



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, MORELIA

**Estudio de la deformación cortical en el sector central del
Cinturón Volcánico Transmexicano mediante análisis fractal y
técnicas geoestadísticas**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

AVITH DEL REFUGIO MENDOZA PONCE

JURADO EXAMINADOR:

Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy - UMSNH (Director de Tesis)

Dr. Raúl Pérez López - IGME (Co-Director de Tesis)

Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego - CENTRO DE GEOCIENCIAS (Presidente)

Dr. José Luis Macías Vázquez - INSTITUTO DE GEOFÍSICA (Vocal)

Dr. Pierre Gilles Lacan - CENTRO DE GEOCIENCIAS (Suplente)

Morelia, Mich., mayo 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**A todos los mexicanos
que pagan impuestos,**
*por su contribución al
desarrollo de esta tesis doctoral.*

A ti,
amable lector.

Porque me desvié del camino verdadero, caí en un sueño profundo y me desperté en un bosque oscuro y profundo. Me dispuse a escapar del bosque, pero mi camino estaba bloqueado por un león. Mientras huía a un lugar más bajo, una figura apareció ante mí. “Ten piedad de mí, quien quiera que seas”, exclamé, “ya seas una sombra o un hombre de carne y hueso.”

Patrick Burns en “The R inferno”

Agradecimientos

El mayor agradecimiento a mis asesores, el Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy y el Dr. Raúl Pérez López por su invaluable y generoso apoyo y todos los conocimientos compartidos durante esta etapa de formación académica. A mi comité tutor conformado por el Dr. Ramón Zúñiga y el Dr. Gustavo Tolson por todas sus observaciones y sugerencias en cada una de las evaluaciones semestrales. Agradezco a la Dra. Carolina Guardiola Albert porque fue generosamente servicial con el análisis geoestadístico durante mi estancia en el Instituto Geológico y Minero de España. Además, un especial agradecimiento al Dr. Ángel Figueroa Soto por su gran colaboración a lo largo de este proyecto doctoral. A mi jurado examinador, gracias por su supervisión y colaboración para obtener un escrito de mejor calidad y claridad.

Agradezco a todo el personal administrativo y académico del Posgrado de Ciencias de la Tierra con sedes en el Instituto de Geofísica, Instituto de Geología y Escuela Nacional de Estudios Superiores unidad Morelia UNAM, por brindarme lo necesario durante mi periodo de estudiante de doctorado. Gracias al CONACYT (CB-2013-234243), al proyecto SEP-CONACYT-CB-2009-01-134151, al programa de movilidad internacional para alumnos de la UNAM y al P-17-CeMIEGeo por el apoyo económico brindado durante mi estancia en España y en la realización de la tesis doctoral. También sumo mis agradecimientos al PT4.2 y PT5.2 del proyecto GEMex por permitirme colaborar en el área de exploración geotérmica. Además, por el apoyo en los mapas, muchas gracias a Diana Soria, Gaby Gómez, Mónica Martínez, Gabriel Torres, Elizabeth Rivera y Karla Guillén.

Estoy *eternamente* agradecida con **todos** mis amigos por el apoyo, la amistad, el cariño, los viajes, la hospitalidad, las visitas, las palabras de aliento y el ánimo que he recibido en diferentes momentos de este gran proceso.

No menos importante, sino todo lo contrario, agradecer a mis padres Víctor y Lulú y a mis hermanos Aidee, Vicky y Hugo, por todo el esfuerzo y amor que me han brindado. También a mi sobrina Zoe, quien es un bello impulso para seguir adelante. Un agradecimiento muy sincero a mi hermana Aidee por brindar todo su esfuerzo y tiempo para cuidarme durante la etapa más vulnerable que me ha tocado vivir.

Finalmente, a cada uno de los médicos y enfermeras del ISSSTE de Alta Especialidad de la ciudad de Morelia, que formaron parte de mi recuperación, por su gran calidad humana y profesionalismo.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Generalidades	3
1.1.1. Antecedentes	3
1.1.2. Planteamiento del Problema	8
1.1.3. Objetivos General y Específicos	9
1.2. Localización del Área de Estudio	10
1.2.1. Marco Geológico y Geodinámico Regional	10
1.2.2. Geología y Cinemática del sector central del CVTM	13
1.3. Marco Teórico	22
1.3.1. Geometría Fractal	22
1.3.2. Análisis Geoestadístico	28
2. Desarrollo y Resultados	32
2.1. Dominio Espacial	32
2.1.1. Base de Datos	32
2.1.2. Análisis fractal	38
2.1.3. Mapas del valor-b	45

2.1.4. Variogramas	46
2.2. Dominio Temporal	53
2.2.1. Base de Datos	53
2.2.2. Definición de Falla Potencialmente Activa	54
2.2.3. Leyes de Potencia	59
2.2.4. Exponente de Hurst	59
2.2.5. Variogramas	60
3. Discusión	62
3.1. Dominio Espacial	62
3.1.1. Análisis fractal	62
3.1.2. Mapas del valor-b	63
3.1.3. Variogramas	67
3.2. Dominio Temporal	70
3.2.1. Exponente de Hurst	70
3.2.2. Definición de Falla Potencialmente Activa	74
4. Conclusiones	76
4.1. Dominio Espacial	76
4.2. Dominio Temporal	78
A. Datos de fallas del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay	81
B. Pruebas geoestadísticas	82
C. Ejemplo de ajuste lineal subestimado	84

Índice de figuras

1.1. Marco tectónico y geodinámico del Cinturón Volcánico Transmexicano. La ubicación del Cinturón Volcánico Transmexicano se muestra con línea blanca y los límites de placa con líneas negras. Las flechas indican el sentido de los vectores de las tasas de convergencia a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) está delimitado por el polígono rojo y el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA) por el rectángulo amarillo. CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano.	12
1.2. Marco estructural regional del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay donde se muestran las fallas regionales (líneas punteadas gris), las fallas normales (líneas rojas y las fracturas (líneas punteadas rojas). Las flechas rojas muestran la dirección de la extensión horizontal máxima (σH_{max}).	16
1.3. Elementos de un variograma: meseta = 1.2, rango = 1.0 km y efecto pepita = 0.2. Con línea azul se muestra un modelo esférico.	30

<p>1.4. a) Anisotropía híbrida con eje mayor en la dirección $\theta_1 = 45^\circ$, con modelo exponencial, rango a_2 y umbral S_2. En la dirección $\theta_2 = 135^\circ$, el modelo tiene dos estructuras anidadas (exponencial + esférica). b) Rangos direccionales para la anisotropía geométrica. En Geoestadística se toman valores negativos del ángulo en los cuadrantes noroeste y suroeste.</p>	31
<p>2.1. Mapa de la distribución de volcanes monogenéticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (según Hasenaka y Carmichael [1985a]), el triángulo rojo representan al volcán El Tancitaro y D_{CO} es el diámetro basal de los conos.</p>	33
<p>2.2. Criterio utilizado en la digitalización de trazas de fallas en el SFPA. a) Falla dividida en secciones y b) Traza morfológica de los segmentos de falla con longitud igual a la suma de sus secciones.</p>	35
<p>2.3. Mapa de las trazas de falla (líneas rojas) a lo largo del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA). Este mapa consiste de 628 trazas de fallas con longitudes entre $1 < km < 45$, sobre un modelo digital de elevación con una resolución de 15 metros.</p>	35
<p>2.4. Mapa del catálogo sísmico somero ($0 < h < 15$ km) del Cinturón Volcánico Transmexicano durante el periodo comprendido entre 1985 y 2012 (tomado de Zúñiga <i>et al.</i> [2017]), z es la profundidad focal. El catálogo sísmico de la porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano se delimita por las líneas negras discontinuas. El subcatálogo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato está encerrado por el rectángulo verde y el subcatálogo del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay por el rectángulo rojo.</p>	37

2.5. Relación de Gutenberg-Richter de los sismos corticales correspondientes al sector central del CVTM entre el período 1985-2012. El valor- b se estimó mediante la técnica de máxima verosimilitud [Aki, 1965] y las incertidumbres mediante la técnica de “bootstrap” [Efron, 1979].	41
2.6. Ley de potencia de la distribución del área visible máxima de fallas para el SFPA. La línea roja representa la pendiente de la ley de potencia (valor- b_f) para el área visible máxima de fallas. Estimamos el valor- b_f utilizando la técnica de máxima verosimilitud (Aki, 1965) y las incertidumbres por “bootstrap” [Efron, 1979].	43
2.7. Ley de potencia de la distribución del diámetro basal de los volcanes monogénéticos (D_{CO}) en el CVMG (base de datos modificada de Hasenaka y Carmichael, [1985a]). La línea roja representa la pendiente de la distribución de tamaños (valor- b_{vm}). El valor- b_{vm} se estimó usando el método de mínimos cuadrados porque la rutina utilizada en los casos anteriores subestima el ajuste.	44
2.8. Mapa del valor- b para los sismos corticales en la porción central del CVTM. Los colores rojos indican altos valores- b (La Sierra de Mil Cumbres y sus alrededores, y el Lago Cuitzeo) y los colores azules indican bajos valores- b (Los Azufres y alrededores). Los huecos indican áreas con datos insuficientes.	47
2.9. Mapa del valor- b_f en el SFPA. El color azul fuerte indica un valor- b_f bajo ($b_f \leq 1.2$; Lago Cuitzeo y alrededores). Los huecos indican áreas con datos insuficientes para realizar el cálculo de b	48

2.10. Mapa del valor- b_{vm} para el CVMG. Los colores rojos indican valores- b_{vm} altos (SO del CVMG) y los colores azules indican valores- b_{vm} bajos (N del CVMG). Los huecos indican áreas con datos insuficientes.	50
2.11. Variogramas y sus modelos matemáticos ajustados para las principales direcciones de anisotropía del mapa- b (sismos), mapa- b_f (área visible máxima de falla) y mapa- b_{vm} (volcanes monogenéticos). a) Variogramas del mapa- b para sismos del CVTM; b) Variogramas del mapa- b para sismos del sector central del CVTM; c) Variogramas del mapa- b para sismos del SFPA; d) Variogramas del mapa- b para sismos del CVMG; e) Variogramas del mapa- b_f para fallas del SFPA y f) Variogramas del mapa- b_{vm} para volcanes del CVMG. CVTM: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; CVTMc: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano porción central; SFPA: sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay; CVMG: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.	51
2.12. Anisotropías encontradas dentro del CVTM. a) S(CVTM): sismos en el Cinturón Volcánico Transmexicano; b) S(cCVTM): sismos en la porción central del CVTM; c) S(CVMG): sismos en el CVMG; d) (CVMG): Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato; e) S(SFPA): sismos en el SFPA y f) (SFPA): sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. Los colores no representan ninguna información.	52

- 2.13. Mapa estructural del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. Las fallas potencialmente activas están representadas por las líneas negras continuas. Las líneas continuas en color rojo corresponden con las fallas estudiadas mediante un enfoque paleosismológico. La línea punteada de color morado es el límite entre las zonas central y oriental, mientras que la falla de Tzitzio-Valle de Santiago es el límite entre las zonas occidental y central. Las estrellas representan la crisis sísmica en Pátzcuaro y Araró (en 1845 y 1858) y Zinapécuaro y Tlalpujahuá (en el siglo XIX). Los círculos representan la sismicidad cortical desde 1912 a 2018 con base en el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Los mecanismos focales fueron tomados de Astiz [1980], Suter *et al.* [1992, 1995], Langridge *et al.* [2000], Singh *et al.* [2011, 2012], y Rodríguez-Pascua *et al.* [2012]. Los números ascendentes son referidos en la Tabla 2.2. 55
- 2.14. Gráfica de la rugosidad de la variación de las magnitudes M_w calculadas mediante la longitud de ruptura de superficie (SRL) para el SFPA, utilizando: Wesnowsky (2008, datos en rojo); Wells y Coppersmith (1994, datos en verde) y Anderson *et al.* (1996, datos en azul). Por inspección óptica observamos que Wells y Coppersmith [1994] y Anderson *et al.* [1996] están subestimando las magnitudes con respecto de las M_w obtenidas por Wesnowsky [2008]. Las líneas grises delimitan las tres zonas que componen la micro-regionalización de SFPA (Occidental, Central y Oriental en términos de su exponente de Hurst ($H_w = 0.7, H_w = 0.5, H_w = 0.8$ respectivamente), mostrando diferentes tasas sísmicas para cada zona. Algunos nombres de fallas importantes se muestran en la figura. 56

2.15. **(a)** Gráfica del fractal conocido como la escalera del diablo, se trata de una distribución acumulativa de la tasa de deslizamiento (mm/año) de fallas activas organizadas desde el este hacia el oeste en el SFPA (ver Tabla 2.2). **(b)** Gráfica bilogarítmica del número de cajas ($N(e)$) *versus* la longitud de un lado de la caja (e). La pendiente de la recta es igual a la dimensión de caja. El resultado de $D_b = 1.86$ se relaciona con una menor concentración de tasas de deslizamiento pequeñas en el SFPA, lo que sugiere que las fallas grandes acomodan la deformación de manera más eficiente. 58

2.16. Gráfica bilogarítmica de la frecuencia *versus* la longitud de trazas morfológicas de las fallas del SFPA. Se aprecian dos líneas rectas con diferente pendiente, lo que indica una ley de potencia inversa bimodal. La bimodalidad revela la existencia de al menos dos diferentes procesos de fracturamiento en el SFPA. 60

2.17. **(a)** Mapa variograma de las fallas del SFPA, con una línea recta se muestra la dirección de la mejor autocorrelación espacial. En el centro, un patrón forma una elipse, lo que sugiere que las mejores correlaciones se observan en la dirección NE-SO. **(b)** Variograma anisotrópico de la longitud de trazas de fallas, que exhiben una buena estructura en la dirección N80°E, y coincide con un modelo esférico (línea continua negra). Por lo tanto, estas fallas están orientadas de manera óptima en relación con el campo de esfuerzos actual en el SFPA (σ_2). Por lo tanto, esta dirección anisotrópica indica que la distribución espacial de las fallas se debe principalmente a las tensiones extensionales y, por lo tanto, está sujeta a la deformación generada por el campo de esfuerzos actual en el SFPA (σ_2 , NO-SE). 61

3.1. **(a)** Gráfica comparativa del valor de las mesetas obtenidas para cada uno de los mapas-*b*. **(b)** Gráfica comparativa del valor de los rangos obtenidos para cada uno de los mapas-*b* 67

3.2. Mapa de la porción central del CVTM. Las flechas negras gruesas indican la dirección de los esfuerzos principales con su cono de incertidumbre (σ_1 (vertical) > σ_2 (NE - SO) > σ_3 (NO - SE)). La anisotropía encontrada para los sismos del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA), se representa con la elipse de color gris. La flecha negra delgada indica la dirección preferencial al N50°E de los sismos del SFPA. Mapa modificado de Ego y Ansan [2002]. 69

B.1. Pruebas realizadas para decidir el número de puntos óptimo para generar los mapas del valor- b . En las gráficas de fondo amarillo se muestra un ejemplo del mapa del valor- b para el SFPA generado con los parámetros óptimos: número máximo de puntos igual 70 y un mínimo de 30 sobre un radio máximo de búsqueda de 10 km. Se observa una distribución más simétrica en el histograma y se conserva mejor la anisotropía. Mientras que, el uso de un número mayor de puntos, resulta en la pérdida de la anisotropía y en distribuciones muy asimétricas como se muestra en el ejemplo del recuadro rosa. 83

C.1. Ley de potencia de la distribución del diámetro basal de los volcanes monogenéticos (D_{CO}) en el CVMG (base de datos modificada de Hasenaka y Carmichael, [1985a]). La línea roja representa la pendiente de la distribución de tamaños (valor- b_{vm}). Aquí, el valor- b_{vm} se estimó utilizando la técnica de máxima verosimilitud (Aki, 1965) y las incertidumbres por “bootstrap” [Efron, 1979]. 85

Resumen

La actividad tectónica del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) está relacionada con la subducción de las placas Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. En particular, en la porción central del CVTM la evidencia de la actividad tectónica cuaternaria es el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. Este fallamiento intraplaca ha sido responsable de sismos importantes, tales como el de Acambay ocurrido en 1912 ($M_S = 6.7$) con ruptura superficial y el de Maravatío ocurrido en 1979 ($M_b = 5.3$). Además, las erupciones históricas del volcán Jorullo en 1759-1774, y la del volcán Parícutín en 1943, evidencian la actividad volcánica en la zona. Así, la porción central del CVTM muestra actividad tectónica y volcánica, pero carece de una red sísmica y geodésica densa que permita monitorear movimiento tectónicos. En consecuencia, en esta tesis se propone la investigación de la dinámica cortical del centro de México a través del estudio de la *geometría fractal de Mandelbrot* en el *dominio espacial y temporal*, aplicada al problema de la tectónica activa del CVTM. Mediante las *relaciones de escalamiento*, se muestra que la distribución del tamaño del diámetro basal de volcanes monogenéticos, del tamaño del área estimada de fallas potencialmente activas y de la magnitud de sismos son fractales, y que son bien caracterizados por un modelo matemático de *ley de potencia*. La primer parte de esta tesis está relacionada con el arreglo *espacial* de la deformación frágil en la corteza superior como función del exponente de la ley de potencia o *valor- b* para los sismos, las fallas y los volcanes monogenéticos. El mapa del valor- b resultante de los volcanes monogenéticos indica las regiones con mayor probabilidad de contener conos con diámetro basal pequeño, mientras que los mapas del valor- b que se obtuvieron para

los sismos y las fallas muestran las zonas donde hay mayor acumulación de esfuerzos tectónicos. Además, los resultados del análisis geoestadístico de la distribución espacial de sismos, fallas y volcanes, sugieren que la posición oblicua del CVTM podría estar controlada no sólo por la geometría del “slab”, sino también por el estado de esfuerzos actual en la placa Norteamericana definido a partir del tensor de esfuerzos. Finalmente, del análisis *temporal* se pudieron definir las fallas que son susceptibles de generar sismos con magnitud de moderada a fuerte ($5.5 \leq M_w \leq 7.0$) en el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. En concreto, se encontraron 316 fallas potencialmente activas distribuidas en tres zonas: 1) zona *occidental*, 2) zona *central* y 3) zona *oriental*. Cada una de estas zonas está caracterizada por diferentes comportamientos de la deformación.

Abstract

The tectonic activity of the Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB) is driven by the subduction between the Cocos and Rivera plates under the North American plate along the Mesoamerican Trench. In particular, in the central Trans Mexican Volcanic Belt, the quaternary activity is evidenced by the Pátzcuaro-Acambay fault system. This intraplate faulting has caused large earthquakes such as the Acambay earthquake ($M_S = 6.7$) on November, 19, 1912 with surface rupture, and another in Maravatío ($M_b = 5.3$) in 1979. Moreover, historic monogenetic eruptions such as the Jorullo volcano's one in 1774-1779 and the Parícutín volcano's one in 1943, show even more the great volcanic activity in the area. So, this region shows tectonic and volcanic activity but lacks dense seismic and geodesic networks to monitor tectonic movements. Consequently, in this thesis is investigated the crustal dynamic of the central Mexico through the *fractal geometry of Mandelbrot* in the *spatial* and *temporal domain*, which is applied to the problem of active tectonics in the TMVB. By the *scaling relationships*, it is proved that the size distribution of monogenetic volcanoes, faults and earthquakes are fractals, and are characterized by a *power law*. The first part of this thesis is related with the *spatial* accommodation of brittle deformation in the upper lithosphere as a function of the power law exponents for monogenetic volcanoes, faults and earthquakes. The resulting *b*-map for monogenetic volcanoes indicates the locations which have a higher probability of occupying cones with small basal diameters, while the *b*-maps for earthquakes and faults show the locations where more tectonic stress accumulates. Moreover, the geostatistical analysis for the spatial distribution of monogenetic volcanoes, faults and earthquakes, suggests that the oblique position of the TMVB could

be controlled not only by the slab geometry, but also by the current stress field on the North American plate defined by the stress tensor. Finally, from the *temporal analysis* it was possible to define the faults that are susceptible to generate earthquakes with a moderate to strong magnitude ($5.5 \leq M_w \leq 7.0$) in the Pátzcuaro-Acambay fault system. Specifically, 316 potentially active faults have been reported and are distributed in three zones: 1) *western* zone, 2) *central* zone and 3) *eastern* zone. Each of these zones is characterized by different deformation behaviors.

Capítulo 1

Introducción

Para aumentar el conocimiento del estado de deformación cortical en el centro del país, se estudiará el estado de esfuerzos tectónicos mediante el análisis de las denominadas leyes de potencia de la distribución de los tamaños de las fallas cuaternarias (tamaño estimado a partir del área visible máxima de falla), sismos (magnitud) y volcanes monogenéticos (diámetro basal) presentes en la zona. La porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano se puede considerar como un laboratorio natural para examinar estas tres bases de datos, al contar con cerca de 1000 volcanes monogenéticos, más de 300 segmentos de falla potencialmente activos y un catálogo sísmico homogeneizado de 1985-2012. Sin embargo, esta zona no cuenta con una red sísmica y geodésica local densa que monitoree de forma continua los movimientos tectónicos, pese a la elevada actividad registrada en los últimos siglos. Este hecho, nos coloca en una situación delicada: se subestima la amenaza sísmica, a pesar de los antecedentes. Para avanzar en el estudio de la amenaza sísmica en la zona a partir de los datos disponibles, se pueden aplicar los modelos estadísticos de regresión lineal, ya que permiten hacer predicciones

para la evaluación probabilística del peligro sísmico [Burroughs y Tebbens, 2002; Gulia y Meletti, 2006; Franke y Kramer, 2013; Nicknam *et al.*, 2014; Zúñiga *et al.*, 2017]. Dentro de estos modelos estadísticos, la Geometría Fractal se caracteriza mediante la *distribución de ley de potencia* de ciertas propiedades de la naturaleza. Básicamente este modelo describe fenómenos complejos, a cualquier escala, mediante leyes estadísticas simples bien conocidas [Mandelbrot, 1982; Bak *et al.*, 1987]. En este proyecto de tesis la *geometría fractal de Mandelbrot* se aplicará al problema de la tectónica activa en la porción central del CVTM. En particular, la deformación frágil en la litósfera superior se estudiará en función del *exponente* de las leyes de potencia (*valor-b*) para el tamaño de fallas, sismos y volcanes monogenéticos [Ishimoto e Ida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944, 1954; Pérez-López *et al.*, 2011]. También, nos apoyamos de un análisis geoestadístico para determinar las direcciones preferenciales [Oliver y Webster, 2014] de la distribución de tamaños para las tres bases de datos: fallas, sismos, y volcanes monogenéticos. La ventaja de este análisis es que permite establecer las anisotropías espaciales a gran escala y determinar que parámetros las controlan: campo de esfuerzos, “master faults”, grandes erupciones volcánicas, espesor de la litósfera, etc.

Finalmente, un estudio espacio-temporal de mayor detalle se llevó a cabo para las fallas del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA). Se aplicó nuevamente el análisis fractal sobre: **(1)** Las tasas de deslizamiento reportadas en la literatura (estudio temporal) mediante el análisis por ondeletas; y **(2)** Las magnitudes M_w estimadas a partir de la longitud de trazas morfológicas de falla (estudio espacial) mediante el análisis de Hurst. El análisis de Hurst estudia la persistencia en el comportamiento de series temporales, permitiendo hacer predicciones a largo y corto plazo, o bien estudiar la aleatoriedad del fenómeno [Hurst, 1951]. Además, se utilizó un análisis variográfico sobre la longitud de las trazas de falla para buscar direcciones preferenciales. Con

base en los resultados del exponente de Hurst y su persistencia, y de la anisotropía encontrada, se pudo definir aquellas trazas de falla que son potencialmente activas dentro del SFPA (Mendoza-Ponce *et al.*, 2018).

1.1. Generalidades

1.1.1. Antecedentes

En varios trabajos, la descripción geométrica de patrones de fracturas, fallas, sismos y volcanes monogénicos se han estudiado mediante la propiedad de autosimilitud de los fractales [Ishimoto e Ida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944, 1954; Mandelbrot, 1982; Aviles *et al.*, 1987; Bak y Tang, 1989; Korvin, 1992; Turcotte, 1992; Ghosh y Daemen, 1993; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Mazzarini *et al.*, 2010; Pérez-López *et al.*, 2011]. Esta autosimilitud se cumple cuando los objetos conservan su geometría con el cambio de escala (invarianza al escalado) y se rige por una ley de potencia inversa. El exponente de la ley de potencia corresponde al valor de la dimensión fractal [Bak *et al.*, 1987; Tang y Marangoni, 2006]. Así, los fractales aparecen como objetos irregulares, ásperos y fragmentados que muestran autosimilitud. Desde el punto de vista topológico, las dimensiones fractales (D) difieren de las dimensiones euclidianas en que se describen a partir de números no enteros. Esta dimensionalidad no es intuitiva y dificulta su aplicación al mundo real debido al uso de números no enteros. ¿Cómo explicamos una superficie cuya dimensión topológica es 1.8? Pues bien, la dimensión fractal describe el grado de irregularidad del paso entre dos dimensiones euclidianas. Así, una dimensión fractal alta significa un mayor grado de rugosidad y complejidad,

por ejemplo, una costa con contorno suave tendría una dimensión fractal muy cercana a la unidad, mientras que una costa muy abrupta y quebrada tendría una dimensión fractal entre $1.50 < D < 2.0$.

El análisis fractal en el CVTM se inicia con los trabajos de: **(a)** Mazzarini *et al.* [2010], quienes encuentran una ley de potencia para la separación entre conos cineríticos. Ellos relacionan la dimensión fractal con el espesor cortical bajo el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin; y **(b)** Pérez-López *et al.* [2011], quienes demuestran que los diámetros basales de los volcanes monogenéticos del CVMG obedecen a una distribución de ley de potencia con un valor del exponente igual a 5.01. Sugieren que la ley de potencia que obtuvieron puede estar relacionada con el espesor de la corteza por debajo del CVMG, ya que este parámetro determina el diámetro basal del cono durante la erupción monogenética [Fedotov, 1976; Wood, 1980b; Mazzarini et al., 2010]. A diferencia de Mazzarini *et al.* [2010] y Pérez-López *et al.* [2011], en esta tesis no sólo se calculan los valores de la pendiente de la ley de potencia sino que también se mapean los valores-*b* correspondientes a la distribución del diámetro basal de los volcanes monogenéticos del CVMG (Figura 2.10).

Por otro lado, Vásquez-Serrano [2013] calculó la dimensión fractal, que mide la distribución de las fracturas del espacio en el que se encuentran, en la Plataforma El Doctor, Querétaro. Este cálculo se hizo para mapas de fracturas en cuatro escalas diferentes (10 mm, 10 cm, 1 m, 10 m): obteniendo valores entre 1.37 a 1.50. A manera de conclusión, se sugiere que estos valores de la dimensión fractal muestran que las fracturas ocupan el mismo espacio (o casi) en las cuatro escalas estudiadas. También, en la falla de Los Planes, Baja California Sur, la autosimilitud fue estudiada por Nieto-

Samaniego *et al.* [2005] utilizando un análisis fractal detallado de mapas de fracturas en cuatro diferentes órdenes de magnitud de la longitud. Los resultados para la dimensión fractal van de 1.51 a 1.87, indicando una gran rugosidad. Además, demostraron, que para un mapa de fracturas de cualquier tamaño, la dimensión fractal (de caja) está en relación inversa con la concentración de fractura y en relación directa con la densidad de fractura [Renshaw, 1997]. La concentración de fractura es calculada como la distancia media de las fracturas dividida entre la longitud promedio (l) de las fracturas: $(\frac{L}{l})$, donde L es el tamaño de la región [Smirnov y Zavyalov, 1997]. Este parámetro caracteriza las interacciones entre las fracturas adyacentes. Smirnov y Zavyalov [1997] definen el parámetro de *concentración de falla crítica* como una medida de la pérdida de estabilidad en un conjunto de fracturas bajo un campo de esfuerzos. Si las fracturas pierden estabilidad, crecen y se unen para formar fracturas más grandes. Como resultado, están lo suficientemente cerca una de la otra y, en consecuencia, se tiene un valor alto del parámetro de concentración de fractura (o un valor pequeño de la dimensión de caja). Además, estos autores concluyen que la *condición máxima de la densidad de fractura* restringe la deformación; es decir, no se generan más fracturas para acomodar el exceso de deformación en la escala actual, sino que el fracturamiento migra a una escala mayor en la que no se ha alcanzado la condición máxima de la densidad de fractura. Por escala mayor, se debe entender como la unión de fracturas pequeñas para formar fracturas grandes, las cuales pueden acomodar mayor deformación [Poulimeanos, 2000; Cowie *et al.*, 1995; Ackermann *et al.*, 2001]. Dentro del SFPA, en los campos geotérmicos del Lago de Cuitzeo, Bermejo [2018] realizó un análisis fractal de fracturas geológicas en tres diferentes escalas. Sus resultados muestran que la distribución y arreglo de fracturas en las rocas del Lago de Cuitzeo son favorables para la circulación de fluidos geotérmicos.

A diferencia de todos estos autores, aquí se se estudia la autosimilitud del *área visible máxima de fallas* a una escala mayor (km^2), sobre un modelo digital de elevación (MDE, obtenido del INEGI) de 15 m de resolución, en el SFPA. Estas áreas se calcularon multiplicando la *longitud de las trazas de los segmentos morfológicos de falla* digitalizada sobre el MDE y la *altura máxima del escarpe topográfico*. El patrón matemático encontrado, a primera aproximación, indica una proporcionalidad entre el número de fallas con áreas pequeñas con respecto a las fallas con áreas grandes. Es decir, una ley de escalamiento o ley de potencia que permite saber si en una zona predominan o no las fallas con gran tamaño del área. Finalmente, se construye un mapa de los valores del exponente de la ley de potencia encontrados para el SFPA, que pueden indicar las zonas de mayor y menor actividad tectónica. Por otro lado, se propone el análisis de Hurst para definir una micro-regionalización en el SFPA, para delimitar zonas con diferente comportamiento de la deformación.

La autosimilitud de la distribución de la magnitud de los sismos está bien identificada por la relación de Gutenberg-Richter (relacion G-R) [Ishimoto e Ida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944, 1954; Bak y Tang, 1989], que es la columna vertebral de todo análisis de peligro sísmico [Burroughs y Tebbens, 2002; Gulia y Meletti, 2006; Franke y Kramer, 2013; Nicknam *et al.*, 2014; Zúñiga *et al.*, 2017]. Este modelo estadístico muestra una relación lineal entre el número acumulado de sismos (N) y la magnitud (m) en terminos de las constantes a y b . Los trabajos que reportan resultados del *valor-b* para el CVTM (0.78 ± 0.04 .) son Zúñiga *et al.* [2017] y Magaña-García [2017] para el SFPA (2.11 ± 0.10). Sin embargo, no hay publicaciones del *valor-b* en la porción central en el CVTM, el cual se calcula y mapea en el presente trabajo.

Así, la investigación de esta tesis tiene que ver con:

- El estudio *espacial* del exponente de la ley de potencia para los siguientes tres mensurandos: (1) Área visible máxima de falla, (2) magnitud de sismos y (3) el diámetro basal de volcanes monogenéticos. Con el fin de responder a la pregunta: ¿qué tan grande será un sismo, una falla o un volcán monogenético en el sector central del CVTM? En Sismología, regularmente esta pregunta se responde mediante las incertidumbres del tamaño de los sismos mediante el uso de las *Leyes de Recurrencia*. La relación de Gutenberg-Richter es la ley de recurrencia más usada en la evaluación del peligro sísmico. Esta relación, introduce el término de la *Tasa de excedencia*, la cual se define como el número de veces que se repite un sismo de magnitud mayor que cierta magnitud específica en un tiempo dado. Este término es importante para calcular el peligro al que está expuesto un sitio, ya que éste se cuantifica mediante la tasa de excedencia de las magnitudes que ahí se generan, o mediante su inverso, el período de retorno que es el tiempo que tarda un sismo de magnitud superior a la especificada en repetirse. Estos términos están íntimamente relacionados con el valor- b de la relación Gutenberg-Richter [Zúñiga y Wyss, 2001; Zúñiga *et al.*, 2017].
- El análisis *fractal* de una serie temporal de las tasas de deslizamiento reportadas en la literatura para las fallas del SFPA. Algunas series de tiempo pueden exhibir variedad de estructuras de autocorrelación, cuya fuerza, nos da idea de la *memoria* inherente del sistema. El exponente de Hurst permite la caracterización del comportamiento dinámico; en particular cuantifica la *persistencia* o *antipersistencia* estadística en una serie de tiempo.
- El estudio *espacial* del exponente de Hurst para las magnitudes M_w estimadas a partir de la longitud de trazas morfológicas de falla mediante la ecuación empírica

de Wells y Coppersmith [1994]. Esta metodología permite la caracterización del comportamiento de la deformación, en función de las magnitudes M_w máximas.

- Análisis *variográfico* de los exponentes de la ley de potencia para: El área visible máxima de falla (SFPA), magnitud de sismos (CVTM, CVTM central, SFPA y CVMG) y el diámetro basal de volcanes monogenéticos (CVMG) para buscar la presencia o ausencia de direcciones preferenciales.

1.1.2. Planteamiento del Problema

El interés de estudiar el sector central del CVTM deriva en primer lugar de su posición oblicua con respecto de la Trinchera Mesoamericana y de aprovechar la existencia de sismos, fallas y volcanes monogenéticos en el mismo sector. Además, no se cuenta con una red sísmica local densa que permita estudiar la deformación tectónica de manera continua el SFPA. Tampoco se cuentan con los estudios de paleosismología necesarios para cubrir la gran cantidad de fallas en el SPFA [Langridge *et al.*, 2000, 2013; Garduño-Monroy *et al.*, 2009, Sunye-Puchol *et al.*, 2015, Ortuño *et al.*, 2015, 2019; Lacan *et al.*, 2018; Velázquez-Bucio, 2018]. En general, faltan más estudios integrales y multidisciplinarios que permitan el buen entendimiento de la tectónica activa presente en la región para poder responder a las preguntas: ¿cómo se acomoda la deformación frágil en la zona? ¿esta actividad tectónica se relaciona solamente con el fenómeno de subducción? o ¿La deformación cortical (o los esfuerzos) puede ser responsable o no de una posible fragmentación de la placa Norteamericana? Contestar estas preguntas ayudarán en la evaluación del peligro sísmico; y por ende, en la mitigación de desastres en el centro de México, que es una zona altamente poblada.

1.1.3. Objetivos General y Específicos

Objetivo general del **análisis espacial** de las distribuciones del tamaño de volcanes monogenéticos, fallas cuaternarias y sismos:

- Determinar el arreglo de la deformación frágil, en el sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano, para tener un fortalecimiento en el conocimiento de estado de esfuerzo asociado.

Para poder llevarlo a cabo se derivan los siguientes objetivos **específicos**:

1. Estudiar el valor- b , para conocer el estado de esfuerzos en la porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano.
2. Elaborar mapas del valor- b de volcanes, fallas y sismos, con el fin de usarlos en la evaluación de peligros (volcánicos y sísmicos).
3. Estudiar la anisotropía de los valores- b , para la identificación de direcciones preferenciales.

Objetivo general del **análisis fractal** del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA):

- Cuantificar las fallas potencialmente activas para la evaluación del peligro sísmico.

Para poder llevarlo a cabo se tienen los siguientes objetivos **específicos**:

1. Estimar las magnitudes (M_w) máximas en el SFPA.
2. Definir una micro-regionalización en el SFPA, para poder cuantificar la evaluación del peligro sísmico.

3. Validar la definición intrínseca de *falla potencialmente activa*, propuesta en este trabajo para el SFPA, y usarla para determinar cuáles fallas son potencialmente activas en el sistema.

1.2. Localización del Área de Estudio

El área de estudio se localiza en el sector central del CVTM. Dentro de ella se encuentra el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Figura 1.1). En general, el área es caracterizada por una serie de depresiones alargadas con orientación este-oeste limitadas por fallas normales. Por ejemplo: los grabenes de Cuitzeo y Acambay (Figura 1.2).

1.2.1. Marco Geológico y Geodinámico Regional

El CVTM es un gran arco volcánico continental activo con orientación general este-oeste, que cruza toda la República Mexicana desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México [Pardo y Suárez, 1995; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998; Márquez *et al.*, 1999a; Ferrari, 2004] (Figura 1.1). El CVTM, ha evolucionado de forma bastante heterogénea a lo largo de su historia, mostrando transformaciones notables en su posición, geometría y composición, destacando la composición calciocalina, siguiendo las series alcalinas; todo ello dado lugar a un vulcanismo bimodal (Ferrari, 2000). El vulcanismo se puede dividir en **(a)** volcanes poligenéticos activos y **(b)** volcanes monogenéticos [Sigurdsson *et al.*, 2015; Németh, 2010; Hasenaka y Carmichael, 1985a]. Algunos de estos volcanes monogenéticos representan el vulcanismo más reciente dentro del CVTM. Ejemplos

de erupciones monogenéticas históricas ocurrieron en 1759-1774, con la formación del volcán Jorullo [Gadow, 1930] y la última en 1943 con el nacimiento del Paricutín [Luhr y Simkin, 1993; Silva-Mora, 1995].

El CVTM se desarrolla como un margen convergente que involucra la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana. Las principales características del acomplamiento entre las tres placas tectónicas son: **a)** la velocidad de convergencia de las placas subducidas es variable y aumenta hacia el sureste a lo largo de la trinchera, de ~ 3 cm/año para Rivera, hasta $\sim 5-7$ cm/año para Cocos [DeMets y Traylen, 2000; DeMets, 2001]; **b)** la edad de las placas oceánicas también incrementa gradualmente de ~ 10 Ma a ~ 35 Ma hacia la porción sudoriental de la trinchera, siendo más joven la placa Rivera que la placa de Cocos; y **c)** gran variabilidad en el ángulo de subducción de la placa de Cocos, cambia rápidamente de $\sim 50^\circ$ en sus límites con Rivera a una geometría horizontal (0°) por debajo de la ciudad de México [Clayton *et al.*, 2007; Pérez-Campos *et al.*, 2008; Husker y Davis, 2009].

El CVTM tradicionalmente se divide en 3 sectores de acuerdo a sus diferencias estructurales y vulcanológicas [Demant, 1981; Pasquarè *et al.*, 1987; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998; García-Palomo *et al.*, 2002; Ortuño *et al.*, 2015]. **(1)** La *porción occidental*, se encuentra entre la costa del Golfo de California y el “rift” de Zacoalco-Tepic [Allan, 1986; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000], ambos sistemas corresponden a un fallamiento normal cuya edad abarca desde el Plioceno hasta el Cuaternario [Quintero-Legorreta *et al.*, 1992; Rosas-Elguera *et al.*, 1996]; **(2)** la *porción central*, comprendida entre el sector occidental y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende [Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a], está dominada por la tectónica transtensiva del Sistema de fallas Morelia Acambay [Ego y Ansan, 2002]; y **(3)** la *porción oriental*, del sistema de fallas Taxco-San

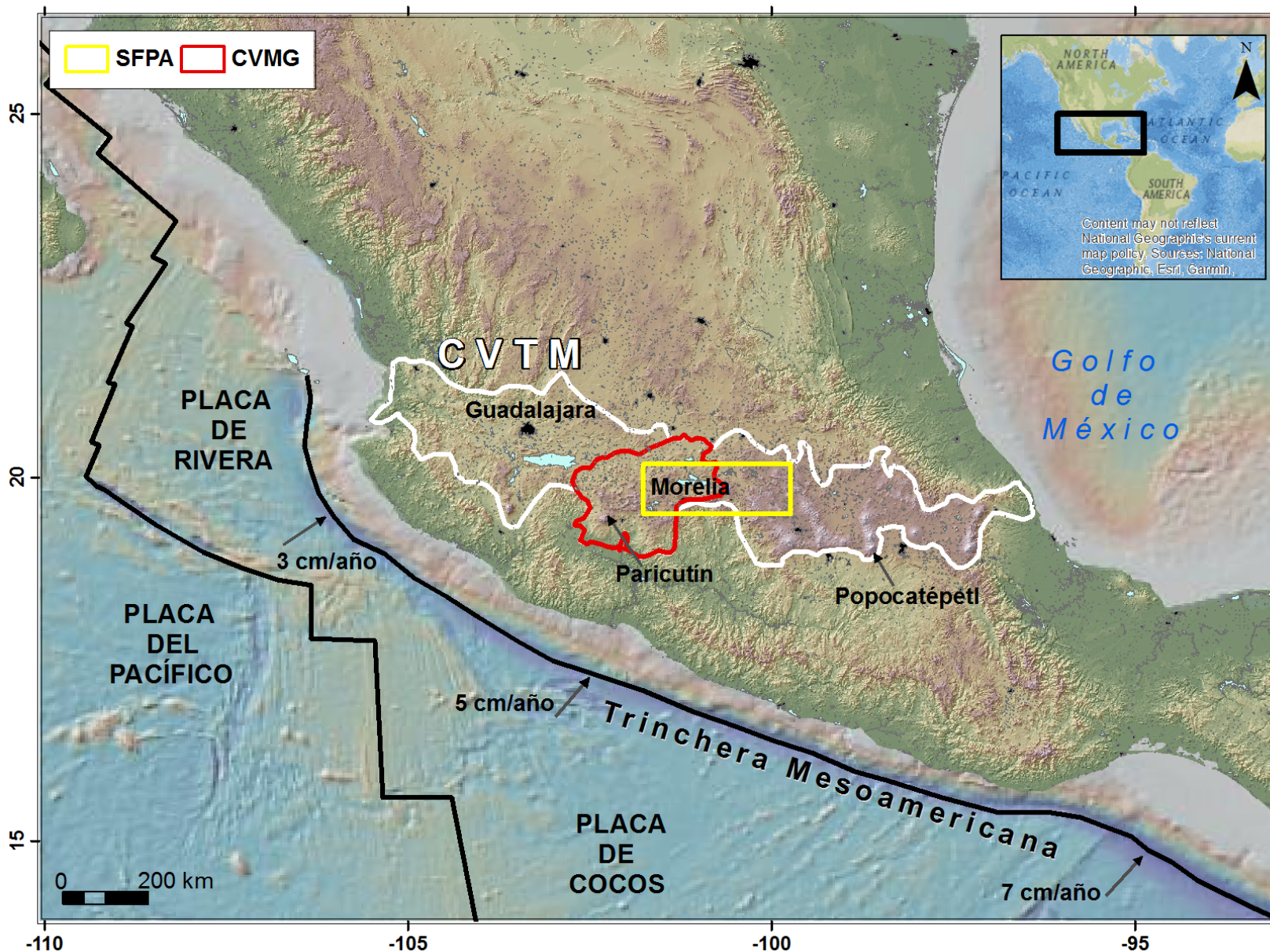


Figura 1.1: Marco tectónico y geodinámico del Cinturón Volcánico Transmexicano. La ubicación del Cinturón Volcánico Transmexicano se muestra con línea blanca y los límites de placa con líneas negras. Las flechas indican el sentido de los vectores de las tasas de convergencia a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) está delimitado por el polígono rojo y el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA) por el rectángulo amarillo. CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano.

Miguel de Allende hasta la costa del Golfo de México, se caracteriza principalmente por cadenas de estratovolcanes orientadas N-S [Ferrari *et al.*, 2003a; Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2007]. En resumen, el CVTM sigue una dirección preferencial ONO-ESE en su sector occidental y una dirección E-O en los sectores central y oriental. Tanto el sector occidental como oriental presentan vulcanismo silíceo, mientras que en el sector central es ausente.

Este trabajo toma especial consideración a la porción central del CVTM, debido a la ocurrencia de grandes sismos destructivos como el de Acambay, 1912, las erupciones de El Jorullo y Parícutín, y la existencia de grandes fallas activas capaces de disparar terremotos de magnitud superior a $M_w = 5.5$. Es decir, existe actividad tectónica con gran probabilidad de afectar áreas densamente poblada en el centro del país. Esta actividad ha sido descrita en estudios de paleosismología y geología estructural [Landgridge *et al.*, 2000; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mennella, 2011; Sunye-Puchol *et al.*, 2015, Ortuño *et al.*, 2015, 2019; Suter, 2016, Lacan *et al.*, 2018, Velázquez-Bucio, 2018], así como en la micro-sismicidad [Ego y Ansan, 2002; Singh *et al.*, 2012; Campos *et al.*, 2015].

1.2.2. Geología y Cinemática del sector central del CVTM

El sector central del CVTM se ubica entre las coordenadas 19° - 20.6° latitud norte y 100° - 103° longitud oeste y está acotada por el sector occidental y oriental del CVTM. Este sector comprende tanto el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Así, esta área se ve afectada por la interacción de volcanes, fallas y sismos. A continuación se describen cada uno de estos elementos.

Volcanes Monogenéticos

El campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), localizado al oeste de la porción central del CVTM, con coordenadas 19° - 20° latitud N y 100° - 103° longitud O. Es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas del mundo (>40,000 km² con más de 1,000 centros volcánicos). El CVMG está formado en su mayoría por conos cineríticos (90 %) y volcanes semiescudo, además de maars y domos. Los estratovolcanes están prácticamente ausentes, si se exceptúa el caso del Cerro Tancítaro y Patamban [Hasenaka y Carmichael, 1985].

El basamento del CVMG consiste de rocas intrusivas graníticas. El basamento ha sido reportado como xenolitos de granito en lavas del volcán Paricutín [Wilcox, 1954; McBirney, 1987], del volcán Jorullo [Luhr y Carmichael, 1985b] y al sur del Tzirate [Corona-Chávez *et al.*, 2006]. Los conos cineríticos son de composición basáltica o andesítica de edad Pliocena tardía al Holoceno [Hasenaka y Carmichael, 1985a; 1985b; Connor, 1987].

Hasenaka y Carmichael [1985b] estimaron una tasa de magma emitida de 0.8 km³/Kaños. Nuevos trabajos recalculan esta tasa como: 0.02 km³/Kaños alrededor de Pátzcuaro en una área de 560 km² [Osorio-Ocampo *et al.*, 2018] y una tasa >0.017 km³/Kaños para la zona de Tacámbaro-Puruarán [Guilbaud *et al.*, 2012]. Las lavas son de composición basáltica o basalticoandesíticas y en menor proporción basálticas alcalinas, estas últimas corresponden a los productos más viejos en el campo volcánico [Hasenaka y Carmichael, 1987]. Hasenaka y Carmichael [1985a] publicaron algunos parámetros de los volcanes: la altura promedio de los conos (100 m), el diámetro basal promedio (830 m) y el promedio del diámetro del crater del cono (240 m) para el

CVMG, etc. El espesor de la corteza por debajo del CVMG ha sido calculado mediante diferentes técnicas. Por ejemplo, con estudios geofísicos, Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, [1996] y Ferrari *et al.*, [2012] calculan un espesor en esta área entre 35-50 km. También, mediante análisis fractal Mazzarini *et al.*, [2010] calculan un espesor entre 30-40 km, con un promedio de ~ 38 km, por debajo del CVMG. Además, Pérez-López *et al.*, [2013] calculan el espesor de la corteza entre 5-33 km, mediante una estimación geoestadística.

Estos volcanes se conocen como monogenéticos porque cada uno es resultado de un episodio único eruptivo. Este grupo de volcanes monogenéticos se caracteriza por mostrar alineaciones con orientación NE-SO [Connor, 1990] y también con orientación E-O [Hasenaka y Carmichael, 1987], justo al alejarse de la zona norte del campo cuando se encuentra con el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. Esta relación geométrica entre la dirección de las fallas y el alineamiento volcánico ha sido identificado en campos volcánicos activos y se atribuye al aprovechamiento de estructuras pre-existentes orientadas favorablemente para el ascenso del magma [Connor and Conway, 2000].

Fallas

El sector central del CVTM se ve afectado principalmente por el sistema de fallas Morelia-Acambay (de orientación E-O), el cuál se encuentra en interacción con el sistema Taxco-Querétaro (de orientación NO-SE). Tradicionalmente este sistema se ha denominado sistema de fallas Morelia-Acambay, a pesar de que se extiende hasta la ciudad de Pátzcuaro. Por lo tanto, se considera en este trabajo que es más preciso nombrarlo como sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA).

El SFPA se localiza entre las coordenadas $19^{\circ} 3' - 20^{\circ} 45'$ latitud N y $100^{\circ} - 102^{\circ}$ longitud O. Se define como un área de ~ 30 km de ancho por ~ 100 km de largo de un conjunto de cientos de fallas normales con orientaciones E-O y NE-SO, cortadas por fallas NO-SE más antiguas [Demant, 1981; Pasquarè *et al.*, 1991; Garduño and Gutierrez, 1992; Ferrari *et al.*, 1994; García-Palomo *et al.*, 2000] (Figura 1.2). El SFPA obedece a un sistema transtensional lateral izquierdo, definido mediante un tensor de esfuerzos donde σ_3 está orientado al NO-SE y σ_2 está orientado al NE-SO [Suter *et al.*, 1992, 1995, 2001, 2016; Ego y Ansan, 2002; Norini *et al.*, 2006; Mennella, 2011]. También el SFPA está asociado con la formación de depresiones lacustres como la de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatío y Acambay.

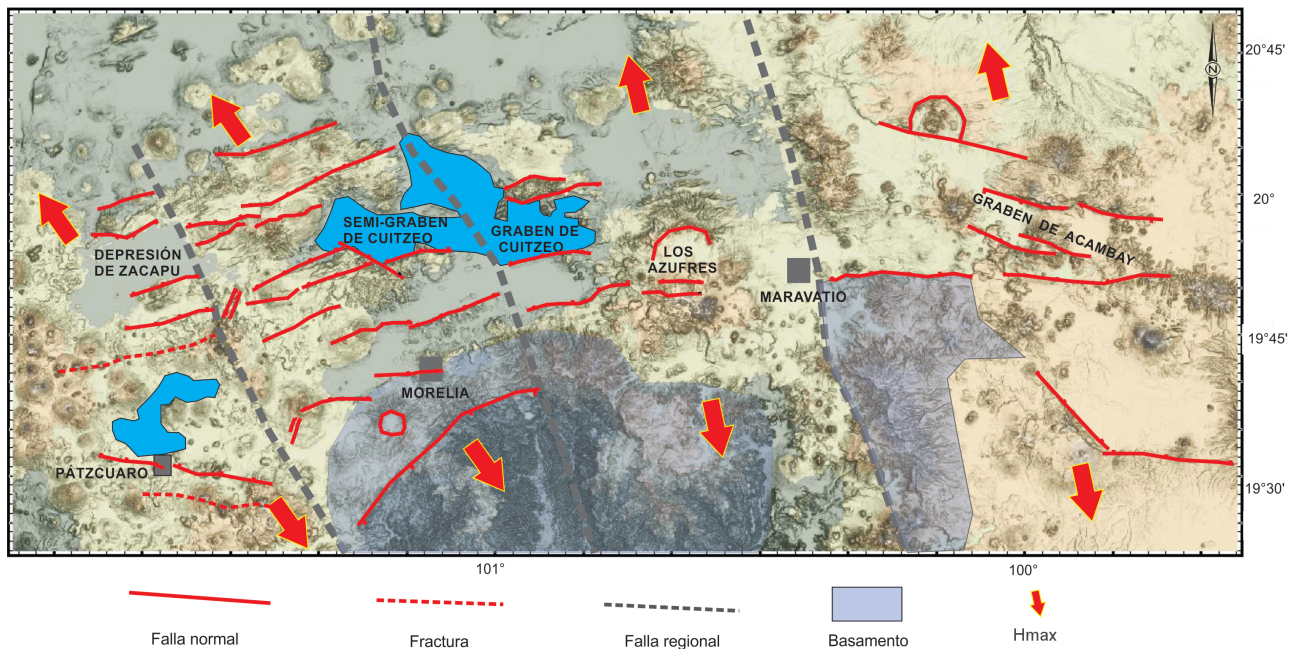


Figura 1.2: Marco estructural regional del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay donde se muestran las fallas regionales (líneas punteadas grises), las fallas normales (líneas rojas) y las fracturas (líneas punteadas rojas). Las flechas rojas muestran la dirección de la extensión horizontal máxima (σH_{max}).

El SFPA se puede subdividir en tres zonas de acuerdo a sus características geológicas

y geofísicas:

1. El **SFPA occidental** se encuentra ubicado entre la ciudad de Pátzcuaro y la falla Tzitzio-Valle de Santiago. Se trata de una zona donde han convivido tres ambientes diferentes. Primero, un basamento andesítico del Mioceno de $> 19Ma$ en contacto con una secuencia volcánica caracterizada por la alternancia de andesitas e ignimbritas, que variaban en edad de 19 a 7 Ma [Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015]. Estas secuencias volcánicas fueron contemporáneas con un fallamiento lateral izquierdo con estructuras casi E-O y NE-SO. Después, estas estructuras se movieron como fallas normales (de 12 a 7 Ma), para actualmente, moverse como fallas normales con una componente lateral izquierda (ver mecanismos focales, Fig. 2.13). En toda la región occidental estas fallas, con longitudes de traza desde 3 hasta 33 km, tienen geometría de fallas lítricas generando rotaciones de las unidades litológicas del Mioceno y permitiendo el ascenso de fluidos hidrotermales [Bermejo, 2018]. Desde el Mioceno el fallamiento mencionado ha logrado ser el marco de formación de las depresiones lacustres, las cuales se instalan en los semigraben y graben de esta zona claramente controlados por áreas de fallas antiguas NNO-SSE, que hoy en día actúan como zonas de relevo. Así, el contexto donde coexisten fallas, depresiones lacustres y manifestaciones hidrotermales configuran el segundo escenario. El último ambiente es donde se mezcla el vulcanismo monogenético con las fallas existentes. De hecho, este vulcanismo es abundante y presenta claros alineamientos NE-SO (CVMG). Un ejemplo claro es el alineamiento de los conos de Queréndaro (10 conos), que es una fractura eruptiva con orientación este-oeste, que primero le ayuda a establecerse y después afecta sus productos.

- 2. El SFPA central** se extiende entre la falla Tzitzio-Valle de Santiago NNO-SSE y la ciudad de Maravatío. En esta zona se encuentran el graben de Cuitzeo y el campo volcánico o caldera de Los Azufres. Este campo se trata de una zona ocupada por un complejo volcánico donde se han desarrollado volcanes andesíticos, domos riolíticos y dacíticos, grandes paquetes de flujos piroclásticos y vulcanismo monogenético [Ferrari *et al.*, 1991; Pérez-Esquivias *et al.*, 2010; Arce *et al.*, 2012)]. En el último millón de años, han ocurrido procesos magmáticos afectados por un fallamiento este-oeste, que también controlan, como en Cuitzeo, las manifestaciones hidrotermales. Los estudios petrológicos de presión y temperatura muestran una cámara magmática ubicada entre 4.3 y 9.5 km de profundidad, en el domo el Guangoche [Rangel *et al.*, 2018], que seguramente modifica el límite dúctil frágil de la corteza en este sector de la zona de estudio. Muy probablemente, esta modificación es la responsable de que las estructuras de falla tengan longitudes más cortas, las cuales varían desde 3 hasta 26 km.
- 3. El SFPA oriental** se compone principalmente del graben de Acambay. Su límite con la zona central está definido por el área de Maravatío, donde el graben es más ancho (~ 18 km) y el bloque de piso está formado por rocas del basamento Jurásico. En el bloque de techo del graben se forma un vulcanismo monogenético alineado preferencialmente NO-SE y E-O, paralelas a la falla donde se generó el sismo de 1979 (M_b 5.3) [Astiz, 1980]. En el otro extremo, el límite oriental es más estrecho (~ 14 km) y el graben ahora está ocupado por volcanes más complejos como el de la zona de San Pedro o bien por pequeños volcanes monogenéticos, todos ellos afectados por el sistema de fallas E-O que generó el sismo de 1912 ($M_s=6.7$, Suter *et al.* [1996]). Lacan *et al.* [2018], trabajaron sobre la falla Venta de Bravo, y concluyen que para alcanzar una magnitud de M_w 6.9 se necesita

cumplir la condición de que varias fallas del graben rompan al mismo tiempo. Además, mediante un estudio geofísico, se muestra que que estas fallas no son lítricas [Arzate *et al.*, 2018]; es decir, estas fallas no generan basculamientos en las secuencias del Mioceno, como es el caso de Cuitzeo, indicándonos que las fallas no comprometen un flujo geotérmico como en la zona occidental, se trataría de fallas con movimientos traslacionales.

En general, el SFPA es tectónicamente activo desde el Mioceno temprano hasta el Holoceno [Garduño-Monroy *et al.*, 2009]. La actividad histórica se evidencia en una decena de estudios paleosismológicos [Langridge *et al.* 2000; Garduño-Monroy *et al.*, 2001, 2009; Rodríguez-Pascua *et al.* 2010; Langridge *et al.* 2013; Ortuño *et al.* 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Lacan *et al.*, 2018; Velázquez-Bucio, 2018; Ortuño *et al.*, 2019]. También se registra esta actividad con la microsismicidad documentada en la literatura [Ego y Ansan, 2002; Campos *et al.*, 2015; Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017; Singh *et al.*, 2012].

Sismos

Los sismos regionales del CVTM comprenden eventos someros de la placa continental, asociados en su mayoría a mecanismos focales de tipo extensional con desplazamientos N-S [Zúñiga *et al.*, 2003; Suter *et al.*, 2001], sin embargo, otras orientaciones se han presentado en algunas partes del cinturón [Suter *et al.*, 1995; Zúñiga *et al.*, 2003]. Pocos mecanismos focales se han calculado y de éstos, la mayoría indican fallamiento normal y algunos con una componente lateral izquierda [Astiz, 1980; Suter, 1992; 1995; Clemente-Chávez *et al.*, 2013].

Las profundidades de los sismos en esta zona son generalmente menores a los 20 km, lo que implica que este tipo de eventos sean muy destructivos debido a su poca profundidad y a la proximidad con zonas urbanas (Tabla 1.1).

Tabla 1.1: Sismos mayores ocurridos en el CVTM.

SISMO	FECHA	MAGNITUD	ZONA AFECTADA	REFERENCIA
1	27 Diciembre, 1568	$M_W = 7.0$	Estado de Jalisco	Súarez <i>et al.</i> [1994]
2	11 Febrero, 1875	$M_W = 7.2$	Guadalajara	Súarez y Caballero-Jiménez [2012]
3	19 Noviembre, 1912	$M_S = 6.7$	Acambay	Urbina y Camacho [1913]
4	3 Enero, 1920	$M_S = 6.4$	Jalapa, Veracruz	Súarez [1992]
5	29 Junio, 1935	$M_S = 6.9$	Estado de Michoacán	Singh <i>et al.</i> [1984]

Específicamente, en el sector central del CVTM, el sismo del 19 de noviembre de 1912 dañó gravemente la ciudad de Acambay y sus alrededores y causó la muerte de más de 150 personas. Rodríguez-Pascua *et al.* [2017] describen los daños en función de la escala ESI07 para este sismo de Acambay. Esta escala es una nueva escala de intensidad sísmica ambiental [Michetti *et al.*, 2007], con 12 grados de intensidad, basado sólo en los efectos ambientales de los sismos. En general, estudios de geología y paleosismología en Acambay, Los Azufres, Morelia y Pátzcuaro sugieren que el SFPA ha estado activo durante el Holoceno y está ligado a terremotos históricos (Tabla 1.2, Langridge *et al.* [2000, 2013]; Garduño-Monroy *et al.* [2009], Ortuño *et al.* [2015, 2019]; Sunye Puchol *et al.* [2015]; Lacan *et al.* [2018]).

Tabla 1.2: Sismos que han afectado poblaciones dentro del SFPA.

SISMO	FECHA	MAGNITUD	ZONA AFECTADA	REFERENCIA
1	19 Junio, 1858	$M_S = 7.5-7.7$	Morelia y Pátzcuaro	Figueroa [1987]; Garduño-Monroy <i>et al.</i> [1998a]; García-Acosta and Suárez, [1996]; Singh <i>et al.</i> [1996]; García Acosta [2001]; Garduño-Monroy <i>et al.</i> [2011]
2	siglo XIX		Zinapécuaro-Tlalpujahua	Garduño-Monroy <i>et al.</i> [1998b]; Garduño-Monroy <i>et al.</i> [2009]
3	19 Noviembre, 1912	$M_S = 6.7$	Acambay	Urbina and Camacho [1913]; Suter <i>et al.</i> [1995b], [1996]
4	22 Febrero, 1979	$M_b = 5.3$	Maravatío	Astiz [1980], [1986]; Garduño-Monroy and Gutierrez-Negrín [1990]
5	Octubre, 2007	$2.5 < M_W < 3.0$	Morelia	Singh <i>et al.</i> [2012]

1.3. Marco Teórico

1.3.1. Geometría Fractal

Comportamiento autosimilar en Ciencias de la Tierra

Como se vio anteriormente, la distribución espacial y de tamaños de fracturas, fallas, sismos y volcanes son fractales y su distribución es autosimilar: objetos que no cambian al cambiar la escala de representación. La expresión matemática de la autosimilitud es la *ley de potencia*, donde el exponente corresponde al valor de la dimensión fractal [Bak *et al.*, 1987; Tang y Marangoni, 2006]. Por lo tanto, la esencia de la teoría fractal descansa en el escalamiento de la geometría estudiada.

En sismología, la autosimilitud de la frecuencia de sismos está bien identificada por la relación Gutenberg-Richter (*relación G-R*) [Ishimoto e Ida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944, 1954; Bak y Tang, 1989], que es la columna vertebral del análisis de peligro sísmico [Burroughs y Tebbens, 2002; Gulia y Meletti, 2006; Franke y Kramer, 2013; Nicknam *et al.*, 2014; Zúñiga *et al.*, 2017] y es válido para sismos tanto a nivel regional como global [Gutenberg y Richter, 1944, 1954]. Este modelo estadístico representa una relación lineal entre el número acumulado de sismos (N) y su magnitud (m), en términos de las constantes a y b . Esta relación se define como:

$$\begin{aligned}\log N(\geq m) &= a - bm \\ N(\geq m) &= 10^{(a-bm)}\end{aligned}\tag{1.1}$$

donde $N(\geq m)$ es el número acumulado de eventos en una región durante una ventana de tiempo específica, con magnitudes mayores o iguales que m ; a y b son constantes positivas.

La constante a o el valor a es una medida del nivel de sismicidad regional, relacionado con el total de eventos esperados en la región [Kossobokov y Keilis-Borok, 2000].

La constante b o mejor conocida como valor- b es igual a la pendiente de la recta que mejor se ajusta a la parte lineal de la *relación G-R*, es decir, el exponente de la ley de potencia. Describe la distribución relativa de magnitudes sobre el área de interés. Existe una relación inversa entre el valor- b y el nivel de esfuerzo, ya que un valor- b bajo significa una pendiente menor en la *relación G-R*, esto implica un mayor número de eventos de magnitud mayor en comparación con el número de sismos pequeños, lo que sugiere una alta concentración de esfuerzos en el área. Y viceversa, un valor- b alto sugiere una menor concentración de esfuerzos [Zúñiga y Wyss, 2001; Wiemer y Wyss, 1997, 2002]. Este importante resultado sobre la relación inversa entre el valor- b y el esfuerzo, así como también los resultados descritos en la Tabla 1.3 tienen validez en investigaciones realizadas por numerosos autores, como se puede ver en el resumen de la interpretación del *valor-b* en la Tabla 1.3.

El valor- b varía de una región a otra, pero en un ambiente tectónico típico varía de 0.6 a 1.0 [Frohlich y Davis, 1993; Gutenberg y Richter, 1949, 1954; Lay y Wallace, 1995]. Para los enjambres sísmicos, el valor- b es a menudo significativamente más alto que los valores tectónicos típicos [Legrand *et al.*, 2004] y el valor- b en regiones volcánicas es comúnmente mayor que en las regiones tectónicas [Francis, 1968a, 1968b]. En regiones volcánicas, valores- b altos ($b > 1.2$), se correlacionan a menudo con la pre-

Tabla 1.3: Interpretación del valor-b a lo largo del tiempo

Valor-b bajo	Valor-b alto	Referencia
-	Aumento de la heterogeneidad del material	Mogi [1962]
Aumento en el esfuerzo efectivo	-	[Scholz, 1968; Urbancic et al., 1992; Wyss et al., 1997]
Ambiente tectónico típico	-	[Frohlich y Davis, 1993; Gutenberg y Richter, 1949, 1954; Lay y Wallace, 1995]
-	Regiones volcánicas	[Francis, 1968a, 1968b; Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 1997; Power et al., 1998; Wiemer et al., 1998; Wyss et al., 2000, Legrand, et al., 2004]
-	Enjambres sísmicos	[Legrand et al., 2004]
Sismos sobre un plano	Sismos en un volumen	[Legee y Spottiswode, 1987]
Asperidades en zonas de falla	Secciones de “creeping”	[Amelung y King, 1997; Wiemer y Wyss, 1997; Wiemer et al., 1998]

sencia de magma, alta presión de poro y altos gradientes de temperatura [Wiemer y McNutt, 1997; Wyss *et al.*, 1997; Power *et al.*, 1998; Wiemer *et al.*, 1998; Wyss *et al.*, 2000, Legrand, *et al.*, 2004]. En contraste, valores- b bajos indican que no hay cuerpos magmáticos presentes en los alrededores.

Análisis de Hurst

El estudio del efecto *memoria* de las series de tiempo comenzó con el trabajo original de Harold Edwin Hurst [1951]. Este autor analizó las series de tiempo fluviales mediante el análisis de la desviación estándar del flujo de agua acumulado, con el fin de estudiar la persistencia de las inundaciones del Río Nilo (Egipto) durante la construcción de la presa de Aswa. Así, Hurst estableció los ciclos de lluvia y sequía del Río Nilo, definiendo el rango de variación del acumulado de agua. Es posible utilizar este esquema partiendo de la idea de la memoria a largo plazo en sismicidad y fallamiento activo. Esta estadística maneja la progresión de las observaciones en el tiempo y se relaciona con la dimensión fractal. La correlación del pasado y el futuro en la serie de tiempo observacional puede ser descrita por el exponente de Hurst, $0 \leq H \leq 1$. Para procesos aleatorios independientes, sin correlaciones entre las muestras, se obtiene un $H = 0.5$. Mientras que para un $H > 0.5$, la serie de tiempo observacional es persistente, lo que significa, en promedio, que la tendencia creciente (decreciente) en el pasado induce la tendencia ascendente (decreciente) continua en el futuro. Las series temporales persistentes tienen una memoria a largo plazo y existe una probabilidad alta a largo plazo de obtener un valor similar entre los eventos actuales y los futuros. Por otro lado, cuando $H < 0.5$, la secuencia se caracteriza por un comportamiento antipersistente. Esto significa que se tiene una probabilidad más baja de obtener un valor similar en la

serie de tiempo. Los conceptos de memorias persistentes y antipersistentes en el tiempo están bien definidos para procesos no lineales [Feder, 1988].

A pesar de que el exponente de Hurst tuvo su origen en el análisis de series de tiempo, no sólo funciona en el dominio del tiempo, sino también en el dominio espacial para medir la rugosidad de los objetos fractales expresada en cantidades cuantitativas (dimensión fractal y exponente de Hurst). El interés en los estudios de rugosidad de los fractales ha sido motivado por el trabajo de Mandelbrot, en el que se enfrentó con *El desafío de explicar por qué tantas facetas de la Naturaleza son invariantes a la escala*. En particular, se ha medido la rugosidad de las superficies de fallas utilizando un análisis fractal [Power *et al.*, 1987; Schmittbuhl *et al.*, 1993]. Power *et al.* [1987] mencionan que la rugosidad de las superficies de fallas podría determinar si el deslizamiento ocurre via un sismo o por “creep”. Por otro lado, en sismología, estos estudios de rugosidad lo presentan Telesca *et al.* [2001] quienes estudiaron la rugosidad de los sismos como una herramienta para medir el grado de agrupamiento espacio-temporal de los sismos, mientras que Spada *et al.* [2011] la usaron para sugerir una zonificación sismotectónica. Existen varios métodos para calcular la rugosidad o dimensión fractal, a continuación se describen las técnicas usadas en esta tesis.

Dimensión de caja

La dimensión de caja (o “box-counting”) se obtiene al recubrir un objeto fractal mediante un mallado regular. Este es el *método de conteo de cajas* y es la técnica estándar para probar el comportamiento fractal (invariancia al escalado) y también una forma común de estimar la dimensión fractal. Para obtener la dimensión fractal se utiliza el algoritmo 2D de *conteo de cajas* [Walsh y Watterson, 1993], donde la

dimensión de caja (D_b) se calcula con la siguiente relación:

$$N(e) \approx \frac{1}{e^{D_b}}, \quad (1.2)$$

donde $N(e)$ es el número de cajas de tamaño lineal e necesario para cubrir el objeto a estudiar (conjunto de puntos o de líneas) distribuidos en un plano bidimensional. La base de esta técnica es estimar D_b contando las cajas que contienen al menos un pixel del objeto a estudiar para un tamaño de malla e_1 . Se varía el tamaño de la malla (e_1) disminuyendo su valor a partir de la mitad y se repite el proceso sucesivamente. Para los siguientes pasos los tamaños de la malla serán: $e_2 = \frac{e_1}{2}$, $e_3 = \frac{e_2}{2}$, $e_4 = \frac{e_3}{2}$, etc. Finalmente, la gráfica debe representar el logaritmo de $N(e)$ en el eje vertical *versus* el logaritmo del tamaño de la malla en el eje horizontal. Si el conjunto es de hecho un fractal, esta gráfica seguirá una línea recta con una pendiente negativa que es igual a $-D_b$.

Análisis por ondeletas

Una técnica para calcular el exponente de Hurst es la *transformada por ondeletas*, que fue introducida por Grossmann y Morlet [1984]. Se usa para representar información y otras funciones. Esta técnica permite aproximar series de tiempo mediante la superposición de funciones oscilatorias. Así, una ondeleta, se trata de una función filtro que se pasa o superpone a través de una serie de tiempo con el fin de proporcionar información sobre los dominios del espacio y de la frecuencia. Una familia de ondeletas (“wavelets”) puede construirse a partir de una función conocida como *ondeleta madre*, que está confinada en un intervalo finito. Después, las *ondeletas hija* se forman por la

traslación y la resolución (alta y baja frecuencia). Dicha transformación por ondeletas tiene una base fractal, y la varianza de las ondeletas obedece a una ley de potencia, a partir de la cual se puede calcular la dimensión fractal. En general, este análisis es el más adecuado para medir la persistencia o antipersistencia cuando sólo se dispone de una pequeña cantidad de muestras [Simonsen *et al.* 1998]. El software Benoit 1.3 [TruSoft, 1999] requiere de al menos 19 muestras para calcular el exponente de Hurst mediante el análisis por ondeletas.

1.3.2. Análisis Geoestadístico

El estudio de la anisotropía en Ciencias de la Tierra permite determinar si existen o no patrones orientados en la distribución espacial de diversas propiedades; como por ejemplo, la distribución de volcanes, fallas, fracturas, diques, minerales, sismos, etc. Mediante la geoestadística se puede estudiar el comportamiento espacial (variabilidad, anisotropía, zonas de influencia) de una variable geofísica o geológica en diferentes direcciones. En geoestadística, la anisotropía se estudia mediante la construcción de variogramas, que permiten determinar el rango y la fuerza de la dependencia espacial dentro de un sistema. Matemáticamente, los variogramas representan las semivarianzas de los datos como una función de la distancia de separación entre un par de observaciones (ver ec. 1.3) [Journel y Huijbregts, 1978]. Es decir, en contraposición con la estadística clásica, los valores analizados no se consideran independientes entre sí, sino que se supone de manera implícita que están correlacionados unos con otros. Esto implica que los puntos situados a corta distancia muestran una correlación espacial más fuerte que los puntos más lejanos.

Matemáticamente, un variograma (γ) se representa como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(x_i) - Z(x_i + h))^2, \quad (1.3)$$

donde $N(h)$ es el número de pares de observaciones separados por el vector h y $Z(x_i)$ es la variable regionalizada definida en un punto del espacio x_i . Generalmente, es una función que crece con la distancia y se cancela cuando la distancia es igual a cero.

Un variograma (Figura 1.3) se caracteriza por sus elementos: **(1) El rango**, a , es la distancia a la que no hay evidencia de dependencia espacial y es igual a la distancia a la que el variograma se convierte en una constante. **(2) La meseta**, S , es igual a la semivariancia máxima. **(3) El efecto “nugget”** o pepita, C_0 , se define como la semivariancia cuando la distancia tiende a cero, representa los errores de medición, el ruido o variabilidad espacial a escalas más pequeñas que el intervalo de muestreo.

Comúnmente, los fenómenos naturales exhiben un comportamiento anisotrópico en su distribución espacial, como en los datos sísmicos, vetas minerales, plumas contaminantes de aguas subterráneas, pH, porosidad, permeabilidad y otras características petrofísicas, donde las variables estudiadas dependen de la dirección. Un variograma es **anisotrópico** cuando exhibe un comportamiento que varía con la dirección (Figura 1.4a). En la práctica, los variogramas se estudian en diferentes direcciones para determinar la presencia o ausencia de anisotropía (Figura 1.4b). La estructura espacial y la anisotropía son reveladas por el mapa variograma. Si el patrón forma una elipse, nos indica la dirección máxima y mínima de la anisotropía. Una vez que se identifica la dirección de máxima anisotropía, se calculan los variogramas direccionales. El variograma direccional obtenido debe exhibir una muy buena estructura espacial para

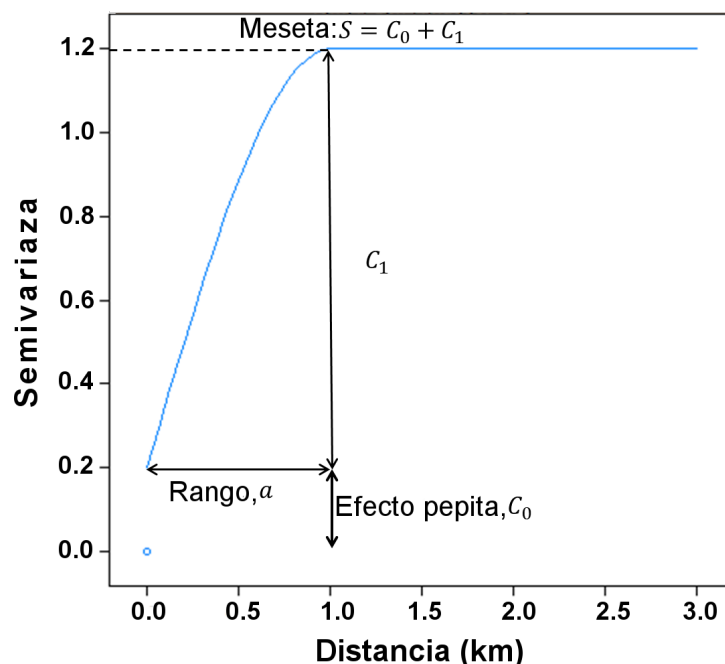


Figura 1.3: Elementos de un variograma: **meseta** = 1.2, **rango** = 1.0 km y **efecto pepita** = 0.2. Con línea azul se muestra un modelo esférico.

ajustar un modelo teórico. Los modelos matemáticos suelen ser, para varios fenómenos naturales, funciones esféricas o exponenciales.

Las tres etapas de un análisis geoestadístico son: **(1)** el *análisis exploratorio de los datos*, que se basa en técnicas estadísticas convencionales que permiten obtener todo un conjunto de información, desconocida a priori, sobre la muestra bajo estudio; **(2)** el *análisis estructural*, que es el proceso de estimación y modelación de la función que describe la correlación espacial de la variable regionalizada, a partir de la adopción de la hipótesis más adecuada; y **(3)** la *predicción* de valores en puntos donde se desconoce el valor de la propiedad, para lo cual se aplican técnicas de interpolación o bien se aplican simulaciones condicionales. En este proyecto sólo se trabajó con las etapas **(1)** y **(2)**. Específicamente se hizo un análisis de anisotropía del valor- b , que permite detectar

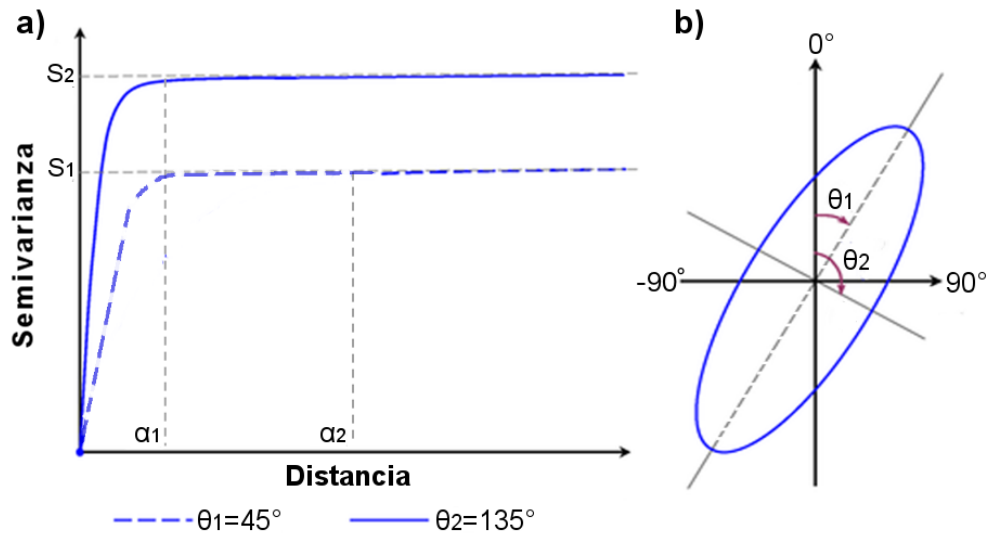


Figura 1.4: **a)** Anisotropía híbrida con eje mayor en la dirección $\theta_1 = 45^\circ$, con modelo exponencial, rango a_2 y umbral S_2 . En la dirección $\theta_2 = 135^\circ$, el modelo tiene dos estructuras anidadas (exponencial + esférica). **b)** Rangos direccionales para la anisotropía geométrica. En Geoestadística se toman valores negativos del ángulo en los cuadrantes noroeste y suroeste.

direcciones preferenciales para sismos, fallas y volcanes. Por falta de tiempo no se pudo comenzar con la etapa (3), la predicción de datos, pero se tiene contemplado para un trabajo a futuro, sobretodo por el potencial que tendría en el estudio de volcanes y sismos.

Capítulo 2

Desarrollo y Resultados

2.1. Dominio Espacial

2.1.1. Base de Datos

Se han utilizado tres bases de datos dentro de la porción central del CVTM, para realizar el análisis de la **distribución espacial** de los tamaños de: **(1)** volcanes monogenéticos, **(2)** fallas cuaternarias y **(3)** sismos corticales.

Volcanes. Se utilizó el diámetro basal reportado en la base de datos publicada por Hasenaka y Carmichael [1985a], la cuál contiene 1,040 datos morfológicos de los volcanes monogenéticos del CVMG. Sin embargo, en este estudio se aplicó un filtro para eliminar aquellos datos vacíos ($D_{CO} = 0$) y con diámetro basal pequeño, $D_{CO} < 30$ m. La razón de aplicar este filtro a la base de datos original fue para evitar las colas pesadas en la Función de Distribución de Probabilidad. Finalmen-

te, nuestra base de datos consta de 949 diámetros basales ($0.03 < D_{CO} < 3.2$ km) con la posición geográfica correspondiente de cada volcán monogenético (latitud y longitud en grados). Ver la Figura 2.1.

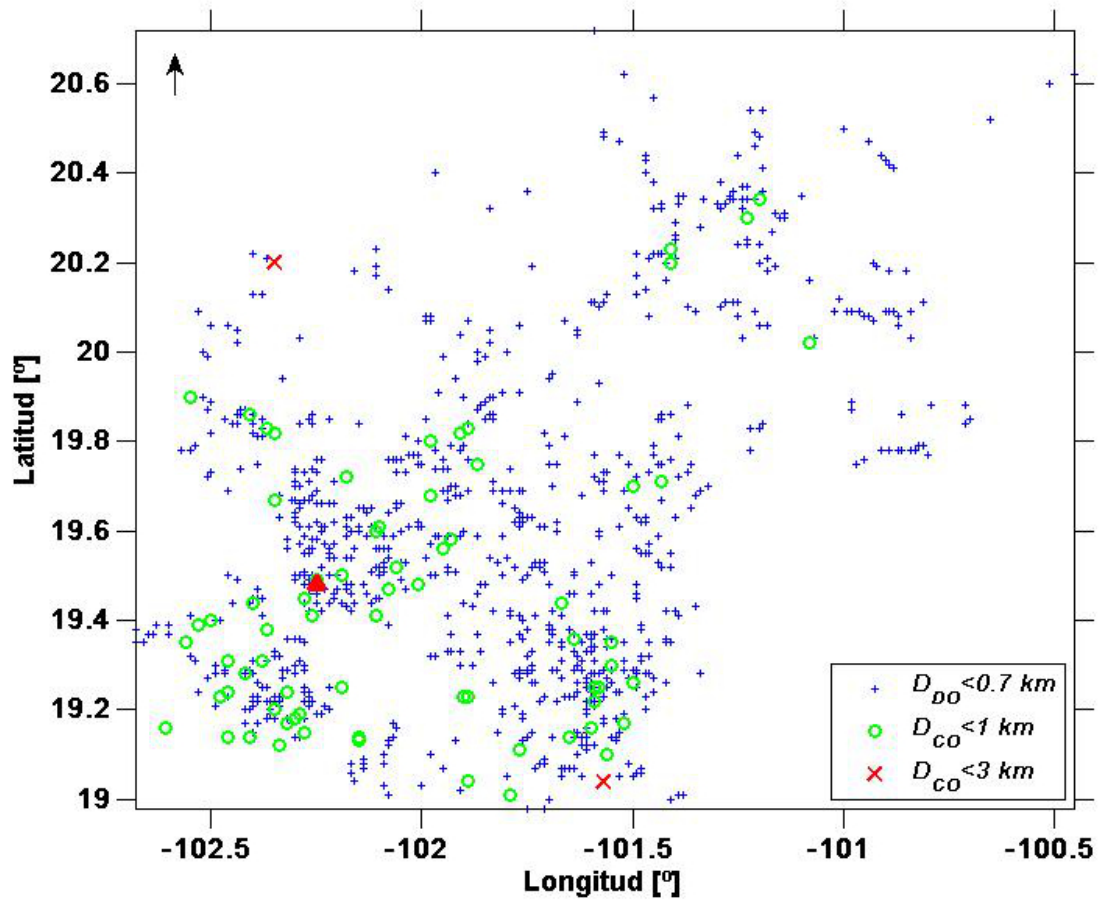


Figura 2.1: Mapa de la distribución de volcanes monogenéticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (según Hasenaka y Carmichael [1985a]), el triángulo rojo representan al volcán El Tancitaro y D_{CO} es el diámetro basal de los conos.

Fallas. Se construyó una base de datos para el SFPA guiándose, en lo posible, con otros mapas de fallas de otros autores en la zona de estudio. Primero se identificó y definió la traza morfológica de los segmentos de falla con base en la sinuosidad

del frente de montaña sobre un modelo digital de elevación (DEM) con una resolución de 15 metros (Figura 2.3), obtenido del Instituto Nacional de Estadística y Geografía. La digitalización de las trazas de falla, en este trabajo, se realizó mediante el siguiente criterio: si se identificaba una traza de falla compuesta de varias secciones, ésta se dibujaba como una traza final igual a la suma de todas las secciones que la componían (Figura 2.2), sólo si la continuidad geomorfológica era clara. También, se midió, sobre el DEM, la altura máxima del escarpe topográfico para cada traza de falla. El error de éstas mediciones en el MDE no es relevante para nuestro análisis porque la resolución del mapa igual a 15 m es menor que la longitud de traza de falla más cortas (1000 m) medida en el SFPA. Finalmente, se calculó un *área visible máxima de falla* como el producto entre la longitud de la traza y la altura máxima del escarpe topográfico medidos para cada traza de falla. Esta área configura un rectángulo, que a primera aproximación, representa un área de deformación en 2D, en lugar de solamente utilizar la longitud. Estos cálculos se pueden refinar en trabajos a futuro al utilizar un promedio de la altura del escarpe topográfico.

Así, nuestro catálogo consiste de 628 trazas de fallas ($1 < longitud < 45$ km) y consiste de las siguientes características: Longitud de traza morfológica de falla (m); Escarpe máximo topográfico (m); Área visible máxima de las trazas de falla (m^2); Coordenadas iniciales en UTM ($X1, Y1$); Coordenadas finales en UTM ($X2, Y2$); y Coordenadas a la mitad de la traza de falla en UTM (Xm, Ym) para cada uno de los segmentos en el SFPA.

Sismos. Finalmente, se utilizó el catálogo sísmico publicado por Zúñiga *et al.* [2017]. Se construyó mediante la consulta de catálogos locales y mundiales tales como: Gutenberg y Richter [1956]; Figueroa [1970]; Duda [1965]; Miyamura [1976];

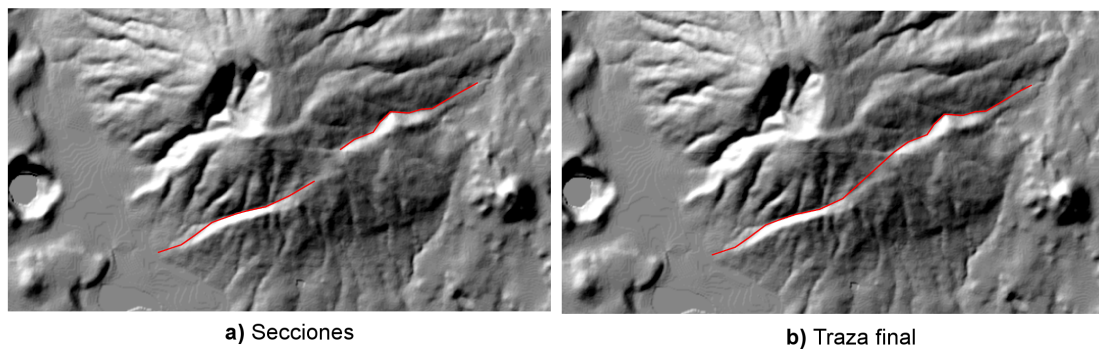


Figura 2.2: Criterio utilizado en la digitalización de trazas de fallas en el SFPA. **a)** Falla dividida en secciones y **b)** Traza morfológica de los segmentos de falla con longitud igual a la suma de sus secciones.

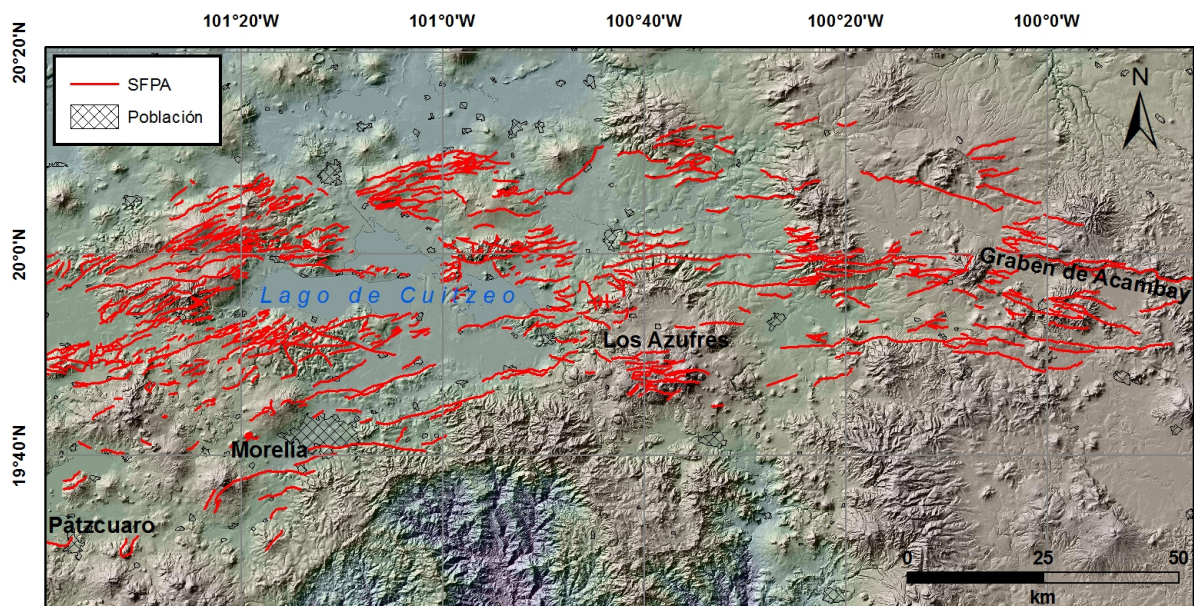


Figura 2.3: Mapa de las trazas de falla (líneas rojas) a lo largo del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA). Este mapa consiste de 628 trazas de fallas con longitudes entre $1 < km < 45$, sobre un modelo digital de elevación con una resolución de 15 metros.

Abe [1981]; Singh et al. [1984]; el “International Seismological Centre” (ISC); el “Preliminary Determination of Epicenters ” (PDE); que reporta el “US National Earthquake Information Center” (NEIC, USGS); el “World-Wide Data Set of the US National Oceanic and Atmospheric Administration” (NOAA); el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM). El catálogo no incluye eventos repetidos, ni réplicas. Además, éste fue homogeneizado en la *magnitud de onda superficial* (M_S) para evitar las diferencias reportadas por varias agencias. El catálogo instrumental se complementó incluyendo los terremotos históricos más significativos reportados en el centro de México. Para más detalles ver [Zúñiga *et al.*, 2017]. Para nuestro estudio sólo tomamos los sismos corticales de la porción central del CVTM del catálogo de Zúñiga *et al.* [2017]. Así, el catálogo aquí analizado consta de 203 sismos someros ($0 < h < 15$ km) de magnitudes ($0.1 \leq M_w \leq 4.6$) ocurridos entre los años de 1985 y 2012. También se estudiaron dos subvolúmenes de este catálogo: **1.** subcatálogo del SFPA y **2.** subcatálogo del CVMG. Ver Figura 2.4.

Para el estudio en el dominio espacial de estas tres bases de datos se han utilizado tres análisis principales con el objetivo de caracterizar el tamaño de los volcanes monogénicos, las fallas cuaternarias y los sismos corticales: **(1)** análisis fractal de la distribución de tamaños de volcanes, fallas y sismos, **(2)** mapeo del valor- b para cada caso de estudio, y **(3)** el análisis de la anisotropía de la distribución espacial del valor- b mediante el uso de variogramas.

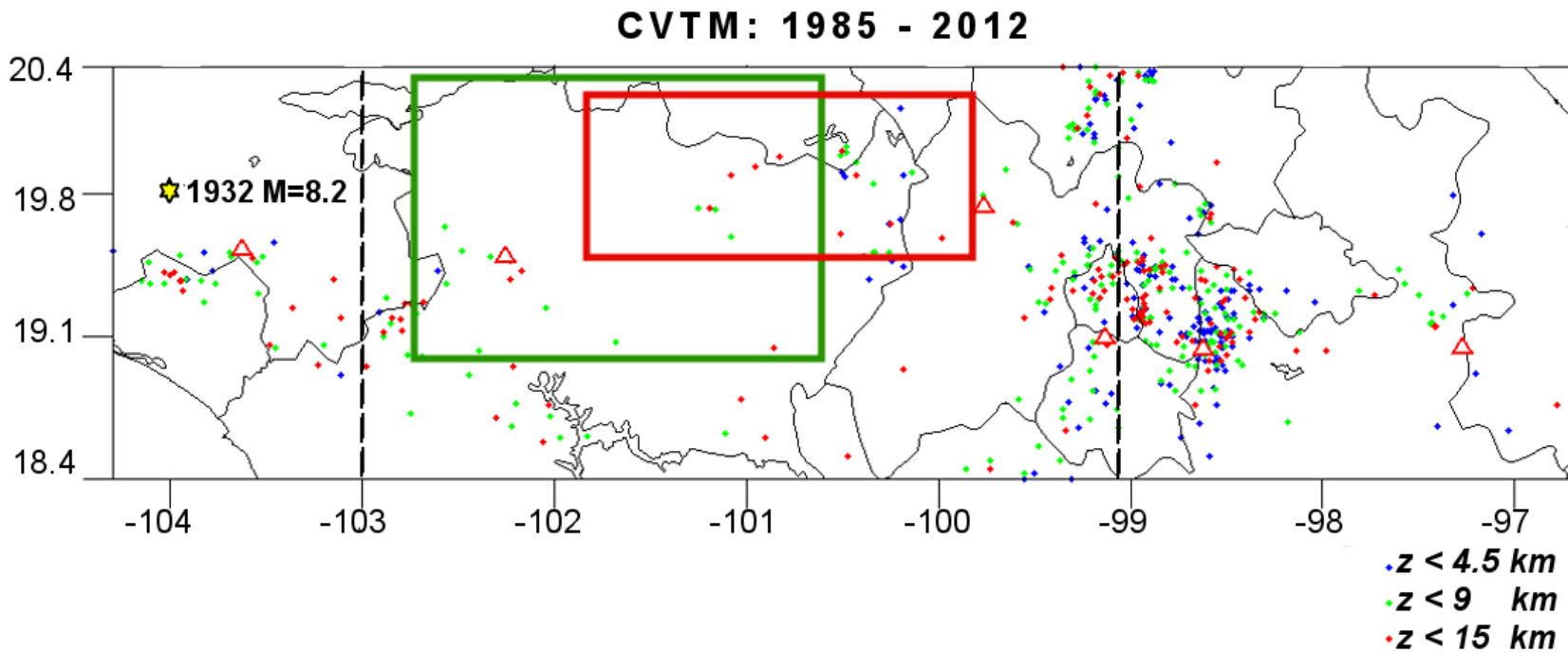


Figura 2.4: Mapa del catálogo sísmico somero ($0 < h < 15 \text{ km}$) del Cinturón Volcánico Transmexicano durante el periodo comprendido entre 1985 y 2012 (tomado de Zúñiga *et al.* [2017]), z es la profundidad focal. El catálogo sísmico de la porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano se delimita por las líneas negras discontinuas. El subcatálogo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato está encerrado por el rectángulo verde y el subcatálogo del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay por el rectángulo rojo.

2.1.2. Análisis fractal

Varios estudios sugieren que los patrones de sismos, fallas y volcanes son fractales con distribuciones autosimilares [Ishimoto e Ida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944, 1954; Mandelbrot, 1982; Bak y Tang, 1989; Korvin 1992; Turcotte, 1992; Ghosh y Daemen, 1993; Mazzarini *et al.*, 2010; Pérez-López *et al.*, 2011]. Dichas distribuciones muestran relaciones de ley de potencia inversas donde el exponente corresponde a la dimensión fractal [Bak et al., 1987; Tang y Marangoni, 2006].

Así, el gráfico log-log correspondiente a los sismos del sector central del CVTM muestra la típica *relación G-R* (ec. 1.1) como se puede observar en la Figura 2.5 y sigue la ecuación:

$$\log N(\geq m) = a - bm \quad (2.1)$$

donde $b = 0.79 \pm 0.24$ y $a = 2.25$ (anual). La magnitud de completitud obtenida fue de 2 ± 0.26 .

Los principales métodos utilizados en el cálculo del valor- b son mínimos cuadrados [Weisstein, 2002] y máxima verosimilitud [Aki, 1965].

Mínimos Cuadrados

Es una técnica de análisis numérico que permite encontrar la curva que mejor ajuste a un conjunto de datos, minimizando la suma de los cuadrados de los errores de

los puntos de la curva [Weisstein, 2002]. El ejemplo más simple de una aproximación por mínimos cuadrados es el ajuste de una línea recta a un conjunto de parejas de datos observadas: $((x_1, y_1), (x_2, y_2), (x_3, y_3), \dots, (x_n, y_n))$. La recta resultante $y = a + bx$ presenta dos características importantes, la suma de las desviaciones verticales de los puntos a partir de la recta de ajuste es nula y segundo la suma de los cuadrados de dichas desviaciones es mínima.

Máxima verosimilitud

El método de máxima verosimilitud consiste en encontrar el valor de uno o más parámetros, que permita que la distribución de probabilidad conocida sea máxima [Aki, 1965]. El cálculo del valor- b mediante este método es objetivo y sistemático. Por otro lado, como desventajas se tiene una dependencia de la magnitud promedio de muestreo $\langle M \rangle$ y la magnitud mínima de completitud M_c . Sin embargo, este método sigue siendo la aproximación más apropiada, como se muestra en los estudios de Woessner y Wiemer [1995].

La ecuación utilizada para estimar el valor- b mediante máxima verosimilitud es:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\left[\langle M \rangle - \left(M_c - \frac{\Delta M_{bin}}{2} \right) \right]}, \quad (2.2)$$

donde ΔM_{bin} es la dimensión o ancho del intervalo mínimo de magnitud (comúnmente tiene un valor de 0.1, ya que las magnitudes sísmicas se dan hasta con un decimal) y e es el número de Euler.

Este método corta el catálogo en M_c y a partir de esta magnitud todos los datos se utilizan en el cálculo del valor b . Por tal razón es esencial tener una buena estimación de la magnitud mínima de completitud.

Métodos para calcular M_c

La magnitud de mínima completitud, M_c , se define como la magnitud mínima a partir de la cual el 100 % de los eventos se detectan por completo [Taylor *et al.*, 1990; Wiemer y Wyss, 2000]. Debajo del valor de M_c parte de los eventos se pierden porque son demasiado pequeños para ser registrados por todas las estaciones de acuerdo con la cobertura de la red.

Una buena estimación de M_c es esencial para el cálculo del valor- b y los métodos más utilizados son el método de máxima curvatura [Wiemer y Wyss, 2000] y el método de mejor combinación [Wiemer y Wyss, 2000]. Ambos métodos asumen un comportamiento autosimilar de los sismos.

El método de máxima curvatura hace un cálculo rápido y fiable de M_c [Wiemer y Wyss, 2000] . La magnitud de mínima completitud se define como el punto de la curvatura máxima, este punto se encuentra mediante el cálculo del valor máximo de la primera derivada de la gráfica de frecuencia-magnitud.

El Método de Mejor Combinación se basa totalmente en el método de máxima curvatura. Una vez que se determina el valor de M_c con los criterios mencionados anteriormente, se construye un intervalo de confianza del 95 % de confianza al cálculo. Este método permite saber que los resultados de M_c son fiables y nos garantizan un sesgo menor en cálculos próximos que dependan directamente de la magnitud mínima

de completitud.

El error de los valores a y b se estiman utilizando el método “bootstrap” [Efron, 1979; Woessner y Wiemer 2005]. Los métodos mencionados anteriormente se encuentran implementados en el programa ZMAP, que es un paquete de análisis de datos sísmicos escrito en la plataforma “Matlab” (Wiemer y Zúñiga, 1994).

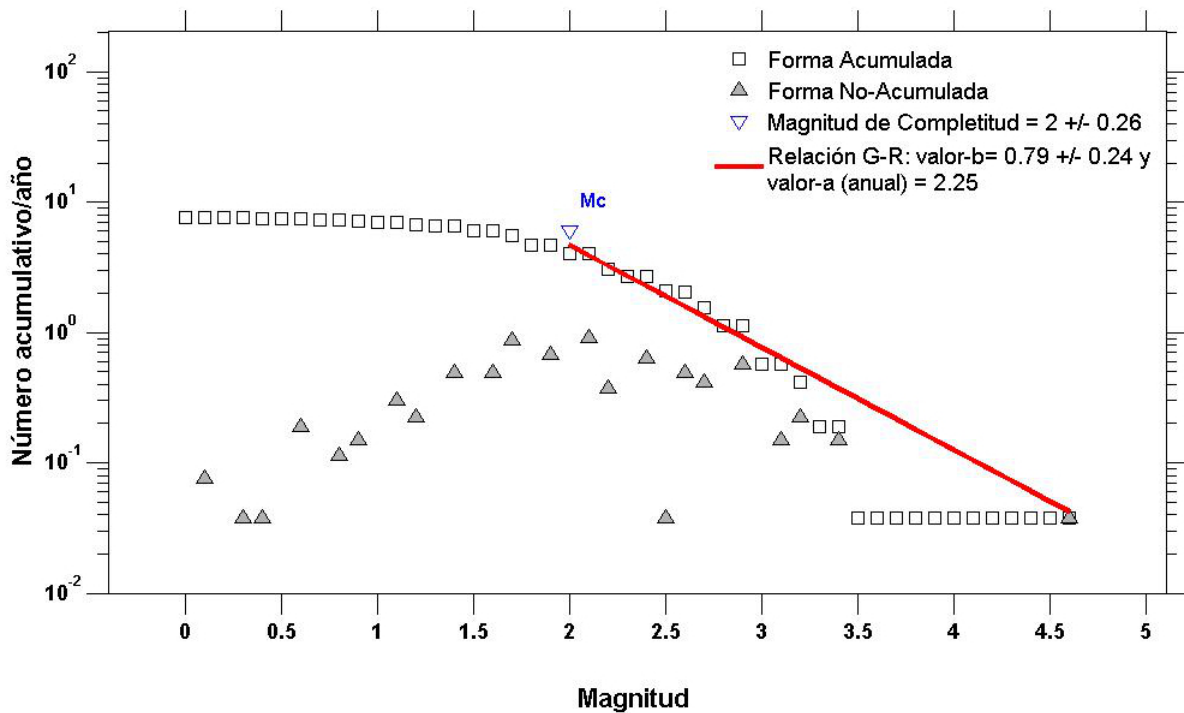


Figura 2.5: Relación de Gutenberg-Richter de los sismos corticales correspondientes al sector central del CVTM entre el período 1985-2012. El valor- b se estimó mediante la técnica de máxima verosimilitud [Aki, 1965] y las incertidumbres mediante la técnica de “bootstrap” [Efron, 1979].

Análogamente, el gráfico bilogarítmico del número de fallas *versus* el área visible máxima de fallas del SFPA también muestra un comportamiento fractal. En la Figura 2.6, podemos observar que obedece una ley de potencia inversa, lo que significa que el tamaño del área visible máxima es autosimilar, donde la pendiente de la recta (línea

roja) será nombrada como valor- b_f . El SFPA se rige mediante la siguiente ecuación:

$$\log N(\geq A) = d - b_f \log A \quad (2.3)$$

donde N es el número de fallas con áreas $\geq A$, con las constantes $d = 10.3$ y $b_f = 1.34 \pm 0.28$. El valor d está relacionado con el área *total* visible máxima esperada en el SFPA. El área de completitud es de 6 ± 0.21 , que en kilómetros cuadrados corresponde a un área de 1 km^2 . Es decir, en el SFPA, para valores de A_c menores que 6, no se tiene un comportamiento de ley de potencia. Por tanto, el valor $A_c = 1 \text{ km}^2$ se puede considerar como el límite inferior de la ec. 2.3, mientras que el límite superior es igual al $\log(A) = 7.4$ o $A = 10^{(7.4)} \text{ m}^2 = 25 \text{ km}^2$.

Finalmente, el resultado evidencia que la distribución de los diámetros basales de los conos cineríticos (D_{CO}) configura una ley de potencia inversa. Entonces, dada esta característica se considera que dicha distribución constituye un objeto fractal (Figura 2.7). Esta ley de potencia está definida por la ecuación (2.4) con $b_{vm} = 4.54$ y $\alpha = 3.53$, con base en el valor de $R^2 = 0.987$. El valor α está relacionado con el número total esperado de volcanes monogenéticos en el CVMG. Es pertinente aclarar que aquí no se usó el método de máxima verosimilitud porque subestimaba el valor de b_{vm} en el ajuste lineal. En su lugar se utilizó el método de mínimos cuadrados para lograr un mejor ajuste (Ver Figura C.1 en el Anexo C).

$$\log N(\geq D_{CO}) = \alpha - b_{vm} \log D_{CO} \quad (2.4)$$

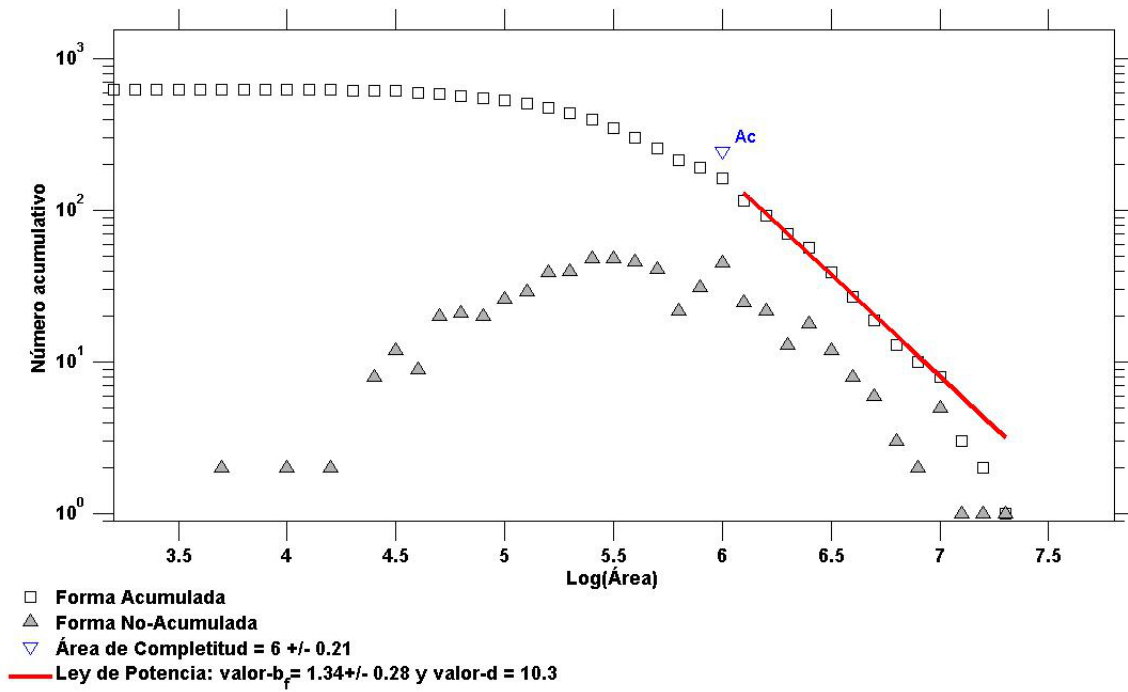


Figura 2.6: Ley de potencia de la distribución del área visible máxima de fallas para el SFPA. La línea roja representa la pendiente de la ley de potencia (valor- b_f) para el área visible máxima de fallas. Estimamos el valor- b_f utilizando la técnica de máxima verosimilitud (Aki, 1965) y las incertidumbres por “bootstrap” [Efron, 1979].

Para este caso, si se calcula el valor b por el método de Mínimos Cuadrados se tiene como principal ventaja tener un buen control visual de los valores atípicos. Pero como desventajas es difícil la identificación del rango lineal así como las variaciones en linealidad. Así, que para trabajos a futuro se recomienda usar otro método más robusto: Máxima Verosimilitud. A pesar de la falta de robustez de la regresión lineal, resulta útil para nuestro objetivo: demostrar la autosimilitud de la distribución de los diámetros basales de los conos cineríticos en el CVMG.

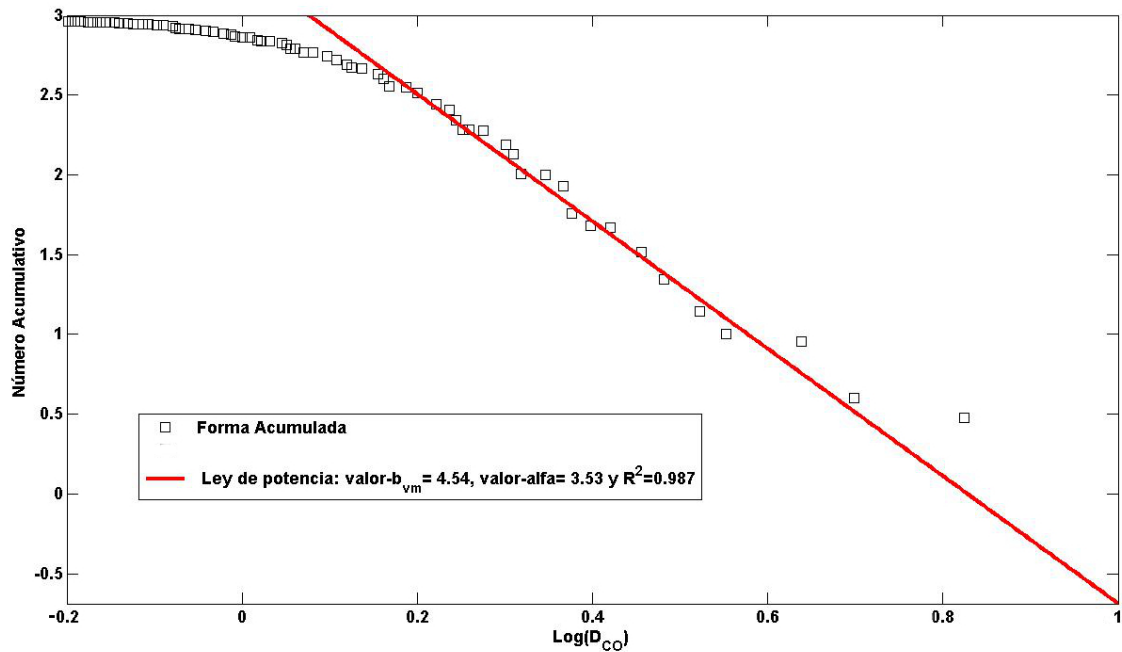


Figura 2.7: Ley de potencia de la distribución del diámetro basal de los volcanes monogenéticos (D_{CO}) en el CVMG (base de datos modificada de Hasenaka y Carmichael, [1985a]). La línea roja representa la pendiente de la distribución de tamaños (valor- b_{vm}). El valor- b_{vm} se estimó usando el método de mínimos cuadrados porque la rutina utilizada en los casos anteriores subestima el ajuste.

2.1.3. Mapas del valor- b

Para construir estos mapas- b (mapas del valor- b), el polígono que contiene el área de interés debe ser definido y posteriormente mallado con nodos equidistantes a 2 km (0.018 grados). Se obtiene el valor- b para los nodos en función de los N eventos más cercanos (sismos, fallas o volcanes, respectivamente) a cada nodo, esta búsqueda de eventos se restringe a un valor máximo del radio de búsqueda (R_{max}). Con este método de mallado se garantiza que el valor- b para el subconjunto de datos sea único de cada nodo y en consecuencia de un valor local.

Los parámetros de mapeo son: (a) el número máximo de eventos ($=70$), (b) el número mínimo de eventos ($=30$) y (c) un radio de búsqueda, $R_{max} = 10$ km. El valor- b se calcula mediante el Método de Mejor Combinación (BCM, por sus siglas en Inglés [Woessner y Wiemer, 2005]). El BCM define la magnitud de completitud mínima, M_c , como el punto de máxima curvatura tomando el valor máximo de la primera derivada de la curva de frecuencia-magnitud. El M_c se define como la magnitud mínima a partir de la cual el 100 % de los eventos se detectan por completo. Una vez determinado M_c , se construye un intervalo de confianza del 95 % para el cálculo.

Los parámetros de mapeo (definidos por el usuario) se basaron en los resultados de histogramas, boxplot y variogramas direccionales. Pudimos definir cuántos puntos se utilizarían para generar los mapas del valor- b . El uso de más de 70 puntos para crearlo, resulta en la pérdida de la anisotropía y la simetría en el histograma de los valores- b (Ver Anexo B).

Los mapas del valor- b resultantes para los sismos, fallas y volcanes se presentan en las figuras 2.8, 2.9 y 2.10, respectivamente. Los colores rojos indican un alto valor- b y

los colores azules un bajo valor- b . Los huecos indican que no hay suficientes datos para el cálculo.

El mapa del valor- b resultante de la sismicidad cortical de la porción central del CVTM se observa en la Figura 2.8. Este mapa muestra tanto valores bajos ($b \leq 1$; colores azules) como valores altos ($b \geq 1$; colores rojos), revelando dos procesos diferentes de la sismicidad, uno relacionado con una ruptura tectónica típica (valor- b bajo) y el otro relacionado con fracturas hidráulicas (valor- b alto) como se discutirá mas adelante.

El resultado para el SFPA se muestra en la Figura 2.9. El mapa- b_f representa un rango del valor- b_f entre $0.76 < b_f < 1.72$). Los valores- $b_f < 1$ corresponden a las areas de color azul fuerte.

El resultado para el CVMG se presenta en la Figura 2.10. En el mapa, los valores de b varían de 1.4 a 4.8, donde los valores más altos ($b_{mv} \geq 4$) están representados con color rojo.

2.1.4. Variogramas

A continuación se muestran los resultados del análisis anisotrópico para cada uno de los mapas del valor- b presentados anteriormente. Este análisis se realizó con el software libre SGeMS®. La figura 2.11 muestra los variogramas experimentales y sus modelos matemáticos ajustados para los mapas- b_{vm} , $-b_f$ y $-b$, respectivamente. Los dos modelos que mejor ajustan a nuestros datos son el modelo esférico y el exponencial. El valor del efecto “nugget” o pepita es casi cero (C_0 : 0.0003-0.01) para todos los modelos ajustados. El abanico de ángulos encontrado para las direcciones de máxima anisotropía van del

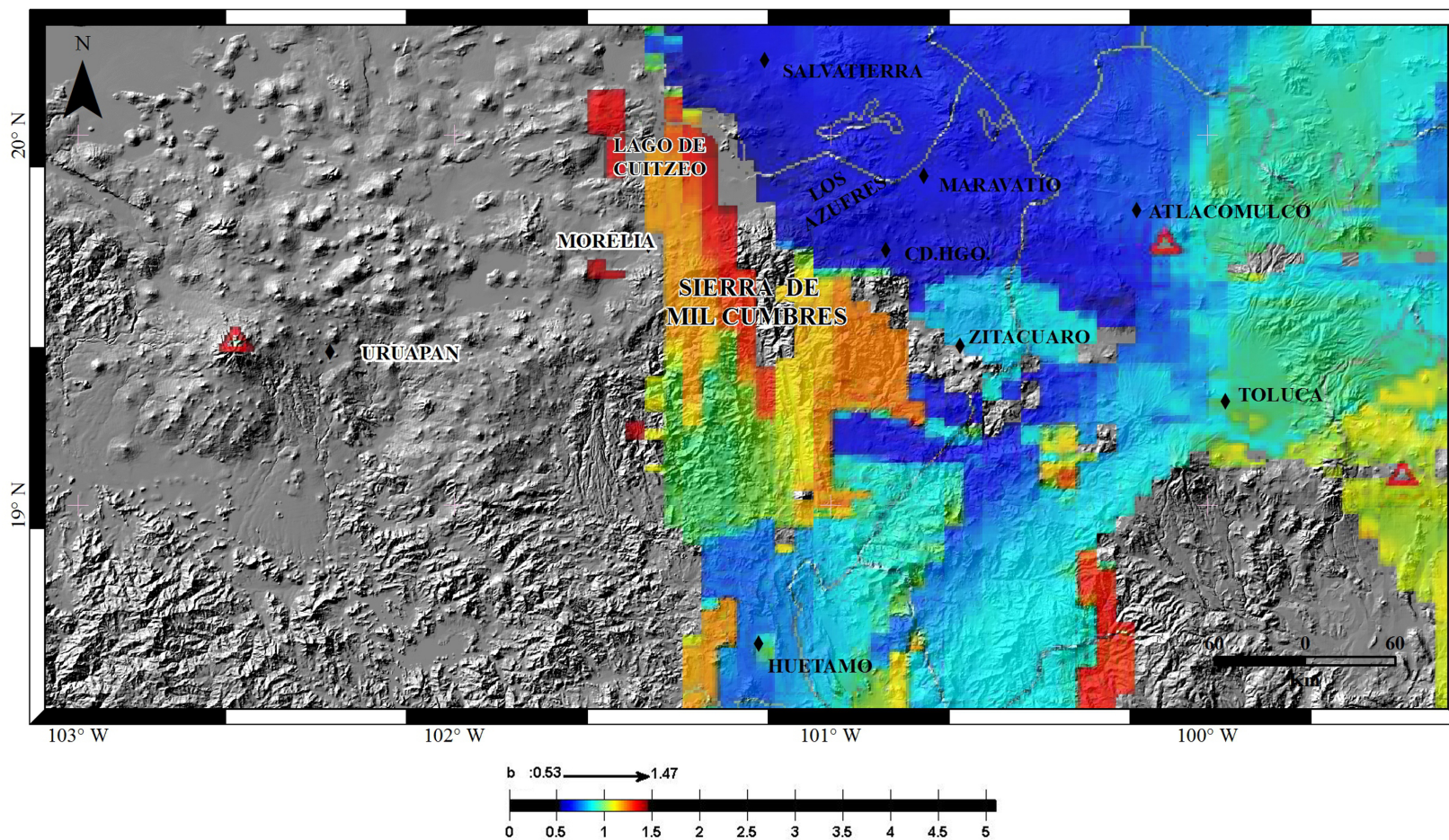


Figura 2.8: Mapa del valor- b para los sismos corticales en la porción central del CVTM. Los colores rojos indican altos valores- b (La Sierra de Mil Cumbres y sus alrededores, y el Lago Cuitzeo) y los colores azules indican bajos valores- b (Los Azufres y alrededores). Los huecos indican áreas con datos insuficientes.

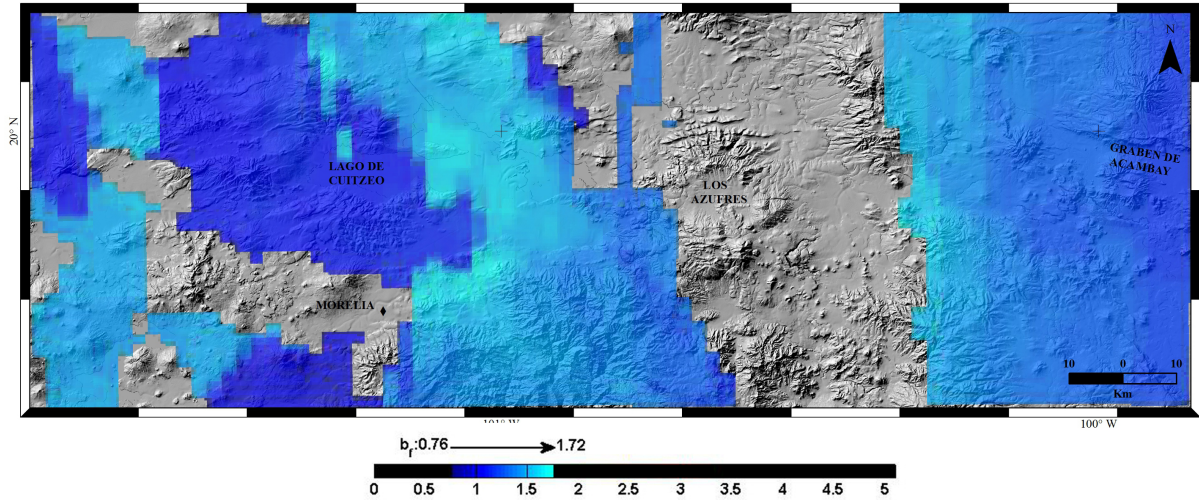


Figura 2.9: Mapa del valor- b_f en el SFPA. El color azul fuerte indica un valor- b_f bajo ($b_f \leq 1.2$; Lago Cuitzeo y alrededores). Los huecos indican áreas con datos insuficientes para realizar el cálculo de b .

NNO (N40°O) pasando por el N (0°) hacia el ENE (N80°E). Los parámetros de cada variograma resultante se resumen en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Parámetros resultantes de los variogramas direccionales para el mapa- b (magnitud de sismos), mapa- b_f (área visible de falla) y mapa- b_{vm} (diámetro basal de volcanes monogenéticos).

MODELO	DIRECCIÓN	MESETA	RANGO
Mapa-b(CVTM)			
Exponencial	N10°O	0.019	145
Exponencial	N80°E	0.027	145
Mapa-b(CVTMc)			
Esférico	N40°O	0.045	120
Esférico	N50°E	0.045	80
Mapa-b(SFPA)			

Continuación en la siguiente página...

Tabla 2.1 – Continuación

MODELO	DIRECCIÓN	MESETA	RANGO
Esférico	N50°E	0.150	130
Esférico	N40°O	0.033	80
Mapa-b(CVMG)			
Esférico	N40°O	0.038	110
Esférico	N50°E	0.063	80
Mapa-b_f(SFPA)			
Esférico	N80°E	0.055	45
Esférico	N10°O	0.025	39
Mapa-b_{vm}(CVMG)			
Esférico	N5°O	0.16	72
Esférico	N85°E	0.14	55

A partir de los resultados de la Tabla 2.1, obtenemos que los tres tipos de anisotropías están presentes en el CVTM. **(1) Anisotropía zonal** para los sismos del CVTM. **(2) Anisotropía geométrica** para el mapa- b de la porción central del CVTM (con dirección principal de continuidad al N40°O). **(3) Anisotropía híbrida** para el área visible máxima de fallas del SFPA (dirección preferencial al N80°E, los sismos del SFPA (dirección principal al N50°E), el diámetro basal de los conos cineríticos del CVMG (con dirección principal de anisotropía al N5°O y para los sismos del CVTM (con dirección principal de continuidad N40°O).

Las direcciones de anisotropía resultantes se presentan en la Figura 2.12.

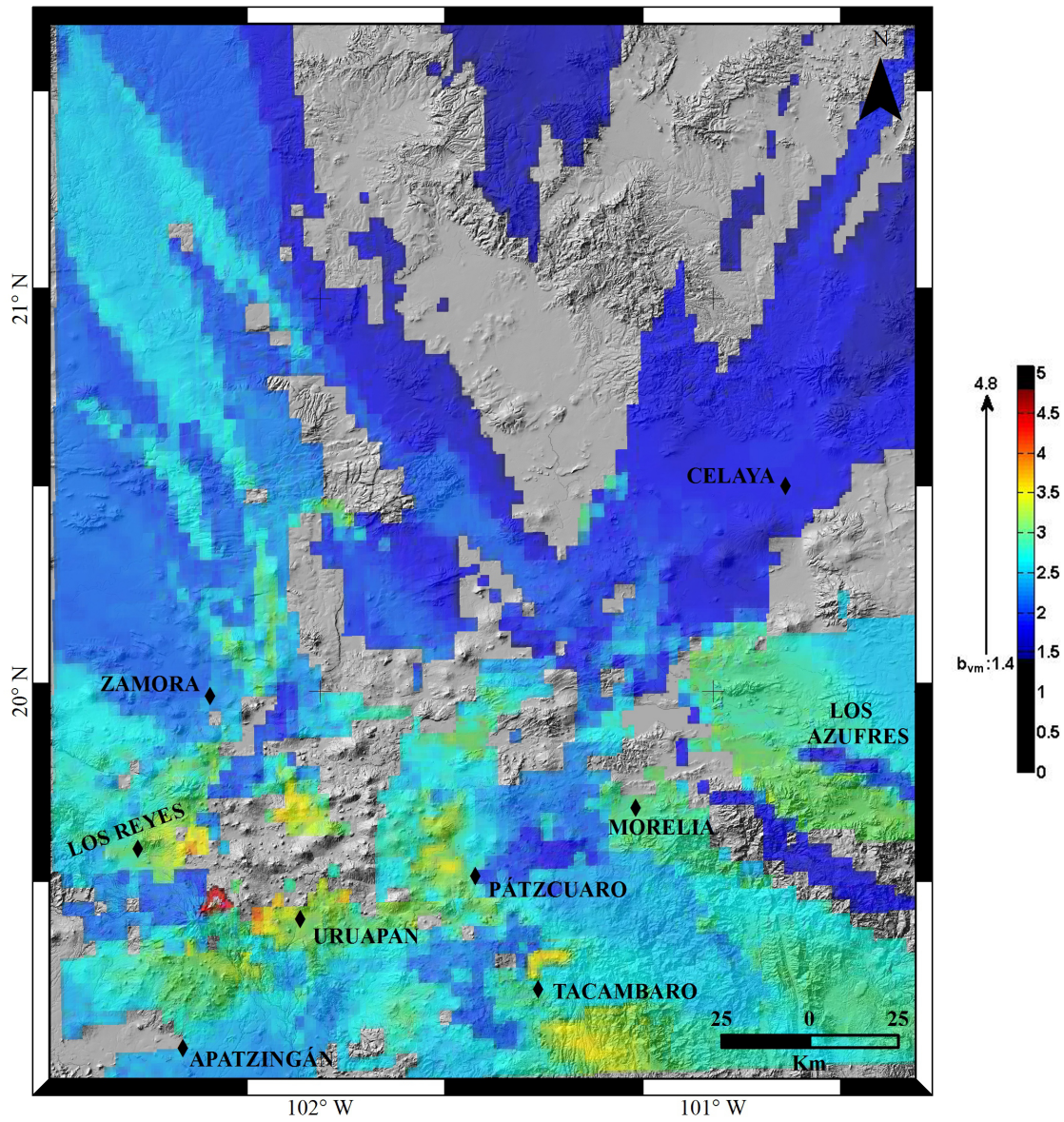


Figura 2.10: Mapa del valor- b_{vm} para el CVMG. Los colores rojos indican valores- b_{vm} altos (SO del CVMG) y los colores azules indican valores- b_{vm} bajos (N del CVMG). Los huecos indican áreas con datos insuficientes.

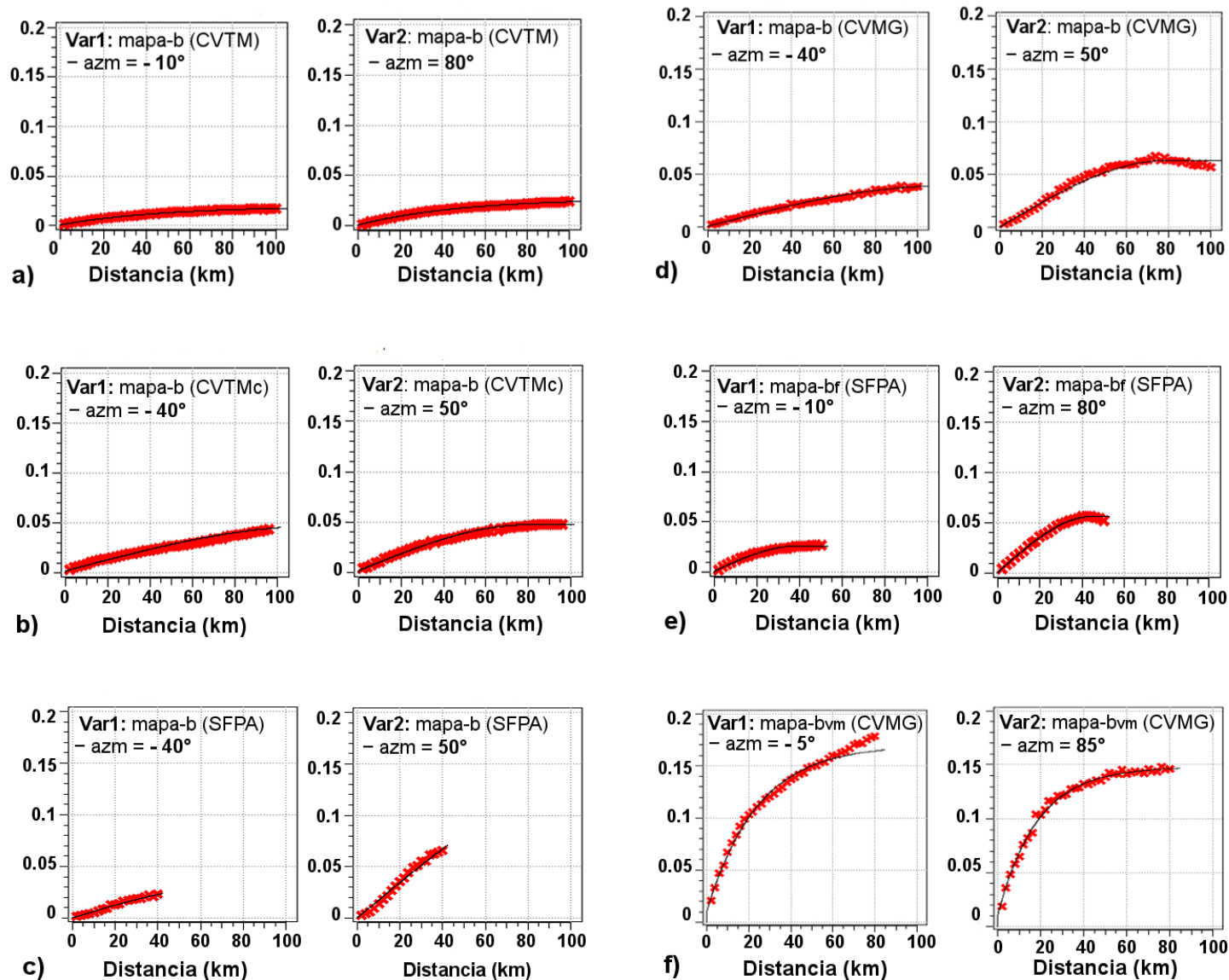


Figura 2.11: Variogramas y sus modelos matemáticos ajustados para las principales direcciones de anisotropía del mapa- b (sismos), mapa- b_f (área visible máxima de falla) y mapa- b_{vm} (volcanes monogenéticos). **a)** Variogramas del mapa- b para sismos del CVTM; **b)** Variogramas del mapa- b para sismos del sector central del CVTM; **c)** Variogramas del mapa- b para sismos del SFPA; **d)** Variogramas del mapa- b para sismos del CVMG; **e)** Variogramas del mapa- b_f para fallas del SFPA y **f)** Variogramas del mapa- b_{vm} para volcanes del CVMG. CVTM: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; CVTMc: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano porción central; SFPA: sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay; CVMG: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

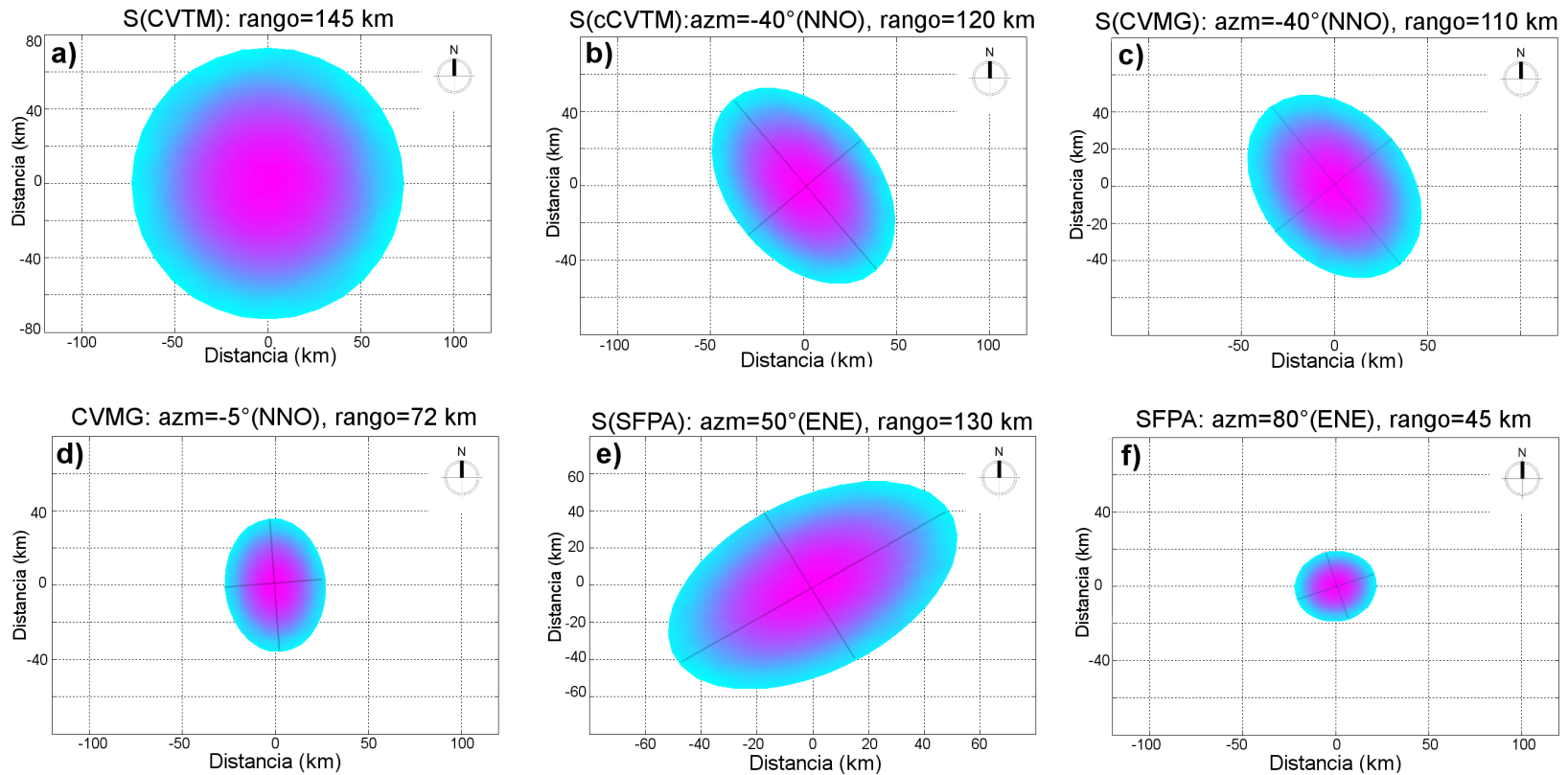


Figura 2.12: Anisotropías encontradas dentro del CVTM. **a)** S(CVTM): sismos en el Cinturón Volcánico Transmexicano; **b)** S(cCVTM): sismos en la porción central del CVTM; **c)** S(CVMG): sismos en el CVMG; **d)** (CVMG): Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato; **e)** S(SFPA): sismos en el SFPA y **f)** (SFPA): sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. Los colores no representan ninguna información.

2.2. Dominio Temporal

2.2.1. Base de Datos

Con el propósito de realizar un estudio de mayor detalle de las fallas del SFPA se llevó a cabo un análisis temporal y espacial para dos tipos de base de datos: **(1)** un subcatálogo de la base de datos de fallas descrita en la subsección 2.1.1, el cual consta de 316 datos de longitud de traza morfológica de falla ≥ 3 km (Fig. 2.13, Anexo A); y **(2)** 32 datos reportados en la literatura de tasas de desplazamiento (ver Tabla 2.2).

Las longitudes de ruptura en superficie (SRL, por sus siglas en inglés), se utilizaron para calcular las magnitudes máximas y mínimas de sismos mediante tres relaciones empíricas de escalamiento (Anexo A). Primero, el modelo propuesto por Anderson *et al.* [1996] ($M_w = 5.12 + 1.16 \log(SRL) - 0.2 \log(S)$), donde S es la tasa de deslizamiento. Después, el modelo de regresión de Wells y Coppersmith [1994] para fallas normales ($M_w = 4.86 + 1.32 \log_{10}(SRL)$). Finalmente, el modelo de regresión propuesto por Wesnousky [2008] ($M_w = 6.12 + 0.47 \log_{10}(SRL)$). Los resultados se resumen de la siguiente manera: (1) El modelo propuesto por Anderson *et al.* [1996] siempre resulta en valores más bajos de la magnitud. Mientras que (2) las magnitudes más altas se obtienen con la relación de Wesnousky [2008]. Por último, (3) las magnitudes promedio se obtienen con Wells y Coppersmith [1994].

Se observa que las tres relaciones funcionan para el SFPA. Sin embargo, en esta tesis, sólo se usaran las magnitudes máximas y mínimas estimadas por Wells y Coppersmith [1994], por ser este método el más adecuado para áreas con grosor de la corteza > 15 km y porque evita subestimar y sobreestimar la magnitud de los sismos. El resultado

para las magnitudes máxima y mínima en el SFPA son: $5.5 \leq M_w \leq 7$. La distribución de M_w organizada de este a oeste se detalla en el Firmagrama de la Fig. 2.14.

Los 32 datos de tasas de deslizamiento (Tabla 2.2) se usaron para caracterizar la persistencia de esta serie temporal. Primero, se construyó una gráfica de tasas de deslizamiento acumulada (Fig. 2.15), organizada desde el este hacia el oeste, ya que la mayor parte de la microsismicidad se concentra al oriente del SFPA, cerca del graben de Acambay (Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017). Esta gráfica acumulativa se comporta como un modelo de escalera de diablo (Mandelbrot, 1982; Rasband, 1990) en el cual se tienen escalones con escalones intermedios continuos más finos, con una dimensión de caja de 1.86. Dicha dimensión está relacionada con una concentración baja de las tasas de deslizamiento en el SFPA.

Para realizar una caracterización espacio-temporal del potencial sísmico del sub-catálogo del SFPA se han utilizado tres análisis principales: **(1)** el análisis de Hurst para 316 magnitudes M_w estimadas (dominio espacial), **(2)** el análisis de Hurst y de Ondeletas para 32 datos reportados de tasas de desplazamiento (dominio temporal), y **(3)** la validación de la definición intrínseca de falla potencialmente activa propuesta en este trabajo.

2.2.2. Definición de Falla Potencialmente Activa

La definición de falla activa varía de acuerdo al área de investigación y al país. En general, las fallas se consideran activas si se han movido una o más veces en los últimos 10,000 años (Servicio Geológico de los Estados Unidos), aunque la Agencia Internacional de Energía Atómica, (IAEA, por sus siglas en inglés), la quiere extender

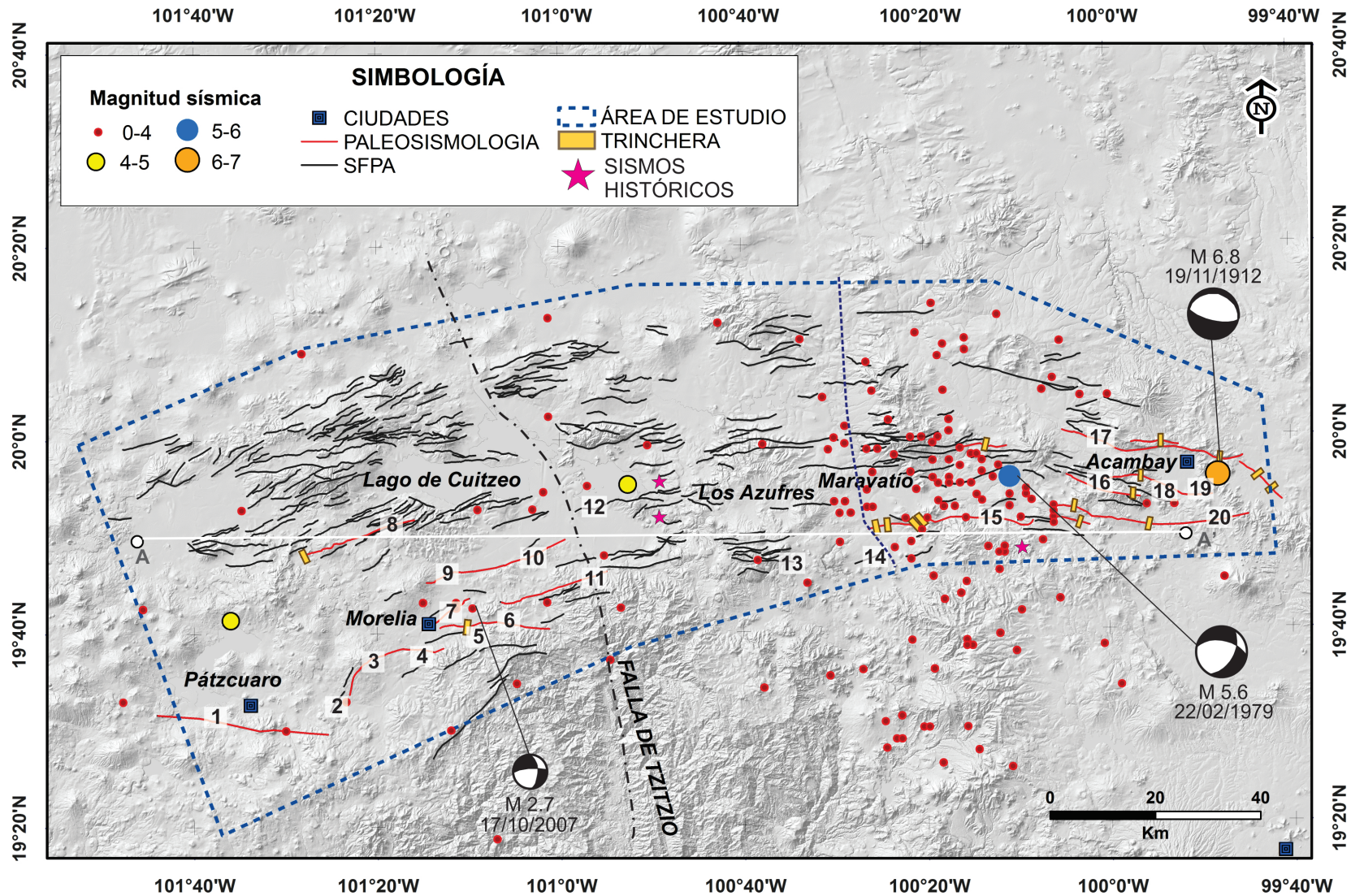


Figura 2.13: Mapa estructural del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay. Las fallas potencialmente activas están representadas por las líneas negras continuas. Las líneas continuas en color rojo corresponden con las fallas estudiadas mediante un enfoque paleosismológico. La línea punteada de color morado es el límite entre las zonas central y oriental, mientras que la falla de Tzitzio-Valle de Santiago es el límite entre las zonas occidental y central. Las estrellas representan la crisis sísmica en Pátzcuaro y Araró (en 1845 y 1858) y Zinapécuaro y Tlalpujahua (en el siglo XIX). Los círculos representan la sismicidad cortical desde 1912 a 2018 con base en el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Los mecanismos focales fueron tomados de Astiz [1980], Suter *et al.* [1992, 1995], Langridge *et al.* [2000], Singh *et al.* [2011, 2012], y Rodríguez-Pascua *et al.* [2012]. Los números ascendentes son referidos en la Tabla 2.2.

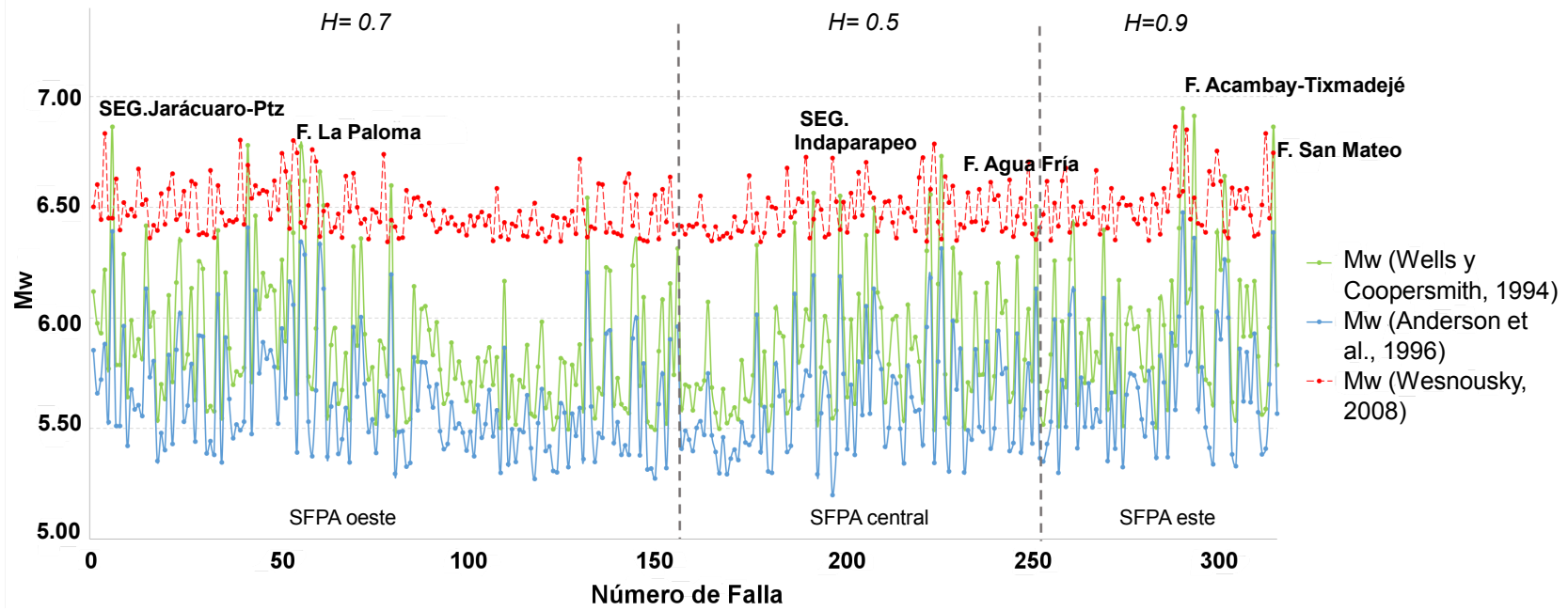


Figura 2.14: Gráfica de la rugosidad de la variación de las magnitudes M_w calculadas mediante la longitud de ruptura de superficie (SRL) para el SFGPA, utilizando: Wesnousky (2008, datos en rojo); Wells y Coopersmith (1994, datos en verde) y Anderson et al. (1996, datos en azul). Por inspección óptica observamos que Wells y Coopersmith [1994] y Anderson *et al.* [1996] están subestimando las magnitudes con respecto de las M_w obtenidas por Wesnousky [2008]. Las líneas grises delimitan las tres zonas que componen la micro-regionalización de SFGPA (Occidental, Central y Oriental) en términos de su exponente de Hurst ($H_w = 0.7$, $H_w = 0.5$, $H_w = 0.8$ respectivamente), mostrando diferentes tasas sísmicas para cada zona. Algunos nombres de fallas importantes se muestran en la figura.

Tabla 2.2: Tabla de las tasas de deslizamiento para fallas reportadas en trabajos previos, organizadas de este a oeste a los largo del SFGA. Según la escala ESI 07 [Michetti et al., 2007], estas fallas son capaces de generar eventos de clase B (niveles de intensidad sísmica entre IX y X), que corresponden a un área afectada entre $1,000 \leq km^2 \leq 5,000$.

Nombre	Tasa de Deslizamiento		Referencias	M_w (W. y C.,1994)	Escala ESI 07	Area A. (km^2)
	(mm/yr)	Acum.				
(17)Colluvium 60*	0.17		Suter et al. (2001)			
(17)Acambay-Tixmadejé	0.17 ± 0.02	0.34	Langridge et al. (2000)	6.91	X	5000
(19) San Mateo	0.085 ± 0.025	0.43	Sunye-Puchol et al. (2015)	6.62	IX	1000
(18)San Pedro Alto	0.0159	0.44	Velázquez-Bucio (2018)	6.17	IX	1000
(16)Temascalcingo	0.17	0.61	Ortuño et al. (2019)	6.41	IX	1000
(16)Temascalcingo	0.0173	0.63	Velázquez-Bucio (2018)	6.41	IX	1000
(20)Unnamed Basalt 59*	0.04	0.67	Suter et al. (2001)			
(20)Pastores (P)	0.23	0.90	Ortuño et al. (2015)	6.95	X	5000
	0.37	1.27				
(15)Venta de Bravo	2	3.27	Suter et al. (1992)	6.86	X	5000
(15)Venta de Bravo	0.24	3.51	Ortuño et al. (2019)	6.86	X	5000
	0.26	3.77				
(15)Venta de Bravo	0.22	3.99	Lacan et al. (2018)	6.86	X	5000
	0.24	4.23				
(14)Cd. Hidalgo Basalt 65*	0.03	4.26	Suter et al. (2001)			
(14)Cd. Hidalgo Basalt 47*	0.09	4.35	Suter et al. (2001)			
(13)San Andrés Dacite 50*	0.18	4.53	Suter et al. (2001)			
(12)Cuitzeo Basalt 37*	0.16	4.69	Suter et al. (2001)			
(12)Cuitzeo Basalt 39*	0.03	4.72	Suter et al. (2001)			
(11)Charo-Queréndaro	0.17	4.89	Garduño-Monroy et al.(2009)	6.62	IX	1000
(10)Tarimbaro-Á. Obregón	0.025	4.91	Garduño-Monroy et al.(2009)	6.78	X	5000
	2.78	7.69				
(9)Quinceo Basalt 41*	0.07	7.76	Suter et al. (2001)			
(9)Quinceo Basalt 44*	0.02	7.78	Suter et al. (2001)			
(7)Morelia C. Camionera	0.12	7.90	Garduño-Monroy et al. (2009)	6.15	IX	1000
(6)Morelia La Paloma	0.057	7.96	Garduño-Monroy et al. (2009)	6.61	IX	1000
(8)Teremendo	0.11	8.07	Soria-Caballero (Submitted)	6.66	IX	1000
(5)Morelos	0.009	8.08	Garduño-Monroy et al.(2009)	6.03	IX	1000
(4)Cointzio	0.2	8.28	Garduño-Monroy et al.(2009)	6.38	IX	1000
(3)C. El Aguila lava 42*	0.05	8.33	Suter et al. (2001)			
(2)Huiramba	0.1	8.43	Garduño-Monroy et al.(2009)	5.74	IX	1000
(1)Jarácuaro-Pátzcuaro	2.5	10.93	Garduño-Monroy et al.(2009)	6.86	X	5000

2.2. Dominio Temporal 57

Los números ascendentes están referidos en la Fig. 2.13. Área A.: Área Afectada, W. y C., 1994: Wells and Coppersmith [1994].

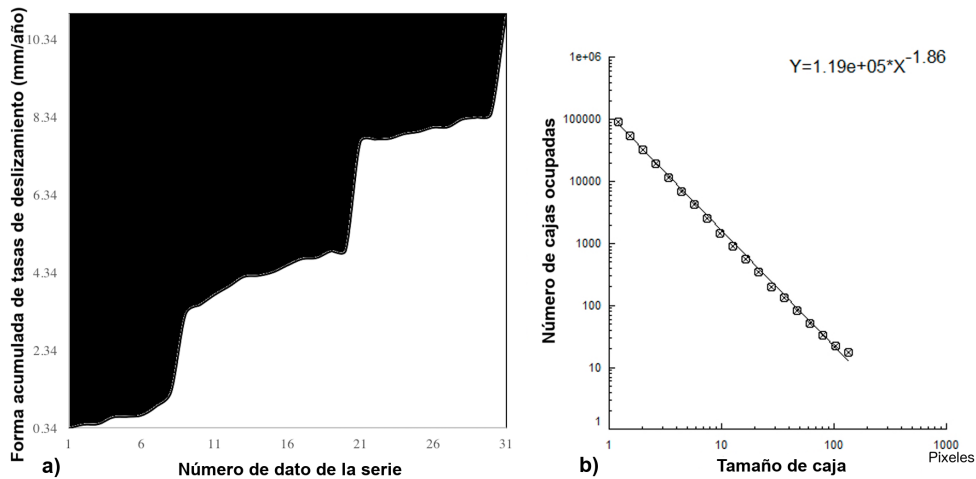


Figura 2.15: **(a)** Gráfica del fractal conocido como la escalera del diablo, se trata de una distribución acumulativa de la tasa de deslizamiento (mm/año) de fallas activas organizadas desde el este hacia el oeste en el SFPA (ver Tabla 2.2). **(b)** Gráfica bi-logarítmica del número de cajas ($N(e)$) versus la longitud de un lado de la caja (e). La pendiente de la recta es igual a la dimensión de caja. El resultado de $D_b = 1.86$ se relaciona con una menor concentración de tasas de deslizamiento pequeñas en el SFPA, lo que sugiere que las fallas grandes acomodan la deformación de manera más eficiente.

a 250,000 años. Mientras que, la Autoridad de Regulación Nuclear (NRA, por sus siglas en inglés) de Japón utiliza una definición basada en la evidencia paleosismológica de movimientos durante el Pleistoceno tardío aproximadamente los últimos 120,000-130,000 años. Además, el Global earthquake Model Foundation se refiere a una falla activa a aquella que se mueve a una tasa de desplazamiento mayor o igual a 0.01 mm/año (<http://www.globalquakemodel.org/>).

En este trabajo se propone una definición de falla potencialmente activa para el SFPA, a partir de las definiciones anteriores pero usando datos intrínsecos del propio sistema. Así, las fallas potencialmente activas en el SFPA son aquellas que presentan ruptura superficial con tasas de deslizamiento de aproximadamente 0.01 mm/año, con actividad sísmica asociada, al menos en los últimos 10,000 años, y que además estén orientadas de manera óptima con el campo de esfuerzos actual. Las fallas potencial-

mente activas deben estar relacionadas con eventos de una magnitud $M_w \geq 5.5$; es decir, capaces de generar trazas morfológicas mayor o igual a 3 km. Más aún, si la falla presenta sismicidad con estas características, se considerará como una falla sismo-genética. La comprobación de esta definición propuesta se hará mediante el cálculo de las magnitudes M_w , del análisis de variogramas y mediante el análisis temporal de las tasas de deslizamiento.

2.2.3. Leyes de Potencia

Como se ha visto a lo largo del trabajo, se puede hacer manejo de estas técnicas estadísticas porque esta población de fallas presenta la propiedad de autosimilitud. Este hecho se comprueba mediante el gráfico bilogarítmico de la frecuencia *versus* la longitud de trazas de fallas, ya que obedece una ley de potencia inversa (distribución en una línea recta, Fig. 2.16). En nuestro caso, esta ley se caracteriza por ser bimodal, es decir encontramos dos pendientes diferentes. Esta bimodalidad puede revelar la existencia de al menos dos mecanismos de fracturamiento diferentes en el sistema de fallas. Este resultado preliminar da pie para indagar más a detalle y en delimitar las zonas con diferente comportamiento de la deformación, en cuanto a la longitud de fallas, mediante el análisis espacio-temporal de Hurst (Mendoza-Ponce *et al.*, 2018).

2.2.4. Exponente de Hurst

Se usó el exponente de Hurst como la medida de la rugosidad para las magnitudes M_w distribuidas a lo largo del PAFS (dominio espacial). Los resultados en el *dominio espacial* para las magnitudes M_w sugieren efectivamente una micro-regionalización del

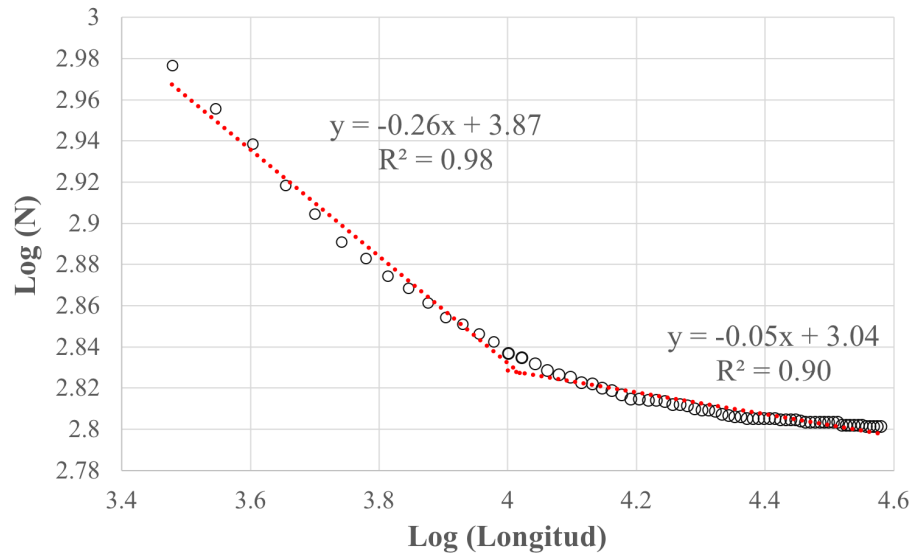


Figura 2.16: Gráfica bilogarítmica de la frecuencia *versus* la longitud de trazas morfológicas de las fallas del SFPA. Se aprecian dos líneas rectas con diferente pendiente, lo que indica una ley de potencia inversa bimodal. La bimodalidad revela la existencia de al menos dos diferentes procesos de fracturamiento en el SFPA.

SFPA en tres zonas diferentes (occidental, central y oriental) en términos de su rugosidad ($H_w = 0.7$, $H_w = 0.5$ y $H_w = 0.8$ respectivamente; Fig 2.14). Las magnitudes correspondientes a cada zona son ($5.5 \leq M_w \leq 6.9$; $5.5 \leq M_w \leq 6.7$; $5.5 \leq M_w \leq 7.0$).

Por otro lado, el exponente de Hurst como medida de la rugosidad para la serie de tasa de deslizamiento (dominio temporal) del SFPA, muestra una fuerte persistencia con $H_w = 0.95$ y un valor de la dimensión fractal de $D_b = 1.86$.

2.2.5. Variogramas

La dirección preferencial del SFPA según el resultado del análisis de variogramas es al N80°E; Fig. 2.17 (b). El modelo que mejor ajusta los datos es el modelo esférico, con un valor igual a 0.02 del efecto “nugget”, meseta igual a 0.05 y un rango de 15 km.

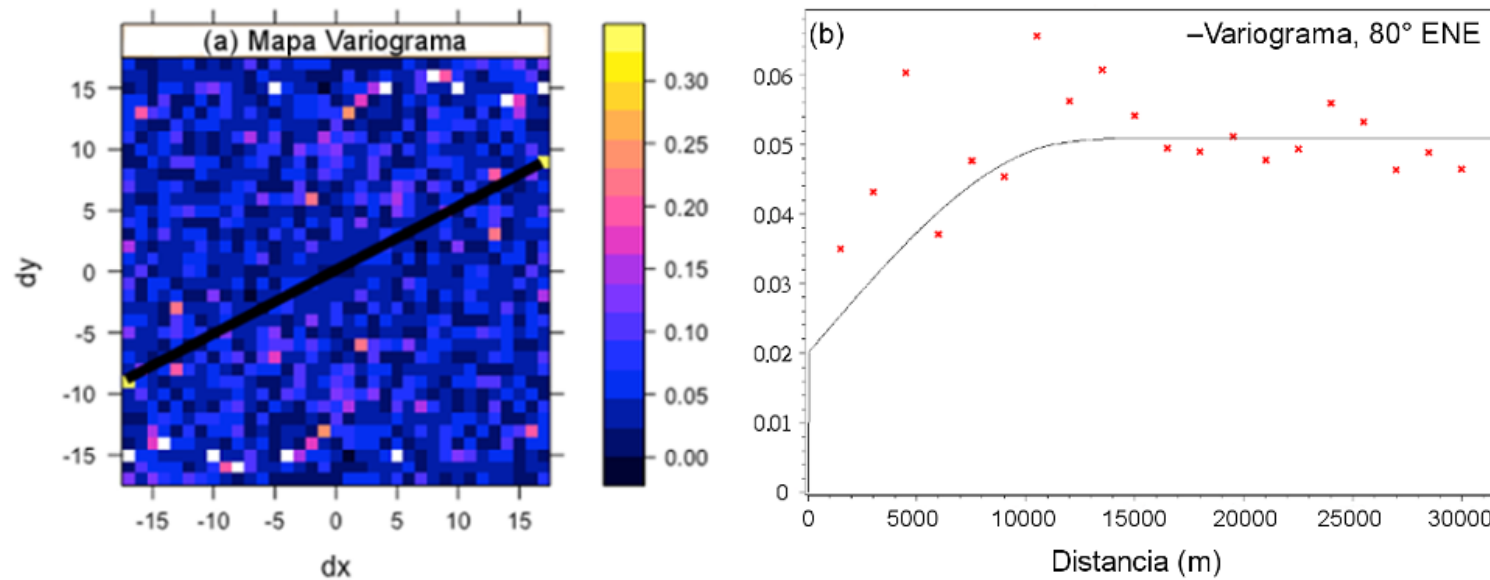


Figura 2.17: **(a)** Mapa variograma de las fallas del SFPA, con una línea recta se muestra la dirección de la mejor auto-correlación espacial. En el centro, un patrón forma una elipse, lo que sugiere que las mejores correlaciones se observan en la dirección NE-SO. **(b)** Variograma anisotrópico de la longitud de trazas de fallas, que exhiben una buena estructura en la dirección N80°E, y coincide con un modelo esférico (línea continua negra). Por lo tanto, estas fallas están orientadas de manera óptima en relación con el campo de esfuerzos actual en el SFPA (σ_2). Por lo tanto, esta dirección anisotrópica indica que la distribución espacial de las fallas se debe principalmente a las tensiones extensionales y, por lo tanto, está sujeta a la deformación generada por el campo de esfuerzos actual en el SFPA (σ_2 , NO-SE).

Capítulo 3

Discusión

3.1. Dominio Espacial

3.1.1. Análisis fractal

La distribución de tamaños del diámetro basal de volcanes monogenéticos, del área visible máxima de fallas y de la magnitud de los sismos en el sector central del CVTM obedecen a una ley de potencia. Este resultado implica que estos tres mensurandos siguen un comportamiento fractal como los descritos por Mandelbrot [1982]. El estudio del valor de la pendiente o *valor-b* de estas leyes de potencia se realizó mediante el análisis de cada *mapa del valor-b* generado, como se discute a continuación.

3.1.2. Mapas del valor- b

A continuación se discute la interpretación de los patrones espaciales encontrados para los mapas- b_{vm} , $-b_f$ y $-b$ en la sección 2.1.3. Un resumen de esta interpretación se proporciona en la Tabla 3.1.

Zúñiga y Wyss [2001] y Wiemer y Wyss [1997, 2002] muestran una relación inversa entre el valor- b y el nivel de concentración de esfuerzos en la zona de interés. Así, el mapa del valor- b obtenido de la sismicidad cortical en la porción central del CVTM, da información importante de las zonas donde hay mayor acumulación del esfuerzo y del tipo de ruptura presente. La Figura 2.8 muestra que la zona geotérmica de Los Azufres y sus alrededores presentan un alto nivel de concentración de esfuerzos tectónicos (*valor- b bajo*), indicando mayor probabilidad de ocurrencia de un sismo de magnitud moderada en el área: siendo los segmentos de Maritaro y Agua Fría los más probables. Las zonas con un *valor- b alto* ($b > 1$) corresponden con las localizaciones donde la sismicidad está más relacionada con el fracturamiento hidráulico. Recordemos que un valor- $b > 1$ es resultante de los movimientos del magma o de las aguas subterráneas presurizadas de las zonas volcánicas o geotérmicas [Francis, 1968a, 1968b; Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 1997; Power et al., 1998; Wiemer et al., 1998; Wyss et al., 2000; Legrand, et al., 2004]. En la Figura 2.8 se puede ver que los valores- b altos corresponden principalmente con la zona del Lago de Cuitzeo y sus alrededores. Esta correspondencia se puede deber a que esta zona geotérmica representa un escenario estructural favorable para el ascenso de fluidos hidrotermales [Bermejo, 2018]. Desde el año 2005, la zona del Lago de Cuitzeo se ha propuesto como una zona con potencial de desarrollo geotérmico [Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005; Cemie-GEO P-17] y nuestros resultados apoyan el desarrollo de la geotermia en esta zona.

Por otro lado, la autosimilitud de fracturas a escalas de centímetros y metros ha sido comprobada por Nieto-Samaniego *et al.* [2005] y Bermejo [2018] en México. Aquí, se presentan resultados de la autosimilitud a una escala mayor para el área visible máxima de fallas en kilómetros cuadrados. La Figura 2.9 muestra las zonas del mapa donde el valor- b_f es menor a 1 (en color azul fuerte), las cuales corresponden con la ubicación de *fallas activas* reportadas en la literatura y que cumplen con la definición de falla potencialmente activa propuesta en este trabajo (alrededores de Morelia y graben de Acambay). Estos valores $-b_f$ bajos también corresponden con la zona geotérmica de Cuitzeo. Mientras que, las zonas con valores $-b_f$ altos (en color azul claro) coinciden geográficamente con las *fallas antiguas* de dirección NNO-SSE, heredadas del “Basin and Range”. Ejemplo de estas fallas antiguas son la falla Tzitzio-Valle de Santiago y algunas zonas dentro del CVMG, donde el vulcanismo fue controlado por fallas antiguas (por ejemplo, al oeste de Pátzcuaro). Es importante destacar que en estos resultados, las estructuras NNO-SSE se han considerado como antiguas, pero por su orientación podrían ser zonas de relevo actual en las fallas con orientación E-O. Sin embargo, estos resultados permiten observar que hay una relación entre valores $-b_f$ bajos y la ubicación de zonas de falla activa. Es decir, los valores- b_f bajos, resultan en las zonas con mayor acumulación de esfuerzos tectónicos (Morelia y graben de Acambay). Esta última afirmación corresponde con lo estipulado por Amelung y King [1997], Wiemer y Wyss [1997] y Wiemer *et al.* [1998]: valores- b bajos corresponden a asperezas en el mecanismo de ruptura en zonas de fallas. Estos autores utilizan las asperezas como un indicativo de la ubicación de los esfuerzos mayores que el promedio. Siendo estas zonas favorables para la ocurrencia de grandes sismos.

Varios estudios en campos volcánicos monogenéticos, muestran que los conos cinderíticos cambian su morfología debido a los efectos de degradación del cono a través

de su evolución temporal [Wood, 1980b; Hooper y Sheridan, 1998; Németh y Cronin, 2007; Valentine *et al.*, 2007]. La degradación de conos se debe principalmente a la erosión y pérdida de masa, pero también a la influencia del clima, principalmente por lluvias y temperatura [Wood, 1980b]. Wood [1980b] concluye que hay un decrecimiento en la altura del cono, en la pendiente de sus flancos y en la relación altura/diámetro con el aumento de la edad. También que los conos más grandes se degradan más rápidamente que los pequeños. Sin embargo, Favalli *et al.* [2009] sugieren usar medidas de la altura del cono más exactas, para obtener una relación altura/diámetro con menor incertidumbre. Para el CVMG, Pérez-López *et al.* [2011] demuestran que el 90 % de los valores para la relación altura/diámetro oscila entre 0.09 y 0.18. Y concluyen, que la relación log-log para el diámetro basal del cono no es sensible a las tasas de erosión cuaternaria dentro del área estudiada debido a que la variación para la relación altura/diámetro es menor que dos órdenes de magnitud. Además, Pérez-López *et al.* [2011] describen una ley de escalamiento para la distribución del tamaño del diámetro basal de los conos, debido a que este parámetro no es sensible a pequeñas variaciones debidas a la erosión, de modo que la erosión no afecta los resultados de manera significativa. Ellos sugieren que esta ley de potencia puede estar relacionada con diferentes valores del espesor de la corteza por debajo del CVMG, ya que este parámetro determina el diámetro basal del cono durante la erupción monogenética (Fedotov, 1976; Wood, 1980b; Mazzarini *et al.*, 2010).

En nuestro caso, encontramos que la ley de escalamiento resultante de la distribución de D_{CO} en el CVMG, indica una relación inversa entre el valor- b_{vm} y la cantidad de volcanes con diámetros grandes con respecto de los conos con diámetros pequeños. Es decir, los *valores- b_{vm} bajos* (pendiente menos abrupta) en la ley de potencia, implican mayor probabilidad de la existencia de volcanes con diámetros grandes. Y vice versa,

los *valores- b_{vm} altos* (pendiente muy abrupta), se relaciona con la presencia de pocos volcanes con diámetros grandes con respecto de los conos con diámetros pequeños. Este resultado, se debe complementar con estudios multidisciplinarios para conocer la razón geológica y estructural de dicha distribución espacial del diámetro basal. Con el propósito de conocer los procesos físicos que influyen en la tasa de emplazamiento del magma, el grado de fracturamiento de la corteza, y el campo de esfuerzos en el CVMG.

Tabla 3.1: Interpretación del valor- b en la porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).

	Valor- b bajo	Valor- b alto
Sismos en el centro del CVTM	Gran concentración de esfuerzos ($b < 1$).	Sismicidad relacionada con fracturamiento hidráulico (zonas volcánicas o geotérmicas, $b > 1$.)
Diámetro basal de conos del CVMG	Conos de diámetro grande ($b < 3.5$).	Conos de diámetro pequeño ($b > 3.5$).
Áreas visibles máximas de falla en el SFPA	Fallas potencialmente activas, zonas geotérmicas ($b < 1.2$).	Fallas antiguas ($b > 1.2$).

3.1.3. Variogramas

Los modelos matemáticos mejor ajustados a las diferentes bases de datos utilizadas en esta tesis, son el modelo esférico y exponencial (Tabla 2.1), definiendo un comportamiento lineal cerca del origen; es decir, corresponden a variables muy continuas en el espacio. El efecto “nugget” o pepita es casi cero (C_0 : 0.0003-0.01) para todos los modelos encontrados, lo que significa un bajo nivel de ruido y error presente en los datos del valor- b ; esto implica, que dispuso de la suficiente de información para el cálculo.

Si se hace una comparación entre los resultados de la Tabla 2.1, se puede observar para: **(1)** la **meseta** que el *valor más bajo* corresponde al mapa- b del CVMG (0.038), es decir, hay una variabilidad o dispersión menor en las magnitudes de los sismos en este campo. Mientras, el *valor más alto* de la meseta se obtiene para el CVMG (0.16), implicando una mayor variabilidad en el tamaño del diámetro basal de los conos de ceniza; **(2)** el **rango** con valor *menor* se obtuvo para el mapa- b_f derivado del SFPA (45 km) y el *mayor* cuando se utiliza la información de sus sismos asociados (130 km). Ver Figura 3.1.

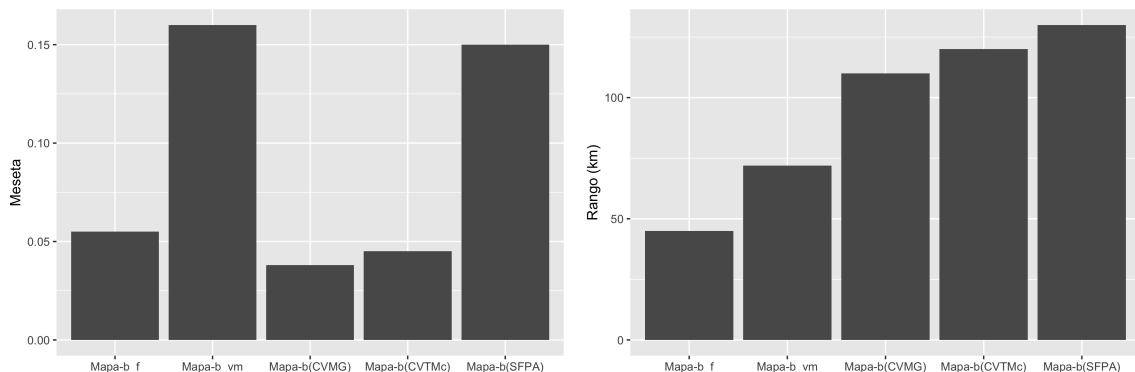


Figura 3.1: **(a)** Gráfica comparativa del valor de las mesetas obtenidas para cada uno de los mapas- b . **(b)** Gráfica comparativa del valor de los rangos obtenidos para cada uno de los mapas- b

Es importante destacar el resultado del valor del rango igual a 45 km para las fallas del SFPA, porque concuerda con la longitud de ruptura reportado por Urbina y Camacho [1913] en la falla Acambay-Tixmadejé. Para dar más soporte al resultado del rango, si usamos la relación de Wells y Coppersmith de falla normal [1994], esta longitud de ruptura superficial corresponde a un sismo de magnitud $M_w \sim 7$. Esta magnitud está en concordancia con el reciente estudio paleosismológico de Lacan *et al.* [2018]), en el que la falla más larga encontrada (47 km) se define capaz de generar grandes eventos sísmicos ($M_w = 6.9$).

Otro parámetro importante que se obtiene del análisis de variogramas es la dirección preferencial. El resultado de las direcciones preferenciales para cada mapa-*b* analizado se muestran en la Tabla 2.1. Los sismos de la porción central del CVTM y del CVMG presentan una dirección anisotrópica al N40°O, por lo que esta dirección podría estar más asociada a los esfuerzos relacionados con la localización de la Trinchera Mesoamericana (\sim N35°O). Por otro lado, el SFPA resulta en una dirección de anisotropía al N80°E y los sismos del SFPA al N50°E. Estas direcciones indican que estas distribuciones espaciales en el SFPA se deben principalmente a los esfuerzos extensionales del graben de Acambay (σ_2 , NE-SO y σ_3 , NO-SE) y, en consecuencia, están sujetas a una deformación generada por el campo de esfuerzos actual (3.2). Finalmente, la distribución de tamaños del diámetro basal de los volcanes monogenéticos en el CVMG presenta una dirección anisotrópica en la dirección N5°O (Figura 2.12). Indicando que existe una dirección anisotrópica debida al diámetro basal de los volcanes monogenéticos. Esta dirección preferencial no debe confundirse con la dirección de los alineamientos dentro del CVMG.

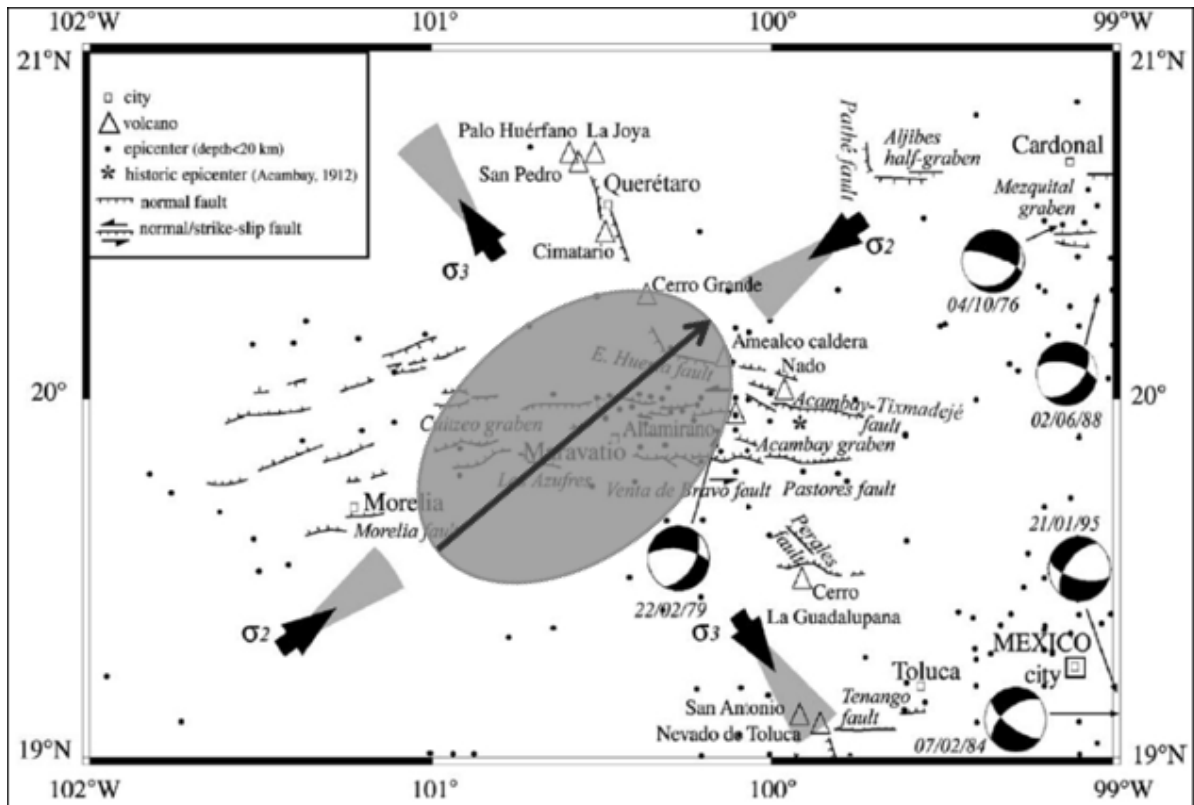


Figura 3.2: Mapa de la porción central del CVTM. Las flechas negras gruesas indican la dirección de los esfuerzos principales con su cono de incertidumbre (σ_1 (vertical) $>$ σ_2 (NE - SO) $>$ σ_3 (NO - SE)). La anisotropía encontrada para los sismos del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay (SFPA), se representa con la elipse de color gris. La flecha negra delgada indica la dirección preferencial al N50°E de los sismos del SFPA. Mapa modificado de Ego y Ansan [2002].

3.2. Dominio Temporal

Mediante el resultado de parámetros estadísticos cuantitativos (dimensión fractal, exponente de Hurst y anisotropía) se logró: **a)** definir las fallas corticales capaces de generar sismos moderados y fuertes; **b)** delimitar tres zonas con diferentes procesos de deformación en el SFPA (zonas *occidental*, *central* y *oriental*); y **c)** demostrar la definición intrínseca de falla potencialmente activa para el SFPA.

3.2.1. Exponente de Hurst

La micro-regionalización propuesta en este trabajo es de suma importancia en el análisis de peligro y riesgo sísmico, además de ayudar en la mejor comprensión de la dinámica de fallamiento en cada zona. Los valores persistentes ($H > 0.5$) están relacionados con el pronóstico de futuros eventos sísmicos basados en la correlación existente con eventos pasados. Éstos son ampliamente consistentes con la sismicidad instrumental actual, debido a que la zona oriental es la más activa, seguida por la parte occidental del SFPA, mientras que en la parte central aparece como un proceso aleatorio. Como consecuencia de los resultados, se observa la existencia de una dependencia y causalidad entre el exponente de Hurst H y la dinámica del SFPA. Las diferencias entre cada zona son:

- **Zona Este:** Este sector es el más activo de acuerdo a los resultados de $H = 0.8$ (tendencia positiva de repetirse en un futuro) y de las magnitudes $5.5 \leq M_w \leq 7.0$ obtenidas. Esta actividad se encuentra evidenciada en los estudios paleosismológicos y en la sismicidad instrumental actual. Otros resultados importantes

son los de **(a)** Velázquez-Bucio [2018], donde reportan que varios segmentos del graben de Acambay ya sobrepasaron el período de recurrencia que se calculó en este trabajo e indica que podrían romperse en cualquier momento y de **(b)** Arzate *et al.* [2018] donde encontraron que el sistema central de fallas del graben convergen a una profundidad de 18 km, representando la posibilidad de una ruptura múltiple a lo largo de varias fallas durante un mismo evento, justo como se observó en el sismo de 1912 [Langridge *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 2016 y Ortuño *et al.*, 2019]. Estos antecedentes junto al resultado de gran persistencia configuran un área con alto peligro sísmico, ya que magnitudes de hasta 7.0 M_w pueden repetirse en un futuro.

- **Zona Central:** El resultado $H = 0.5$ muestra un proceso browniano; es decir, sin tendencia, para magnitudes entre $5.5 \leq M_w \leq 6.7$. Aquí se sugiere que el valor de H puede estar relacionado con longitudes de falla cortas y, en consecuencia, con una deformación menor en el área. Este resultado puede estar relacionado con el emplazamiento del Complejo Volcánico de los Azufres y sus cámaras magmáticas [Arce *et al.*, 2012], la más reciente ubicada entre 4.3 y 9.5 km de profundidad en el domo de El Guangoche [Rangel *et al.*, 2018]. Además, el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay está afectando los domos riololíticos y dacíticos de 1 Ma (Agua Fría) del mismo complejo volcánico, pero también el volcanismo andesítico, y controla la distribución del volcanismo monogenético en el área. Entonces, el valor observado de H depende, entre otras cosas, del límite dúctil-frágil de la corteza. Estos hechos permiten validar que la zona central difiere tectónicamente de los sectores este y oeste, y se caracteriza por una brecha sísmica similar a la de la falla Tzitzio-Valle de Santiago.

- **Zona Oeste:** Otros autores han informado valores persistentes de $H = 0.7$ (por ejemplo, Scholz [1997]; Schmittbuhl *et al.* [2006]). En nuestro caso, este valor es consistente con la persistencia de magnitudes de sismos que varían entre $5.5 \leq M_w \leq 6.9$ (procesos con memoria). De hecho, los estudios paleosismológicos de Garduño-Monroy *et al.* [2009] y Soria-Caballero [en revisión], indican magnitudes similares para sismos históricos en las zonas de Zacapu, Pátzcuaro, Morelia y Cuitzeo. Por lo tanto, el SFPA occidental también es una zona de alto peligro sísmico.

Ahora, el resultado en el **dominio temporal**, con una fuerte persistencia de $H_w = 0.95$, sugiere que la periodicidad de los movimientos tectónicos en el SFPA están cercanos en el tiempo. Es decir, el resultado de la dimensión de capacidad fractal ($D_b = 1.86$) indica dos principales características en el SFPA: **(1)** Indica una probabilidad alta de ocurrencia de sismos de magnitud moderada $M_w \leq 7.0$ e **(2)** Indica que las trazas de falla de longitud ≥ 3 km acomodan de manera más eficiente la deformación.

Para entender mejor el resultado del inciso **(2)** cito el trabajo de Nieto-Samaniego *et al.*, [2005], ya que el valor obtenido de $D_b = 1.86$ es consistente con los valores que estos autores obtienen ($D_b = 1.87$ en el límite superior). Además, demuestran que la dimensión de caja está en relación inversa con la *concentración de fracturas* y en relación directa con la *densidad de fractura*. Smirnov y Zavyalov [1997] definen la concentración de fractura crítica (χ^*), con base en la pérdida de estabilidad en un conjunto de fracturas bajo un campo de esfuerzos, como χ^* es directamente proporcional al factor (L/l) , donde L es el tamaño de la región y l la longitud promedio de la ruptura. Así, un valor alto de la concentración de fractura existe si estas fracturas perdieron estabilidad, crecieron y se unieron para formar fracturas más largas y suficientemente cercas unas

de otras. Y viceversa, un valor bajo de χ^* implica poca pérdida de estabilidad y por tanto que las fracturas no crezcan.

Los resultados del ejemplo anterior, pueden ayudar a interpretar el significado del valor D_b para la longitud de las trazas de falla bajo un campo de esfuerzos. Para este caso de estudio, también se corrobora esta relación inversa entre D_b y la concentración de fallas y las tasas de desplazamiento. Ya que, la dimensión fractal resulta en un valor D_b alto igual a 1.86, que se relaciona con un valor bajo del parámetro χ^* ; es decir, hay poca pérdida de estabilidad debido a fallas pequeñas. Por lo tanto, existe una concentración mayor de fallas grandes en el SFPA.

Por otra parte, Poulimenos [2000], Cowie *et al.* [1995], Ackermann *et al.* [2001] demostraron que la longitud de la falla es directamente proporcional a la cantidad de deformación; es decir, las fallas de gran longitud acomodan una mayor cantidad de deformación a diferencia de las pequeñas y se refleja en valores altos de las tasas de desplazamiento. Por lo tanto, las fallas grandes parecen inhibir a las pequeñas en el SFPA e inmediatamente nos preguntamos, ¿qué longitud deben tener para considerarse fallas pequeñas?

Un paso clave en este estudio fue delimitar esta longitud mínima. Con este propósito, se hizo una prueba para encontrar la dimensión fractal D_b para **(a)** nuestra base de datos que contiene 316 longitudes de trazas de falla mayores o iguales que 3 km y **(b)** para la misma base de datos pero incluyendo las trazas de falla de longitud menor que 3 km (un total de 628 fallas). Los resultados fueron: $D_b(316) = 1.33$, $D_b(628) = 1.77$. Con base en los resultados de Nieto-Samaniego *et al.* [2005], Poulimenos [2000], Cowie *et al.* [1995] y Ackermann *et al.* [2001], se ha inferido que el valor más bajo de la dimensión fractal $D_b(316) = 1.33$ corresponde con una alta concentración de fallas

grandes en el área de estudio.

Esto es $D_b \uparrow \Rightarrow \chi^* \downarrow \Rightarrow \uparrow$ **fallas cortas**; es decir, acomodan \downarrow cantidad de deformación.

y viceversa: $D_b \downarrow \Rightarrow \chi^* \uparrow \Rightarrow \uparrow$ **fallas largas**; es decir, acomodan \uparrow cantidad de deformación.

Así, se demuestra que las fallas con longitud ≥ 3 km acomodan de manera más eficiente la deformación en el SFPA. Con el apoyo de D_b , se pudo determinar claramente el límite inferior (3 km) de la longitud falla y se descartan del análisis. Sin embargo, no se pudo establecer la longitud máxima real en el SFPA debido a las fallas ocultas bajo los depósitos del Holoceno, no identificables en el modelo digital de elevación utilizado de 15 m de resolución. Esto implica una subestimación de la magnitud máxima en el área de estudio. No obstante, este resultado se puede afinar en un futuro con el apoyo de nuevos estudios paleosísmicos.

3.2.2. Definición de Falla Potencialmente Activa

Para validar que las estructuras del SFPA se rigen por la definición propuesta, se presenta un resumen de los resultados claves:

- Primero, se utilizó un análisis de variogramas para obtener la dirección preferencial de las fallas, las cuales proponemos como activas (N80°E). Con este resultado se verifica que la dirección preferencial de las fallas está óptimamente orientado con el estado de esfuerzos actual ($\sigma_2 = \text{NE-SO}$ y $\sigma_3 = \text{NO-SE}$) en la porción central del CVTM; es decir, las fallas están sujetas a una deformación debida a esfuerzos

extensionales principalmente.

- Segundo, de acuerdo a las magnitudes máximas calculadas que se pueden generar en el SFPA entre $5.5 \leq M_w \leq 7$, corresponden a un área afectada grande ($1,000 \leq km^2 \leq 5,000$) según la escala ESI 07. El tamaño de esta área afectada significa que los movimientos en cualquiera de las fallas del SFPA podrían afectar algunas de las ciudades más pobladas del centro de México, como la Ciudad de México (población $\sim 9 \times 10^6$), Ecatepec ($\sim 1,600,000$), Toluca ($> 800,000$), Acambaro ($> 100,000$), Maravatío ($> 80,000$), Zinapécuaro ($> 50,000$), Morelia ($> 10^6$), Pátzcuaro ($\sim 80,000$), entre otras. Por lo tanto, con base en estos resultados, las fallas potencialmente activas están relacionadas con sismos de magnitud M_w 5.5, o capaces de generar longitudes de ruptura mayor o igual a 3 km. Aunque, estas mismas fallas también pueden ser capaces de producir sismos con magnitud menor, si no hay una ruptura en toda la falla.
- Tercero, la distribución temporal de la tasa de deslizamiento para el SFPA muestra un comportamiento fractal, con fuertes características persistentes ($H_D = 0.95$). En este contexto, tenemos una medida de la memoria de las tasas de deslizamiento, y podemos inferir la previsibilidad de estas series temporales, para concluir con base en geometría fractal que el sistema de fallas está activo.

Capítulo 4

Conclusiones

4.1. Dominio Espacial

Los resultados para el análisis espacial del diámetro basal de *volcanes monogenéticos*, del área visible máxima de *fallas potencialmente activas* y de la magnitud de la *sismos* dentro del sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano indican que son objetos fractales y muestran un comportamiento autosimilar. Estos objetos se caracterizan mediante una *ley de potencia* o línea recta, cuya pendiente es la dimensión fractal. El análisis de la pendiente (o *valor-b* como se le denominó a lo largo de la tesis) permitió encontrar una relación de ésta con el arreglo de la deformación frágil en la corteza superior.

Concretamente, de los mapas del *valor-b* obtenidos se pudo obtener información del arreglo *espacial* de la deformación frágil y en consecuencia de la concentración del esfuerzo tectónico en cada caso de estudio:

- El mapa- b_{vm} obtenido para el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, indica que la Ciudad de Uruapan y sus alrededores (SO del CVMG) son las localizaciones con una mayor concentración de conos con diámetro basal pequeños.
- El mapa- b_f para el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay, muestra las zonas donde hay una fuerte acumulación de esfuerzos: el Lago de Cuitzeo y las fallas activas cercanas a la ciudad de Morelia.
- El mapa del valor- b para el catálogo sísmico de la porción central del CVTM muestran que la bien conocida zona geotérmica del complejo volcánico Los Azufres y sus alrededores han resultado, derivado de nuestro análisis, como una región de alta concentración de esfuerzos. También el mapa muestra que los valores- b altos, corresponden con áreas relacionadas con fracturamiento hidráulico, como es el caso del Lago de Cuitzeo.

El análisis variográfico indica que los sismos en la porción central del CVTM y los sismos del CVMG se distribuyen en una dirección preferencial de $N40^\circ O$. Este resultado puede asociarse a esfuerzos regionales tal vez relacionados con la localización de la Trinchera Mesoamericana ($\approx N35^\circ O$). Mientras que la dirección preferencial de las fallas potencialmente activas es de $N80^\circ E$ y la de sus sismos asociados igual a $N50^\circ E$. Estos resultados indican una mayor relación del SFPA con la distribución local de esfuerzos en la porción central del CVTM (σ_2 , NE-SO y σ_3 , NO-SE). Por lo tanto, el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay obedece a una tectónica activa, debido a que sus estructuras están orientadas óptimamente con el campo de esfuerzos actual ($\sigma_2 = N45^\circ E$). Además, desde el punto de vista estructural, estas fallas normales con movimientos laterales izquierdos representan un ambiente estructural favorable para el ascenso de fluidos en un potencial campo geotérmico. La acumulación de esfuerzos, en

un sistema de fallas activo, hace que las fracturas se mantengan abiertas. Este resultado es importante para favorecer la actividad geotérmica de mediana a baja entalpía en la zona.

Así, la anisotropía encontrada para la sismicidad asociada al SFPA, parecen revelar que la posición oblicua del CVTM (E-O), puede estar también controlada por la sismicidad superficial en el sistema de fallas potencialmente activo (N50°E) y no solamente por la geometría del “slab”. Es decir, SFPA es un sistema estructural activo, favorecido por la acumulación de esfuerzos, que puede ser parte de una posible fragmentación de la corteza superior (placa de Norteamérica).

4.2. Dominio Temporal

Los métodos fractales se aplicaron a las magnitudes M_w obtenidas del subcatálogo de fallas del SFPA y a la serie temporal de las tasas de deslizamiento reportadas para el SFPA.

Mediante el análisis espacial de las distribuciones de M_w se pudo definir una micro-regionalización del SFPA utilizando la relación encontrada entre H_w y la dinámica del SFPA. Esta micro-regionalización consta de tres zonas dentro del sistema de fallas. Para cada una de estas zonas se obtuvieron diferentes valores del exponente de Hurst. En el SFPA central se obtuvo un valor de $H_w = 0.5$, indicando un comportamiento de proceso browniano. Mientras que en el SFPA oriental se tiene un $H_w = 0.7$, dicho valor indica la existencia de un patrón persistente; es decir, se tiene una probabilidad alta de ocurrencia de sismos. Finalmente, para el SFPA occidental también se encontró un patrón persistente con un valor $H_w = 0.8$, resultando en una probabilidad más

alta de ocurrencia de sismos con respecto de las otras dos zonas. Estos resultados son importantes porque los distintos valores obtenidos de H_w reflejan que cada zona presenta diferentes tamaños de la falla, y como éstas se relacionan con el magmatismo o con los procesos hidrotermales dependiendo de cada zona. En general, se estimaron que las magnitudes máximas posibles para el SFPA se encuentran en el rango de $5.5 \leq M_w \leq 7.0$. También se calculó el área afectada ($1,000 \leq km^2 \leq 5,000$) en caso de ocurrencia de un sismo en la región central de México, donde hay varias ciudades con una alta densidad de población ($50,000 \leq \text{habs.} \leq 9 \times 10^6$).

El resultado en el *dominio temporal* para las tasas de desplazamiento, muestra también un comportamiento fractal, con fuertes características persistentes ($H_w = 0.95$). En este contexto, tenemos una medida estadística de la memoria de dicha serie temporal, y podemos inferir que existe periodicidad de los movimientos tectónicos en el SFPA. Además, el resultado de la dimensión de capacidad fractal ($D_b = 1.86$) sugiere que las fallas de longitud mayor que 3 km acomodan la deformación de manera más eficiente.

Finalmente, en términos generales del análisis fractal, se concluye que estas 316 fallas son potencialmente activas, ya que cumplen con la definición intrínseca de fallas activas para el SFPA. Por lo tanto, es probable la ocurrencia de sismos como consecuencia de fallas potencialmente activas.

-Buena está - dijo Sancho -; fírmela vuestra merced.

-No es menester firmarla - dijo Don Quijote-,

sino solamente poner mi rúbrica.

Primera parte del Ingenioso Caballero

Don Quijote de la Mancha

Miguel de Cervantes

Apéndice A

Datos de fallas del sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay

Base de datos de las fallas del SFPA construida sobre un modelo digital de elevación de 15 m de resolución, obtenido del INEGI. Consta de 316 datos de: Longitud de trazas de falla (≥ 3 km); Altura máxima del escarpe topográfico (m); Coordenadas iniciales en UTM (X1, Y1); Coordenadas finales en UTM (X2, Y2); Coordenadas intermedias en UTM (Xm, Ym); Nombre de la localidad más cercana a la zona de falla; Distancia entre localidad y zona de falla (km); Cálculo de las magnitudes M_w mediante el modelo propuesto por Anderson *et al.* [1996]; M_w calculada mediante el modelo de regresión de Wells y Coppersmith [1994] para fallas normales; M_w calculada por Wesnousky [2008].

La base de datos está disponible en línea en:

<https://doi.org/10.5194/nhess-18-3121-2018-supplement>

Apéndice B

Pruebas geoestadísticas

Ejemplo de las pruebas estadísticas y geoestadísticas realizadas para deducir el número de puntos óptimo para generar los mapas del valor- b . La decisión final se basó en los resultados de los histogramas, los diagramas de caja y los variogramas direccionales para cada uno de los casos de estudio (8 mapas para cada una de las base de datos). Si las distribuciones de los histogramas resultan más simétricas y la anisotropía se conserva mejor (ver gráficas del rectángulo amarillo), se concluye que el número de puntos fue óptimo para generar el mapa del valor- b . Usando esta premisa, se obtienen los parámetros de mapeo para el valor- b : número máximo de puntos igual 70 y un mínimo de 30 sobre un radio máximo de búsqueda de 10 km. El uso de un número mayor de puntos, resulta en la pérdida de la anisotropía y en distribuciones muy asimétricas como se muestra en el ejemplo del recuadro rosa.

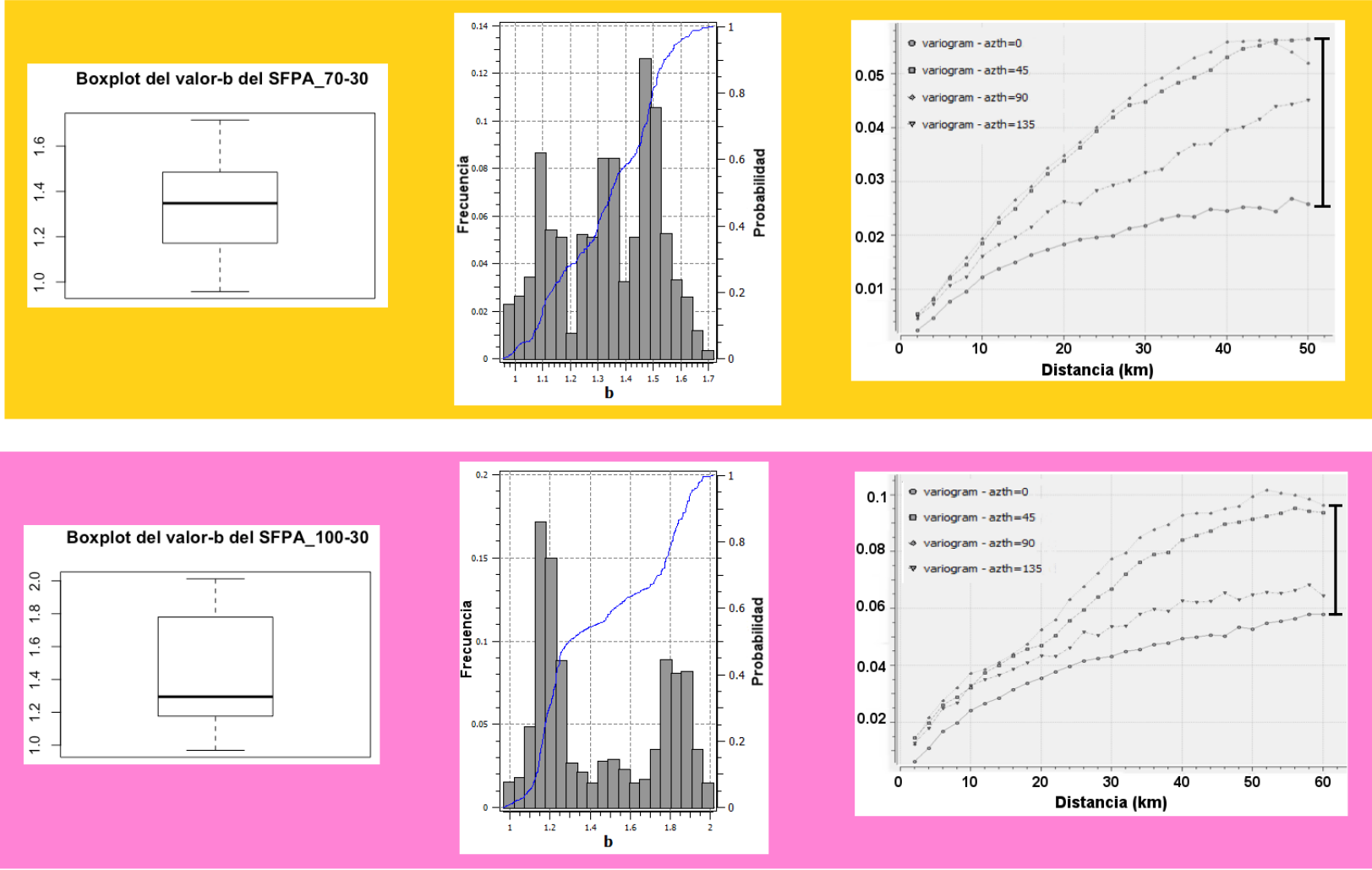
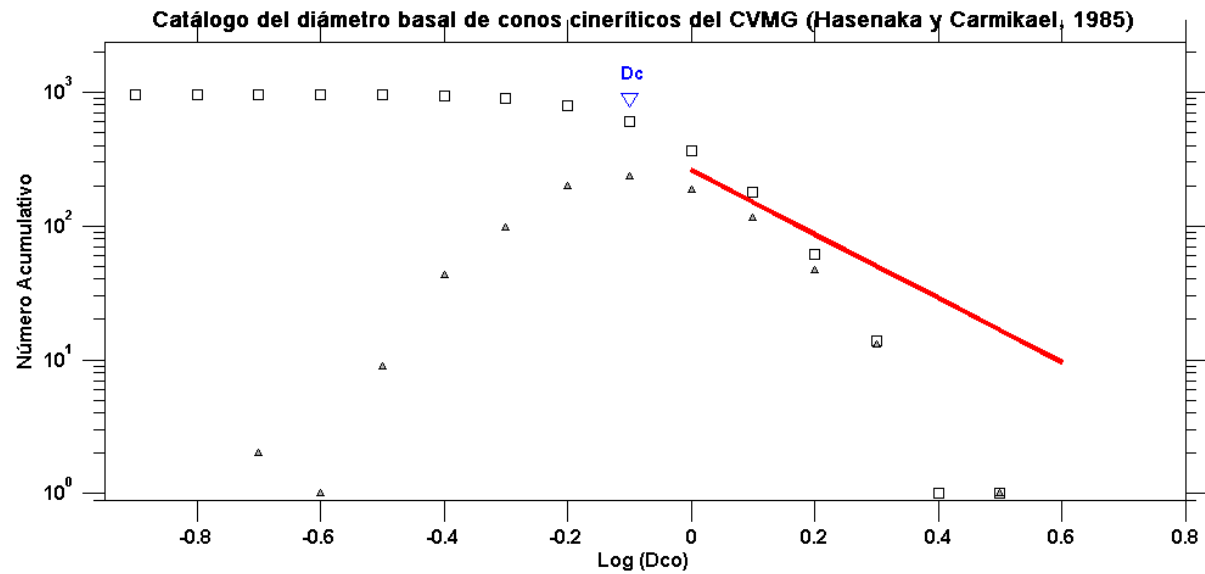


Figura B.1: Pruebas realizadas para decidir el número de puntos óptimo para generar los mapas del valor- b . En las gráficas de fondo amarillo se muestra un ejemplo del mapa del valor- b para el SFPA generado con los parámetros óptimos: número máximo de puntos igual 70 y un mínimo de 30 sobre un radio máximo de búsqueda de 10 km. Se observa una distribución más simétrica en el histograma y se conserva mejor la anisotropía. Mientras que, el uso de un número mayor de puntos, resulta en la pérdida de la anisotropía y en distribuciones muy asimétricas como se muestra en el ejemplo del recuadro rosa.

Apéndice C

Ejemplo de ajuste lineal subestimado

En la siguiente gráfica se muestra un ajuste lineal subestimado (valor- $b_{vm}=2.39$) de la ley de potencias para el diámetro basal de los volcanes monogenéticos del CVMG, mediante el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965). Como se puede observar la siguiente gráfica con este método no se logra adecuadamente el ajuste lineal. Por lo tanto, se usó el método de mínimos cuadrados (Figura 2.7).



Estimación por Máxima Verosimilitud, Incertidumbres por "bootstrapping"
 Valor- b = 2.39 +/- 0.21, valor a = 2.42, valor a (anual) = 0.427
 Diámetro de Completitud = -0.095 +/- 0.04

Figura C.1: Ley de potencia de la distribución del diámetro basal de los volcanes monogenéticos (D_{CO}) en el CVMG (base de datos modificada de Hasenaka y Carmichael, [1985a]). La línea roja representa la pendiente de la distribución de tamaños (valor- b_{vm}). Aquí, el valor- b_{vm} se estimó utilizando la técnica de máxima verosimilitud (Aki, 1965) y las incertidumbres por "bootstrap" [Efron, 1979].

Bibliografía

- [1] Ackermann, R. V., Schlische, R. W., y Withjack, M. O.: The Geometric and Statistical Evolution of Normal Fault Systems: An Experimental Study of the Effects of Mechanical Layer Thickness on Scaling Laws, *J. Struct. Geol.* 23, 1803-1819, 2001.
- [2] Abe, K.: Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys of the Earth and Planet Int.* 27, 79-92, 1981.
- [3] Aguirre-Díaz, G. J., Ferrari, L., Nelson, S. A., Carrasco-Nuñez, G., López-Martínez, M., y Urrutia-Fucugauchi, J.: El Cinturón Volcánico Mexicano: Un nuevo proyecto multidisciplinario, *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: Geos*, 18, 131-138, 1998.
- [4] Aki, K.: Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log(N)=a-bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthquake Res., Inst. Tokyo Univ.* 43, 237-239, 1965.
- [5] Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L.: Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt, *Geology*, 26, 591-594, 1998.

-
- [6] Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., y Alba-Aldave L.: Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14, 2002a.
- [7] Alaniz-Álvarez, S. A. y Nieto-Samaniego, Á. F.: The Taxco-San Miguel de Allende fault system and the Trans-Mexican Volcanic Belt: two tectonic boundaries in central México active during the Cenozoic. In: Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F. (Eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, 422, pp. 301-316, 2007.
- [8] Allan, J.: Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485, 1986.
- [9] Amelung, F., y King, G.: Earthquake scaling laws for creeping and noncreeping faults, *Geophysical Research Letters*, 24, 507-510, 1997.
- [10] Anderson, J. G., Wesnousky, S. G., y Stirling, M. W.: Earthquake size as a function of fault slip rate, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 683-690, 1996.
- [11] Arce, J .L., Macías, J. L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V .H., Saucedo, R., . . . , Pérez- Esquivias, H.: Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico, *GSA Field Guid*, 25, 45-82, doi:10.1130/2012.0025(04), 2012.
- [12] Arzate, J., Lacan P., Corbo-Camargo, F., Arango-Galván C., Felix Maldonado, R., Pacheco, J., y León Loya R.: Crustal structure of the eastern Acambay graben

- (Central Mexico) from integrated geophysical data, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, In press, 2018.
- [13] Astiz, L. M.: Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979, Tesis Profesional, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Mexico City, 1980
- [14] Astiz, L. M.: The 1912 Acambay, Mexico ($M_s=7.0$) earthquake: a reexamination, *Bol. Un. Geof.Mex.*, II,17, 1986.
- [15] Aviles, C. A., Scholz, C. H., y Boatwright J.: Fractal analysis applied to characteristic segments of San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, 92, 331-334, doi:10.1029/JB092iB01p00331, 1987.
- [16] Bak, P., Tang, C., y Wiesenfeld K.: Self-Organized Criticality: An Explanation of $1/f$ Noise, *Phys. Rev. Lett.* 59(4), 381-384, 1987.
- [17] Bak, P., y Tang, C.: Earthquakes as a Self-Organized Critical Phenomenon, *Journal of Geophysical Research*, 94(B1), 15,635-15,637, 1989.
- [18] Bermejo Santoyo Gerardo: Análisis geométrico y fractal de fracturas geológicas en los campos geotérmicos del lago de Cuitzeo, Tesis de Maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Morelia, Michoacán, 2018.
- [19] Burroughs, S. M. y Tebbens, S. F.: The upper-truncated power law applied to earthquake cumulative frequency-magnitude distributions: Evidence for a time-independent scaling parameter. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 92, Issue 8, 2983-2993, 2002.

-
- [20] Campos-Enríquez, J. O., Lermo-Samaniego, J. F., Antayhua-Vera, Y. T., Chavacán, M., y Ramón-Márquez, V. M.: The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico, Seismic and gravity characterization, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 315-335, 2015.
- [21] Clayton, R., Davis, P. M., y Pérez-Campos, X.: Seismic structure of the subducted Cocos plate, EOS, Transactions, American Geophysical Union, 88(23), (Jt. Assem. Suppl. Abstract T32A-01), 2007.
- [22] Clemente-Chavez, A., Figueroa-Soto, Á., Zúñiga, F. R., Arroyo, M., Montiel, M., y Chavez, O.: Seismicity at the northeast edge of the Mexican Volcanic Belt (MVB), activation of an undocumented fault: the Peñamiller earthquake sequence of 2011, Queretaro, Mexico, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2521-2531. 2013.
- [23] Connor, C. B.: Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33, 191-200, 1987.
- [24] Connor, C. B.: Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models, *Journal of Geophysical Research*, 95, 19395-19405, 1990.
- [25] Connor, C. B., y Conway, F. M.: Basaltic volcanic fields, In: Sigurdsson, H. (Ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, New York, 331-343, 2000.
- [26] Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V. H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O. y Hernández-Álvarez, E.: Asimilación de xenolitos graníticos en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de

- Arócutin Michoacán, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 233-245, 2006.
- [27] Cowie, P. A., Sornette, D., y Vanneste, C.: Multifractal Scaling Properties of Growing Fault Population, *Geophys. J. Int.* 122, 457-469, 1995.
- [28] Demant, A.: Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano, *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 217-222, 1981.
- [29] Demant, A.: L'Axe Néo-volcanique Transmexicain- étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique, Marseille, Université du Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille. Tesis de Doctorado, 259, 1981.
- [30] DeMets, C.: A new estimate for present day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046, 2001.
- [31] DeMets, C., y Traylen, S.: Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159, 2000.
- [32] Duda, S. J.: Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt, *Tectonophysics* 2:409-452, 1965.
- [33] Efron, B.: Bootstrap methods: another look at the jackknife, *Ann. Statist.*, 7, 1-26, 1979.
- [34] Ego, F., y Ansan, V.: Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° 99°W) in transtensive deformation?, *Tectonophysics*, 359, 189-208, doi:10.1016/S0040-1951(02)00511-5, 2002.

-
- [35] Feder, J.: *Fractals plenum*. New York, 9, doi:10.1007/978-1-4899-2124-6, 1988.
- [36] Fedotov, S. A.: Ascent of basic magmas in the crust and the mechanism of basaltic fissure eruption, *Int. Geol. Rev.* 20, 33-48, 1976.
- [37] Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., y Tibaldi, A.: Geology of Los Azufres caldera, México, and its relationships with regional tectonics, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148, doi:10.1016/0377-0273(91)90105-9, 1991.
- [38] Ferrari, L., V. H. Garduño, G. Pasquarè y A. Tibaldi: Volcanic and tectonic evolution of the central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional*, 33, 1, 91-105, 1994.
- [39] Ferrari, L., y Rosas-Elguera, J.: Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, en Aguirre-Díaz, G., Delgado Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper*, 334, 42-64, 2000.
- [40] Ferrari, L.: Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 84-92, 2000.
- [41] Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández- Bernal, M.: Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin, *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana* 23, 120, 2003a.
- [42] Ferrari, L.: Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico, *Geology*, 32, 77-80, 2004.

- [43] Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. C. Manea y M. Manea.: The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, 522-523, 122-149, 2012.
- [44] Figueroa, J.: Catálogo de Sismos ocurridos en la República Mexicana. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Reporte Interno, 272, 88 pp, 1970.
- [45] Figueroa, J.: Isosistas de Grandes Temblores Ocurridos en la República Mexicana, Informe, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 1987, 59 pp, 1987.
- [46] Francis, T.: The detailed seismicity of mid-oceanic ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 39-46, 1968a.
- [47] Francis, T.: Seismicity of mid-oceanic ridges and its relation to properties of the upper mantle and crust, *Nature*, 220, 899-901, 1968b.
- [48] Franke, K. W., y Kramer, S. L.: Procedure for the empirical evaluation of lateral spread displacement hazard curves, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 140(1), 110-120, 2013.
- [49] Frohlich, C., y Davis, S. C.: Teleseismic b values: or much ado about 1.0, *Journal of Geophysical Research*, 98, 631-644, 1993.
- [50] Gadow, H.: Jorullo: the history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants, Cambridge Univ. Press, London, 101, 1930.

- [51] García-Acosta, V. y Suárez, G.: Los sismos en la historia de México, tomo I, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social, Fondo de Cultura Económica, México, DF, 719, 1996.
- [52] García-Acosta, V.: Los sismos en la historia de México, tomo II, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social, Fondo de Cultura Económica, México, DF, 2001.
- [53] García-Palomo, A., J. L. Macías y V. H. Garduño: Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318, Nos., 1-4, 2000.
- [54] García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdéz, G. y Mora, J. C.: Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, 41(2), 133-150, 2002.
- [55] Garduño, V. H. y Gutierrez-Negrín, L. C. A.: Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano, *Geofísica Internacional* (1992), 31(4), 417-429, 1990.
- [56] Garduño, M. V. H. y N. A. Gutierrez: Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional* 31, 417-429, 1992.
- [57] Garduño, V. H., Muñiz, A. C., y Torres, R. J. E.: Descripción histórica de la sismicidad en Colima, Jalisco y Michoacán (Vol. 2), Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 1998a.

- [58] Garduño, V. H., Arreygue, R. E., Chiesa, S., Israde, I., Rodríguez, G. M. y Ayala, G. M.: Las fallas geológicas y sísmicas de la Ciudad de Morelia y su influencia en la planificación del territorio, *Ingeniería Civil*, 1, 5, 3-12, 1998b.
- [59] Garduño-Monroy, V. H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcantara, I., y Rodríguez-Torres, G.: Efectos de las Fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 1, 37-54, 2001.
- [60] Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigo, V. M., y Mora Chaparro, J. C.: Paleoseismology of the southwestern Pátzcuaro-Acambay fault system, central Mexico, *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335, 2009.
- [61] Garduño-Monroy, V. H., Soria-Caballero, D. C., Israde-Alcántara, I., Hernández Madrigo, V. M., Rodríguez-Ramírez, A., Ostroumov, M., Rodríguez-Pascua, M. A., Chacon-Torres, A. y Mora-Chaparro, J. C.: Evidence of tsunami events in the Paleolimnological record of Lake Pátzcuaro, Michoacán, Mexico, *Geofísica Internacional*, 50-2, 147-161, 2011.
- [62] Garza Girón, R.: Distribución espacial del valor-b debajo del volcán Popocatepetl y su relación con la estructura de la cámara magmática, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 2014.
- [63] Ghosh, A., y Daemen, J. J. K.: Fractal Characteristics of Rock Discontinuities, *Eng. Geol.* 34, 1-9, 1993.
- [64] Grossmann, A. y Morlet, J.: Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape, *SIAM J. Math. Anal.* 15, 723-736, 1984.

-
- [65] Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S.: Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions, *Bull. Volcanol*, 74, 1187-211, <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>, 2012.
- [66] Gulia, L. y Meletti, C.: The influence of b-value estimate in seismic hazard assessment. In *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, 2006.
- [67] Gutenberg, B. y Richter, C.: Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188, doi:10.1038/156371a0, 1944.
- [68] Gutenberg, B. y Richter, C.: *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed. Princeton University Press, Princeton, NJ, EUA, 1954.
- [69] Gutenberg, B., y Richter, C. F.: Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration (second paper), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 46, 105-145, 1956.
- [70] Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E.: A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico, *Geofísica Internacional*, 24, 577-608, 1985a.
- [71] Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E.: The cinder cones of Michoacán-Guanajuato. Central México: their age, volume and distribution, and magma discharge rate, *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124, 1985b.
- [72] Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. E.: The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: petrology and chemistry, *Journal of Petrology*, 28, 241-269, 1987.

- [73] Hooper, D. M., y Sheridan, M. F.: Computer-simulation models of scoria cone degradation, *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 83, 241-267, 1998.
- [74] Hurst, H. E.: Long-term storage capacity of reservoirs, *Transactions of the American Social Civil Engineering*, 116, 770-808, 1951.
- [75] Husker, A., y Davis, P. M.: Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *Journal of Geophysical Research*, 114, <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006039>, 2009.
- [76] Ishimoto, M. e Ida, K.: Observations sur les seisms enregistrés par le microseismograph construit dernièrement (I), *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. of Tokyo*, 17, 443-478, 1939.
- [77] Journel, A. G. y C. J. Huijbregts: *Mining geostatistics*, London Academic press, 1978.
- [78] Korvin, G.: *Fractal Models in the Earth Sciences*, Amsterdam: Elsevier, 1992.
- [79] Lacan, P., Ortuño, M., Audin, L., Perea, H., Baize, S., Aguirre-Díaz, G., and Zúñiga, F. R.: Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the Venta de Bravo Fault System, Acambay Graben (Central Mexico), *Sedimentary Geology*, 365, 62-77, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.008>, 2018.
- [80] Langridge, R. M., Weldon, R. J., Moya, J. C., y Suárez, G.: Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican volcanic belt, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 105(B2), 3019-3037, <https://doi.org/10.1029/1999JB900239>, 2000.

- [81] Langridge, R. M., Persaud, M., Zúñiga, R. F., de Jesús Aguirre-Díaz, G., Villamor, P., and Lacan, P.: Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(3), 2013.
- [82] Lay, T., y Wallace, T.: *Modern Global Seismology*, Elsevier, 58, 521, 1995.
- [83] Legge, N., y Spottiwoode, S.: Fracturing and microseismicity ahead of a deep gold mine stope in the pre-remnant and remnant stages of mining, 6th ISRM Congress, Montreal, Canada. Balkema, Rotterdam, 1071-1077, 1987.
- [84] Legrand, D., Villagómez, D., Yepes, H., y Calahorrano, A.: Multifractal dimension and b value analysis of the 1998-1999 Quito swarm related to Guagua Pichincha volcano activity, *Journal of Geophysical Research*, 109(B1), doi:10.1029/2003JB002572, 2004.
- [85] Luhr, J.F., y Carmichael, I.: Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 142-161, 1985b.
- [86] Luhr, J.F., y Simkin, T.: Paricutín: the volcano born in a Mexican cornfield, *US Geoscience Press*, 427, 1993.
- [87] Magaña García Nancy: Regionalización sísmica de Michoacán y determinación de periodos de recurrencia para sismos, Tesis de Maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Morelia, Michoacán, 2017.
- [88] Mandelbrot, B. B.: *The Fractal Geometry of Nature*, Freeman and Company, New York, 1982.

- [89] Mandelbrot, B.: *Gaussian Self-Affinity and fractals*, Springer-Verlag, New York, 654, 2002.
- [90] Márquez, A., Oyarzun, Roberto, Doblaz, Miguel, Verma, Surendra P.: Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54, 1999a.
- [91] Mazzarini, F., Ferrari, L., y Isola, I.: Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Field, *Tectonophysics*, 488, 55-64, 2010.
- [92] McBirney, A., Taylor, H., y Armstrong, R.: Paricutín re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20, 1987.
- [93] Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., y Garduño-Monroy, V. H.: Active faults sources for the Pátzcuaro-Acambay fault system (Mexico): fractal analysis of slip rates and magnitudes Mw estimated from fault length, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18, 11, 2018.
- [94] Mennella, L.: *Sismotectónica del sector occidental del sistema Morelia-Acambay, México, a partir del análisis de poblaciones de fallas*, Tesis de Maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 2011.
- [95] Michetti, A. M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Commerci, V., Gürpınar, A., McCalpin, J., Mohammadioun, B., Mörner, N.A., Ota, Y., y Roghazin, E.: Environmental Seismic Intensity Scale 2007-ESI 2007, in Guerrieri, L., Vittori,

- E. (eds.), *Memorie descrittive della Carta Geologica d Italia*: Rome, APAT, 74, 7-54, 2007.
- [96] Miyamura, S.: Provisional magnitudes of Middle American earthquakes not listed in the magnitude catalogue of Gutenberg-Richter, 1976.
- [97] Mogi, K.: Magnitude-frequency relation for elastic shock accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40, 831-853, 1962.
- [98] Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Tolson, G., Oleschko, K., Korvin, G., Xu, S. S., y Perez-Venzor, J. A.: Spatial distribution, scaling and self-similar behavior of fracture arrays in the Los Planes Fault, Baja California Sur, Mexico, *Pure and Applied Geophysics*, 162(5), 805-826, doi:10.1007/s00024-004-2642-y, 2005.
- [99] Németh, K.: Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism, *What is a Volcano?*, 470, 43, 2010.
- [100] Németh, K., y Cronin, S. J.: Syn- and post-eruptive erosion, gully formation, and morphological evolution of a tephra ring in tropical climate erupted in 1913 in West Ambrym, Vanuatu, *Geomorphology*, 86, 115-130, 2007.
- [101] Nicknam Ahmad, Mostafa Khanzadi, Sasan Motaghd, y Azad Yazdani: Applying b-value variation to seismic hazard analysis using closed-form joint probability distribution. *Journal of Vibroengineering*, vol. 16, Issue 3, 1376-1386, 2014.
- [102] Norini, G., Groppelli, G., Lagmay, A. M. F., y Capra, L.: Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volca-

- nic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications, *Tectonics*, 25(4), doi:<https://doi.org/10.1029/2005TC001877>, 2006.
- [103] Oliver, M. A. y Webster, R.: A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging, *Catena*, 113, 56-69, 2014.
- [104] Ortuño, M., Zúñiga, F. R., Aguirre-Díaz, G. J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., y Roverato, M.: Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt), *Geosphere*, 11(1), 160-184, doi:10.1130/GES01071.1, 2015.
- [105] Ortuño, M., Corominasa O., Villamor P., Zúñiga, F. R., Lacan P., Aguirre-Díaz G., Pereade H., Stepančíková P., Ramírez-Herrera M.A.: Evidence of recent ruptures in the central faults of the Acambay Graben (central Mexico), *Geomorphology*, doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.010>, 2019.
- [106] Osorio-Ocampo, S., Macías, J. L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Gardunño-Monroy, V.H., Layer W. P., Garcíá-Sánchez, L., Pertou, M., Benowitz, J.: The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2018.
- [107] Pardo, M. y Suárez, G.: Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-12,373, 1995.
- [108] Pasquarè, G., Vezzoli, L., y Zanchi, A.: Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, 26, 159-176, 1987.

- [109] Pasquarè, G., L. Ferrari, V. H. Garduño, A. Tibaldi, A. y L. Vezzoli: Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geological Society of America Map and Chart series, MCH072, 22 p, 1991.
- [110] Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., y Gurnis, M.: Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303, <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035127>, 2008.
- [111] Pérez-Esquivias, H., Macías, J. L., Garduño-Monroy, V. H., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Castro-Govea, R., Layer, P., Saucedo, R., Martínez, C., Jiménez-Haro, A., Valdez, G., Meriggi, L., y Hernández, R.: Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo de Los Azufres, Michoacán, *Geotermia*, 23, 51-63, 2010.
- [112] Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., y Giner-Robles, J. L.: Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán Guanajuato Volcanic Field (México), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (1-4), 65-72, 2011.
- [113] Pérez-López, R., Guardiola-Albert C., y Macias, J.L.: Geostatistical Estimation of the Crustal Thickness Inferred from the Geometry of Monogenetic Volcanoes (Central Mexico Case), E. Pardo-Igúzquiza et al. (eds.), *Mathematics of Planet Earth*, 819 Lecture Notes in Earth System Sciences, DOI:10.1007/978-3-642-32408-6_177, 2013.
- Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., y Giner-Robles, J. L.: Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Mi-

- choacán Guanajuato Volcanic Field (México), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (1-4), 65-72, 2011.
- [114] Poulimenos, G.: Scaling Properties of Normal Fault Populations in the Western Corinth Graben, Greece: Implications for Fault Growth in Large Strain Settings, *J. Struct. Geol.* 22, 307-322, 2000.
- [115] Power, W. L., Tullis, T. E., Brown, S. R., Boitnott, G. N., y Scholz, C. H.: Roughness of natural fault surfaces, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 29-32, doi:<https://doi.org/10.1029/GL014i001p00029>, 1987.
- [116] Power, J. A., Wyss, M., y Latchman, J.: Spatial variation in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills Volcano, Monserrat, West Indies, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 19, 3653-3656, 1998.
- [117] Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J., y Barrier, E.: Evolución de la frontera septentrional del bloque Jalisco, México, desde hace 17 Ma, *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 10, 111-117, 1992.
- [118] Rangel, E., Arce, J. L., y Macías J. L.: Storage conditions of the ~29ka rhyolitic Guangoche White Pumice Sequence, Los Azufres Volcanic Field, Central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 132-148, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.016>, 2018.
- [119] Rasband, S. N.: The Circle Map and the Devil's Staircase, Chap. 6.5 in *Chaotic Dynamics of Nonlinear Systems*, New York: Wiley, 128-132, 1990.
- [120] Renshaw, Carl E.: Mechanical controls on the spatial density of opening-mode fracture networks, *Geology* 25, 10, 923-926, 1997.

- [121] Rodríguez-Pascua, M. A., Garduño-Monroy, V. H., Israde-Alcántara, I., and Pérez-López, R.: Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico), *Quaternary International*, 219, 66-78, doi:10.1016/j.quaint.2009.11.006, 2010.
- [122] Rodríguez-Pascua, M. A., Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Perucha-Atienza, M. A., , Israde-Alcántara, I.: The Acambay earthquake of 1912, revisited 100 years after, in *Paleoseismology and archaeoseismology meeting*:, Morelia, Mexico, 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Proceedings, 157-160, 2012.
- [123] Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Garduño-Monroy, V. H., Perucha, M. A., Israde-Alcántara, I.: Estimation of the epicentral area of the 1912 Acambay earthquake (M6.9, Mexico) determined from the earthquake archaeological effects (EAE) and the ESI07 macroseismic scale, *Quaternary International*, Vol. 451, 74-86, doi:<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.045>, 2017.
- [124] Rodríguez-Pérez, Q., y Zúñiga, F. R.: Seismicity characterization of the Maravatío-Acambay and Actopan regions, Central Mexico, *Journal of South American Earth Sciences* 76, 264-275, 2017.
- [125] Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., y Urrutia-Fucugauchi, J.: Continental boundaries of the Jalisco Block in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico, *Geology*, 24, 921-924, 1996.
- [126] Schmittbuhl, J., Gentier, S., y Roux, S.: Field measurements of the roughness of fault surfaces, *Geophysical Research Letter*, 20(8), 639-641, doi:<https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1029/93GL00170>, 1993.

- [127] Schmittbuhl, J., Chambon, G., Hansen, A., y Bouchon, M.: Are stress distributions along faults the signature of asperity squeeze?, *Geophysical Research Letters*, 33(13), doi:10.1029/2006GL025952, 2006.
- [128] Scholz, C.: The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-415, 1968.
- [129] Scholz, C. H.: *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge Univ. Press, New York, doi:10.1126/science.250.4988.1758-a, 1997.
- [130] Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., y Stix, J. (Eds.): *The encyclopedia of volcanoes*, Elsevier, 2015.
- [131] Silva-Mora, L.: *Contribution a la connaissance de l'Axe volcanique Transmexican: étude géologique et pétrologie des laves du Michoacán oriental (Doctoral dissertation, Docteur Ingenieur)*, University of Detroit, Marseille, France, 230, 1976.
- [132] Simonsen, I., Hansen, A., y Nes O. M.: Determination of the Hurst exponent by use of wavelet transforms, *Phys. Rev. E*, 58, 2779, doi:10.1103/PhysRevE.58.2779, 1998.
- [133] Singh, S. K., Rodríguez, M., y Espindola, J. M.: A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 267-279, 1984.
- [134] Singh, S. K., Ordaz, M., y Pérez-Rocha, L. E.: The great Mexican earthquake of 19 June 1858: Expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1655-1666, 1996.

- [135] Singh, S. K., Iglesias, A., Ordaz, M., Perez-Campos, X., y Quintanar, L.: Estimation of Ground Motion in Mexico City from a Repeat of the $M \sim 7.0$ Acambay Earthquake of 1912, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 101, No. 5, 2015-2028, doi:10.1785/0120100317, 2011.
- [136] Singh, S. K., Iglesias, A., Garduño, V. H., Quintanar, L., y Ordaz, M.: A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Pátzcuaro, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the region, *Geofísica Internacional*, 51(1), 73-86, 2012.
- [137] Smirnov, V. y Zaviyalov, A.: *Incorporating the fractal Distribution of Faults as a Measure of Failure concentration*, 1997.
- [138] Soria-Caballero, D. C., Garduño-Monroy, V. H., Alcalá, M., y Grassi, L.: *Paleoseismic analysis of the La Alberca-Teremendo fault: evidence of quaternary crustal seismic activity using pedological analysis*, sometido, 2018.
- [139] Spada, M., Wiemer, S., y Kissling, E.: *Quantifying a potential bias in probabilistic seismic hazard assessment: seismotectonic zonation with fractal properties*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6), 2694-2711, 2011.
- [140] Suárez, G.: *El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920*, *Revista Mexicana de Ingeniería Sísmica*, 42, 3-15, 1992.
- [141] Suárez, G., García-Acosta, V., y Gaulon, R.: *Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century*, *Tectonophysics*, 234, 117-127, 1994.
- [142] Suárez, G., y Caballero-Jiménez, G. V.: *Quantitative evaluation of historical earthquakes on the Mexican volcanic belt*, in Pérez-López, R., Silva, P.G.,

- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Suárez, G., Reicherter, K. (eds.), Earthquake geology and archaeology: science, society, and seismic hazard: Proceedings of the 3rd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology, and Archaeoseismology, 183-185. 2012.
- [143] Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F. R., y Lawton, T. F.: La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 361-376, 2015.
- [144] Suter, M., Quintero, O., y Johnson, C.A.: Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo fault, *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993, doi:10.1029/91JB00428, 1992.
- [145] Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre-Díaz, G.J., y Farrar, E.: The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonics*, 14, 1245-1262, doi:10.1029/95TC01930, 1995.
- [146] Suter, M., Carrillo-Martínez, M., y Quintero-Legorreta, O.: Macroseismic study of earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *B. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1952-1963, 1996.
- [147] Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., y Carrillo-Martínez, M.: Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt, *Geological Society of America Bulletin*, 113, 693-703, doi:10.1130/0016-7606(2001)113;0693:QIAEIT;2.0.CO;2, 2001.

- [148] Suter, M.: Structure and Holocene Rupture of the Morelia Fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, and their Significance for Seismic-Hazard Assessment, *B. Seismol. Soc. Am.*, 106(5), doi:10.1785/0120160092, 2016.
- [149] Tang, D. y Marangoni A. G.: 3-D Fractal dimension of fat crystal networks, *Chem. Phys. Lett.*, 433, 248-252, 2006.
- [150] Taylor, D. A., Snoke, J. A., Sacks, I. S., y Takanami, T.: Nonlinear frequency magnitude relationship for the Hokkaido corner, Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 340-353, 1990.
- [151] Telesca, L., Cuomo, V., Lapenna, V., y Macchiato, M.: Identifying space-time clustering properties of the 1983-1997 Irpinia-Basilicata (southern Italy) seismicity, *Tectonophysics*, 330(1-2), 93-102, doi:[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00221-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00221-3), 2001.
- [152] TruSoft, Intern. Inc.: Benoit 1.3 Software, 1999.
- [153] Turcotte, D. L.: *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, 1992.
- [154] Urbancic, T.I., Trifu, C. I., Long, J. M., y Young, R. P.: Space-time correlations of b-values with stress release, *Pure and Applied Geophysics*, 139, 449-462, 1992.
- [155] Urbina, F. y Camacho, H.: La zona megaseismica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912, *Boletín del Instituto Geológico de México*, 52, 320-329, 1913.

- [156] Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J. H.: Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico, *International Geologic Review* 38, 176-194, 1996.
- [157] Gómez-Vasconcelos, M. G., V. H. Garduño-Monroy, J. L. Macías, P. W. Layer, y J. A. Benowitz: The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican volcanic belt, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 301, 128-147, 2015.
- [158] Vásquez-Serrano, A.: Análisis fractal de fracturas geológicas en un análogo expuesto de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados y su aplicación en modelos de flujo de fluidos. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, 2013.
- [159] Velázquez-Bucio, M.: Estatrigráfica cosísmica en secuencias lacustres del Holoceno en el graben de Acambay, Estado de México y evaluación del peligro sísmico, Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 2018.
- [160] Valentine, G. A., Krier, D. J. , Perry, F. V., y Heiken, G.: Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 57-80, 2007.
- [161] Walsh, J. J. y Watterson, J.: Fractal analysis of fracture patterns using the standard box-counting technique: valid and ,invalid methodologies, *Journal of structural Geology*, 15(12), 1509-1512, doi:[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90010-8), 1993.
- [162] Weisstein, Eric W.: Least Squares Fitting, from MathWorld—A Wolfram Web Resource, <http://mathworld.wolfram.com/LeastSquaresFitting.html>, 2002.

- [163] Wells, D. L. y Coppersmith, K. J.: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002, 1994.
- [164] Wesnousky, S. G.: Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609-1632, doi:10.1785/0120070111, 2008.
- [165] Wiemer, S. y Zúñiga F. R.: ZMAP-a software package to analyze seismicity, *Eos Trans. AGU*, 75(43), 456, 1994.
- [166] Wiemer, S., y McNutt, S.: Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192, 1997.
- [167] Wiemer, S., y Wyss, M.: Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *Journal of Geophysical Research*, 102, 15115-15128, 1997.
- [168] Wiemer, S., McNutt, S., y Wyss, M.: Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California, *Geophysical Journal International*, 134, 1-13, 1998.
- [169] Wiemer, S., y Wyss, M.: Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 4, 859-869, 2000.
- [170] Wiemer, S., y Wyss, M.: Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Advances in Geophysics*, 45, 259-302, 2002.

- [171] Wilcox, R.: Petrology of Paricutin Volcano, Mexico, U.S. Geological Survey, Bulletin, 65C, 281-354, 1954.
- [172] Woessner, J., y Wiemer, S.: Assessing the Quality of Earthquake Catalogue: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty, Bulletin of the Seismological Society of America, 95, 2, 684-698, 2005.
- [173] Wood, C. A.: Morphometric analysis of cinder cone degradation, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8, 137-160, 1980b.
- [174] Wyss, M., Shimazaki, K., y Wiemer, S.: Mapping active magma chambers by b-values beneath the off-Ito volcano, Japan, Journal of Geophysical Research, 102, 20413-20422, 1997.
- [175] Wyss, M., Schorlemmer, D., y Wiemer, S.: Mapping asperities by the minimal of local recurrence time: San Jacinto-Elsinore fault zones, Journal of Geophysical Research, 105, 7829-7844, 2000.
- [176] Xu, Y. y Burton, P. W.: Time varying seismicity in Greece: Hurst's analysis and Monte Carlo simulation applied to a new earthquake catalogue for Greece, Tectonophysics, 423(1-4), 125-136, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.006, 2006.
- [177] Zúñiga, F. R., y Wyss, M.: Most and Least-Likely Locations of Large to Great Earthquakes along the Pacific Coast of Mexico Estimated from Local Recurrence Times Based on b-Values, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 6, 1717-1728, 2001.
- [178] Zúñiga, F. R., Pacheco, J. F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G. J., Espíndola, V. H., y Nava, E.: The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, Me-

xico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 361, 229-238, 2003.

- [179] Zúñiga, F. R., Suárez, G., Figueroa-Soto, Á., y Mendoza-Ponce, A.: A first order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation, *Journal of Seismology*, <https://doi.org/10.1007/s10950-017-9666-0>, 2017.