

Análisis geoestadístico en el Sistema de Fallas Morelia-Acambay y su importancia en los campos geotérmicos

Avith del R. Mendoza-Ponce¹, Raúl Pérez-López², Carolina Guardiola-Albert² and Víctor Hugo Garduño-Monroy³

⁽¹⁾Posgrado en Ciencias de la Tierra, Escuela Nacional de Estudios Superiores, UNAM, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, CP 58190, Morelia, Michoacán, México, avith3@gmail.com

⁽²⁾Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, Madrid, 28003, España, r.perez@igme.es y c.guardiola@igme.es ⁽³⁾Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT), Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo, Morelia, Michoacán, México, vhgardunom@gmail.com

RESUMEN

Se han utilizado tres tipos de análisis en el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA): (1) análisis fractal de la distribución espacial de las fallas, (2) mapas del valor-B de la distribución de ley de potencia de los planos de falla y (3) análisis geoestadístico de la anisotropía espacial de las fallas mediante el uso de los variogramas. La estimación de la variabilidad espacial del valor-B en el SFMA es importante para realizar una interpretación general tanto del esfuerzo como del riesgo sísmico y su peligrosidad en la zona, con mayor certidumbre. Si se suma el resultado obtenido de la dirección preferencial ENE (80°) de las fallas, y la potencialidad sísmica probada por la microsismicidad y por los estudios paleosismológicos en la zona, podemos concluir que el SFMA es activo y presenta características óptimas para favorecer la actividad geotérmica en la zona o al menos para mejorar la permeabilidad de un potencial campo geotérmico.

Palabras clave: Distribución de ley de potencia, mapa del valor-B, variograma, anisotropía, esfuerzo, SFMA, actividad geotérmica.

Geostatistical analysis in the Morelia-Acambay Fault System and its importance in the geothermal fields

ABSTRACT

Three types of analysis have been used in the Morelia-Acambay Fault System (SFMA): (1) fractal analysis of the spatial distribution of faults, (2) maps of the B-value of the power law distribution of fault planes, and (3) geostatistical analysis of the spatial anisotropy of faults through the use of variograms. The estimation of the spatial variability of the B-value in the SFMA is important in order to develop a general interpretation of both the stress and the seismic hazard (and/or risk) in the zone, with higher certainty. If we add the result obtained from the preferential direction of the faults ENE (80°), and the seismic potential proved by the micro-seismicity and by the paleo-seismological studies in the zone, we can conclude that the SFMA is active and presents optimal characteristics to favor the geothermal activity in the area, or to improve the permeability of a potential geothermal field.

Keywords: Power law distribution, B-value map, variogram, anisotropy, stress, SFMA, geothermal activity.

1. INTRODUCCIÓN

La geoestadística se dedica al análisis y modelado de la variabilidad espacial en Ciencias de la Tierra. Se analiza, mediante la construcción de variogramas, el comportamiento espacial de una propiedad

(variabilidad, anisotropía, zonas de influencia) que permite determinar el rango y la fuerza de la dependencia espacial dentro de un sistema. Matemáticamente, los variogramas representan las semi-varianzas de los datos como una función de la distancia (ver ecuación 1). Es decir, en contraposición con la estadística clásica, los valores analizados no se consideran independientes sino que se supone de manera implícita que están correlacionados unos con otros. Esto implica que los puntos situados muy cerca muestran una correlación espacial más fuerte que los puntos más lejanos.

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 razonada 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 aplica la técnica de interpolación conocida como *kriging* (o krigage, que es un proceso gaussiano de regresión), o bien se aplican simulaciones condicionales.

En este proyecto se trabajó con las etapas (1) y (2). Específicamente se hizo un análisis de anisotropía del valor-B, que permite detectar direcciones preferenciales. El resultado se reporta como el mapa del valor-B generado para el Sistema de Fallas Morelia-Acambay, y es importante debido a que el valor-B es inversamente proporcional al esfuerzo. Es decir, un valor-B grande implica una menor concentración de esfuerzos (Zúñiga y Wyss, 2001; Wiemer y Wyss, 1997, 2002).

1.1 Sismotectónica en el SFMA

Los terremotos regionales del SFMA son eventos someros continentales asociados a un sistema transtensivo lateral izquierdo (Ego et al., 2002; Suter et al., 2001; Menella, 2011). Las profundidades focales de estos terremotos son generalmente menores de 15 km, lo que significa que pueden ser muy destructivos debido a su superficialidad, además de su proximidad a zonas urbanas.

Los terremotos documentados en el SFMA son los siguientes: Pátzcuaro y Araró, en 1845 y 1858; Zinapécuaro y Tlalpujahua, en el siglo XIX; Acambay en 1912 (Urbina y Camacho, 1913; Suter et al., 1995, 1996); Maravatío en 1979 (Astiz, 1980, 1986; Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1990) y Morelia (Krishna-Sing et al., 2007). Además, los estudios de paleosismología en Acambay, Los Azufres, Morelia y Pátzcuaro sugieren que el SFMA ha estado activo durante el Holoceno (Langridge et al., 2000; Garduño-Monroy et al., 2009; Rodríguez-Pascua et al., 2009; Ortuño et al., 2015). El periodo de recurrencia, al oriente del SFMA y específicamente para la falla de Acambay-Tixmadejé, es de 3600 años (Langridge et al., 2000), y para las fallas Venta de Bravo y Pastores se ha encontrado una recurrencia de 600 a 10,000 años, dependiendo de si cada falla se rompe como una sola unidad o bien en segmentos separados (Langridge et al., 2013; Ortuño et al., 2015). En un contexto general, en el Graben de Acambay, se puede esperar un terremoto significativo en un periodo de 300 a 600 años (Zúñiga et al., 2012).

2. METODOLOGÍA Y JUSTIFICACIÓN

2.1 Cartografía del Sistema de Fallas Morelia-Acambay

Para la construcción de la base de datos correspondiente al SFMA se generó un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante un modelo digital de elevaciones del territorio continental mexicano (MDE) de resolución 15 m x 15 m, que se obtuvo del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Sobre el MDE se identificaron y definieron los segmentos de fallas que presentaron rasgos morfológicos en la zona.

Además se incorporaron a la base de datos las fallas de la zona de Cuitzeo y sus alrededores, digitalizadas por el grupo que trabaja en el P17 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo). La base de datos obtenida para el SFMA consta de un total de 628 fallas (Fig. 1). De cada una de esas fallas, se incluye en la base de datos su Longitud (metros), Escarpe (metros), Área (metros cuadrados), Coordenadas de inicio de las trazas (X1, Y1), Coordenadas finales de las trazas (X2, Y2), y Coordenadas del punto intermedio de las trazas (Xm, Ym).

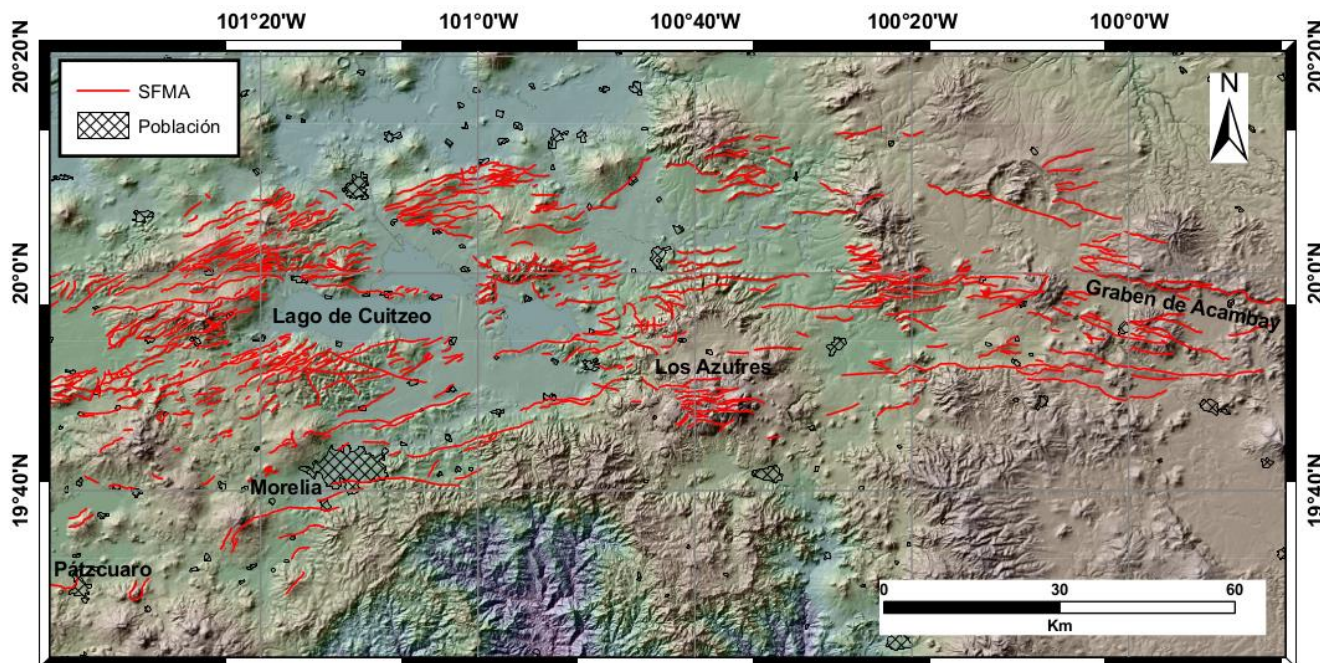


Fig. 1: Mapa de la base de datos construido con las trazas digitalizadas de fallas pertenecientes al SFMA.

2.2 Análisis fractal y relación potencial para el fallamiento

En varios estudios se ha demostrado que los patrones producidos por terremotos, fallas y volcanes son de tipo fractal y que la distribución de esos patrones es auto-similar, mostrando una relación de ley de potencia, donde el exponente corresponde al valor de la dimensión fractal (Bak et al., 1987; Tang & Marangoni, 2006).

La auto-similitud de los terremotos es bien identificada por la relación de Gutenberg-Richter (relación G-R) (Bak & Tang, 1989). Este modelo estadístico es el más utilizado en sismología y establece simplemente que el logaritmo del número acumulado de terremotos (N) está relacionado linealmente con la magnitud (m) por las constantes a y b . Esta relación frecuencia-magnitud fue propuesta por Ishimoto & Ida (1939) en Japón, así como por Gutenberg & Richter (1944, 1954) en Estados Unidos y se define como:

$$\begin{aligned} \text{Log } N (\geq m) &= a - bm, \\ N (\geq m) &= 10^{(a-bm)} \end{aligned} \quad (\text{Ec.1})$$

Donde $N (\geq m)$ es el número acumulado de eventos en una región y en una ventana de tiempo específicos, con magnitudes mayores o iguales a m , mientras que a y b son constantes positivas. Esta relación es válida para terremotos tanto a nivel regional como global. La constante b , mejor

conocida como valor-b, varía de región en región (Utsu, 1965, 1966, 1999; Kossobokov & Keilis-Borok, 2000), pero generalmente aparece en el intervalo $0.8 < b < 1.2$ (Frohlich & Davis, 1993). Por otro lado, el valor a es una medida del nivel de sismicidad regional relacionado con el total de eventos esperados en la región (Kossobokov & Keilis-Borok, 2000). La magnitud de completitud (M_c) se define como la magnitud mínima a partir de la cual el 100% de los eventos se detectan por completo.

Se hizo un análisis fractal análogo al de terremotos pero aplicado a planos de falla del SFMA a partir de la distribución de las áreas de las fallas. Se graficó el logaritmo del número de fallas con respecto al logaritmo del área del plano de falla. Los resultados muestran que parte de las observaciones se aproximan a una recta y su pendiente (denominada en adelante como valor-B) es negativa. Esto implica que la distribución de los tamaños de los planos de falla obedece a una distribución de ley de potencia similar a la relación G-R, siguiendo la ecuación:

$$\text{Log } N (\geq A) = d - BA, \quad (\text{Ec.2})$$

Donde N es el número de fallas con áreas $\geq A$, d y B son constantes en la relación lineal entre $\log N$ y A .

2.2.1 Mapa del valor-B

Se obtuvo el mapa del valor-B (mapa-B) para la ley de potencia que describe la geometría de las fallas, utilizando el código ZMAP (Wiemer, 2001) y el código modificado de Garza (2014). Para calcular el mapa-B debe elegirse el polígono que contenga el área de interés, que posteriormente es mallado con una distancia entre nodos igual a 2 km (0.018 grados). El mapeo se lleva a cabo utilizando solo aquellos nodos cuya búsqueda esférica del número de fallas más cercanas no exceda el radio máximo de búsqueda.

Los parámetros del mapeo son: (a) el número máximo de eventos (= 70), (b) el número mínimo de eventos (= 30) y (c) un radio máximo de búsqueda de 10 km. Los mapas se calculan utilizando el Método de Mejor Combinación (Woessner & Wiemer, 2005). Este método define el área de completitud (A_c) como el punto de máxima curvatura, calculando el valor máximo de la primera derivada de la curva frecuencia-área. Una vez determinada A_c , se construye un intervalo de confianza del 95% para el cálculo.

2.3 Análisis estructural

Los variogramas determinan el rango y la fuerza de la dependencia espacial de una propiedad, constituyendo la herramienta tradicional de la correlación espacial. El variograma empírico se construye a partir de las observaciones y es una medida de la diferencia de separación entre dos puntos. Matemáticamente se define como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} ((Z(x_i) - Z(x_i+h))^2 \quad (\text{Ec.3})$$

Donde $N(h)$ denota el conjunto de pares de observaciones separado por el vector h y $Z(x_i)$ es una variable regionalizada definida en un punto de espacio x_i .

Los elementos de un variograma son (Fig. 2): ‘Sill’ o meseta (S): semi-varianza máxima, que representa la variabilidad en ausencia de dependencia espacial. ‘Range’ o alcance (a), que representa la zona de influencia de un dato. Hasta esa distancia los puntos están relacionados

espacialmente. ‘Nugget’ o efecto pepita (C_0), que es la semi-varianza cuando la distancia tiende a cero y que puede representar errores de medición, ruido o variabilidad espacial menores que el intervalo de muestreo.

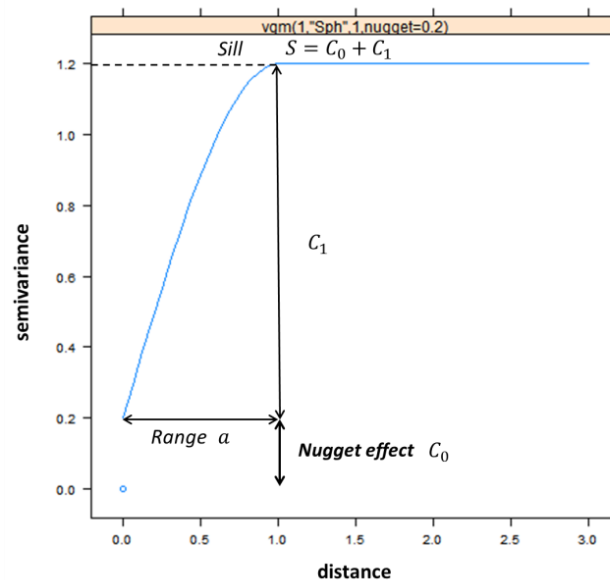


Fig. 2. Elementos de un variograma.

Un variograma es anisotrópico cuando exhibe un comportamiento que varía con la dirección. En la práctica, los variogramas se estudian en diferentes direcciones para determinar la presencia o ausencia de anisotropía. Existen diferentes tipos de anisotropías identificadas en geoestadística. La anisotropía geométrica se produce cuando el rango es el mismo, pero no la meseta, en diferentes direcciones. En presencia de anisotropía geométrica, la gráfica de los rangos direccionales en dos dimensiones forma una elipse, donde los ejes mayor y menor de la elipse corresponden a los rangos mayor y menor de los variogramas direccionales. La anisotropía zonal existe cuando la meseta del variograma cambia con la dirección, pero no el rango. Cuando ambas anisotropías, geométrica y zonal, están presentes, se dice que el variograma tiene anisotropía híbrida (Armstrong, 1998).

En general, los fenómenos naturales exhiben anisotropía geométrica, como los eventos sísmicos, las vetas minerales, las plumas contaminantes en aguas subterráneas, la porosidad, la permeabilidad y otras propiedades petrofísicas en yacimientos petroleros (Smith, 1999; Gringarten y Deutsch, 1999), donde las propiedades estudiadas dependen de la dirección. La anisotropía zonal se ejemplifica típicamente en investigaciones que involucren alguna propiedad en diferentes perfiles estratigráficos. Este tipo de anisotropía puede observarse en estudios de la variabilidad de las litofacies, en datos de salinidad, en anillos de árboles, etc. (Smith, 1999; Gringarten y Deutsch, 1999; Guardiola-Albert et al., 2015). En general, el variograma presenta una mayor variabilidad (meseta) en la dirección vertical (profundidad) que en la dirección horizontal. La anisotropía zonal pura no suele presentarse en casos reales, y por lo general se encuentra en combinación con la anisotropía geométrica (anisotropía híbrida).

Los pasos seguidos en esta investigación son: (1) Se utilizó el análisis exploratorio de los datos para decidir el número de puntos a utilizar para generar los mapas del valor-B de los planos de falla. La decisión se basó en los resultados de histogramas, ‘box-plots’ y variogramas direccionales, ya que de utilizar más puntos para crear los mapas habría resultado en la pérdida de la anisotropía del valor-B. (2) Se graficó el mapa variograma para probar la existencia de anisotropía, después se calcularon y

graficaron variogramas direccionales experimentales para encontrar así la dirección de anisotropía principal. (3) Finalmente, una vez conocido el tipo de anisotropía presente, se modeló el variograma en las direcciones principales de la anisotropía.

El proceso de modelado de un variograma se logra al encontrar el tipo de modelo matemático y los parámetros del variograma (rango, meseta y *nugget*) que mejor se ajustan al variograma experimental. Estos modelos de variograma permiten cuantificar la continuidad espacial del valor-B a cualquier distancia de separación y en cualquier dirección.

Todos los resultados se obtuvieron en los entornos de trabajo estadísticos, de acceso libre, conocidos como R (R Development Core Team, 2012) y SGeMS (Remy, 2004).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Análisis fractal de la distribución espacial de las fallas

Los resultados de la relación potencial para el catálogo del SFMA muestran que la distribución de tamaños del área de planos de falla obedece a una distribución de ley de potencia similar a la relación G-R (Fig. 3), siguiendo la ecuación $\log N(\geq A) = d - BA$, con $d = 10.3$ y $B = 1.34 \pm 0.28$. El Área de Completitud es de 6 ± 0.21 , que en kilómetros cuadrados corresponde a un área de 1 km^2 .

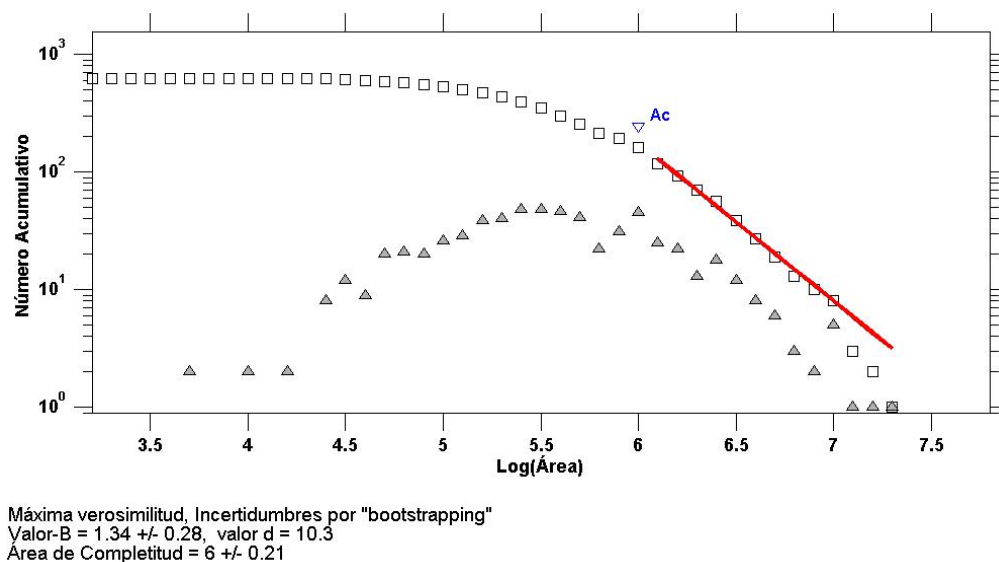


Fig. 3. Gráfica de la distribución frecuencia-área para el Sistema de Fallas Morelia-Acambay. La línea roja representa la relación G-R correspondiente a esta distribución y Ac es el Área de Completitud.

3.2 Mapa del valor-B de los planos de falla

La Figura 4 presenta el mapa resultante del valor-B. En la escala de colores, el azul indica valores de B bajos y el rojo valores altos. Los huecos en color negro indican que no hay datos suficientes para realizar el cálculo. Las zonas de Cuitzeo (101.1°W , 19.9°N) y alrededores, así como el Graben de Acambay (100°W , 19.9°N) presentan los valores más bajos de B, lo que implica una mayor concentración de esfuerzos (Zúñiga and Wyss, 2001; Wiemer and Wyss, 1997; Wiemer and Wyss, 2002). Esta interpretación se ajusta al modelo de asperezas, que se define como las ubicaciones más probables a lo largo de las fallas donde se acumula el esfuerzo. Por lo tanto, al caracterizar estas fallas podemos reducir la incertidumbre de que una determinada falla puede estar relacionada con

una zona potencial de explotación geotérmica.

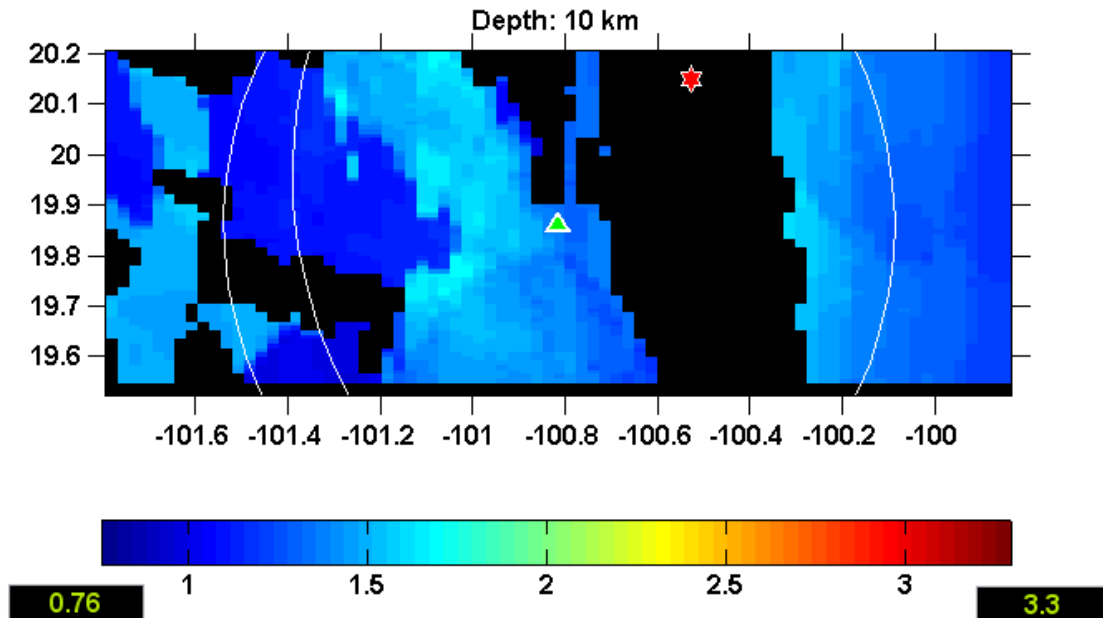


Fig.4: Mapa del valor-B en el SFMA correspondiente a un mallado de 2 km x 2 km, número máximo de puntos igual a 70 y un mínimo de 30, en un radio de búsqueda máximo de 10 km. Los dos círculos blancos no exceden el número de fallas para cada volumen.

3.3 Análisis variográfico

El variograma experimental del valor-B y su modelo ajustado se presentan en la Figura 5. Puede observarse que el SFMA presenta anisotropía híbrida, con dirección de máxima continuidad al ENE (80°). El valor de la meseta es 0.056 y el rango es igual a 45 kilómetros. El modelo que mejor ajusta es esférico, lo que indica un comportamiento lineal del variograma cerca del origen. Como el valor del efecto *nugget* es casi cero (Co: 0.001), la contribución de ruido afecta poco los resultados.

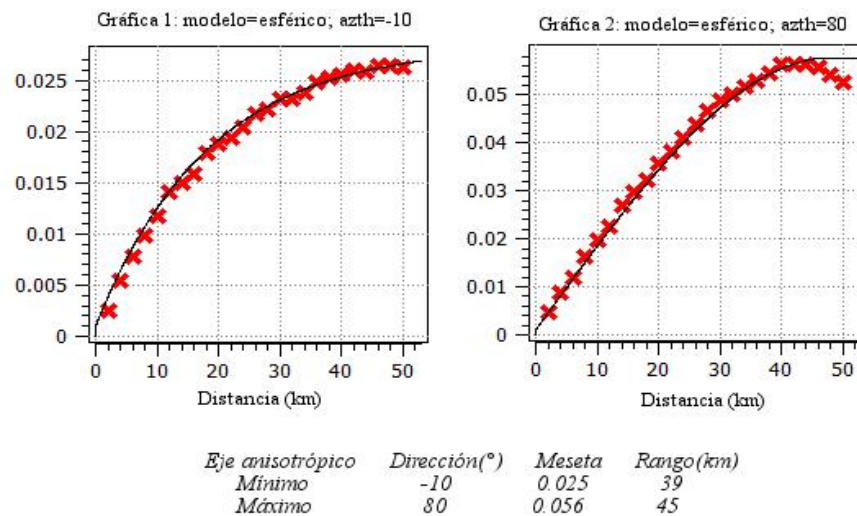


Fig. 5. Modelo esférico encontrado para las direcciones principales de anisotropía del valor-B en el SFMA.

En la Figura 6 se anexa la elipse de anisotropía al mapa estructural de Menella (2011), donde podemos observar que las fallas del SFMA presentan una máxima dirección de continuidad al ENE (80°), indicando que la distribución espacial obedece principalmente a los esfuerzos extensionales del Graben de Acambay (donde $\sigma_{H_{min}}$ es NNW-SSE). Esta dirección preferencial del valor-B para las fallas es perpendicular a las trayectorias de máxima extensión horizontal. El rango de dependencia espacial es igual a 45 km, que para la relación de falla normal de Wells & Coppersmith (1994) corresponde una $M_w \sim 7$, en concordancia con lo publicado por Urbina y Camacho (1912).

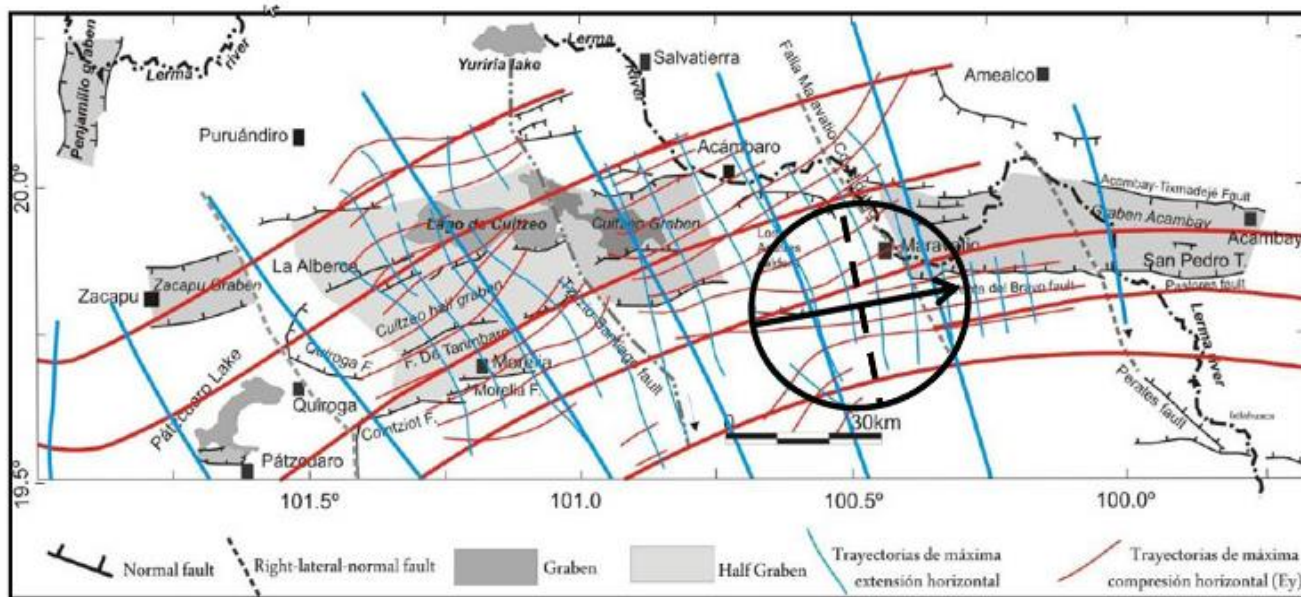


Fig. 6. Mapa estructural del área del SFMA.

Se muestran las trayectorias del campo de deformación reciente derivado del análisis de población de fallas (líneas delgadas) en comparación a las trayectorias del campo de esfuerzo actual, derivado del análisis de mecanismos focales (líneas gruesas). Líneas azules: trayectorias de máxima extensión horizontal; líneas rojas: trayectorias de máxima compresión horizontal. La elipse de color negro representa la anisotropía híbrida del SFMA, con máxima dirección de continuidad al ENE 80° (Modificada de Menella, 2011).

4. CONCLUSIONES

La distribución espacial del tamaño de las fallas del SFMA se rige mediante una distribución de ley de potencia. Este hecho permite construir el mapa del valor-B para fallas, que revela información sobre las localizaciones de mayor y/o menor concentración de esfuerzos en la zona. El resultado de la anisotropía de las fallas en dirección ENE 80° indica que dichas fallas están sometidas a deformación generada por el campo de esfuerzos actual (donde $\sigma_{H_{min}}$ es NW-SE). Así, el SFMA es resultado de una tectónica activa, con estructuras orientadas óptimamente al campo de esfuerzos, lo cual es una condicionante muy relevante para la existencia de yacimientos geotérmicos.

La novedad de este trabajo consiste en combinar la geometría fractal y la geoestadística y aplicarla a la exploración geotérmica regional. Es decir, mediante el estudio y determinación de las propiedades complejas de la geometría de las fallas y su anisotropía, es posible identificar la distribución espacial de las fallas activas de una manera cuantitativa y con sustento estadístico, lo que es determinante para una mejor planificación de las campañas de exploración geotérmica. Adicionalmente, estos mismos criterios se pueden utilizar como elementos al evaluar el tema de estimulación de pozos en

campos de roca seca caliente para un posible desarrollo de sistemas geotérmicos mejorados, ya que ayudan a identificar las zonas que podrían responder más ampliamente a la estimulación.

REFERENCIAS

- Armstrong, M., 1998. *Basic Linear Geostatistics*. Springer Science & Business Media.
- Astiz, L.M., 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México. Inédito.
- Astiz, L.M., 1986. The 1912 Acambay, Mexico ($M_s = 7.0$) earthquake: A reexamination. *Boletín de la Unión Geofísica Mexicana* II, 17.
- Bak, P., Tang, C. & Wiesenfeld, K., 1987. Self-Organized Criticality: An Explanation of $1/f$ Noise, *Phys. Rev. Lett.* 59(4), pp. 381-384.
- Bak, P. & Tang, C., 1989. Earthquakes as a Self-Organized Critical Phenomenon. *Journal of Geophysical Research*, 94(B1), pp. 15,635-15,637.
- Ego, F. & Ansan, V., 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° - 99° W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, v. 359, pp. 189–208.
- Frohlich, C. & Davis, S.C., 1993. Teleseismic b values: or much ado about 1.0. *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 631-644.
- Garduño-Monroy, V.H., y Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 1990. Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, Vol. 31. No. 4, pp. 417-429.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, A., Szyndkaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García Zepeda, M.L., Corona Chávez, P., Ostroumov, M., Medina Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E. & Mora Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional*. Vol. 48, No. 3, pp. 319-335.
- Garza, R., 2014. 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, UNAM, México. Inédito.
- Gringarten, E. & Deutsch C.V., 1999. Methodology for Variogram Interpretation and Modeling for Improved Reservoir Characterization. Paper SPE 56654, SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, TX, 3-6 October 1999.
- Guardiola-Albert, C., Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M. & Díez-Herrero, A., 2015. How to Improve Dendrogeomorphic Sampling: Variogram Analyses of Wood Density Using X-Ray Computed Tomography. *Tree-Ring Research* 71 (1), pp. 25-36.
- Gutenberg, R. & Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, pp. 185-188.

- Gutenberg, B. & Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the Earth (and associated phenomena)*. Princeton University Press, Princeton, NJ, USA.
- Ishimoto, M. & Ida, K., 1939. Observations of earthquakes registered with the micro-seismograph constructed recently. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 17, pp. 443-478.
- Kossobokov, V.G. & Keilis-Borok, V.I., 2000. Implications of a Statistical Physics Approach for Earthquake Hazard Assessment and Forecasting. *Pure Appl. Geophys.*, 157(11), pp. 2323-2349.
- Krishna-Singh, S., Iglesias, A., Garduño, V.H., Quintanar, L., & Ordaz, M., 2012. A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Morelia, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the region. *Geofísica internacional*, 51(1), pp. 73-86.
- Langridge, R.M., Weldon, R.J., Moya, J.C. & Suárez, G., 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, 105, B2, pp. 3019-3037.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Villamor, P. & Lacan, P., 2013. Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, TransMexican Volcanic Belt, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, pp. 463-481.
- Menella, L., 2011. 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, México. Inédita.
- Ortuño, M. & Figueroa-Soto, A., 2012. Incorporation of Paleoseismological Data in the Calculation of the Seismic Hazard: An Example in Central Mexico. *Proceedings of the 3rd INQUA-IGCP 567 International Workshop on Earthquake Geology, Palaeoseismology and Archaeoseismology*, Morelia, México.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M. & Roverato, M., 2015. 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), pp. 160-184.
- R Development Core Team, 2012. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Disponible en: <http://www.R-project.org/>.
- Remy, N., 2004. S-GEMS, A Geostatistical Earth Modeling Library and Software, PhD Thesis, Stanford University, CA, USA. Inédita.
- Smith, M.L., 1999. *Geologic and Mine Modelling Using Techbase and Lynx*. A.A. Balkema, Rotterdam /Brookfield.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre-Díaz, G.J. & Farrar, E., 1995. The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonics*, v. 14, pp. 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M. & Quintero-Legorreta, O., 1996. Macroscopic study of earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Seismological Society of*

America Bulletin, v. 86, pp. 1952-1963.

- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O. & Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 693–703.
- Tang, D., & Marangoni, A.G., 2006. 3-D Fractal dimension of fat crystal networks. *Chem. Phys. Lett.*, 433, pp. 248-252.
- Urbina, F. & Camacho, H., 1913. La zona megaseísmica Acambay-Tixmadeje, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: *Boletín del Instituto Geológico de México*, v. 52, pp. 320–329.
- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes, *Geophys. Bull.* 13, pp. 99-103 (en japonés).
- Utsu, T., 1966. A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups. *J. Phys. Earth*, 14, pp. 34-40.
- Utsu, T., 1999. Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and some new approaches. *Pure Appl. Geoph.*, 155, pp. 509-535.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), pp. 974-1002.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismol. Res. Lett.*, 72(3), pp. 373-382.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *J. Geophys. Res.* 102, pp. 15,115-15,128.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency and magnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45, 259-302
- Woessner, J. & Wiemer, S., 2005. Assessing the Quality of Earthquake Catalogue: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(2), pp. 684-698.
- Zúñiga, F.R. & Wyss, M., 2001. 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. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91(6), pp. 1717-1728.