



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

**EL VOLCÁN MONOGENÉTICO PARÍCUTIN
¿AÚN SISMICAMENTE ACTIVO?**

TESIS

**PARA EL GRADO DE LICENCIATURA
EN INGENIERÍA GEOFÍSICA**

PRESENTA

FRANCISCO CHACÓN HERNÁNDEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. DENIS LEGRAND



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.

AGRADECIMIENTOS

A dios por darme el ánimo, la fuerza, la fe y la esperanza en mi vida así como el amor para poder llevar a cabo este trabajo.

A mi familia, mi madre, mi padre, mi hermano y mis hermanas que han sido la alegría de mi vida.

A todos mis compañeros de carrera y también a los que no lo son, por que fueron parte de este momento de mi vida.

Institucionalmente a PAPITT por su apoyo brindado durante el tiempo en que se realizó este trabajo.

A mi tutor Dr. Francois Denis Legrand que me brindó su apoyo y tiempo en la realización de este trabajo, así como a mis sinodales el Dr. Jorge Aguirre, el Dr. Arturo Iglesias, el Dr. Hugo Delgado Granados, Dr. Carlos Valdés Gonzales, y la M.C Caridad Cárdenas.

ÍNDICE

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN.....	11
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	12
1.3 OBJETIVOS.....	12
1.4 METODOLOGÍA.....	12

CAPITULO II. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 GEOLOGÍA GENERAL DE LA ZONA.....	13
2.2 VOLCANES POLIGENÉTICOS Y MONOGENÉTICOS.....	17
2.3 ONDAS SÍSMICAS.....	17
2.4 LEY DE GUTENBERG-RICHTER.....	18
2.5 VALOR b DE LA LEY DE GUTENBERG-RICHTER.....	20
2.6 DIFERENCIA ENTRE LA SISMICIDAD TECTÓNICA Y VOLCÁNICA.....	22
2.7 LOCALIZACIÓN DE SISMOS.....	24

CAPÍTULO III. ANÁLISIS Y SISMICIDAD PREVIA DEL VOLCÁN PARÍCUTIN

3.1 ANÁLISIS PREVIOS SOBRE EL VOLCÁN PARÍCUTIN.....	27
3.2 SISMICIDAD PREVIA Y POSTERIOR A LA PRIMERA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN PARÍCUTIN.....	28

CAPITULO IV. ADQUISICION Y TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS A LOS DATOS DE 1997, 1999 Y 2006.

4.1 ADQUISICIÓN DE LOS DATOS SISMICOS DE 1997, 1999 Y 2006.....	30
4.2 TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS A LOS DATOS SISMICOS, LOCALIZADOS ENTRE LOS VOLCANES PARÍCUTIN Y TANCÍTARO.....	32

CAPITULO V. TRABAJOS REALIZADOS A LOS DATOS DE 1997 Y 1999

5.1 LOCALIZACIONES.....	36
-------------------------	----

5.2 NÚMERO DE EVENTOS Y MAGNITUDES	38
5.3 LEY DE GUTENBERG-RICHTER EN LOS ENJAMBRES SÍSMICOS DE 1997 Y 1999	40

CAPITULO VI. DISCUSIÓN

6.1 LOCALIZACIONES.....	43
6.2 LEY DE GUTENBERG-RICHTER Y VALOR b	43
6.3 HIPOCENTROS.....	44
6.4 INTERPRETACIÓN.....	46

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 CONCLUSIONES.....	47
7.2 RECOMENDACIONES.....	49

REFERENCIAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de los volcanes Parícutin y Tancítaro en el FVTM.

Figura 2. Vista aérea del volcán Parícutin.

Figura 3. Ubicación de los volcanes Parícutin y Tancítaro, así como de la falla San Juanico-Buenavista. Los triángulos representan los volcanes monogenéticos dentro del CVMG (Pacheco et al., 1997).

Figura 4. Falla San Juanico-Buenavista. A) se observan alineamiento de aparatos volcánicos, evidencia de la existencia de la falla. B) La falla San Juanico – Buenavista, pasa entre los volcanes Parícutin, Tancítaro y muy cerca del volcán Jorullo (flechas rojas). (tomado de *Google Earth*).

Figura 5. Descripción de la polarización de una onda P.

Figura 6. Descripción de la polarización de una onda S.

Figura 7. Ley de Gutenberg-Richter 'ideal'.

Figura 8. Sección a lo largo del rumbo de actividad sísmica. La imagen izquierda muestra los hipocentros, la imagen derecha el valor b. Las letras significan los centros de volúmenes muestreados, donde valores b altos se observan en las letras Y y W, deduciendo así parte de la cámara magmática (Wyss et al., 1997).

Figura 9. Tipos de sismos volcánicos, A y B representa los sismos volcánicos debido a cambios de esfuerzo estático y cuasiestático, C Representa sismos volcánicos debido a esfuerzos dinámicos, mientras que D representa sismos volcánicos generados sobre una falla. Referencias (biogeo4eso2012.blogspot.com), (biogeo4eso2012.blogspot.com) y (agrariosglabiseu.blogspot.com).

Figura 10. Ejemplo de registro sísmico de velocidad, desplegado con el paquete Seisan donde se observa las localizaciones hechas para tres estaciones que se ubicaron durante la sismicidad ocurrida en junio de 1999. Las estaciones presentan el registro sísmico para la componente normal, transversal y radial.

Figura 11. Localización de los eventos sísmicos de marzo 1997 y la obtención de mecanismos focales asociados. Pacheco et al (1999).

Figura 12. Enjambre sísmico, registrado en junio de 2006, así como su relocalización usando el método de doble diferencia. (Gardine et al., 2011).

Figura 13. Mapa de la derecha, mostrando epicentros de 56 eventos sísmicos con mecanismos focales. Derecha, resultado del tensor de inversión, usando 32 mecanismos focales de sismos antes del 7 de junio y de 24 mecanismos focales de sismos después del 7 de junio. Gardine et al., (2011).

Figura 14. Enjambre sísmico en junio de 2006, mostrando la migración de los hipocentros. Gardine et al., (2011).

Figura 15. Relocalizaciones hechas a los datos del enjambre sísmico de marzo 1997, observándose la ubicación de las estaciones sismológicas, así como la ubicación de la falla San Juanico Buenavista. Dentro de la figura se muestra los hipocentros (latitud y longitud) y el histograma de la profundidad de los eventos sísmicos.

Figura 16. Localización de los sismos del enjambre de junio 1999, observándose las estaciones sismológicas, así como la ubicación de la falla San Juanico Buenavista, parte fundamental en la discusión de este trabajo. Dentro de la figura se muestra los hipocentros (latitud y longitud) y el histograma de la profundidad de los eventos sísmicos.

Figura 17. Distribución de las magnitudes de los eventos sísmicos de 1997.

Figura 18. Gráfica de distribución, mostrando el número de eventos sísmicos respecto a los días correspondientes al mes de marzo de 1997.

Figura 19. Distribución de las magnitudes de los eventos sísmicos de junio de 1999.

Figura 20. Gráfica de distribución mostrando del número de eventos sísmicos respecto a los días correspondientes al mes de marzo de 1999.

Figura 21. Distribución acumulada de las magnitudes de los eventos sísmicos de 1997 y 1999.

Figura 22. Gráfica de la Ley de Gutenberg-Richter del enjambre sísmico de marzo 1997.

Figura 23. Gráfica de la Ley de Gutenberg-Richter del enjambre sísmico de junio 1999.

Figura 24. Gráfica de la Ley de Gutenberg-Richter de los enjambres de marzo 1997 y de junio 1999 con un total de 340 eventos.

Figura 25. El Mapa A muestra una sección en planta (línea roja) que representa a el mapa B, así como la distribución de la sismicidad, mientras que el mapa B es la sección de perfil (longitud) donde se muestra la ubicación de los hipocentros del enjambre sísmico de marzo de 1997.

Figura 26. El Mapa A muestra una sección en planta (línea roja) que representa a el mapa B, así como la distribución de la sismicidad, mientras que el mapa B es la sección de perfil (latitud) donde se muestra la ubicación de los hipocentros del enjambre sísmico de junio de 1999.

Figura 27. Imagen que muestra reservorios no conectados entre sí, pero que guardan un mismo sistema de alimentación (en la zona del magma). De estos reservorios el magma asciende en diferentes periodos (como se muestra en los cuadros 1, 2, 3 indicando como estos se han desarrollado primero para un periodo 1, etc.), y que en su mismo movimiento reactivan sistemas de fallas locales (flechas negras indicando fallamiento), generando así

sismicidad como la que se observó en los diferentes años que se estudiaron (1997, 1999 y 2006) y que guardan muchas posibilidades de generar nuevos volcanes.

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Modelo de velocidad usado en Seisan. Representando las variaciones de velocidades de onda con la profundidad.

Tabla 2. Ubicación de las estaciones sismológicas desplegadas en marzo de 1997.

Tabla 3. Ubicación de las estaciones sismológicas desplegadas en junio de 1999.

RESUMEN

Tres enjambres sísmicos fueron registrados por estaciones temporales cerca de los volcanes Parícutin y Tancítaro en 1997, 1999 y 2006. Este estudio pretende estudiar el origen de estos enjambres. En particular, queremos entender la relación que existe entre estos sismos y las fallas tectónicas cercanas, y el rol de los fluidos (agua termal y/o magma). Queremos también entender porque ocurren frecuentemente en esta zona.

Estudiar el origen de esa sismicidad es importante para saber si estos volcanes aún son sísmicamente activos o no. Para lograr ese objetivo, se usó el modelo de velocidad 1D en Seisan, donde se localizaron los sismos de los enjambres de 1997 y 1999 y se calculó el valor b de la ley de Gutenberg – Richter. Las localizaciones de los sismos se hicieron leyendo los tiempos de llegada de las ondas P y S en los sismogramas, usando el programa Seisan, además se calculó la magnitud de coda. Para analizar el enjambre de 2006 se usaron los resultados de Matt Gardine.

La sismicidad de 1997 y 1999 está localizada entre los volcanes Parícutin y Tancítaro, más cerca del volcán Tancítaro y muy cerca de la falla San Juanico-Buenavista. La presencia de esta falla en medio de los dos volcanes justifica la pregunta sobre el origen (tectónico o volcánico) de estos sismos. La distribución espacial de los sismos no permite distinguir claramente entre los dos, por eso se debe encontrar otro método para discriminar este origen. Ese método es el valor b de la ley de Gutenberg-Richter.

El resultado obtenido del valor b en el catálogo de 1997 fue de 3.7, mientras que para el catálogo de 1999 fue de 1.96, siendo valores muy grandes y poco realistas debido a la poca cantidad de datos.

Tomando el catálogo de Matt Gardine de 2006 compuesto de 700 eventos sísmicos, se tuvo un valor b de 2.4. Este valor resulta ser grande aun (porque??).

Los trabajos realizados por Pacheco et al. (1997) y Gardine et al. (2006) sobre los mecanismos focales de los sismos de estos enjambres, nos permiten considerar que la falla San Juanico-Buenavista cercana al volcán Parícutin se ha activado. Es probable que la re-activación de esa falla se deba al movimiento de magma y/o fluidos dado que los valores de b calculados son muy grandes. Sin embargo, al estar ubicada la sismicidad a varios

kilómetros en uno de los costados del volcán Parícutin y al saber teóricamente que este volcán es monogenético, pone de manifiesto que estos enjambres sísmicos no son debidos a una reactivación del volcán sino a movimientos de magma y/o fluidos en la zona.

Debido a estos análisis, los enjambres sísmicos pueden ser el aviso del nacimiento de otro volcán en la zona, como también podemos creer que se trate de cuerpos intrusivos. La posibilidad de reactivación del volcán Tancítaro no debe ser descartada en un futuro, sin embargo, en este trabajo queda descartado. Esta es una situación que debe ser mejor analizada en los próximos años.

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El volcán monogenético Parícutin apareció en la superficie de la Tierra, en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG), el 20 de Febrero 1943. Está ubicado en las coordenadas $19^{\circ}4'34.8''\text{N}$ y $102^{\circ}15'3.6''\text{W}$. Cuarenta y cinco días antes de su aparición, a partir del 7 de enero, ocurrieron varios eventos sísmicos (Yokoyama y De la Cruz-Reyna, 1990). La existencia de sismos se prolongó hasta 1952 en asociación con algunas erupciones, pero es necesario saber si todavía existe una sismicidad asociada a este volcán.

El volcán Parícutin se encuentra en la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera debajo de la placa continental Norte Americana. Varias fallas tectónicas se encuentran cerca del volcán, en particular la falla San Juanico-Buenavista, que pasa entre los volcanes Parícutin y Tancítaro (Pacheco et al., 1997) y es fundamental entender la relación entre esa falla y la actividad de los dos volcanes.

Distinguir el origen tectónico o volcánico de una actividad sísmica es difícil en las áreas volcánicas. A veces la distribución espacial de los sismos permite distinguir claramente ese origen, pero no es siempre el caso. Por ejemplo, una sismicidad de origen volcánico no siempre está localizada justo debajo del cono volcánico. Esta puede estar localizada a varios kilómetros como en el caso del volcán Pinatubo en Filipinas o Guagua-Pinchincha en Ecuador. Si existen fallas tectónicas cerca de un volcán, no será fácil distinguir el origen de una sismicidad que esté cerca de esa falla. Puede ser de origen volcánico si el magma usa esa falla para llegar a la superficie, puede ser una reactivación tectónica de esa falla sin tener relación con el volcán o puede ser un origen volcano-tectónico donde el magma en su ascenso a la superficie, reactive fallas existentes, generando sismicidad.

Dentro del análisis de la ley de Gutenberg-Richter, el valor b puede ayudar a discriminar el origen de la sismicidad ya que los valores típicos de b para una sismicidad tectónica son entre 0.7 y 1.0 representando un aumento en la proporción de sismos de magnitud grande respecto de los de pequeña magnitud. Cerca de los volcanes estos valores son mucho más grandes que 1 representando un aumento en la proporción de sismos de magnitud pequeña respecto de los de magnitud grande (Benoit y Wiemer, 1995; Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 2001; Wiemer, S. y Wyss, M., 2002).

1.2 Planteamiento del problema

Tres enjambres sísmicos ocurrieron en 1997, 1999 y 2006 cerca de los volcanes Parícutin y Tancítaro. Queremos conocer su origen, es decir si son debidos a una activación de los volcanes Parícutin o Tancítaro, o si son debidos a una actividad tectónica pura o una mezcla de una actividad tectónica y volcánica.

El volcán Parícutin es considerado un volcán monogenético, es decir, que presenta erupciones solo en un periodo de tiempo determinado (1943 a 1952) y puede pensarse que es un volcán apagado actualmente. Sin embargo, es necesario saber si tiene todavía alguna actividad sísmica y la naturaleza de ésta.

1.3 Objetivo

El objetivo de este trabajo es verificar si el volcán monogenético Parícutin aún está sísmicamente activo, usando datos obtenidos en 1997, 1999 y 2006 en las cercanías del volcán.

Los objetivos específicos de este trabajo son:

1. Estudiar la distribución espacial de los enjambres sísmicos en la zona donde se ubica el volcán Parícutin.
2. Obtener la localización y la magnitud de coda (M_{coda}) de los sismos.
3. Calcular el valor b de la ley de Gutenberg-Richter
4. Discutir el origen (tectónico o volcánico) de estos enjambres.

1.4 Metodología

- Se localizaron los sismos de los dos enjambres ocurridos en marzo de 1997 y junio de 1999 usando Seisan.
- Se calculó la magnitud de coda de los sismos con la duración de la señal usando el programa Seisan.
- Se desplegaron los datos en mapas de sismicidad usando GMT.
- Se calculó el valor b de la ley de Gutenberg-Richter de estos datos usando Matlab.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 Geología general de la zona

Los volcanes Parícutin y Tancítaro forman parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) relacionada con la subducción de las placas oceánicas (Rivera y Cocos) debajo de la placa continental (Norteamericana) (Figura 1).



Figura 1. Ubicación de los volcanes Parícutin y Tancítaro en el FVTM. Referencia (www.scielo.org.mx)

Los volcanes Parícutin y Tancítaro se ubican en el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) ubicado dentro del FVTM. El CVMG presenta alrededor de 900 conos cineríticos distribuidos entre estratovolcanes, domos de lava y maeres (Hasenaka y Carmichael, 1985).

El origen de los volcanes Parícutin y Tancítaro se debe a la intersección de las placas Norte América y Cocos, las cuales han generado una debilidad en la corteza, proporcionando un pasaje de grandes volúmenes de magma que llegan a la superficie, (Ownby et al., 2007). De igual manera numerosos respiraderos volcánicos son alineados debido a la convergencia de estas placas en dirección NE-SW (Williams, 1950; Wilcox, 1954; Hasenaca y Carmichael, 1985; Connor, 1987).

El volcán Parícutin (Figura 2) es un volcán monogenético, cuya composición es de tipo basáltico en un primer lapso de tiempo y posteriormente en un segundo lapso de tiempo su composición se vuelve basáltico-andesítico, muy similar a los otros volcanes que se encuentran en la zona. Tuvo un crecimiento muy rápido, alcanzando una altura de 457 m sobre la superficie del terreno en 9 meses, mostrando una situación común para esta clase de volcanes. (Hasenaka y Carmichael, 1985).

El volcán Tancítaro con una altura de más de 2000 m sobre la superficie del terreno, es un estratovolcán con composición andesítica construido por la acumulación de lavas y erupciones piroclásticas (Ownby et al., 2007). Por estudios de datación de K-Ar, el volcán Tancítaro tiene una edad aproximada de 530 \pm 60 ka (530 000 \pm 60 años) (Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992). Está localizado en la esquina suroccidental del CVMG (Williams, 1950; Wilcox, 1954; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987) a 230 km de la trinchera y 120 km sobre el bloque de Cocos subducido (Pardo y Suarez, 1995).

Cercano al volcán Tancítaro se localiza la falla San Juanico Buenavista con tendencia NW-SE, que separa los bloques de Michoacán-Guerrero (Johnson y Harrison, 1990; Pacheco et al., 1999), la cual no está bien expuesta debido al vulcanismo durante el cuaternario (Ownby et al., 2007).

El volcán Tancítaro ha tenido una serie de erupciones, lo que ha generado una historia compleja de crecimientos y colapsos marcados por cambios en la altura original del volcán (Ownby et al., 2007). La actividad más reciente del volcán fue un evento explosivo, el cual ha producido una distintiva ceniza café-amarilla encontrada en la parte superior del domo renaciente. Ha sido datada en 237 \pm 34 ka, lo que indica que el volcán se encuentra en un estado de relativa inactividad. Sin embargo, pudiera llegar a presentar erupciones en el futuro.

Cercano a los volcanes Parícutin y Tancítaro, el volcán Jorullo se ubica a solo 75 km de estos volcanes dentro del mismo CVMG, presentando condiciones muy similares al volcán Parícutin. Las erupciones del volcán Jorullo fueron precedidas por violentos enjambres sísmicos (Orozco y Berra, 1887). El volcán Jorullo presentó erupciones durante 15 años, las cuales finalizaron en 1774 (Yokoyama y de la Cruz Reyna, 1990). Al ser también un volcán muy reciente se podría considerar que los volcanes Jorullo y Parícutin tuvieron un origen muy similar, algo que también fue corroborado por Luhr y Carmichael (1985) y Wilcox (1954) en sus estudios sobre composición química de las lavas. Ya que en el periodo de 1943 a 1947 la composición de las lavas presentaba menor cantidad de SiO₂ (basáltico), a diferencia de los siguientes años con un mayor incremento de SiO₂ (basáltico - andesítico).



Figura 2. Vista del volcán Parícutin. Referencia (xesvalencia.blogspot.com)

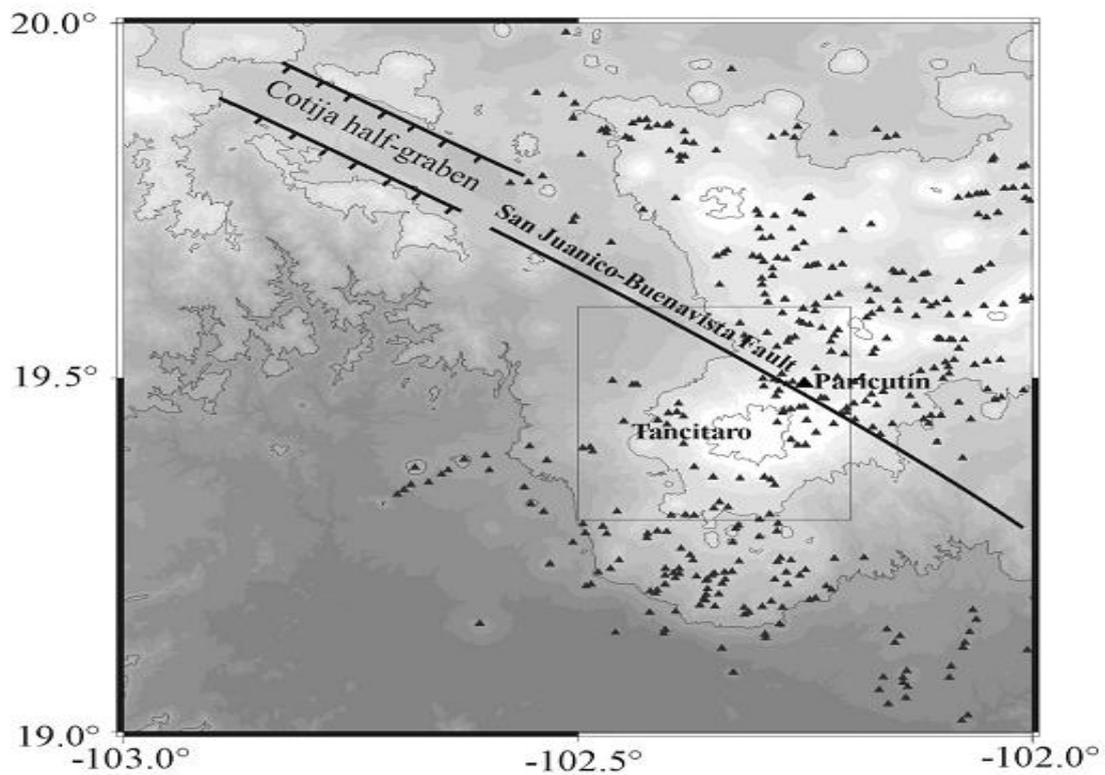


Figura 3. Ubicación de los volcanes Parícutin y Tancitaro, así como de la falla San Juanico-Buenavista. Los triángulos representan los volcanes monogénéticos dentro del CVMG. (Imagen tomada de Pacheco et al., 1997)

El CVMG se encuentra sujeto a grandes deformaciones por el movimiento de dos grandes bloques conocidos como Michoacán y Guerrero que forman parte de la placa

Norteamericana. Estas deformaciones han dado como resultado un alto número de sistemas de fallas activas como es el caso de la falla San Juanico-Buenavista (Valdez y Gutiérrez, 2000). En la Figura 3 se observa esta falla oblicua con dirección noroeste a sureste (Pacheco et al., 1997). Los sismos del enjambre de 1997 (Pacheco et al., 1999) están localizados sobre la falla San Juanico Buenavista y tienen una profundidad entre 10 y 18 km,

Los alineamientos de aparatos volcánicos suelen aparecer en la superficie como evidencia de fallas en la zona (Figura 4A). De igual forma, las fallas suelen visualizarse sobre el terreno, como se ve en la Figura 4 (B)

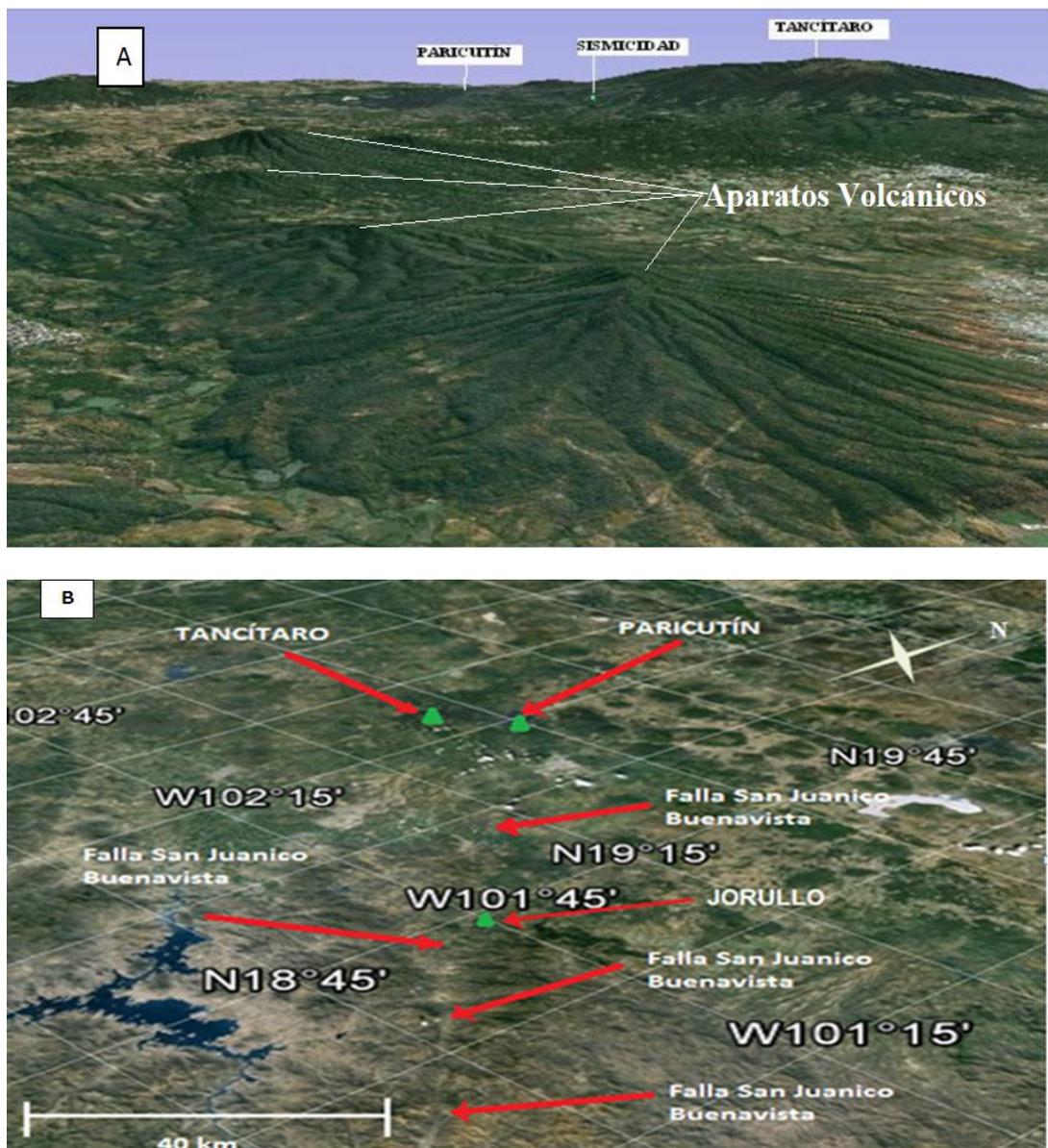


Figura 4. Falla San Juanico-Buenavista. A) se observan alineamiento de aparatos volcánicos, evidencia de la existencia de la falla. B) La falla San Juanico – Buenavista, pasa entre los volcanes Parícutin, Tancítaro y muy cerca del volcán Jorullo (flechas rojas). (Imagen tomada de *Google Earth*).

2.2 Volcanes Poligenéticos y Monogenéticos

Los volcanes son estructuras geológicas por donde emerge el magma, en forma de lavas, ceniza volcánica y gases. Se pueden clasificar en volcanes poligenéticos y volcanes monogenéticos. Los volcanes poligenéticos presentan una cámara magmática activa, es decir alimentada varias veces, produciendo varias erupciones magmáticas. Pueden estar activos o extintos. En la mayoría de los casos, los volcanes activos entran ocasionalmente en actividad y permanecen en reposo la mayor parte del tiempo, mientras que unos pocos están en erupción continua. El período de actividad eruptiva puede durar desde horas hasta varios años. Los volcanes extintos son aquellos cuya probabilidad de presentar una nueva erupción es prácticamente cero. Algunos ejemplos de volcanes poligenéticos son: Popocatepetl, Fuego de Colima, Tancítaro, El Chichón, Pico de Orizaba, Tacaná, etc. (Yokoyama y de la Cruz Reyna, 1990).

A diferencia de los volcanes poligenéticos, los volcanes monogenéticos suelen presentar actividad eruptiva en un periodo de tiempo relativamente corto y no vuelven a presentar una actividad eruptiva posterior, debido a que la cantidad de magma es pequeña, por lo que su duración es de pocos años (generalmente menos de 10 años). Teóricamente no presentan una cámara magmática debido a la solidificación del magma en las zonas internas de la corteza por donde este emergió. Algunos ejemplos de volcanes monogenéticos son: Paricutín, Jorullo, Xitle, Calvario, La Lanza (Chiapas), etc. (Yokoyama y de la Cruz Reyna, 1990).

2.3 Ondas Sísmicas

Un sismo es una ruptura sobre una falla o un movimiento de dos bloques en la corteza terrestre, uno con respecto del otro. Este movimiento origina ondas elásticas, que se propagan en todas las direcciones a partir de cada punto del plano de ruptura. El punto de inicio de la ruptura es denominado hipocentro o foco. El epicentro es el punto situado en la vertical del hipocentro, sobre la superficie terrestre. Las ondas emitidas son grabadas en un sismómetro y se clasifican en ondas de cuerpo (P y S) y ondas de superficie (Rayleigh y Love).

Las ondas P o Primarias son ondas longitudinales, es decir que, al paso de la onda, las partículas del medio por el cual se propaga se mueven en la misma dirección que la dirección de propagación de la onda (Figura 5). El primer movimiento puede ser de compresión (movimiento de la fuente hacia el sismómetro) o de dilatación (movimiento del sismómetro a la fuente). Su velocidad es del orden de 6 km/s en la corteza.

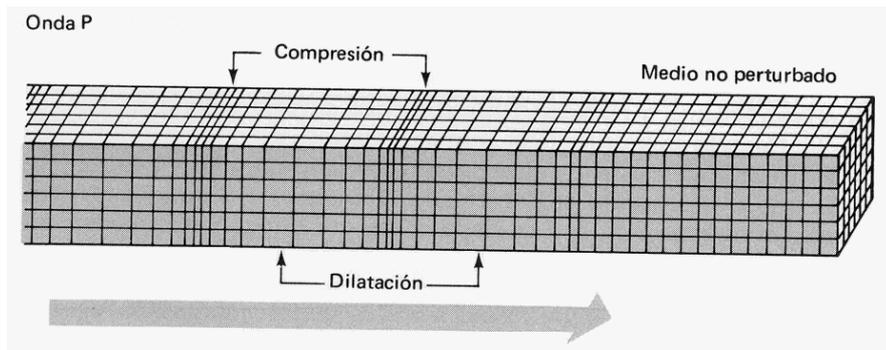


Figura 5. Descripción de la propagación de una onda P. Referencia (<http://www.cedex.es/lg/geofis/sisref.htm>)

Las ondas S o Secundarias (Figura 6) son ondas transversales, es decir que, al paso de la onda, las partículas del medio por el que se propaga la onda se mueven en una dirección perpendicular a la dirección de propagación. Su velocidad de propagación es más lenta que la velocidad de la onda P, en promedio de 3.5 – 4.5 km/s en la corteza.

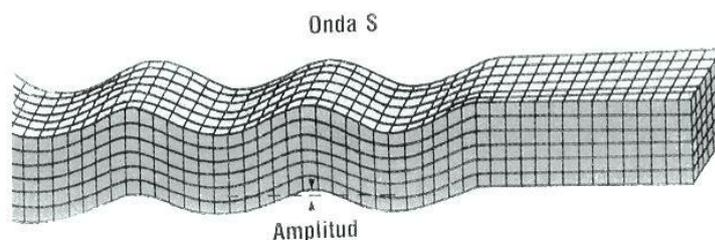


Figura 6. Descripción de la propagación de una onda S.

Referencia (<http://www.fisicaweb.info/dterremoto/tema5.html>)

Las ondas Rayleigh son ondas sísmicas superficiales con movimiento del suelo solo en el plano vertical conteniendo la dirección de propagación de la onda. Las ondas Love presentan movimiento solo horizontal de cizalla normal a la dirección de propagación. Las ondas superficiales no son utilizadas para nuestras localizaciones.

2.4 Ley de Gutenberg-Richter

Una de las leyes estadísticas utilizadas en sismología fue desarrollada por Gutenberg y Richter en 1944. Representa la frecuencia de ocurrencia de sismos de distintas magnitudes en una zona dada.

Gutenberg y Richter, analizando algunos catálogos sísmicos, se dieron cuenta que existía una relación lineal entre la magnitud y el logaritmo de la frecuencia con que ocurren los sismos. Esa ley se expresa de la siguiente forma:

$$\log N = a - bM$$

donde:

N es el número acumulado de sismos de magnitud superior a M , el valor a es la medida del nivel de sismicidad regional o productividad sísmica. El valor a representa el número de sismos de magnitud superior a 0, que depende del periodo estudiado, de la extensión de la zona y del nivel de actividad sísmica.

El valor b es la pendiente de la recta de la ecuación e indica el número de sismos de magnitud más pequeña respecto al número de sismos de magnitud más grande.

Para poder determinar el valor b , se debe generar una gráfica semi-logarítmica que represente el número de eventos (ordenadas), contra las magnitudes (abscisas). Posteriormente se obtiene la pendiente de la recta que mejor ajusta entre el logaritmo del número acumulado de eventos en una región y la magnitud (relación de Gutenberg-Richter) como se observa en la figura 7.

Como la ley de Gutenberg-Richter es semi-logarítmica, se debe calcular la pendiente de la recta usando un método que tome en cuenta el logaritmo. Como el número de sismos pequeños es mucho más grande que el número de sismos más grandes, se debe poner un 'peso' más importante para los sismos pequeños. Para tomar en cuenta ese fenómeno, se calcula el valor b de la ley de Gutenberg-Richter por el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965).

Esta ley está satisfecha a partir de una magnitud de completitud M_c . Para valores más pequeños que M_c , el catalogo está incompleto por la falta de registros de sismos pequeños como se muestra en los óvalos rojos de las figuras 19, 20 y 21. Es decir, por debajo de M_c parte de los eventos se pierden porque son demasiado pequeños para ser grabados por las estaciones de acuerdo a la cobertura de la red. Una buena estimación de M_c es esencial para determinar parámetros de sismicidad y riesgo como es el caso del valor b , ya que una mínima variación puede cambiar el valor de b considerablemente.

La ley de Gutenberg-Richter obedece una ley de potencias. Por ejemplo, un valor de $b=1$ nos indica un incremento aproximado de 10 en el número de sismos conforme son menores las magnitudes. Esto significa que por cada evento de magnitud 4.0 habrá 10 de magnitud 3.0, 100 sismos de magnitud 2, etc. Cuando el valor b es más alto, indica una proporción mayor de sismos pequeños a los grandes. Si pudiéramos registrar todos los eventos pequeños, tendríamos una ley 'perfecta' como se representa en la Figura 7.

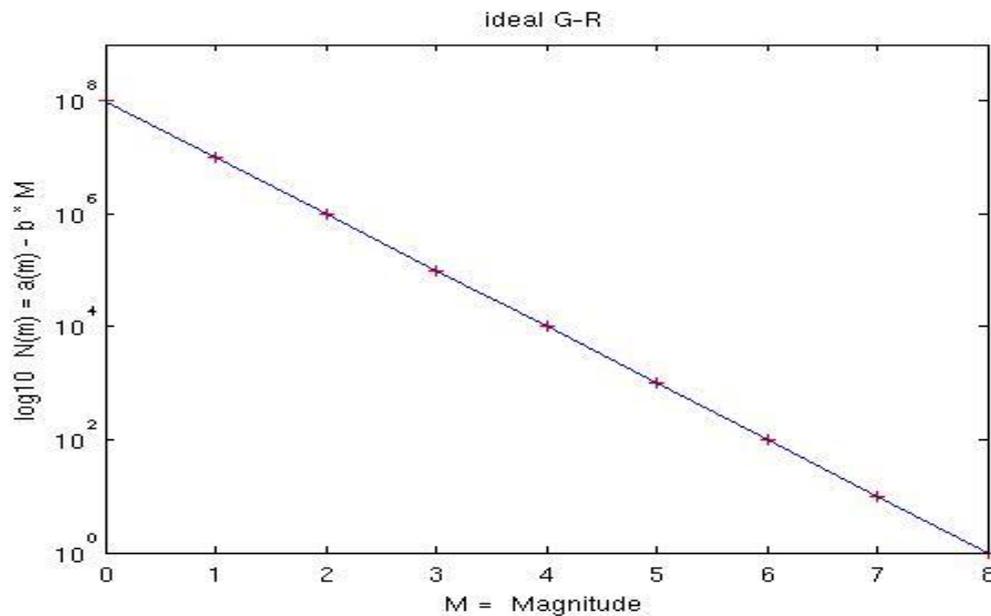


Figura 7. Ley de Gutenberg-Richter 'ideal'.

El valor b es cerca de 1.0 para sismos tectónicos lejanos de volcanes. De esta manera cuando la pendiente de la recta, b , aumenta, disminuye la proporción de sismos grandes frente a pequeños, mientras que si b disminuye, aumenta la proporción de sismos grandes frente a pequeños.

De esta manera un valor b pequeño (< 1) significa que existen menos sismos de magnitudes pequeñas que grandes, mientras que un valor b grande (> 1) representa más sismos de magnitudes pequeñas que grandes.

2.5 Valor b de la ley de Gutenberg-Richter

Como se menciona en el capítulo anterior, el valor b es la pendiente de la recta que mejor ajusta entre el logaritmo del número acumulado de eventos en una región y la magnitud. El valor b permite determinar la proporción de sismos grandes frente a pequeños, en la medida que el valor b disminuya o aumente, interpretando con ello su origen.

Valores diferentes de b pueden ser atribuidos a diversas causas. De esta manera valores grandes de b se observan en las siguientes situaciones:

- En un medio con muchas grietas o materiales heterogéneos (Mogi et al., 1962).
- Un decrecimiento del esfuerzo normal efectivo debido a un incremento de la presión de poro. Ese incremento de la presión puede ser debido a la presencia de magma y/o agua termal bajo un volcán lo que hace disminuir el esfuerzo normal sobre estas fallas, aumentando el número de pequeños sismos y aumentando con ello el valor b .
- Altas temperaturas (Warren y Latham, 1970; Wyss et al., 2001).

Valores altos de b se han observados cerca de volcanes (Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 2001). Un ejemplo se presentó en las cercanías del volcán Ito (Japón), donde más de 10000 eventos permitieron calcular la distribución espacial del valor b , y M_c (Figura 8) Se observaron altos valores de b a una profundidad de 7 km en un radio de 2 km en la parte sureste del cráter, contrastando con un valor bajo en la parte norte a profundidades pequeñas. Se dedujo así que la cámara magmática está localizada debajo de 7 km de profundidad en la zona sureste (Wyss, Shymazaki y Wiemer, 1997).

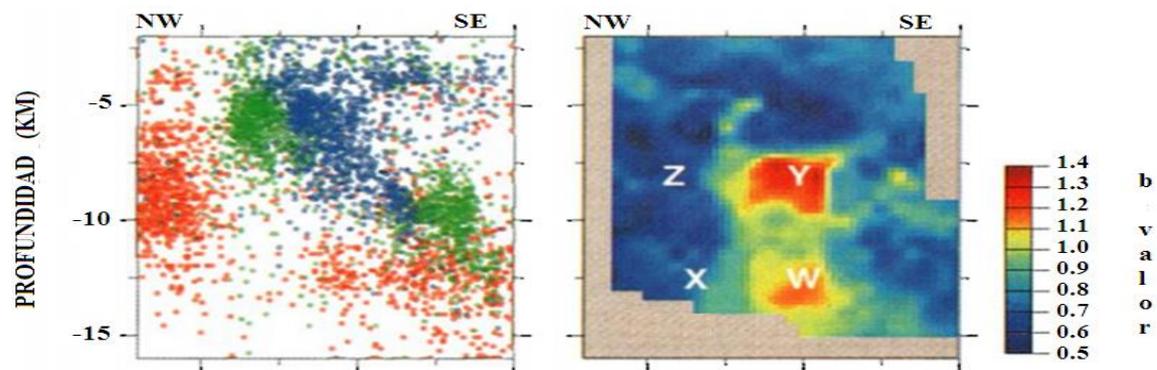


Figura 8. Sección a lo largo del rumbo de actividad sísmica debajo del volcán Ito (Japón). La imagen izquierda muestra los hipocentros, la imagen derecha el valor b . Las letras significan los centros de volúmenes muestreados, donde valores b altos se observan en las letras Y y W, deduciendo así parte de la cámara magmática (Tomado de Wyss et al., 1997).

Valores de b bajos, pueden estar relacionados con las siguientes circunstancias:

- Zonas con altos esfuerzos, donde pueden ocurrir terremotos grandes (Katsumata, et al., 2006).
- Cerca de fallas tectónicamente activas, identificándose asperezas sobre estas, permitiendo localizar futuros terremotos debido a que el esfuerzo es grande (Scholz et al., 1968; Wyss et al., 1973; Urbancic et al., 1992; Wiemer y Wyss et al., 1997).

Un ejemplo es el caso de la falla de San Andrés y Calaveras cerca de Parkfield (USA), donde el valor b decrece con la profundidad (Wyss et al., 2001). El valor b actúa como un medidor de esfuerzos: mientras más pequeño es el valor b , más grande es el esfuerzo (Schorlemmer et al., 2004; 2005). En la falla de San Andrés, la sismicidad presenta un alto valor b (> 1.3) correspondiendo a un deslizamiento de segmento mientras que bajos valores de b (< 0.6) están relacionados a asperezas donde el esfuerzo es grande (Amelung y King, 1997; Wiemer y Wyss, 1997; Wyss et al., 1999).

La sismicidad generada sobre una falla normal tiene un valor b alto mientras que una falla inversa presenta valores pequeños de b (Schorlemmer et al., 2004; 2005). Eso se debe a que los esfuerzos sobre las fallas inversas son mayores que sobre fallas normales. En un contexto de corrimientos de fallas de rumbo, los valores de b son intermedios.

Así, altos valores de b permiten localizar reservorios de magma donde hay una concentración de esfuerzos menores mientras que valores bajos permiten identificar lugares de terremotos grandes donde hay una concentración de esfuerzos mayores.

2.6 Diferencias entre la sismicidad tectónica y volcánica

Los sismos tectónicos y volcánicos tienen una distribución en espacio y en magnitud diferente. Los sismos tectónicos frecuentemente ocurren a lo largo de márgenes continentales sobre fallas activas (*e.g.* Pacheco et al., 1999a). Los sismos volcánicos (llamados volcano-tectónicos) ocurren debajo o cerca de volcanes, a veces asociados a movimientos de magma en su camino hacia la superficie, o por rompimientos en la corteza similares a sismos tectónicos pequeños. Por ejemplo, una sismicidad volcánica puede aparecer debido a la inyección de magma en forma de dique (*e.g.* Hill et al., 1992; Toda et al., 2002).

Generalmente un terremoto de origen tectónico de magnitud alta es seguido por réplicas de magnitudes menores, en un área que en general corresponde al plano de falla. Generalmente, esta sismicidad termina después de varios meses. Los sismos volcánicos muchas veces se presentan como enjambres, sin una magnitud principal (Mogi, 1962). Estos enjambres pueden ser muy cortos (varios días) o muy largos (varios meses y hasta varios años).

Los sismos volcánicos pueden ser generados de tres modos diferentes (Figura 9), como son:

A) Cambios de esfuerzo estático, debidos a cambios de presión en cuerpos de magma que pueden activar erupciones volcánicas en distancias intermedias (cientos de kilómetros), y retrasarse por meses y años, (como el caso de Tonga en el mes de marzo de 2009). (Hill, D. P., Pollitz, F. y Newhall, C., 2002),

B) Cambios de esfuerzo cuasi estático, asociado con relajación viscosa lenta de la corteza inferior y manto superior. Después de un sismo, los esfuerzos de cizalla que fueron inducidos, se relajan gradualmente. La deformación cuasi estática continúa con la deformación hasta que los sistemas viscoelásticos llegan a un nuevo estado de equilibrio. Se ha evidenciado la correlación de erupciones que siguieron a sismos en periodos de entre 0 – 5 años y 30 – 35 años en distancias arriba de los 1000 km, atribuido a la difusión del esfuerzo (Hill, D. P., Pollitz, F. y Newhall, C., 2002). Ejemplo de ello es el caso del terremoto de 9.5 en las costas de Chile en 1960 que reactivó el volcán Caulle (Hill, D. P., Pollitz, F. y Newhall, C., 2002), (Yokoyama y de la Cruz Reyna, 1990).

C) Esfuerzos dinámicos inducidos por ondas sísmicas de un gran sismo, ocasiona que los fluidos y/o magma migren por diferencia de presión, generando así burbujas con componentes volátiles. La eficiencia de este proceso depende del tamaño de la burbuja, la concentración y difusión del gas disuelto en el líquido adyacente a la burbuja así como la frecuencia de las ondas. De esta manera el incremento de la presión puede ser suficiente

para activar sismos locales en zonas reducidas (como fue en el caso de un sismo ocurrido el 16 de octubre de 1999 en mina Hector California, donde posteriormente se generó sismicidad en la Caldera Long Valley)(Hill, D. P., Pollitz, F. y Newhall, C., 2002).

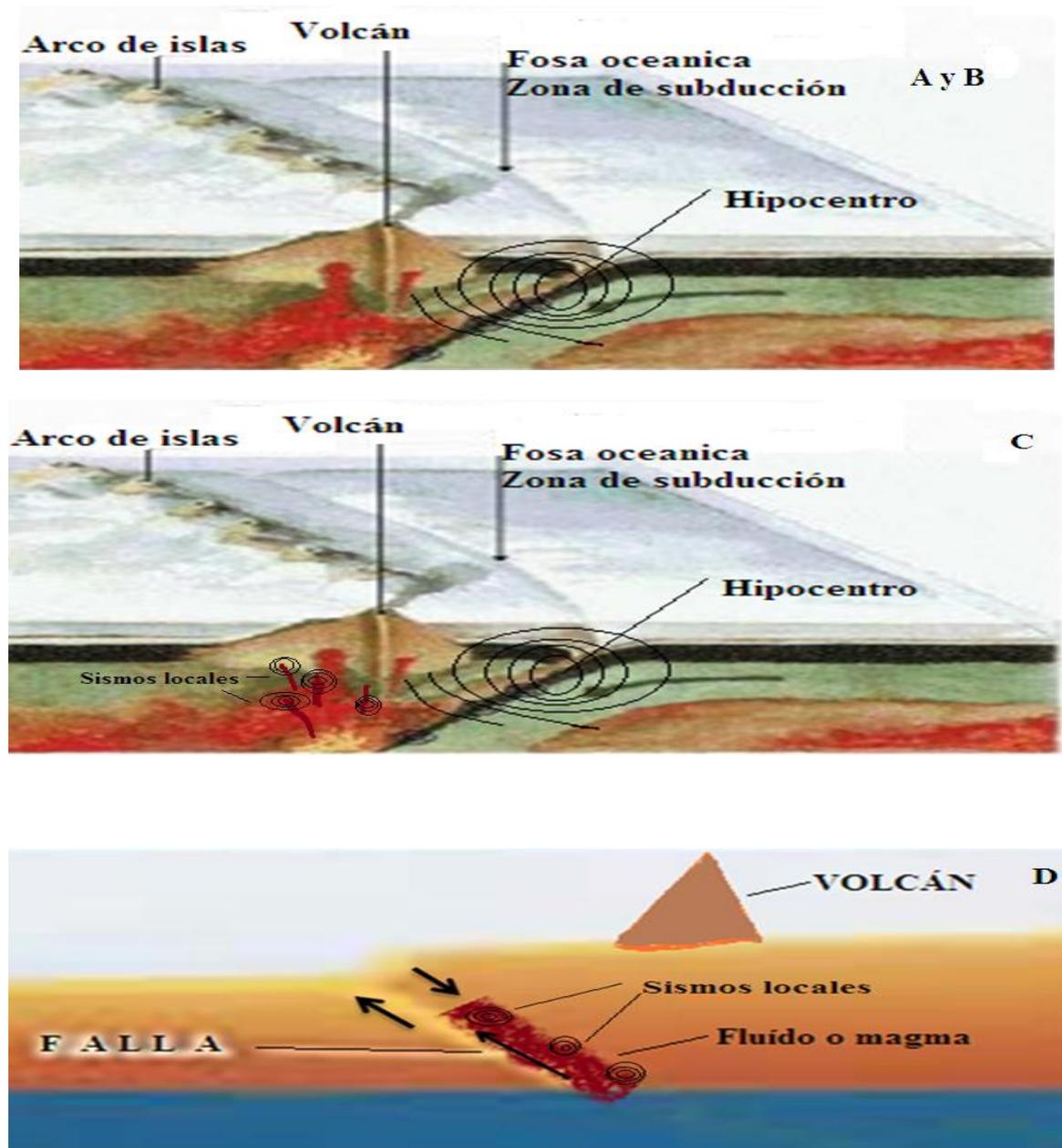


Figura 9. Tipos de sismos volcánicos. A y B representa los sismos - volcánicos debido a cambios de esfuerzo estático y cuasiestático. C Representa sismos – volcánicos debido a esfuerzos dinámicos, mientras que D representa sismos volcánicos generados sobre una falla. Referencias (biogeo4eso2012.blogspot.com), (biogeo4eso2012.blogspot.com) y (agrariosglabiseu.blogspot.com).

Este trabajo se enfoca en los llamados sismos volcano-tectónicos (Figura 9D), es decir que corresponden a movimiento sobre una falla cerca de un volcán. Estos sismos pueden ser asociados a la presencia de fluidos (agua y/o magma). Estos fluidos ayudarán a disminuir el número de sismos de magnitud grande respecto al número de sismos de

magnitud pequeña, aumentando así el valor b de la ley de Gutenberg-Richter. Entonces, el simple estudio del valor b permite discriminar el origen de la sismicidad. Si $b < 1$, el origen es tectónico (Frolich y David, 1993), si $b > 1$ el origen es volcánico o debido a la presencia de fluidos hidrotermales (McNutt, 1986; Wyss et al., 1997).

2.7 Localización de sismos

La localización se realizó usando el programa de localización de Seisan. El programa Seisan está escrito en Fortran, con un poco de programación en C y casi todos los códigos fuente pueden ser modificados. Los programas han sido compilados y unidos con sistemas compiladores en Linux y MacOSX.

Seisan funciona basado en dos modos básicos de operación. El primero es el trabajo interactivo con la base de datos, dibujando, seleccionando fases, localizando, borrando, editando o abriendo eventos. Este modo está involucrado con el comando EEV, el cual usa varios programas controlados en un programa driver. El segundo es más un tradicional análisis de datos, donde programas sencillos son hechos, para trabajar en forma completa o en parte de la base de datos.

Los datos son organizados en una base de datos (REA y WAV) usando un sistema de archivos. Las unidades más básicas son los archivos que contienen lecturas originales de fases (tiempos de arribo, amplitud, periodo, azimuth y velocidad aparente) para un evento. Los archivos son la llave de toda la información sobre el evento en la base de datos. Los subdirectorios consisten de un gran número como son: WOR, DAT, CAL, WAV, HYP, etc, donde se almacena todo el trabajo e información de los datos bajo el principal directorio llamado "Seismo".

La Figura 10 muestra un ejemplo de sismos graficados con el paquete Seisan. En él aparecen las formas de ondas para las tres componentes de cada estación, donde de los tiempos de arribos de las ondas (P y S) fueron leídos, así como la duración total de la señal (coda) para el cálculo de la magnitud. En la Tabla 1 se muestra el modelo de velocidad 1D usado para las localizaciones.

Tabla 1. Modelo de velocidad usado en Seisan. Representando las variaciones de velocidades de onda con la profundidad. La relación $V_p/V_s = 1.73$.

PROFUNDIDAD	VELOCIDAD V_p
0 km	2.5 km/s
1.5 km	5 km/s
1.5 km	5.5 km/s
3 km	5.7 km/s
7 km	6.3 km/s
24 km	7.4 km/s

Para localizar un sismo, se empiezan a leer los tiempos de llegada de las ondas P en la componente vertical (Figura 10) porque llegan con una incidencia casi vertical, y como las ondas P están polarizadas longitudinalmente, se van a ver mejor en esa componente. Además se marca la polaridad ya sea compresión o dilatación. Las ondas S se van a ver mejor en las componentes horizontales porque son polarizadas en una dirección perpendicular a la dirección de propagación.

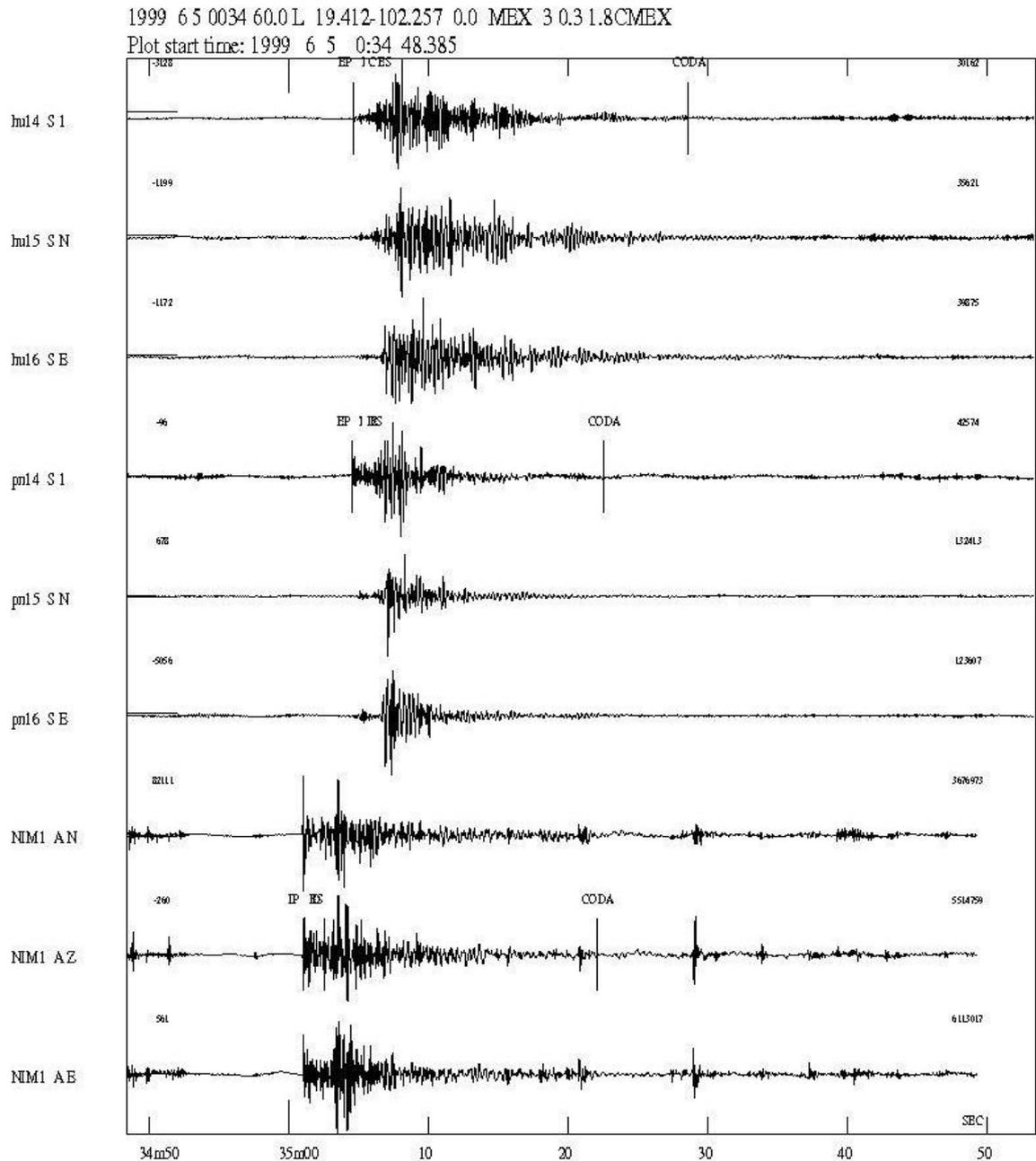


Figura 10. Ejemplo de registro sísmico de velocidad, desplegado con el paquete Seisan donde se observa las lecturas de fases hechas para tres estaciones que se ubicaron en las cercanías a los volcanes Parícutin y Tancítaro durante las sismicidad ocurrida en junio de 1999. Cada estación presenta el registro sísmico para las 3 componentes Norte, Este y Vertical.

Posteriormente, el programa permite obtener las características importantes en la localización del sismo como son: longitud, latitud, profundidad, error de localización así como su magnitud.

Las particularidades de los sismos, observadas a través de las magnitudes, varían de lugar en lugar. En base a ello nosotros podemos determinar la medida de la magnitud que mejor evalúa un sismo.

Las magnitudes que se obtuvieron de los eventos sísmicos de 1997 y 1999 fueron calculadas usando la magnitud de coda (M_{coda}), en Seisan, es decir la duración total de la señal. Sin embargo uno de los problemas que incide en los cálculos de magnitud de coda es determinar, en el sismograma, donde finaliza la señal sísmica, es decir, diferenciar entre la coda y el ruido. La longitud de la coda se toma generalmente hasta donde la señal se confunde con el nivel de ruido, aunque se pueden conseguir lecturas realizadas hasta el doble del nivel de ruido, no obstante, esto ha sido poco documentado, en el presente estudio utilizamos el nivel promedio de ruido.

Esta magnitud es logarítmica con respecto a la duración de la señal en cada estación y resulta ser una escala muy estable, pues los valores obtenidos en las diferentes estaciones es un resultado de un promedio de factores como: el azimut entre fuente y receptor, distancia y geología del lugar. Estos efectos causan una gran dispersión en los valores de las magnitudes calculadas en todas las estaciones. Pero la magnitud final (que es el promedio de las magnitudes de cada estación) toma en cuenta todas estas diferencias en el proceso mismo del promedio de las magnitudes calculadas en cada estación.

Para obtener la relación de magnitud de coda para cierta región de estudio, usamos la ecuación empírica propuesta por (Lee et al 1972):

$$M_{coda} = a1 * \log(Z) + a2 * \Delta + a3 * h + a4$$

Dónde:

Z es la coda o duración de la señal sísmica en segundos, Δ es la distancia epicentral, h es la profundidad y a1, a2, a3, a4 son los coeficientes.

ANÁLISIS Y SISMICIDAD PREVIA DEL VOLCÁN PARÍCUTIN

3.1 Análisis previos sobre el volcán Parícutin

La siguiente información es una recopilación de los análisis hechos por algunos investigadores en años pasados, ellos mencionan lo siguiente:

Trask et al. (1945) observaron que durante las primeras explosiones del volcán Parícutin salían bombas de granito, eso significó que las explosiones durante ese periodo ocurrieron a una profundidad del basamento granítico el cual es estimado a una profundidad de aproximadamente 3 km.

Krauskopf et al. (1948) analizaron la viscosidad de las lavas del volcán Parícutin, obtenidas del flujo durante el invierno de 1945. La viscosidad obtenida es de 10^5 a 10^6 poises a una temperatura de 1050°C a 1070°C .

Foshag y Gonzales-Reyna (1956) observaron dos fases eruptivas del volcán Parícutin. La fase eruptiva inicial empezó con una fisura orientada en las direcciones EW, mientras que las fases tardías de las erupciones han ocurrido en un alineamiento de dirección NE. Esto es atribuido a la gran cantidad de fracturas en la zona, muchas de ellas creadas en la fase tardía del volcán Parícutin.

Weertman et al. (1971) presentan un modelo de ascenso del magma. Esto explica que una grieta rellena de magma afectará la parte inferior de la superficie de la corteza, y estas grietas se incrementaran en longitud y volumen en forma vertical. Esta teoría supone grietas en dos dimensiones, considerando que el líquido que llena las grietas es incompresible, además de considerar a la densidad y las constantes elásticas no invariantes con la profundidad.

Weertman et al. (1971) asumen que inmediatamente antes de la explosión del volcán Parícutin una grieta de aproximadamente 20 km en longitud vertical se extendió de 23 a 3 km de profundidad, que es la profundidad de donde inicia la primera explosión. El tiempo para que el magma ascendiera la grieta fue estimado en 56 horas.

Wadge et al. (1981) señalan que el volcán Parícutin pudo tener un reservorio profundo de gran volumen, considerando el decrecimiento exponencial de la descarga del magma, con un decaimiento constante en tres años.

Luhr y Carmichael et al. (1985) analizan la composición química de las lavas del volcán Jorullo (75 km del volcán Parícutin) y las del volcán Parícutin. Piensan que ambos volcanes puedan tener una misma fuente de magma en el manto y un sistema similar de alimentación ya que las lavas en un primer periodo de tiempo son basálticas y posteriormente en un segundo periodo más ácido.

Según Luhr y Carmichael (1985), la profundidad de procedencia del magma es de entre 35 y 40 km aproximadamente, muy cercano a la discontinuidad de Mohorovic. El magma asciende del manto y forma reservas debajo de cada volcán monogenético. Tales reservorios no están necesariamente conectados y pueden desarrollarse independientemente uno del otro, pero sus orígenes son comunes y sus composiciones químicas son similares.

Luhr y Carmichael (1985) postulan la profundidad del reservorio debajo del volcán Parícutin antes de la primera explosión, estimada gracias al análisis de los hipocentros de los sismos precursores, ubicándola en la parte más profunda de la corteza terrestre.

De acuerdo con Hasenaka y Carmichael (1985), el alineamiento estructural de los conos cineríticos formados en la región donde se ubica el volcán Parícutin dentro de los últimos 40,000 años, sugiere una persistente tensión superficial en la dirección sureste.

Hasenaka y Carmichael (1985) así como Wage y Cross (1988) mencionan que si la anisotropía fue causada por un alineamiento de grietas, entonces las fracturas en esta área están alineadas en la dirección NE, en concordancia con las orientaciones medidas de los alineamientos volcánicos.

Luhr y Carmichael (1985) y McBirney et al. (1987) señalan que varios reservorios se pueden formar en diferentes profundidades, dependiendo de cómo el magma sube a la superficie y de la distribución espacial de las grietas en la corteza. Estos reservorios se pueden reactivar en cualquier momento, como fue el caso del Parícutin.

Varias fallas activas existen cerca del volcán Parícutin. La más activa es la falla San Juanico – Buenavista de dirección NW-SE (Figura 3)(Pacheco et al. ,1997).

3.2 Sismicidad previa y posterior a la primera erupción del volcán Parícutin

En 1933 se sintieron pequeños temblores cerca de la localidad del futuro volcán Parícutin (Foshag y González, 1956). Los eventos sísmicos precursores a la erupción generados por el volcán monogenético Parícutin empezaron el 7 de enero de 1943, 45 días antes de la explosión del volcán, teniéndose magnitudes de ondas superficiales $M_s < 3$. Éstos tenían características de ser sismos tectónicos. Algunos sismos con $M_s > 4.5$ se localizaron en la costa del Pacífico 4 días antes de que el volcán Parícutin entrara en erupción. Posteriormente dos días después de que el volcán Parícutin entrara en erupción, en las coordenadas 17.6°N y 101.2°W se registró un terremoto $M_s = 7.7$ (a 220 km del volcán Parícutin) a una profundidad de 16 km. Esto hace creer en la posibilidad de que estos sismos (previos y posteriores a la primera erupción), influyeran en la primera erupción y en las erupciones que siguieron a esta. Un ejemplo de este tipo fue el terremoto en Chile (1960), de magnitud 8.5 donde 48 horas después, el volcán Puyehue a 300 km del epicentro, hizo erupción (Robles-Ramos, 1943). Esta relación de causa – efecto se debe a la emisión de ondas que alteran la zona gas – líquido de la cámara magmática (volcanes poligenéticos) o el flujo de magma ascendente en volcanes monogenéticos, debido a

cambios de presión, ocasionando que el magma tienda a subir lo que provoca la erupción (figura 8A).

Posteriormente ocurrieron 21 eventos con magnitudes de ondas superficiales (M_s) entre 3.2 y 4.5, entre el 7 de enero y el 20 de febrero de 1943, localizados en la zona del futuro volcán Parícutin. La actividad sísmica fue alta en marzo de 1943, alcanzándose un sismo de magnitud 4.0. Sin embargo, la sismicidad fue irregular hasta 1952, y se considera que terminó en 1953, teniendo registrados un total de 170 eventos (Yokohama y De la Cruz-Reyna, 1990; Pacheco et al., 1997).

La sismicidad registrada fue escasa debido a que solo se contaba con cuatro estaciones sismológicas lejanas: la de Tacubaya en la Ciudad de México a 320 km del volcán, Guadalajara, Puebla y Oaxaca (Yokoyama y De la Cruz-Reyna, 1990). Yokoyama et al. (1988) estiman que la energía sísmica acumulada mínima para tener una erupción en volcanes andesíticos o dacíticos (poligenéticos) es de 10^{17-18} ergs, después de un periodo de quietud de más de 10 años. Bajo esta estimación, el volcán Parícutin debió acumular una mayor energía que esta clase de volcanes.

CAPÍTULO IV

ADQUISICIÓN Y TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS A LOS DATOS DE 1997, 1999 Y 2006

4.1 Adquisición de los datos sísmicos de 1997, 1999 y 2006

Datos de 1997

El enjambre de sismos tuvo lugar entre los volcanes Parícutin y Tancítaro. La actividad llego a un máximo en febrero 21 de 1997, cuando el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó cinco sismos con magnitudes entre 3.9 y 4.1. La secuencia continuó hasta marzo 18, después del cual las magnitudes de los sismos se hicieron más pequeños y no pudieron ser localizados por el SSN.

La datos fueron obtenidos usando cuatro estaciones temporales portátiles de banda ancha instaladas por el Instituto de Geofísica de la UNAM a cargo del Dr. Javier Pacheco y el Dr. Carlos Valdez, en el epicentro del área el primero de marzo 1997. La red no opero algunos días y fue movida el 18 de marzo. La estación PERI fue movida a PASO y SNIC se sumó al arreglo.

Los sismómetros consistieron de digitizadores RefTek 24 bits conectados a sensores de banda ancha triaxial Guralp CMG-40 T. El sensor tiene una repuesta plana hasta los 40 segundos. El digitalizador grabo a 100 Hz.

De este enjambre fueron localizados 230 sismos con altas relaciones señal-ruido. Los sismos fueron localizados con el programa Hypocenter de Lienert y Havskov (1995), usando lecturas de ondas P y S. (Pacheco et al., 1999).

Las coordenadas de las estaciones que se usaron para la obtención de los datos sísmicos se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Ubicación de las estaciones sismológicas desplegadas en marzo de 1997, vistas en la Figura 15.

NOMBRE ESTACIÓN	LONGITUD	LATITUD	ALTURA
Angahuan (ANGA)	102 14.136 W	19 32.478 N	2617 m
Periban (PERI)	102 25.447 W	19 30.603 N	1702 m
Colada (DERA)	102 14.444 W	19 28.722 N	2492 m
Tapiada (TAPI)	102 23.719 W	19 23.467 N	2247 m
Paso de Nieve (PASO)	102 20.903 W	19 28.788 N	2279 m
San Nicolás (SNIC)	102 14.273 W	19 25.403 N	2321 m

Datos de 1999.

El enjambre de sismos de 1999, al igual que el de 1997, tuvo lugar entre los volcanes Parícutin y Tancítaro. Los datos fueron obtenidos de igual manera que los datos de 1997,

por las cuatro estaciones temporales portátiles de banda ancha a cargo del Dr. Javier Pacheco y el Dr. Carlos Valdez del Instituto de Geofísica de la UNAM.

En este enjambre fueron localizados 124 sismos con altas relaciones señal-ruido, comenzando su registro desde el 4 de junio hasta el 7 del mismo mes. Los sismos fueron localizados con el programa Hypocenter de Lienert y Havskov (1995).

Las coordenadas de las estaciones que se usaron para la obtención de los datos sísmicos se muestran en la tabla 3.

Tabla 3. Ubicación de las estaciones sismológicas desplegadas en junio de 1999 y vistas en la Figura 16.

NOMBRE ESTACIÓN	LONGITUD	LATITUD	ALTURA
JAMI	10222.31W	1923.66N	2350 m
NIM1	10214.39W	1925.36N	2771 m
SAMI	10218.83W	1932.24N	2170 m
HUMI	10215.88W	1932.17W	2277 m
PAMI	10215.44W	1927.54W	2727 m
PNMI	10220.94W	1928.83W	2211 m

El ruido de las estaciones de la tabla 2 es bueno durante la adquisición de los datos, mientras que las estaciones que se muestran en la tabla 3, SAMI y JAMI presentaron alto ruido generado en la zona; ello evitó poder obtener buenas lecturas de las ondas P y S para localizar los sismos.

Datos de 2006.

La adquisición de los datos en la zona de estudio fueron hechos como parte del experimento realizado por dos instituciones de los Estados Unidos (la Universidad de Texas y la Universidad del Estado de Nuevo México), así como el Centro de Geociencias de la UNAM y el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima. La meta fue entender las fuerzas que están controlando la tectónica inusual del Bloque de Jalisco en el occidente de México, el comportamiento de las placas de Rivera y Cocos, estudiar la subducción de la placa de Rivera y relacionarla al vulcanismo en la porción occidente del FVTM.

Entre enero de 2006 y junio de 2007 dos redes sísmicas temporales estuvieron en operación concurrente en la región. Se instalaron quince sismómetros de banda ancha, con una mezcla de sensores Guralp CMG-3T (cubre todo el espectro sísmico hasta 50 Hz y es adecuado para grabaciones locales, regionales y telesísmicas, presenta pies ajustables de diseño reduce modos espurios de resonancia que están por encima de 220 Hz) y Streckeisen STS-2 (Sensibilidad 1500 volts/metro/segundo, presenta una respuesta de frecuencia natural de 0.0083 Hz (120s), además presenta una retroalimentación más

fuerte en cortos periodos, mejorando linealmente y extendiendo la respuesta plana a la velocidad de las altas frecuencias (Gardine et al., 2011)

Estos equipos fueron desplegados como parte del proyecto MARS (Mapping of the Rivera Subduction Zone) así como también veinte sensores Guralp CMG-40T como parte del proyecto CODEX (Colima Volcano Deep Seismic Experiment) a través del occidente de México.

Como parte de esos proyectos, se ha creado un catálogo de sismos usando detección automática estándar, contando con 4,000 sismos en todo el occidente de México desde esas fechas. De los cuales 700 sismos fueron detectados en el CVMG, sobre el área de estudio. (Yang et al, 2009; Gardine et al., 2006).

4.2 Trabajos previos realizados a los datos sísmicos localizados entre los volcanes Parícutin-Tancítaro

Enjambre sísmico de 1997

Pacheco et al. (1999) localizaron los eventos sísmicos del enjambre de marzo de 1997 y calcularon algunos mecanismos focales (Figura 11). Obtuvieron dos tipos de mecanismos focales: uno de corrimiento de rumbo (falla lateral izquierda) con un rumbo de 210° y un echado de 85° con una componente normal importante. El segundo tipo de mecanismo es corrimiento de rumbo izquierdo con una componente inversa importante, con un rumbo de 140° paralelo a la falla San Juanico – Buenavista y un echado de 50° . Otros eventos obtenidos son de strike-slip y tienen un echado de 80° .

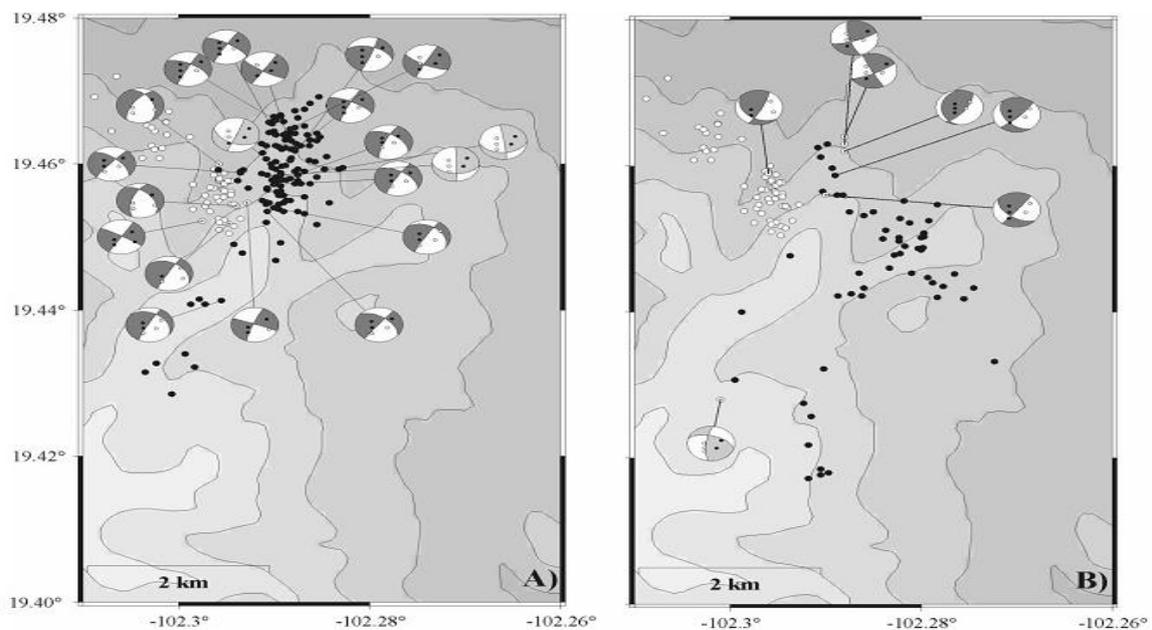


Figura 11. Localización de los eventos sísmicos del enjambre de marzo 1997 y la obtención de mecanismos focales asociados. (Imagen tomada de Pacheco et al. 1999).

Enjambre sísmico de 2006

Gardine et al. (2011) localizaron 700 sismos del enjambre sísmico ocurrido en junio del 2006 (Figura 12). Las localizaciones se obtuvieron usando un modelo de velocidad 1D desarrollado para el sureste de Alaska, una región que presenta un marco muy similar a esta zona. Estos eventos (círculos blancos) se localizan entre los volcanes Parícutin y Tancítaro, mientras que las relocalizaciones (triángulos rojos) hechas también por Gardine et al. (2011) caen mucho más al NW, estos fueron realizados con el algoritmo de Waldhause y Ellsworth, (2002) de doble diferencia.

Este último algoritmo busca minimizar los residuos de tiempos de viaje observados y teóricos entre pares de sismos en cada estación, ajustando un vector diferencia entre los hipocentros, de ese modo, minimizando el efecto de la estructura de velocidad sobre localizaciones de sismos relativos. Esto nos hace tener poca confianza en las relocalizaciones, no solo porque fueron localizadas usando arribos únicamente de ondas P, sino también debido a que las relocalizaciones de los sismos son relativas, lo que lo hace depender de circunstancias que busca minimizar los errores debido a una estructura de velocidad no modelada, en donde los datos del catálogo y de correlación cruzada (arribos de ondas P) se combinan por medio de un sistema de ecuaciones, que usan métodos de remuestreo estadísticos para estimar la localización de los datos. El valor b de la ley de Gutenberg-Richter obtenido fue de 2.45.

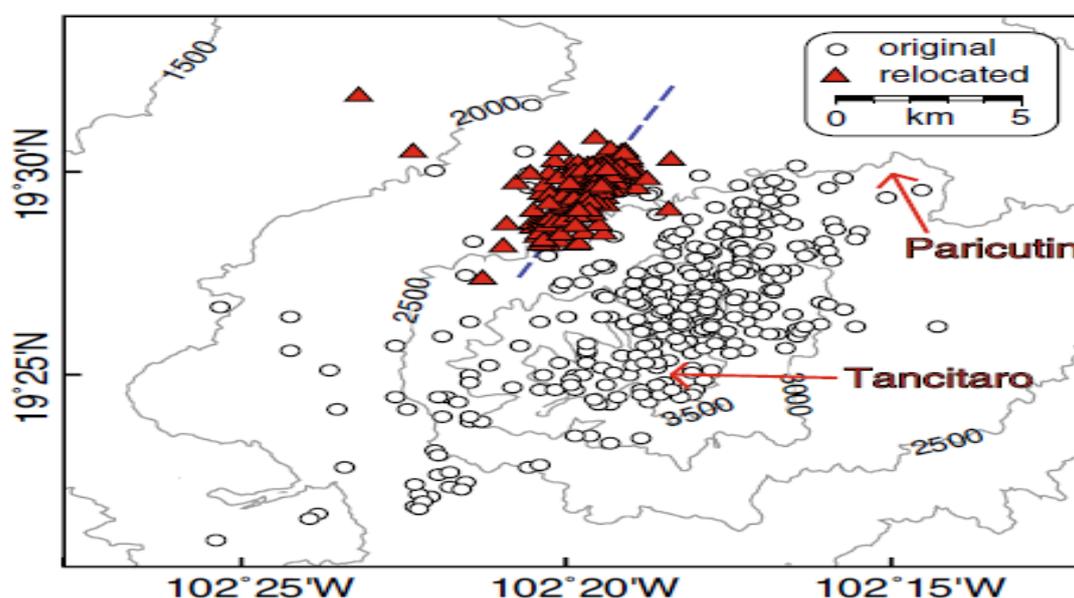


Figura 12. Enjambre sísmico, registrado en junio de 2006, así como su relocalización usando el método de doble diferencia. (Imagen tomada de Gardine et al., 2011)

Calcularon algunos mecanismos focales obteniéndose, valores muy similares a los de Pacheco et al., (1999), presentando un alineamiento en dirección NE – SW (figura 13).

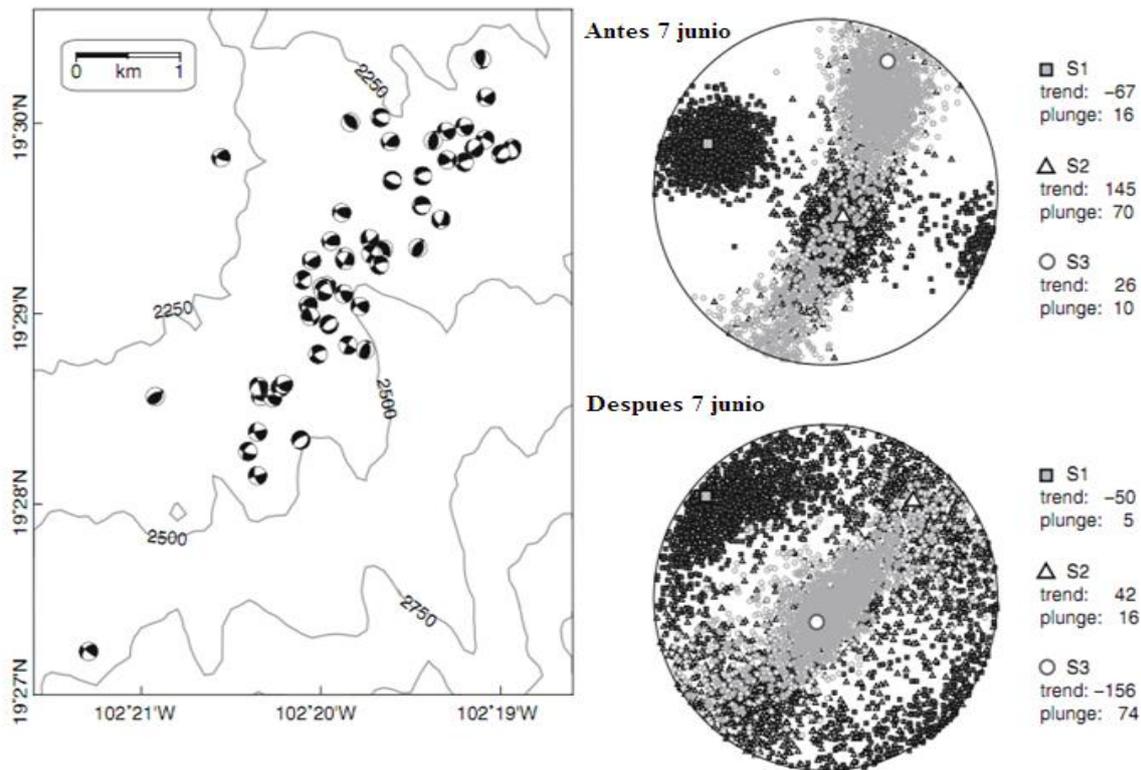


Figura 13. Mapa de la derecha, mostrando epicentros de 56 eventos sísmicos con mecanismos focales. Derecha, resultado del tensor de inversión, usando 32 mecanismos focales de sismos antes del 7 de junio y de 24 mecanismos focales de sismos después del 7 de junio. (Imagen tomada de Gardine et al., 2011).

En la Figura 14 se representan las localizaciones hechas en el trabajo de Gardine et al. (2011), donde el día 29 de mayo los hipocentros migran en una dirección paralela a la mínima compresión NE, manteniéndose un ascenso casi vertical en forma de dique desde los 9 km de profundidad hasta los 5 km. El 9 de junio, presentan una interrupción debido probablemente a que el magma se encontró con un cuerpo menos agrietado y más compacto. El 24 de junio comienza una nueva migración horizontal en forma de lámina (*sill*) en dirección SW.

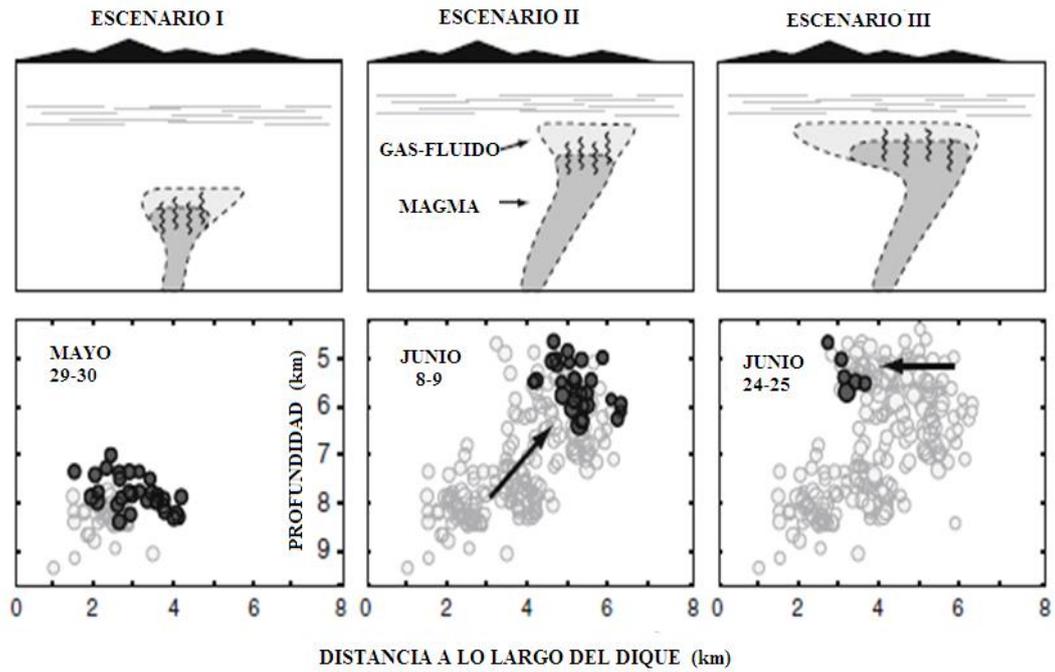


Figura 14. Enjambre sísmico de junio de 2006 mostrando la migración de los hipocentros (Imagen tomada de Gardine et al., 2011).

CAPÍTULO V

TRABAJOS REALIZADOS A LOS DATOS DE 1997 Y 1999

5.1 Localizaciones

Se relocalizaron los sismos ocurridos en 1997 y se localizaron los de 1999 leyendo los tiempos de arribos de las ondas (P y S) usando el programa Seisan. Se calculó también la duración de cada evento registrado en cada estación para la determinación de la magnitud de cada evento.

Las relocalizaciones de 252 sismos registrados en marzo de 1997 (círculos oscuros) están representadas en la Figura 15, donde se observa el volcán Parícutin (triángulo azul), el volcán Tancítaro (triángulo gris) y las estaciones sísmicas (triángulo rojo). Los sismos tienen profundidades que van desde los 11 km hasta muy cerca de la superficie.

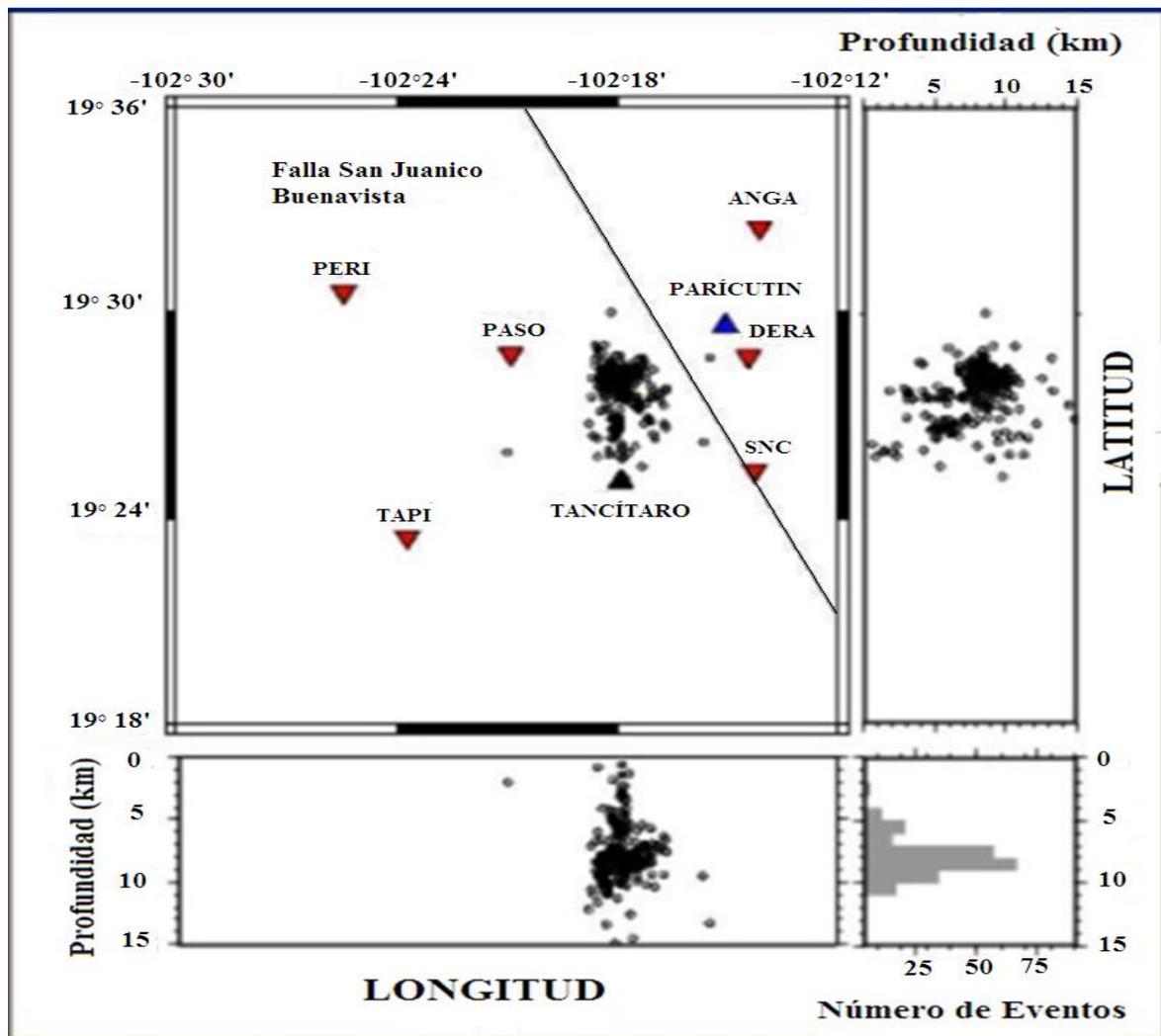


Figura 15. Relocalizaciones hechas a los datos del enjambre sísmico de marzo 1997, observándose la ubicación de las estaciones sismológicas, así como la ubicación de la

falla San Juanico-Buenavista. Dentro de la figura se muestra los hipocentros (latitud y longitud) y el histograma de la profundidad de los eventos sísmicos.

Las localizaciones de los 88 eventos sísmicos (círculos oscuros) ocurridos en junio de 1999 están representadas en la Figura 16, donde se observa el volcán Parícutin (triángulo azul), el volcán Tancítaro (triángulo gris) y las estaciones sísmicas (triángulo rojo). La mayoría de los hipocentros de los sismos tienen profundidades entre 8 y 11 km, aun así, hay sismos localizados a poca profundidad y muy cerca de la superficie. Sabiendo que los registros sísmicos tuvieron una mala calidad debido al exceso de ruido, la localización puede ser menos correcta, de esta forma solo se consideraron aquellos que tuvieron un $RMS < 0.5$ tratando de asegurar los cálculos de manera más acertada. Sin embargo, la sismicidad se presenta en la misma zona donde ocurrió la sismicidad en 1997, pero con la diferencia de que los sismos de 1999 se presentan a mayores profundidades.

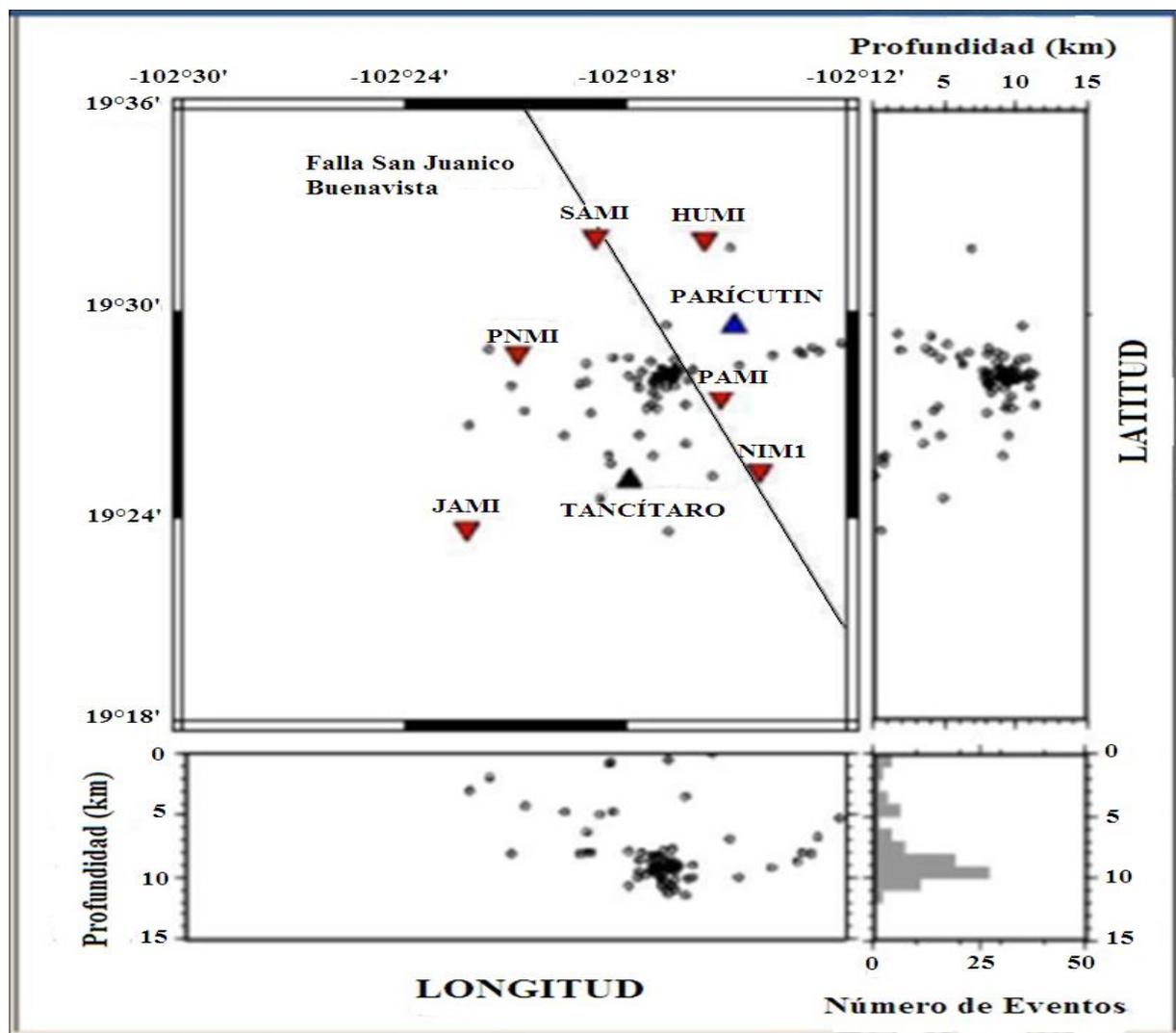


Figura16. Localización de los sismos del enjambre de junio 1999, observándose las estaciones sismológicas, así como la ubicación de la falla San Juanico-Buenavista, parte fundamental en la discusión de este trabajo. Dentro de la figura se muestra los hipocentros (latitud y longitud) y el histograma de la profundidad de los eventos sísmicos.

5.2 Número de eventos y magnitudes

Las magnitudes de los sismos de 1997 se distribuyen entre 1.2 y 2.0, pero son los sismos con magnitud 1.6 los de mayor cantidad como se observa en la Figura 17.

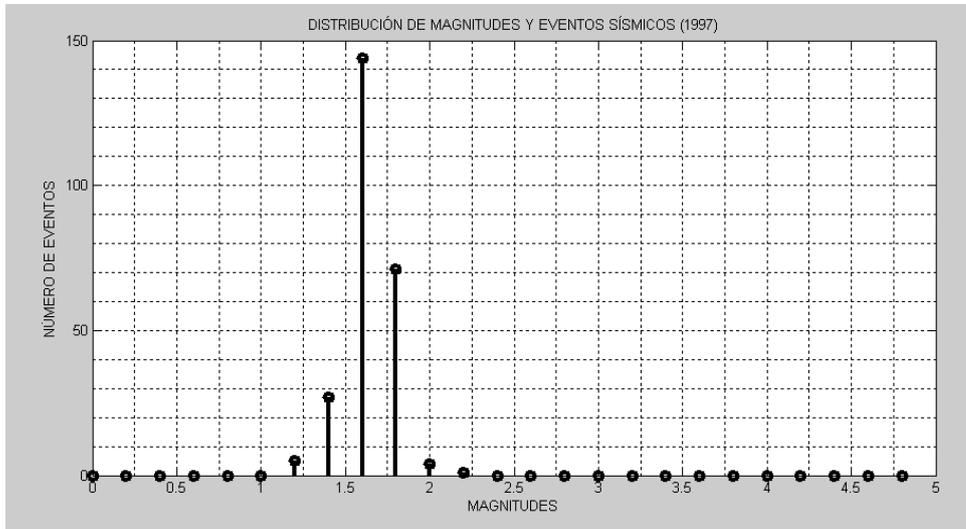


Figura 17. Distribución de las magnitudes de los eventos sísmicos de 1997.

Los sismos fueron generados en tiempos casi continuos, comenzando en los días 2 y 3 de marzo. Posteriormente se tuvieron registros de nuevo, hasta el 9 de marzo y continuó hasta el día 15 del mismo mes (Figura 18).

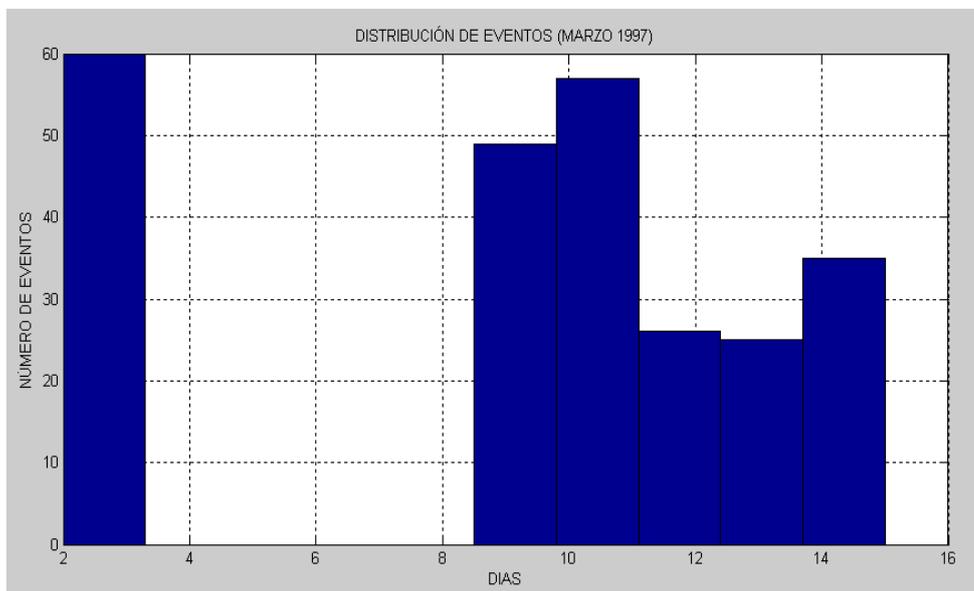


Figura 18. Gráfica de distribución temporal de los sismos, mostrando el número de eventos sísmicos respecto a los días correspondientes al mes de marzo de 1997.

El catálogo de datos obtenidos en junio de 1999 está compuesto por 88 eventos sísmicos, 36 de estos eventos fueron retirados debido a la mala calidad de los registros pues resulto

muy complicado leer los arribos de las ondas (P y S) y en ocasiones solo se tenían únicamente los registros de dos estaciones debido a que las otras estaciones presentaban una relación señal- ruido muy alta, de manera que se redujo la cantidad de eventos haciendo al catálogo aún más pequeño y afectando el resultado que se obtiene en la pendiente del valor b, ya que ésta tendrá mayor confiabilidad con una mayor cantidad de datos registrados. Los eventos sísmicos tienen una magnitud entre 1.0 y 2.2, siendo los sismos de magnitud 1.4 y 1.6 los de mayor cantidad, como se aprecia en la Figura 19.

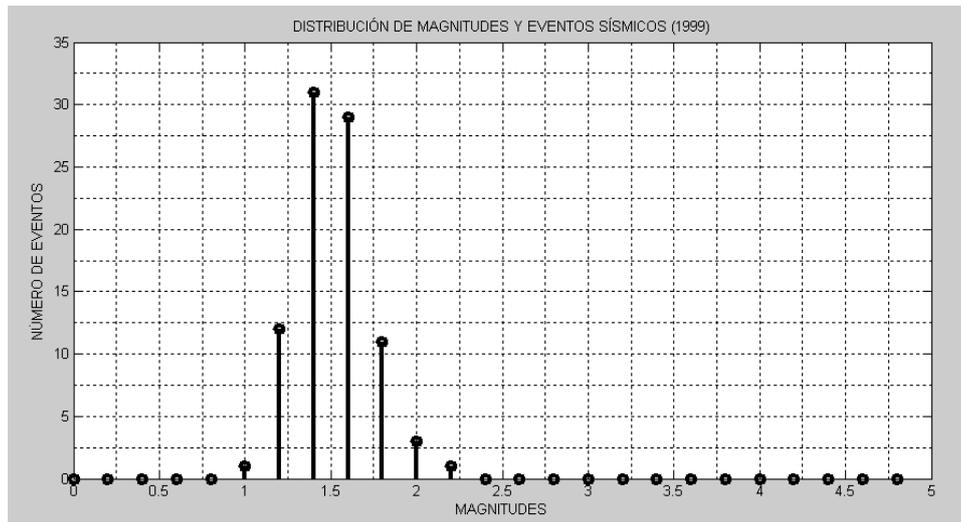


Figura 19. Distribución de las magnitudes de los eventos sísmicos de junio de 1999.

La distribución temporal (cuatro días) de los sismos está representada en la Figura 20. La falta de continuidad de los sismos durante estos días es debida a que varios de los sismos de mala calidad fueron quitados.

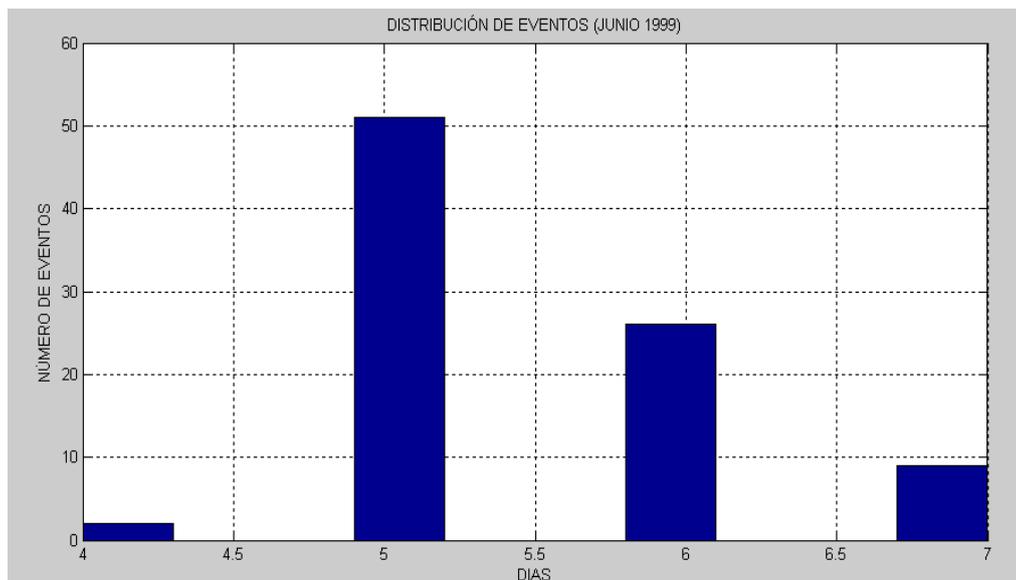


Figura 20. Gráfica de distribución del número de eventos sísmicos respecto a los días correspondientes al mes de marzo de 1999.

Buscando analizar el valor b con un mayor número de datos, en la Figura 21 se muestra la suma de los catálogos de marzo de 1997 y junio de 1999, siendo los sismos de magnitud 1.6 los de mayor cantidad.

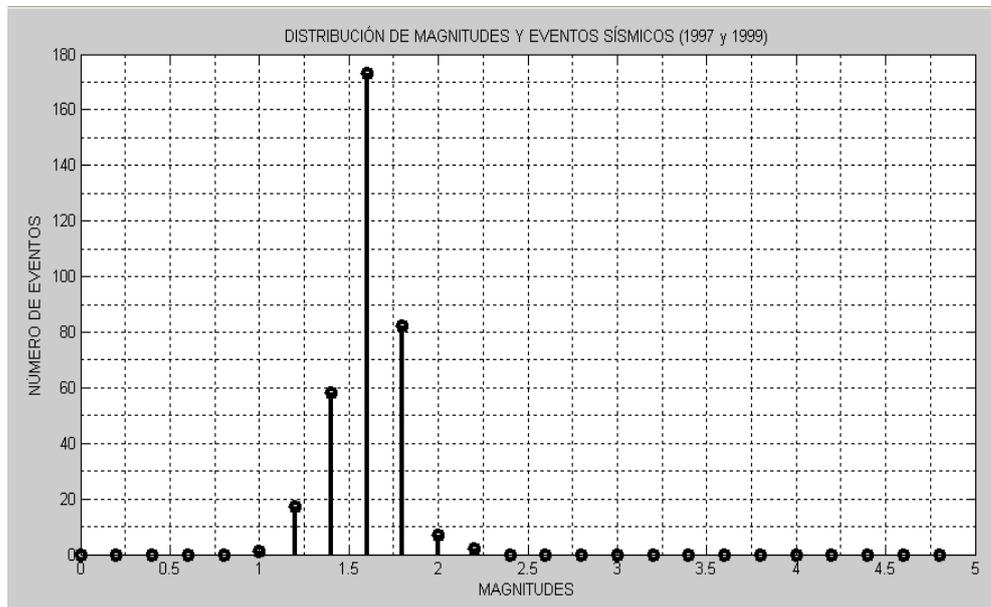


Figura 21. Distribución acumulada de las magnitudes de los eventos sísmicos de 1997 y 1999.

5.3 Ley de Gutenberg-Richter en los enjambres sísmicos de 1997 y 1999

Los resultados de la ley de Gutenberg-Richter para 1997 y 1999 están representados en las Figuras 22 y 23 respectivamente. En rojo se presenta la ley acumulada mientras que en azul se presenta la ley no acumulada. Se calcula el valor b para magnitudes superiores a M_c (Magnitud de completitud) que es la magnitud a partir de la cual el catálogo es completo. $b=3.7 \pm 0.5$ y $M_c=1.6$ para los datos de 1997. Este valor es muy alto, no visto antes en ningún dato del mundo. Eso refleja simplemente que el número de sismos es demasiado pequeño y que el catálogo no está completo, seguramente porque el número de días de registro fue únicamente de 9 días.

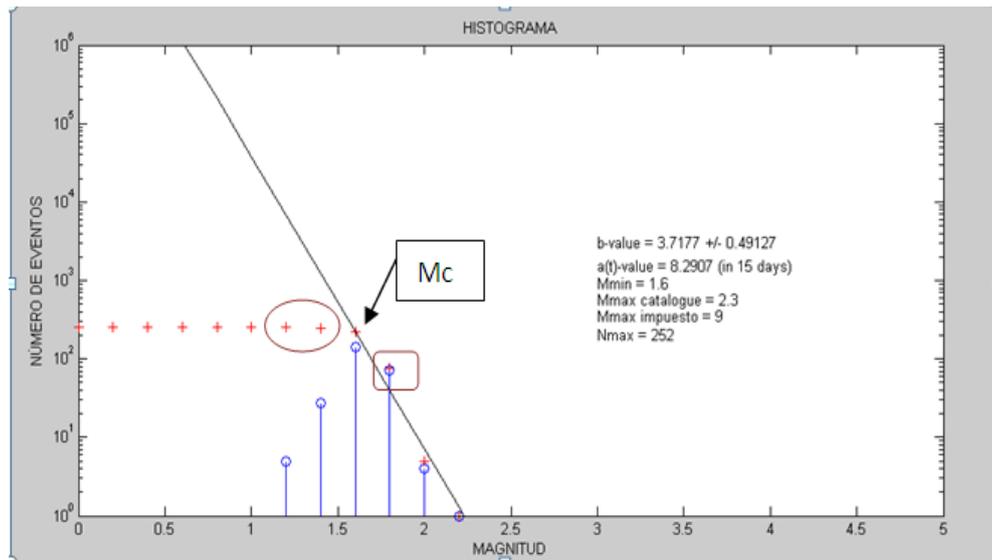


Figura 22. Ley de Gutenberg-Richter para el enjambre sísmico de marzo 1997.

$b = 1.96 \pm 0.44$ y $M_c = 1.4$ para los datos de 1999 (Figura 23). Este valor es más parecido a lo que se puede encontrar en volcanes. El número total de sismos (88) revela que el número de datos es demasiado pequeño y que el catálogo no está completo, seguramente porque el número de días de registro fue muy pequeño (algunos días) ocurriendo de igual forma con los datos de 1997.

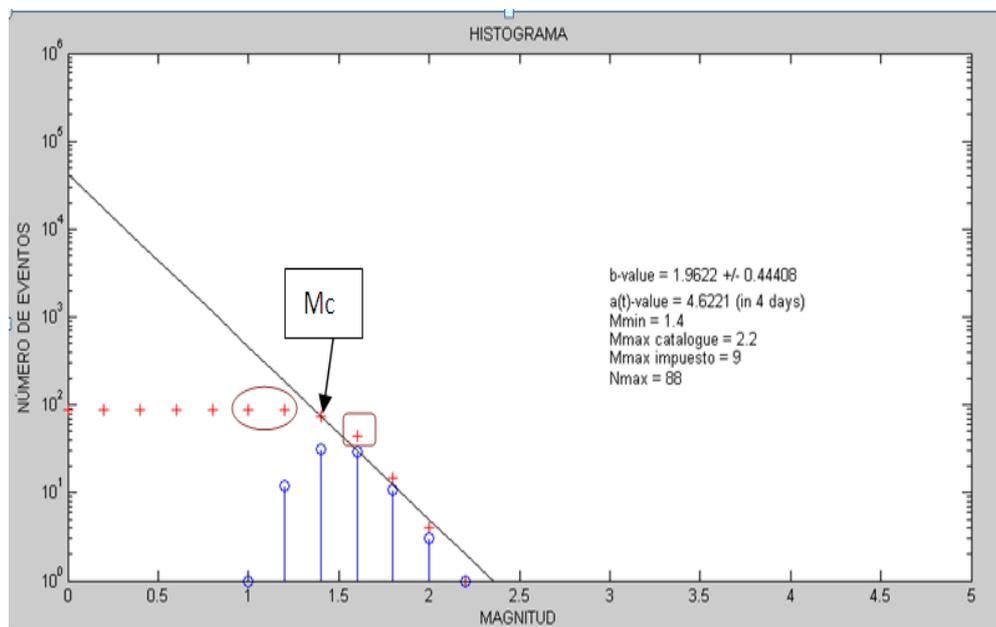


Figura 23. Ley de Gutenberg-Richter para el enjambre sísmico de junio 1999.

Como los enjambres de 1997 y 1999 ocurrieron en el mismo lugar, podemos pensar que fueron generados por el mismo fenómeno. Se intentó reunir los dos catálogos para ver si la ley de Gutenberg-Richter se satisface mejor. Esta ley está representada en la Figura 24. Obtenemos un valor de $b = 3.33 \pm 0.5$, siendo todavía muy alto y reflejando que la

ventana temporal de registro es demasiado pequeña respecto a la duración del enjambre. Entonces, combinar los dos catálogos no resuelve el problema de escasez de datos.

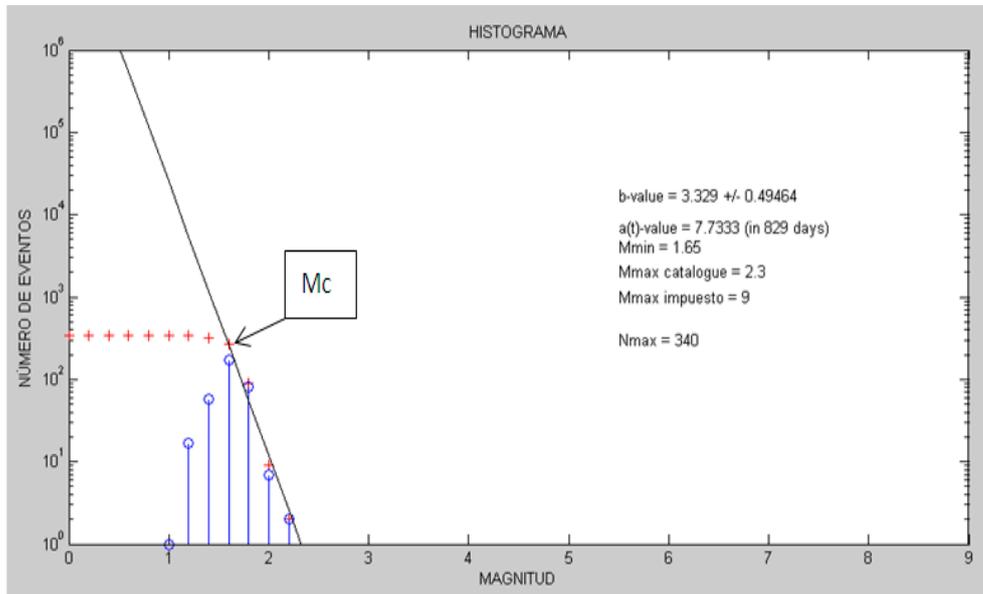


Figura 24. Ley de Gutenberg-Richter de los enjambres de marzo 1997 y de junio 1999 con un total de 340 eventos.

En la Figura 24, se presenta un valor de $M_c = M_{min} = 1.65$, mayor que en el caso del catálogo de 1997 con un $M_c = 1.6$ y en 1999 con un $M_c = 1.4$, mientras que en el catálogo de los datos de 2006 con 700 eventos (Gardine, et al., 2011), se tiene una $M_c = 2.6$, esto puede ser debido a que el catálogo de 2006 es más completo, sin embargo M_c no siempre seguirá esta tendencia de ser mayor conforme se tenga más completo el catálogo, ya que también deberá considerarse el origen de la sismicidad y la cantidad de estaciones sismológicas operando en la zona, lo que ayudará a tener un mayor registro de eventos sísmicos y de esta forma poder tener un mejor análisis de que M_c corresponde.

DISCUSIÓN

6.1 Localizaciones

Los enjambres de 1997 y 1999 fueron registrados por entre 3 y 6 estaciones muy cercanas a estos enjambres. Por esta razón, usando el modelo de velocidad, el error sobre las relocalizaciones de los datos de 1997 y las localizaciones de 1999 es de algunos pocos kilómetros como máximo ya que el RMS en los datos fue menor de 0.5, observándose además que los hipocentros se localizaron muy cercanamente unos de otros, dando confiabilidad en que los datos relocalizados (1997) y localizados (1999) se hicieron apropiadamente.

Encontramos relocalizaciones para los datos de 1997 muy parecidas a las de Pacheco et al. (1999) lo que es lógico porque usamos el mismo modelo de velocidad. Las lecturas de localización (onda P, onda S y coda) del enjambre sísmico de 1997 fueron leídas de nuevo, ya que se habían perdido. Las localizaciones de 1999 son parecidas a las de 1997, lo que supone que los dos enjambres tienen un origen común.

En las localizaciones de Gardine et al. (2011), el carácter más difuso que tienen puede ser resultado del hecho de que ellos localizaron los sismos únicamente con ondas P. En cambio sus relocalizaciones están en un lugar muy diferente del obtenido en nuestras localizaciones, lo que hace reconsiderar estos resultados. Esa diferencia puede ser el resultado del método que usaron de doble diferencia con solo ondas P y que debido al método, las localizaciones son relativas ajustándolo a circunstancias que busca minimizar los errores por medio de una estructura de velocidad no modelada, además de usar métodos de remuestreo estadísticos para estimar la localización de los datos. .

6.2 Ley de Gutenberg-Richter y el valor b

Resumiendo los resultados del valor b tenemos:

- Para los datos de marzo de 1997, realizado en este trabajo se reporta un valor b de 3.71
- Para los datos de junio de 1999, realizado en este trabajo se reporta un valor b de 1.96
- Para los datos de junio de 2006, Gardine et al. (2011), se reporta un valor b de 2.45

Los catálogos de eventos obtenidos de los enjambres sísmicos de 1997 y 1999 son insuficientes para poder representar con mayor exactitud el valor b de cada enjambre sísmico pues los eventos que se registraron solo representan una parte del fenómeno, ya que durante varios días las estaciones no estuvieron funcionando y muchos de los eventos de magnitudes más pequeñas no fueron grabados por la red local colocada, aunado a esto debemos considerar los datos que fueron quitados. Debido a esto, la ley de Gutenberg-Richter no se puede satisfacer del todo, debido a que la ventana temporal es demasiado

pequeña, resultando valores de b muy altos y no del todo confiables, ejemplo de ello es que cerca de volcanes se han visto valores superiores a 2 pero no a 3, situación que se aprecia en este trabajo. El valor b obtenido con los datos de 1999 es de 1.96 (más bajo que el obtenido en 2006), sin embargo la cantidad de eventos es muy poca.

En cambio, Gardine et al, (2011) analizaron 700 eventos, obteniendo un valor de b más confiable de 2.45 que cae entre los valores que tenemos para 1997 y 1999. Este valor es mucho más grande que 1.0, lo que significa que no es un valor debido únicamente a sismos tectónicos, a pesar de que los sismos caen cerca de una falla tectónica. Ese valor alto corresponde a valores típicos que ocurren en volcanes donde existen fluidos, como agua y/o magma que usan fallas y zonas de debilidad como vía de ascenso, pudiendo reactivar éstas y de igual manera, generando también fracturas. Ese valor alto de b en los datos de 2006, hace suponer que para los enjambres de 1997 y 1999 se hubieran seguido manteniendo valores altos de b si se hubieran tenido más sismos.

6.3 Hipocentros

Los hipocentros obtenidos con los datos sísmicos de 2006 fueron analizados en los trabajos de Gardine et al. (2011). Concluyeron que la sismicidad fue generada por un cuerpo intrusivo en forma de dique, posteriormente en el transcurso de los días paso a un segundo escenario en forma de lámina (*sill*) (Figura 14).

En la Figura 25 se representan los hipocentros de 1997. Estos mostraron una tendencia casi similar a la Figura 14, manteniendo la postura sobre un cuerpo intrusivo en forma de dique, como el principal generador de los sismos.

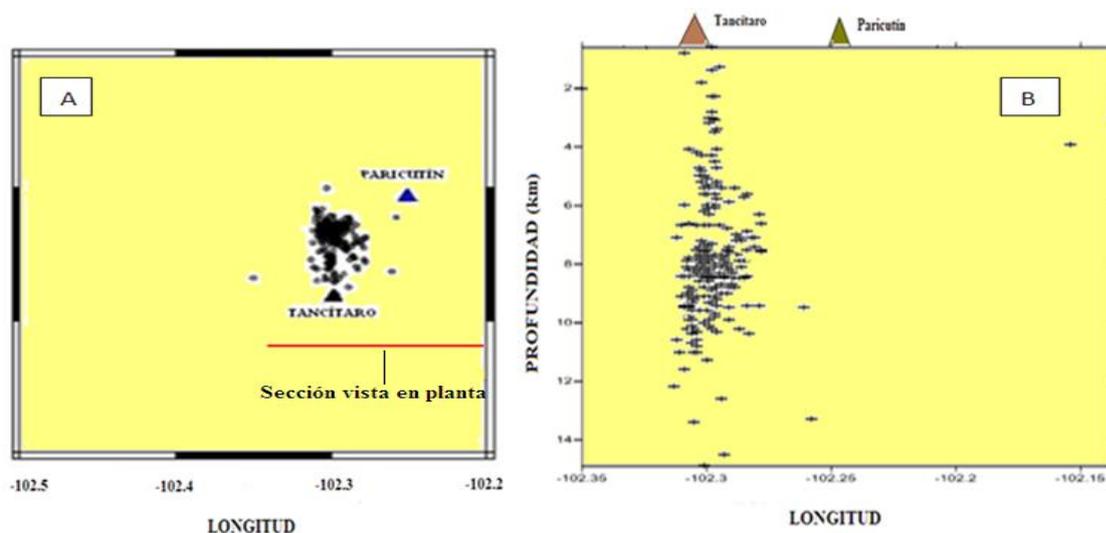


Figura 25. El mapa A muestra una sección en planta (línea roja) que representa la sección B, así como la distribución de la sismicidad, mientras que B es la sección de perfil donde se muestra la ubicación de los hipocentros del enjambre sísmico de marzo de 1997.

Los análisis de los hipocentros del catálogo de 1999 (Figura 26) resultó ser más complicada, debido a que los datos presentaban mucho ruido, por lo que muchas de las localizaciones son poco precisas.

Sin embargo, de igual manera que el análisis de los hipocentros de 1997 y 2006, los hipocentros de junio de 1999 presentan una distribución casi similar, lo que nos hace considerar que fue un cuerpo intrusivo en forma de dique, el que pudo generar esta sismicidad reactivando fallas locales, ya que consideramos que estos sismos conservan un mismo origen, además de ubicarse en la misma zona.

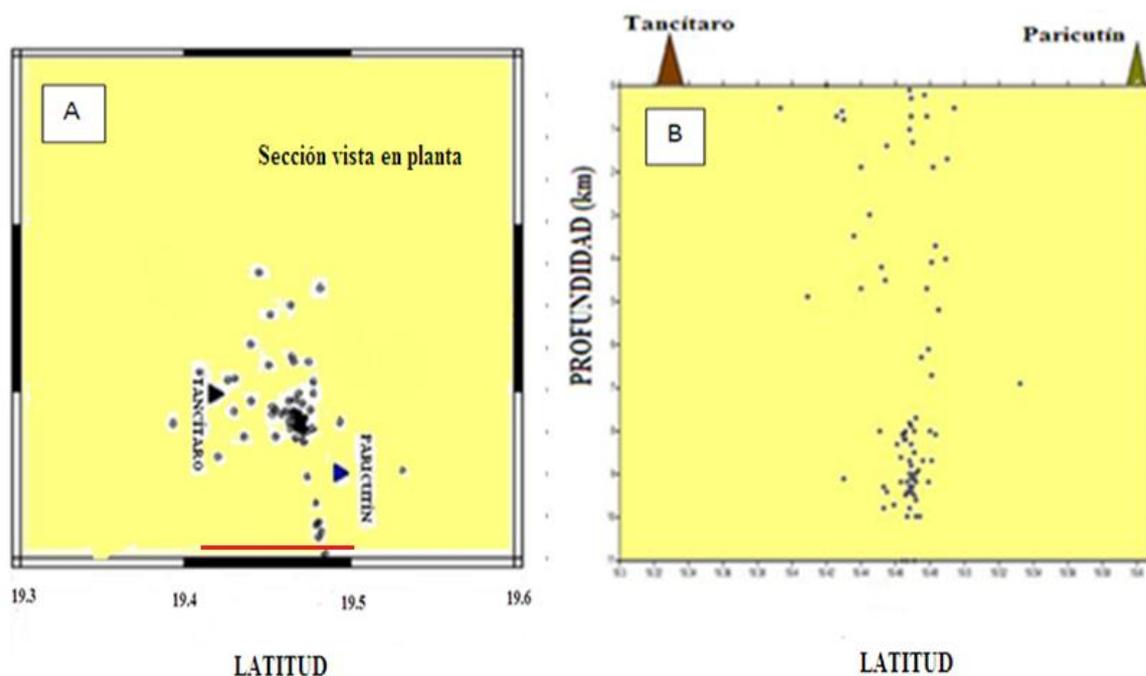


Figura 26. El mapa A muestra una sección en planta (línea roja) que representa el mapa B, así como la distribución de la sismicidad, mientras que B es la sección de perfil donde se muestra la ubicación de los hipocentros del enjambre sísmico de junio de 1999.

Esto demuestra que los enjambres sísmicos que se han localizado en la zona, no representan un mecanismo de fallamiento únicamente, sino la influencia de magma que reactiva una falla local y posiblemente como agrietamiento o fracturamiento en algunas zonas de la corteza, al tratar de ascender el magma, como lo menciona Yokoyama y de la Cruz Reyna, (1990), diciendo que la apertura de nuevos senderos debido al magma genera fracturas, donde parte de la energía es radiada en forma de ondas sísmicas así como calor friccional.

En el análisis de los datos de 2006, las polaridades en los primeros movimientos fueron de compresión y dilatación como se observaron en los mecanismos focales de sismos tectónicos. Si los sismos hubieran sido causados por la propagación de una grieta, sólo tendríamos polaridades de compresión (Gardine et al., 2006). Esto descarta que

simplemente se tratara de agrietamientos, reafirmando más que se trató de una sismicidad de tipo magmático-tectónica.

6.4 Interpretación

Entre algunas hipótesis para explicar los enjambres sísmicos de 1997, 1999 y 2006, se mencionan las siguientes:

1. Estos enjambres son producidos cerca de los volcanes Parícutin y Tancítaro.
2. Estos enjambres son producidos por la reactivación de la falla San Juanico-Buenavista que pasa entre estos dos volcanes pero que la reactivación de esa falla ha podido ser debido a circulación de fluidos (aguas termales y/o magma).
3. Existe una interacción volcano-tectónica donde fluidos (aguas termales y/o magma) ubicado debajo y en los alrededores del volcán Parícutin, se mueve y reactiva las fallas cercanas (sismicidad tectónica inducida por movimientos de magma).

Nuestra interpretación es que debe haber algunos movimientos de fluidos (agua termal y/o magma) que todavía circulan abajo y alrededor del volcán Parícutin que reactivan la falla San Juanico-Buenavista o algún sistema de fallas locales más pequeñas. Es decir, que los enjambres de 1997, 1999 y 2006 son debidos a una interacción magmático-tectónico, donde los movimientos de fluidos reactivan una falla tectónica local.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones

El cálculo del valor b de la ley de Gutenberg-Richter no permitió identificar un carácter volcánico de la sismicidad de los enjambres de 1997, 1999 y 2006.

Este trabajo nos mostró la importancia de tener un catálogo continuo y completo de la sismicidad para poder obtener un valor confiable del valor b de la ley de Gutenberg-Richter. Por eso es importante dejar los instrumentos varias semanas o meses para poder tener valores de b más confiables, de igual manera, resulta importante poder tener la mayor cantidad de estaciones sísmicas en esta área y poder grabar la sismicidad de manera continua para ver si hay más enjambres en el tiempo. Para que los gráficos (relación frecuencia - magnitud) mostrados sean confiables y se pueda obtener un valor b adecuado, se debe tener una mayor cantidad de eventos sísmicos (del orden de 500) y registrados en continuo, lo que no fue el caso de los datos de 1997 y 1999.

Retomando los resultados de los trabajos realizados vemos que:

-Los hipocentros de los enjambres sísmicos se ubican un poco más cerca del volcán Tancítaro que del volcán Parícutín.

-Los análisis de mecanismos focales realizados por Pacheco et al., (1999) y Gardine et al., (2011), muestran la existencia de reactivación por fallamiento.

-Los resultados del valor b de la ley de Gutenberg-Richter de los enjambres sísmicos (catálogos de 1997, 1999 y 2006), están por sobre 1, lo que demuestra influencia magmática en la generación de sismicidad.

Aunado a esto, las grandes deformaciones dentro del CVMG, han generado grietas y sistemas de fallamientos como es el caso de la falla San Juanico Buenavista que cruza entre los volcanes Parícutin y Tancítaro como se observa en la Figura 3. Esto ha influido para que cuerpos magmáticos se desplacen por las zonas de mayor debilidad ocasionando una presión al momento de ascender y consecuentemente generando sismicidad. Esta situación es importante, ya que Pacheco et al., (1999) y Gardine et al., (2011), demuestran en sus resultados, evidencias de reactivación por fallamiento en la zona y que por los resultados obtenidos del valor b de la ley de Gutenberg-Richter, vemos que hay influencias magmáticas. Con ello confirmamos que estos enjambres guardan una relación volcano-tectónica, considerando el ascenso del magma como factor de reactivación de fallas.

Resulta complicado poder explicar si esta sismicidad es parte de una reactivación del volcán Parícutin, sin embargo, tomando en consideración los resultados anteriores, vemos que el volcán monogenético Parícutin no está sísmicamente activo, debido a que:

1) Teóricamente se trata de un volcán monogenético.

2) Los hipocentros se ubican un poco más cerca del volcán poligenético Tancítaro.

3) Existe la evidencia de reactivación por fallamiento, algo que no sería tan lógico en la reactivación de un volcán monogenético (ya que teóricamente solo presenta erupciones durante un cierto periodo de tiempo). Esto podría ser más un indicio del nacimiento de un volcán, como lo analizó Yokoyama y de la Cruz Reyna, (1990), mencionando que los sismos generados antes de la primera erupción del volcán Parícutin presentaron evidencia de activación tectónica por fallamiento.

El volcán poligenético Tancítaro podría ser también el causante de este fenómeno debido a una posible reactivación del volcán, que por ascensos del magma que vienen de la cámara magmática, pueda generar sismicidad al fracturar la roca que lo envuelve y propagar grietas mostrándonos polaridades de compresión. De igual manera el ascenso del magma podría estar reactivando un sistema de fallamientos como podría ser la falla San Juanico Buenavista o un sistema de fallas locales más pequeñas donde se tendrían polaridades de compresión-dilatación, que podría reafirmar los trabajos realizados por Pacheco et al., (1999) y Gardine et al., (2011), lo que demostraría evidencia de fallamiento, y si consideramos los resultados del valor b , haría factible creer que esta sismicidad (volcano-tectónica) este reactivando al volcán.

Cabe otra posibilidad si consideramos lo que menciona Luhr y Carmichael (1985), donde el magma asciende del manto y forma reservorios no conectados entre sí a cierta profundidad con un mismo sistema de alimentación, que posteriormente pueden desarrollarse independientemente uno del otro generando sismicidad al ascender y que puede concluir con el nacimiento de volcanes. Aunado a esto, debemos considerar también que se tiene una falla o un sistema de fallas más pequeñas en esta zona, con lo que podríamos suponer que esta sismicidad se esté debiendo a que remanentes de magma que aún no han podido desarrollarse y que apenas estén en periodo de comenzar su ascenso, estén reactivando fallas al ascender en varias ocasiones (fallamiento poligenético) y que podría resultar en el nacimiento de volcanes (Figura 27), lo que puede ser plausible ya que como se observa en la Figura 4(B), la gran cantidad de volcanes monogenéticos muy cercanos unos de otros en la zona, puede indicar esta posibilidad, sin embargo debe considerarse que se tienen pocos datos y que si hay un ascenso de magma, puede ser la evidencia del nacimiento de un nuevo volcán o un cuerpo que simplemente este intrusionando y encajonando esa parte del subsuelo.

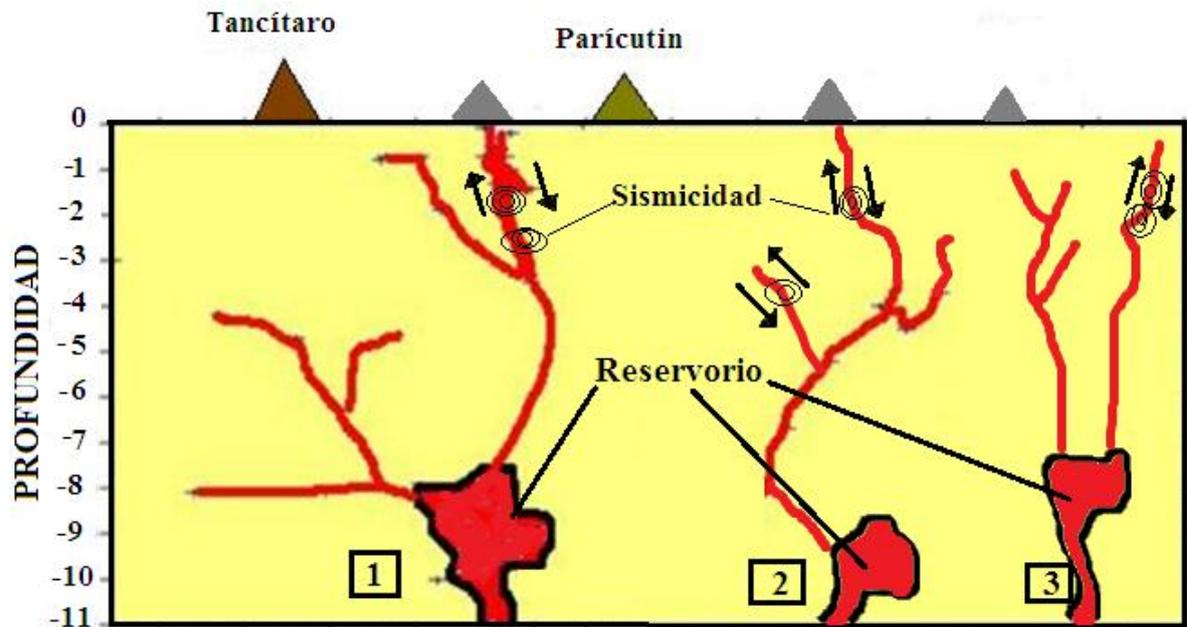


Figura 27. Imagen que muestra reservorios no conectados entre sí, pero que guardan un mismo sistema de alimentación (en la zona del magma). De estos reservorios el magma asciende en diferentes periodos (como se muestra en los cuadros 1, 2, 3 indicando como estos se han desarrollado primero para un periodo 1, etc.), y que en su mismo movimiento reactivan sistemas de fallas locales (flechas negras indicando fallamiento), generando así sismicidad como la que se observó en los diferentes años que se estudiaron (1997, 1999 y 2006) y que guardan muchas posibilidades de generar nuevos volcanes.

7.2 Recomendaciones

La mejor manera de poder comprender algún tipo de fenómeno es analizando el fenómeno de manera continua. Bajo esta consideración se debe tener estaciones sismológicas fijas en la región que estén monitoreando la zona de manera continua, ya que seguramente han ocurrido pequeños eventos sísmicos, sin que éstos se hayan registrados.

REFERENCIAS

- Aki, K., (1965), "Maximun likelihood estimate of b in the formula $\log N=a - bM$ and its confidence limits", *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokio*, Vol. 43, pp. 237-239.
- Amelung, F. y King, G., (1997), "Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 24, pp. 507 -510.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., y Takaoka, N., (1992), "K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico", *Geofisica Internacional*, Vol. 31, pp. 467-473.
- Connor, C.B., (1987), "Structure of the Michoacan Guanajuato volcanic field, Mexico", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 3, pp. 191 -200.
- Farrell, J., Husen, S. y Smith, R. (2009), "Earthquake swarm and b -value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 180, pp. 260 – 276.
- Foshag, W. F. y González, R.J., (1956), "Birth and development of Parícutin volcano", *Geol. Surv. Bull.*, Vol. 965-D, pp. 355 - 489.
- Frolich, C. y Davids, S., (1993), "Teleseismic b -values: or much ado about 1.0", *Journal Geophysic Res.* Vol. 98, pp. 631 - 634.
- Gardine, M., West Michael E. y Cox, T. (2010), "Dike emplacement near Parícutin volcano, Mexico in 2006", *Bull Volcano*, Vol. 73, pp. 123 – 132.
- Gutiérrez, C. y Valdez, C., (2000), "Actividad sísmica en la zona Parícutin-Tancítaro, Estado de Michoacán", Área de riesgos geológicos CENAPRED.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I., (1985), "The cinder conos of Michoacán-Guanajuato, central México: their age, volume and distribution and magma discharge rate", *Journal VolcanolGeotherm Research*, Vol. 5, pp. 105 – 124.
- Hill, D.P., (1992), "Temperatures at the base of the seismogenic crust beneath Long Valley Caldera California, and the Phlegrean Fields Caldera, Italy, in: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki K.", *Volcanic Seismology*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 432 – 461.
- Hill, D. P., Pollitz, F. y Newhall, C., (2002), "Earthquake – volcano interactions", *Physics Today*, Vol. 47, pp. 41 – 47.
- Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., (1990), "Neotectonics in Central Mexico", *Physics of the Earth and Planetary interiors*, Vol. 64, pp. 187-210.
- Katsumata, K., (2006), "Imaging the high b -value anomalies within the subducting Pacific plate in the Hokkaido corner", *Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University*, pp. e49 – e52.

Krauskopf, K.B., (1948), "Lava movement at Parícutin volcano, México", Bulletin Geological Soc. American, Vol. 59, pp. 1267 - 1284.

Lee, W. H. K., Bennett, R. E. y Meagher, L., (1972), "A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration", U.S.G.S. Open files report.

Luhr, J.F. y Carmichael, I., (1985), "Jorullo volcano, Michoacán, México (1759 - 1774): the earliest stage of fractionation in calc-alkaline magmas", Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 95, pp. 4 - 20.

McBirney, A. R., Taylor, H.P. y Armstrong, R. L. (1987), "Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc - alkaline magma", Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 95, pp. 4 - 20.

McNutt, S., (1986), "Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska", Bull. Seismol. Soc. Am. 76 (1), pp. 153 - 175.

Mogi, K., (1963), "Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena", Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ, Vol. 40, pp. 125.

Orozco y Berra, J., (1887), "Efemérides sísmicas mexicanas en sismología, memorias de la sociedad científica, Antonio Alazate", Tomo I, pp. 205 - 541.

Ownby, S.E., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., y Hall, C.M., (2007), "Volcán - Tancítaro, Michoacán México: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse", Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 161, pp. 1-14.

Pacheco, J., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh Shri, K., Zuñiga R., Mortera-Gutiérrez, C., Santoyo, M., Domínguez, J., y Barrón, R., (1997), "Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico", Journal of South America Earth Sciences, Vol. 12, pp. 567 - 577. (ida.ucsd.edu/pdf/cmg-3t.pdf), (<http://www.passcal.nmt.edu/content/instrumentation/sensors/broadband-sensors/sts-2-bb-sensor>).

Pardo, M. y Suárez, G., (1995), "Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications", Journal of Geophysical Research, Vol. 100, pp. 12,357-12,373.

Riedel, C., Petersen, T., Theilen, F. y Neben, S., (2003) "High b-values in the leaky segment of the Tjörnes Fracture Zone north of Iceland: are they evidence for shallow magmatic heat sources?", Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 128, pp. 15 - 29.

Robles-Ramos, R., (1943), "El volcán Parícutin y el neovolcanismo mexicano", Irrigación en México, 24; pp. 81 - 123.

Scholz, C. H., (1968), "The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 58, pp. 399 - 415.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. y Wyss, M. (2005), "Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes", *Nature Letters*, Vol. 437, pp. 539 - 542.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. y Wyss, M. (2004), "Earthquake statistics at parkfield: 1. Stationarity of b values", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109 (B12307), pp. 1-17.

M. Sobiesiak, U. Meyer, S. Schmidt, H.-J. Götze, C. M. Krawczyk (2007) Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, (Chile).

Toda, S., Stein, R. y Sagiya, T., (2002), "Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity", *Nature*, Vol. 419, pp. 58 – 61.

Trask, P.D., (1945), "Early history of the mexican volcano Paricutin", *Trans. Am. Geophysics Union*, Vol. 25, pp. 617 – 618.

Urbancic. T., Trifu, J., Long, M. y Toung, P., (1992), "Space-time correlations of b values with stress release", *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 139, pp. 449 – 462.

Wadge, G., (1981), "The variation of magma discharge during basaltic eruption", *Journal Volcanol Geotherm Research*, Vol. 11, pp. 139 – 168.

Wadge, G. y Cross, A., (1988), "Quantitative methods for detecting aligned points: an application to the volcanic vents of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México", *Geology*, Vol. 16, pp. 815 – 818.

Waldhauser, F. y Ellsworth, W., (2000), "A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault", *Bull. Seismol. Soc. Am* 90, pp. 1353 – 1358.

Warren, N. y Latham, G., (1970), "An experimental study of thermally induced Microfracturing and its relation to volcanic seismicity", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 23, pp. 4455-4464.

Weertman, J., (1971a), "Theory of water-filled crevasses in glacier applied to vertical magma transport beneath oceanic ridges", *Journal Geophysics Research*, Vol. 76, pp. 1171 – 1183.

Weertman, J., (1971 b), "Velocity at which liquid-filled cracks move in the earth's crust or in glaciers", *Journal Geophysics Research*, Vol. 76, pp. 8544 – 8553.

Wiemer, S., y McNutt, S., (1997), "Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska", *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, No. 2, pp. 189 – 192.

Wiemer, S. y Wyss, M., (1997), "Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times?", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 7 (B7), pp. 15,115 – 15, 128.

Wiemer, S. y Wyss, M., (2002), "Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes", *Institute of Geophysics; ETH Hoenggerberg*.

Wilcox, R. E., (1954), "Petrology of Parícutin Volcano, México", *Geol. Surv. Bull.*, 965-C, pp. 281 – 283.

Williams, H., (1950), "Volcanoes of the Parícutin region, México", *U.S. Geological Survey Bulletin*, Vol. 965-B, pp. 165-279.

Wyss, M., (1973), "Towards and physical understanding of the earthquake frequency distribution", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 31, pp. 341 - 359.

Wyss, M., Shimazaki, K. y Wiemer, S., (1997), "Mapping active magma chambers by b values beneath the off-Ito volcano, Japan", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102 (B9), pp. 20,413 – 20,422.

Wyss, M., Schorlemmer, D. y Wiemer, S., (1999), "Mapping asperities by minima of local recurrence time: the San Jacinto – Elsinore fault zones", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, pp.7829 – 7844.

Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K. y Wiemer, S., (2001), "Anomalously high b-values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 106, pp. 23 – 37.

Yang, T., Grand, S., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, M., Domínguez-Reyes, T. y James, N., (2009), "Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, pp.1 – 10.

Yokoyama, I., (1988), "Seismic energy release from volcanoes", *Bull. Volcanol.*, 50, pp. 1 – 13.

Yokoyama, I. y de la Cruz-Reyna, S., (1990), "Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacan, Mexico", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 44, pp. 265 – 280.

(<https://www.ucursos.cl/ingenieria/2004/1/GL54C/1/material.../>). (<https://www.ucursos.cl/ingenieria/2004/1/GL54C/1/material.../>).