Análisis estadístico y correlaciones de registros de ruido sísmico para exploración geotérmica en el Lago de Cuitzeo, Mich.

Z. Sánchez-López[1], N. Magaña-García[1], A. Figueroa-Soto[2], R. Vázquez-Rosas[3], V.H. Garduño-Monroy[2] y A. Mendoza-Ponce[4]

[1]Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio. INICIT-UMSNH. [2]Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich., México. [3]Cátedras Conacyt, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich., México. [4]Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia. Correo: angfsoto@gmail.com.

RESUMEN

El análisis de ruido sísmico de fondo es de amplio interés para monitorear y modelar yacimientos geotérmicos debido a su facilidad de implementación, además de que es posible monitorear su evolución temporal (Lehujeur et al., 2015). De acuerdo con Xu et al. (2012), el ruido sísmico de fondo es generado por vibraciones de baja amplitud en la superficie de la tierra como pueden ser el movimiento del viento, ruido del ambiente, ruido instrumental, acoplamiento sensor-suelo, presión barométrica y actividades humanas (Yilmaz, 2001; Zhong et al., 2015). Aunque las formas de onda y las amplitudes pueden variar dependiendo de la localización de las estaciones sismicas, son estadísticamente estables (estacionarias) sobre cierto periodo de tiempo. Para caracterizar el comportamiento del ruido sísmico es posible utilizar procesos aleatorios estacionarios (Aki, 1957) y procesos gaussianos estocásticos (Zhong et al., 2015). Un problema común en geofísica es la suposición de que el ruido sísmico es ruido blanco o un proceso aleatorio estacionario, pero es necesario realizar un estudio de sus propiedades estadísticas para caracterizar tanto los sitios de instalación como el posterior tratamiento de datos para fines de exploración geofísica (Zhong et al., 2015). Estos estudios incluyen, por ejemplo, correlaciones cruzadas 2D (Lehujeur et al., 2015) o modelos de velocidades obtenidos a partir de registros de ruido con otras técnicas como auto-correlación (Aki 1957; Ling 1994; Okada 2006). Zhong et al. (2015) proponen una metodologia para investigar las propiedades del ruido sísmico relacionado con prospección geofísica, caracterizando sus propiedades estadísticas y determinando si corresponde a ruido de fondo estacionario o ruido gaussiano, su densidad espectral de potencia y la correlación espacial de registros para diferentes ambientes geológicos.

Con la finalidad de caracterizar el ruido sísmico de fondo en los alrededores del Lago de Cuitzeo, se analizan estadísticamente los registros obtenidos por ocho sismógrafos de banda ancha (Trillium Compac 120 + Digitalizador Reftek). Consideramos las componentes verticales de sismogramas y se obtuvieron las funciones de correlación para diferentes tamaños de ventanas. Un primer resultado indica que en general no podemos considerar los registros como producto de procesos aleatorios estacionarios, ya que dependen del tamaño de ventana del registro sísmico (Zhong et al., 2015). Los coeficientes de correlación 2D resultan en máximos para las regiones sur y este del Lago de Cuitzeo (Araró y San Agustín del Maíz). Para determinar si existen efectos de amplificación estocástica (Sornette, 2006) en los sitios donde se instalaron las estaciones sísmicas, se debe caracterizar el comportamiento fractal de los sitios por medio del cálculo de exponentes de escala para los cocientes espectrales considerando diferentes tamaños de ventanas. Con estos resultados y de acuerdo con Crampin (2006), se pueden determinar sitios con mayor y menor presencia de micro fracturas saturadas por fluidos. Finalmente se obtuvieron modelos de velocidad para dos regiones del Lago de Cuitzeo, en Michoacán.

Palabras Clave: Ruido sísmico de fondo, exploración geotérmica, correlación 2D, leyes de potencia.

Statistical analysis and correlations of seismic noise for geothermal exploration at the Cuitzeo Lake, Michoacán

ABSTRACT

Background seismic noise analysis is important to monitor and model geothermal reservoirs as well as their temporal evolution (Lehujeur et al., 2015). According to Xu et al. (2012), background seismic noise is the result of low amplitude vibration on the earth surface, like the wind, ambient and instrumental noise, coupling sensor-soil, barometric pressure and human activity (Yilmaz, 2001; Zhong et al., 2015). Background signals may vary depending on the location of the seismic stations, but they are statistically stable over certain a time-period (stationary). In order to characterize the seismic noise it is possible to use stationary random processes (Aki, 1957) as well as Gaussian stochastic processes (Zhong et al., 2015). A typical geophysical problem is the assumption that the seismic background noise is white noise or a Gaussian random process. However, it is necessary to perform a statistical analysis to characterize the sites of installing as well as the subsequent data processing with geothermal exploration objectives (Zhong et al., 2015). Those analyses include 2D cross-correlations (Lehujeur et al., 2015) and velocity models from seismic noise with other techniques like self-correlation (Aki 1957; Ling 1994; Okada 2006). Zhong et al. (2015) propose a methodology to investigate seismic noise related to geophysical prospection by characterizing its statistical properties and defining whether the noise a stationary background or Gaussian, as well as of the power spectral density and the spatial correlation for different geological environments.

To characterize the seismic background noise around the Cuitzeo Lake, Michoacán, we statistically analyze the seismic records from eight broad-band seismographs (Trillium Compac 120 + Reftek). We use the vertical components of seismograms and we obtained the correlation functions for different window sizes. A first result indicates that we cannot consider the field records as the product of random stationary processes, because this depends on the size of window in the seismic record (Zhong et al., 2015). The 2D correlation coefficients are highest in the south and east of the Cuitzeo Lake (Araró and San Agustín del Maíz areas). To determine the existence of stochastic amplification effects (Sornette, 2006) in the sites where the stations were placed it is necessary to determine the fractal performance of these sites by calculating the scaling exponents for spectral ratios, considering different window sizes. Based on these results, and in accordance with Crampin (2006), it is possible to determine the sites with most and less micro-fractures saturated by fluids. Finally, we obtained the velocity models for two regions of the Cuitzeo Lake.

Keywords: Background seismic noise, geothermal exploration, 2D cross-correlation function, power laws.

Introducción

Desde un punto de vista convencional, la prospección sísmica de ruido de fondo suele ser considerada como el producto de un proceso estocástico gaussiano y estacionario. Mientras que las propiedades estadísticas del ruido de fondo no se han investigado por completo investigadas. Con el aumento de los requisitos de precisión en la prospección sísmica la comprensión de las propiedades del ruido de fondo tiene un importante significado teórico y práctico. La sismología es el método geofísico más utilizado en la prospección de hidrocarburos y de yacimientos minerales. La eliminación del ruido de los datos sísmicos es la vía para la obtención de información más confiable y precisa. Sin embargo, aquí también se asume que la naturaleza del ruido de fondo es estacionaria y gaussiana.

Debido en parte a las deficiencias en la comprensión de las propiedades del ruido sísmico de fondo, los métodos de atenuación no han tenido ningún avance significativo en los últimos años. Un paso importante para mejorar la eliminación de ruido sísmico de fondo es caracterizar científicamente sus propiedades. En este trabajo nos centramos en las propiedades estadísticas de la prospección sísmica del ruido de fondo de la tierra. Aquí, las propiedades estadísticas investigadas son su estacionariedad, su carácter gaussiano (o gaussianidad), la densidad espectral de potencia (PSD) y la correlación espacial. Nos referimos a la estacionariedad en sentido amplio, lo que significa que los momentos estadísticos de primer y segundo orden del ruido de fondo son invariantes en el tiempo. La gaussianidad, por su parte, significa que la función de densidad de probabilidad del ruido de fondo es igual a la de una distribución gaussiana (Zhong et al., 2015).

Monitoreo sísmico

El Lago de Cuitzeo está ubicado dentro del sector central de la Faja Volcánica Mexicana (FVM). Forma parte de una serie de paleolagos de origen tectónico limitado por fallas mayores con orientación E-W y NE-SW (Israde-Alcántara, 1997). El lago de Cuitzeo está localizado dentro del sistema de fallas denominado Morelia-Acambay (SFMA) que consiste en una secuencia de fallas con orientaciones E-W y NNE-SSW dentro de la FVM (Fig. 1).

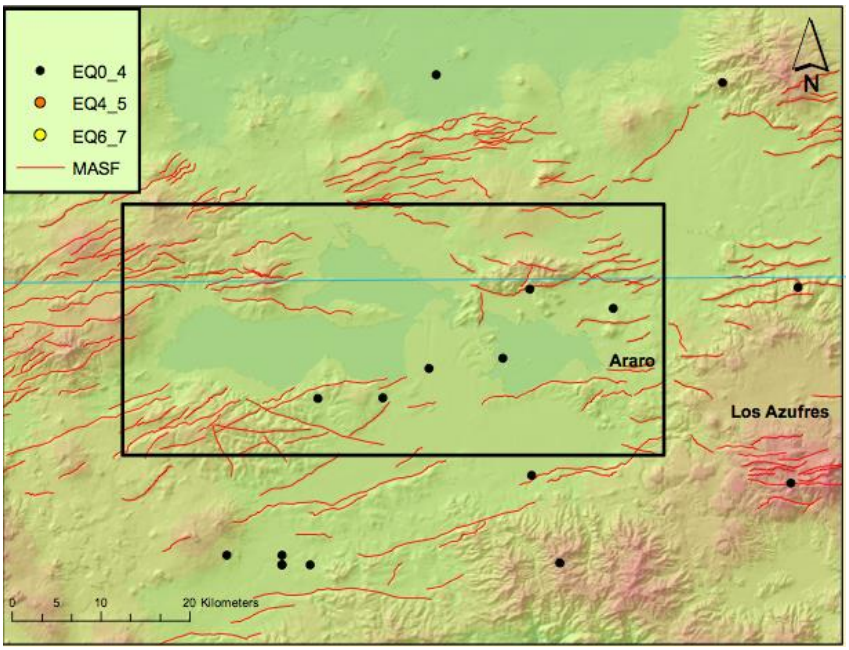

Figura 1. Sistema de Fallas Morelia Acambay (SFMA). Se muestran epicentros de sismos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (Mendoza-Ponce et al., en proceso).

La cuenca de Cuitzeo, que incluye al lago, cubre 3977 km^2. La region sur del lago posee agua subterránea del tipo neutro-alcalino con zonas de recarga localizadas en el borde de las montañas (hacia el este de Zinapécuaro y el oeste de Morelia). De acuerdo con su composición química, la dirección de los flujos subterráneos de agua es de sur a norte, en la región sur del lago (Segovia et al., 2005). En la región sureste del lago, en Queréndaro, el flujo tiene la dirección sureste-noroeste siguiendo el sistema de fallamiento local (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Garduño-Monroy, 1999). A partir de registros de pozos, Segovia et al. (2005) sugieren que uno o más reservorios geotérmicos pueden estar presentes en la cuenca de Cuitzeo, de forma que el agua de la región de

Araró estaría relacionada con los fluidos geotérmicos del relativamente cercano campo de Los Azufres. A partir de monitoreo químico con geotermómetros, Segovia et al. (2005) también determinaron que las temperaturas del reservorio geotérmico varían desde 165°C a 220°C con un eficiente flujo de fluidos en la zona.

Con el fin de caracterizar las propiedades de la zona geotérmica de Cuitzeo, a la fecha se han realizado nueve campañas de exploración sísmica. En cada campaña se instalaron sismógrafos de banda ancha marca Trillium Compact 120s con respuestas en frecuencia de 120s a 100Hz, con sus respectivos digitalizadores de tercera generación marca RefTek 130S de tres canales y resolución de 24 bits (Figuras 2 y 3).

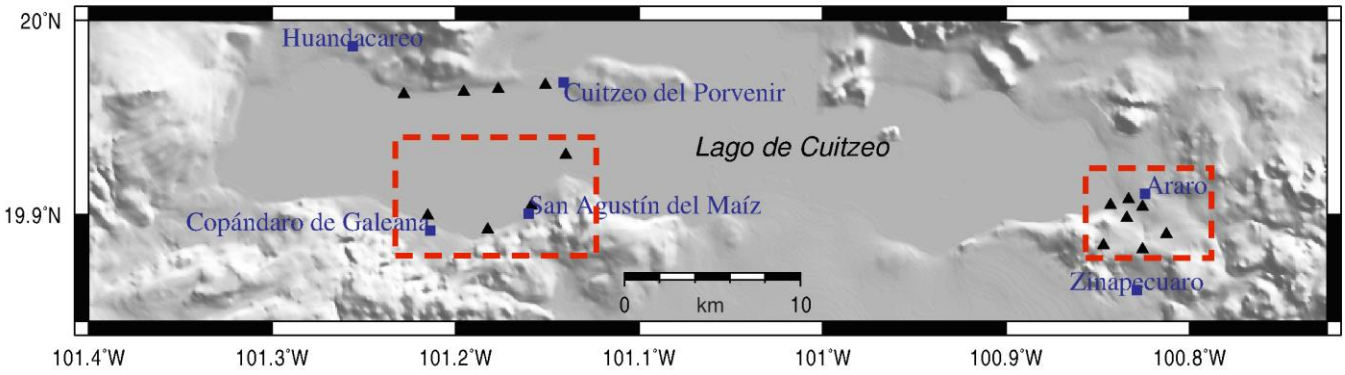

Figura 2. Zonas de estudio dentro del Sistema de Fallas Morelia Acambay (SFMA). Los triángulos negros indican la localización de los sitios de monitoreo sísmico.

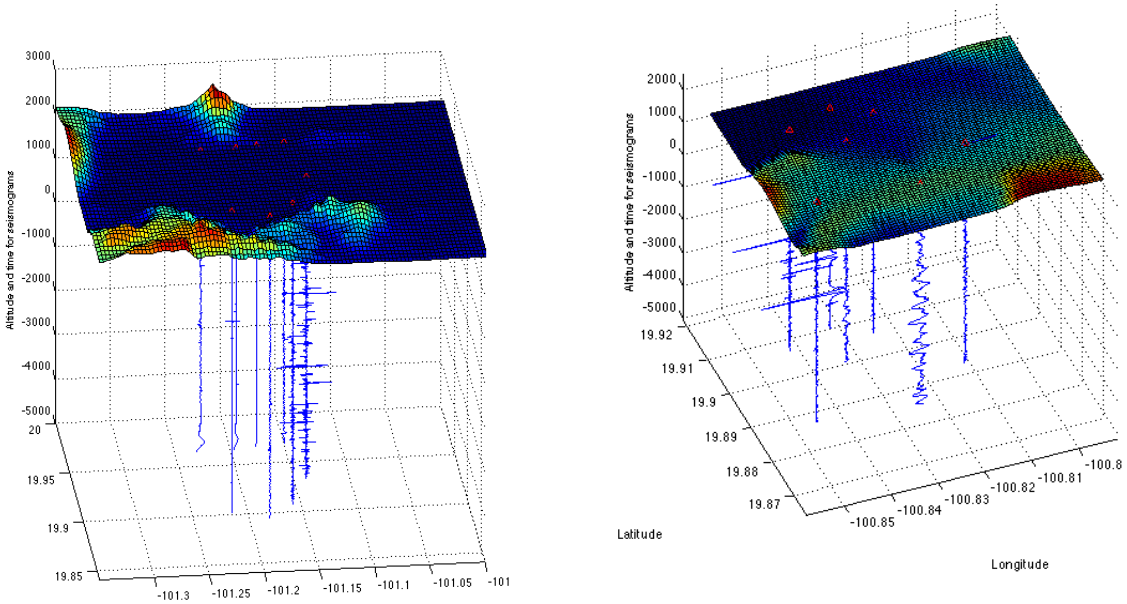

Figura 3. Representación de las componentes verticales de los sismogramas registrados en las campañas de monitoreo sísmico en las campañas de exploración sísmica.

Caracterización del ruido sísmico gaussiano

Algunas pruebas para determinar la estacionariedad de series de tiempo han sido propuestas por diversos autores en la literatura, como De Souza et al. (2012), Borgnat et al. (2010) y Kale y Butar (2011). En general los métodos pretenden obtener la variabilidad de la señal respecto al espectro global. Mediante la comparación de las variaciones se puede hacer una evaluación acerca de la estacionariedad de la serie de tiempo.

La gaussianidad del ruido sísmico de fondo se puede evaluar mediante dos procedimientos. En primer lugar, se utiliza la prueba de simetría para excluir la serie de ruido con una función de densidad de probabilidad no simétrica. Si la distribución del ruido de fondo es no simétrica, entonces también será no-gaussiana. En segundo lugar, se calculan los coeficientes de curtosis de la serie ruido que pasó la prueba de simetría. La curtosis es el momento central de cuarto orden de un proceso estocástico y siempre se utiliza como un descriptor de la forma de una distribución de probabilidad. Mediante la comparación de la curtosis de la serie de ruido con la de una función gaussiana es posible determinar si la serie de tiempo es gaussiana.

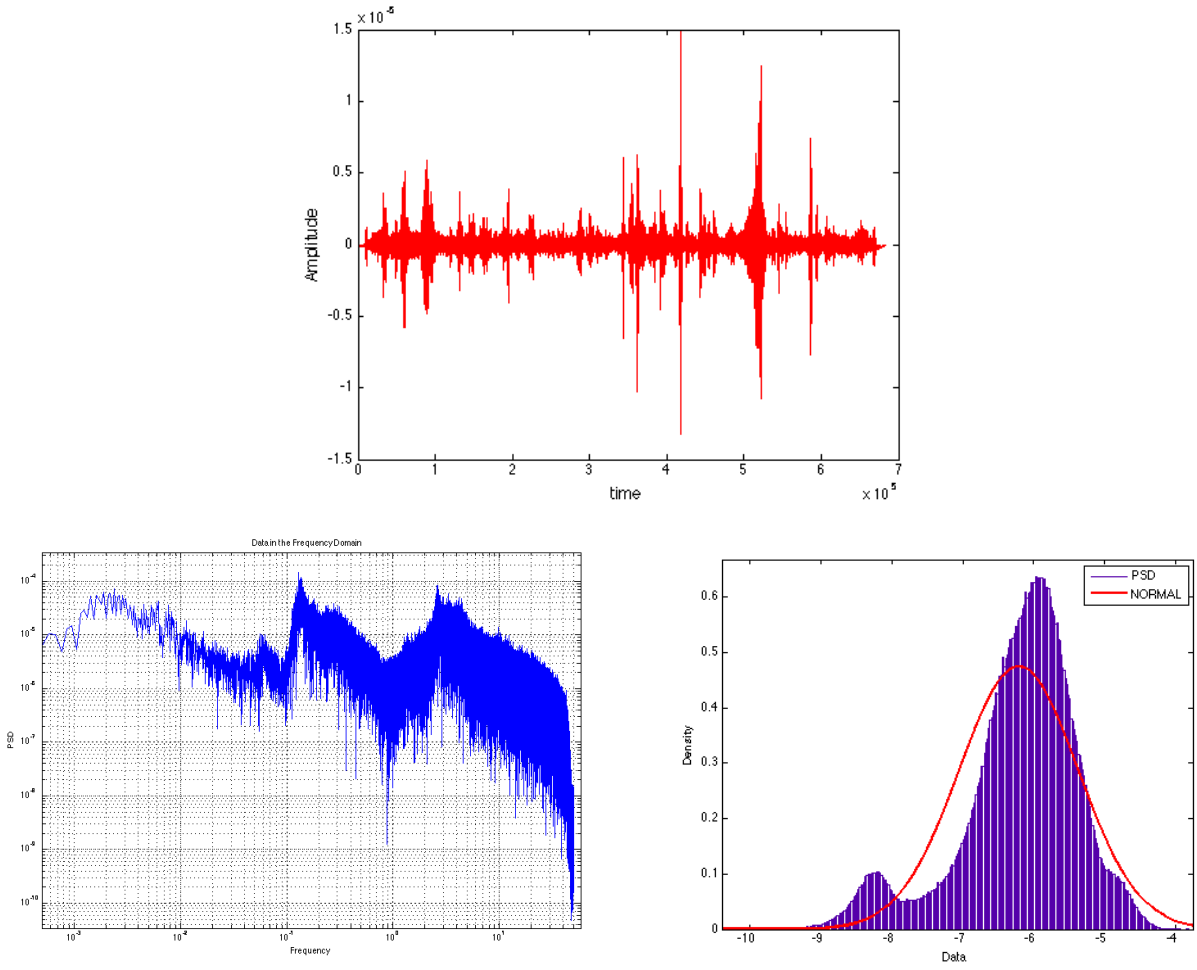

Figura 4. Sismograma (arriba), densidad espectral de potencias (izquierda) y distribución de probabilidad (derecha) para el registro de ruido sísmico completo obtenido en la estación instalada en Arúmbaro.

Thompson (1982) propuso calcular la densidad espectral de potencia (PSD) de las series de tiempo para determinar si corresponde a un proceso aleatorio, y a partir de la comparación entre la PSD y el espectro golbal de la señal se determina para qué segmentos de tiempo la señal es gaussiana. Es posible verificar la asimetría negativa (Fig. 4) que muestra la PSD para el registro completo (2 horas) en una de las estaciones sismológicas instalada en la comunidad de Arúmbaro, Michoacán.

Kale y Butar (2011) utilizan el exponente de Hurst (1965) como un parámetro para caracterizar si la serie de tiempo corresponde a un proceso aleatorio gaussiano, pues en este caso dicho exponente debe de ser igual a 0.5. En particular el exponente de Hurst se puede obtener a partir del análisis de Rango Re-escalado (Hurst, 1965) de la serie de tiempo. Este análisis es un método estadístico para analizar registros de tiempo de diversos fenómenos naturales y consiste en determinar, para diferentes rangos de la serie de tiempo, lo siguiente: 1) la diferencia entre los valores máximos y mínimos de la serie de tiempo; y 2) la desviación estándar de los datos observados. El exponente de Hurst se determina entonces como $H = \log(R/S)/\log(T)$, donde T es la duración del rango dentro de la serie de tiempo y el valor R/S representa el rango re-escalado, que es una medición de la divergencia de la serie de tiempo (Kale y Butar, 2011). Hurst (1965) propuso que la relación entre el rango re-escalado y el período de tiempo T está dada por $R/S = k * T^H$, donde k es una constante que depende de la serie de tiempo y H es el Exponente de Hurst. Para un proceso aleatorio independiente, Einstein (1908) determinó que *H = 0.5*, por lo que la variación del exponente de Hurst a lo largo de una serie de tiempo provee de información para caracterizar su aleatoriedad.

La Figura 5 muestra el cálculo del exponente de Hurst para el sismograma registrado en Arúmbaro, y en ella se puede verificar que la pendiente de la recta tiene un valor de 0.43101, lo que indica que el proceso no es aleatorio.

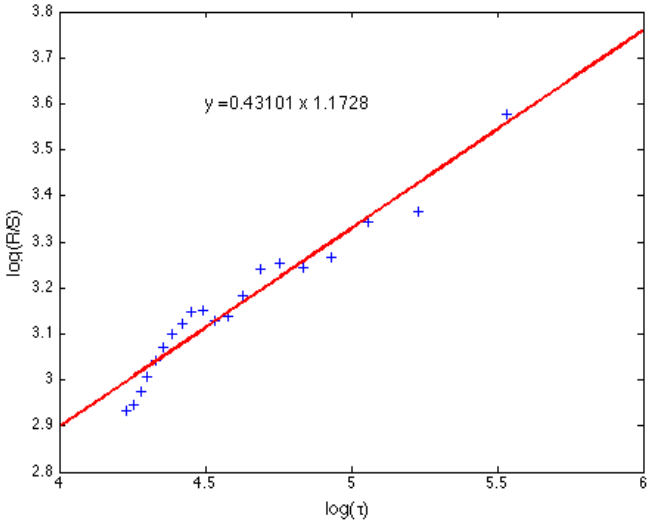

Fig. 5. Determinación del exponente de Hurst mediante el análisis de rango re-escalado para el sismograma registrado en la estación Arúmbaro.

La Figura 6 muestra la variación del exponente de Hurst para la componente vertical de un sismograma registrado en la estación instalada en Arúmbaro, Michoacán. En este análisis es posible determinar los intervalos en los que la señal se comporta como un proceso aleatorio (intersecciones de la línea azul con el umbral en color verde). Es importante mencionar que en la Figura 6a se muestra un análisis con una ventana móvil de 10 minutos de duración y con traslape para cada dato, mientras que en la Figura 6b el análisis se realizó considerando una ventana móvil que inicia en el primer dato y se incrementa

hasta el final del sismograma. Los dos análisis indican que la serie de tiempo no puede considerarse completamente como ruido sísmico, debido a que sólo algunas ventanas tienen valores de H cercanos a 0.5.

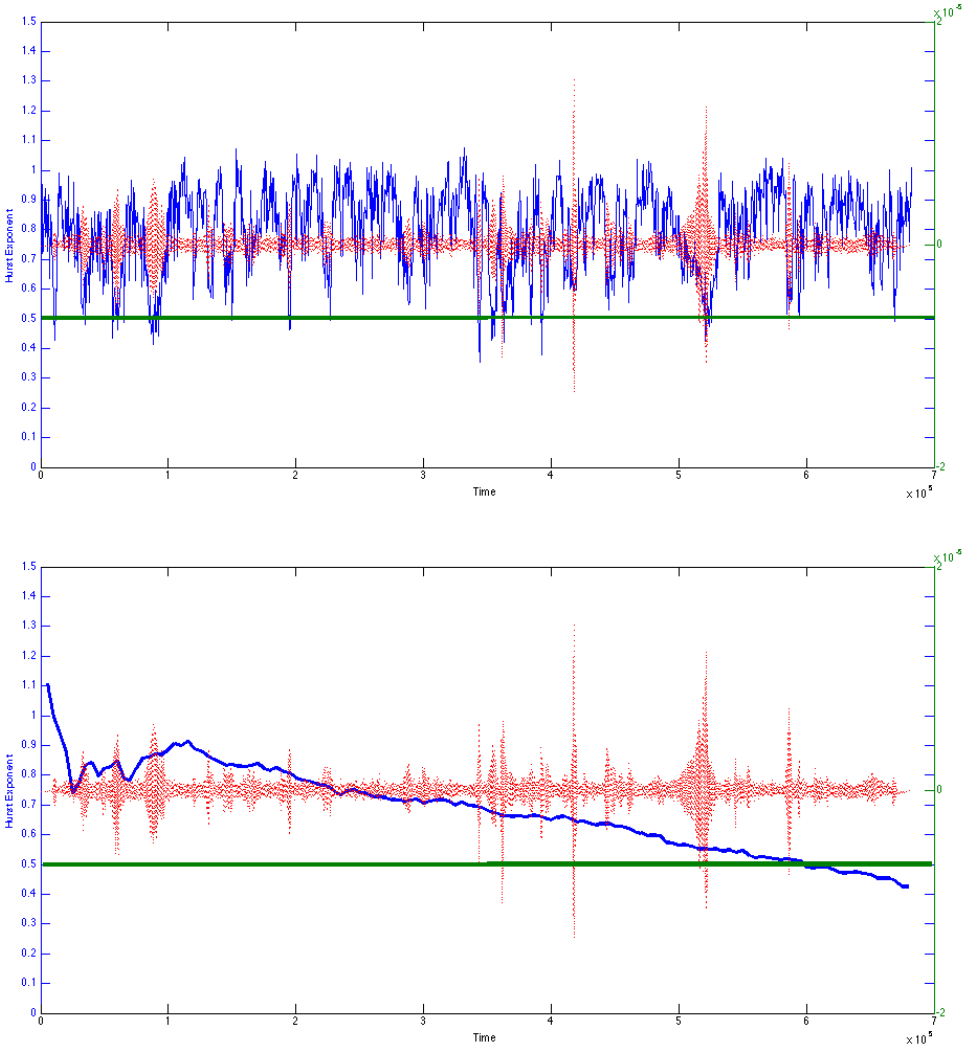

Fig. 6. Variación del exponente de Hurst considerando (a) una ventana móvil y (b) una ventana creciente, para el registro de ruido sísmico registrado en la estación instalada en Arúmbaro, Michoacán.

Analizamos sólo la distribución de frecuencia estadística para muchos segmentos de registros de ruido sísmico. Es porque nos interesa determinar principalmente las propiedades no lineales que caracterizan el fenómeno sísmico y/o el medio en cuestión, interpretando y discutiendo los resultados en términos de propiedades fractales. Lo interesante en aquellas distribuciones como la distribución de ley de potencia, en contraste con aquellas como la distribución gaussiana, es que se presentan en muchos fenómenos naturales que se caracterizan por algunos procesos de criticidad (Sornette, 2006, 2009).

Una vez determinadas las propiedades estadísticas del ruido registrado en las estaciones, para el análisis de correlación espacial se utiliza la teoría de correlación cruzada y la técnica de autocorrelación espacial (SPAC) para investigar las propiedades de correlación espaciales del ruido sísmico de fondo.

La técnica SPAC se aplica también al estudio de propiedades de correlación espacial de ruido sísmico. Se utiliza para investigar espacios multi-dimensionales (es decir, dos o tres dimensiones del espacio) y correlaciones multi-direccionales con la prueba Moran (1950), que es uno de los estándares más utilizados para determinar correlaciones espaciales.

Determinación de leyes de potencia para los cocientes espectrales

Se han desarrollado varias técnicas para estimar la respuesta sísmica del sitio. Entre estas está la técnica propuesta por Nakamura (1989) para deducir la respuesta sísmica del sitio a partir del cociente espectral de la componente horizontal (H) entre la vertical (V) de registros de micro-trepidaciones (ruido sísmico). Esta técnica proporciona una medida objetiva de las características mecánicas del medio a través del cual se propagan las ondas sísmicas así como de otra información relacionada a fenómenos físicos. La técnica del cociente espectral de Nakamura (H/V) se ha aplicado ampliamente para estudiar efectos de sitio (Lermo y Chávez-García, 1994; Field y Jacob, 1995) con el objetivo principal de estimar la frecuencia fundamental de depósitos blandos.

Para analizar el ruido sísmico en Cuitzeo consideramos las tres componentes Este-Oeste (E), Norte-Sur (N) y Vertical (V) del sismograma. Obtuvimos el espectro de potencia para cada componente y posteriormente estimamos el espectro de la componente horizontal como la suma del espectro de la componente Este-Oeste más el espectro de la componente Norte-Sur ($F[H]^2 = F[E]^2 + F[N]^2$). Calculamos el cociente espectral de la componente horizontal entre la vertical como: $F[H]^2/F[V]^2$ (en adelante denotado únicamente como H/V). Para investigar las propiedades de escala de la distribución estadística se analiza el comportamiento de N(H/V) que es el número de ocurrencias de un cociente H/V dado de las M muestras contra H/V.

Una distribución de ley de potencia p(n) con una pendiente -α (es decir, $p(x) \sim x^{-\alpha}$) corresponde a una distribución de ley de potencia acumulativa ($\int_x^\infty p(x')dx'$) con exponente $-\beta=-\alpha+1$ (la única excepción es α=1, cuando la distribución acumulada es logarítmica). Se asume generalmente que cuando β está entre 0 y 3 la distribución se puede considerar fractal con una dimensión fractal D=β (Schroeder, 1991); sin embargo, la relación entre D y β a menudo se considera válida incluso fuera de este intervalo de β (Turcotte, 1997). La relación espectral H/V es, en principio, un indicador de las características del medio a través del cual se propagan las ondas sísmicas, así como de las propiedades no lineales de las rocas que forman la corteza superior probablemente como resultado de un estado crítico (Crampin, 2006). Crampin demuestra que la criticidad es causada por las distribuciones de microgrietas de líquido saturado en prácticamente todas las rocas, siendo tan estrechamente espaciadas que rayan en el fracturamiento y por lo tanto son sistemas críticos.

Obtención de modelos de velocidad

En particular utilizamos el método MSPAC (método de autocorrelación espacial modificado) como una alternativa al método SPAC propuesto originalmente por Aki (1957), el cual está constituido por un arreglo geométrico circular (Bettig et al., 2001).

En el análisis con el método MSPAC se efectúa un promedio azimutal de todos los sensores separados por una distancia r. La configuración de los anillos interior y exterior sobre los cuales se efectúan los promedios, se realiza trazando todos los segmentos de longitud r y dirección φ correspondientes a las parejas de estaciones en un plano azimut-distancia (Figura 7). Los criterios para escoger los anillos incluyen una buena distribución azimutal con un número suficiente de parejas para hacer un promedio y que las distancias entre el círculo interior y el exterior de cada anillo deben ser las mínimas posibles.

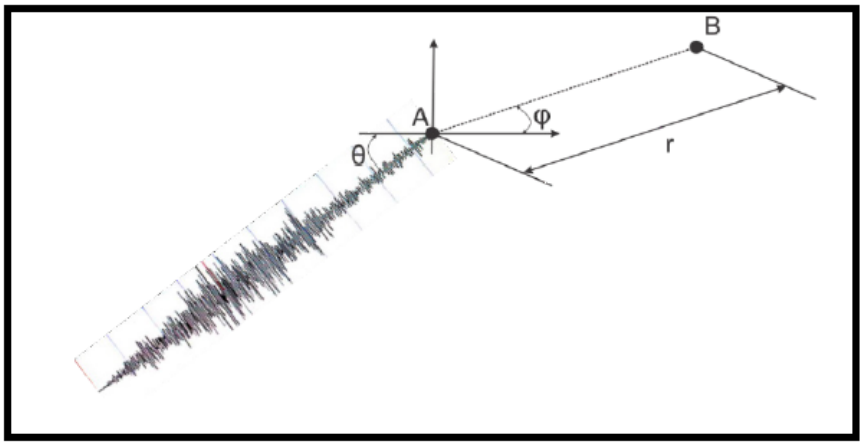

Figura 7. Esquema de dos sensores A y B separados por una distancia r, orientados con un azimut ϕ y con una onda que se propaga en la dirección θ (azimut de propagación) (Modificado de Cadet, 2007).

En la práctica, se dividieron los sismogramas en ventanas de longitud temporal y se calculó la correlación entre los dos registros. El cálculo de la correlación media se hace promediando sobre todas las ventanas y todas las parejas posibles de sensores correspondientes a un mismo anillo. La longitud temporal de la ventana influye sobre la resolución de las determinaciones en las curvas de autocorrelación espacial. En particular las ventanas demasiado cortas no permiten ver la correlación a bajas frecuencias; por el contrario, las ventanas más largas reducen el número de determinaciones de autocorrelación (el número de ventanas se reduce) y el promedio calculado sobre estas ventanas puede no ser muy significativo porque la resolución disminuye. Por lo tanto, la selección de la longitud de una ventana temporal de análisis depende de la frecuencia de interés. Usualmente los cálculos se realizan utilizando al menos ventanas de 30 y 250 segundos.

Las curvas de auto-correlación espacial se calcularon con el programa de computadora GEOPSY (Wathelet, 2003, 2005). Una vez que se realizó el cálculo del coeficiente de auto-correlación para cada anillo, se procedió determinar las curvas de auto-correlación espacial para los distintos anillos. Posteriormente se realizó la inversión de las curvas de auto-correlación espacial para obtener los perfiles de velocidad de ondas de corte.

Con la metodología MSPAC, y la determinación previa de segmentos correspondiente a ruido aleatorio gaussiano, se determinó la velocidad de ondas de corte y el espesor de las capas de la estructura del subsuelo en las zonas de estudio. Particularmente se generó un modelo de la estructura del subsuelo de la zona de Cuitzeo (Fig. 8) y cuatro modelos para la zona de Araró, Michoacán (Tabla 1).

Conclusiones

El análisis propuesto demuestra que es necesario realizar una caracterización del ruido sísmico registrado en las campañas de monitoreo, debido a que es preciso estar seguros de que los sismogramas corresponden a ruido gaussiano.

Los resultados de este estudio permiten determinar un modelo para cada arreglo en las zonas de Cuitzeo y Araró, obteniendo una profundidad de exploración mínima 219.97 metros y máxima de 921.86 metros, con un promedio de velocidades de onda S para los arreglos instalados en Araró de 1141.42 m/s (ver Tabla 1). Tomando como indicador de respuesta del sitio a los valores de Vs, se puede clasificar el subsuelo según la clasificación propuesta BSSC (2003). Por ello es necesario

complementar estos resultados con otros estudios geofísicos que se llevan a cabo actualmente en esas zonas geotérmicas.

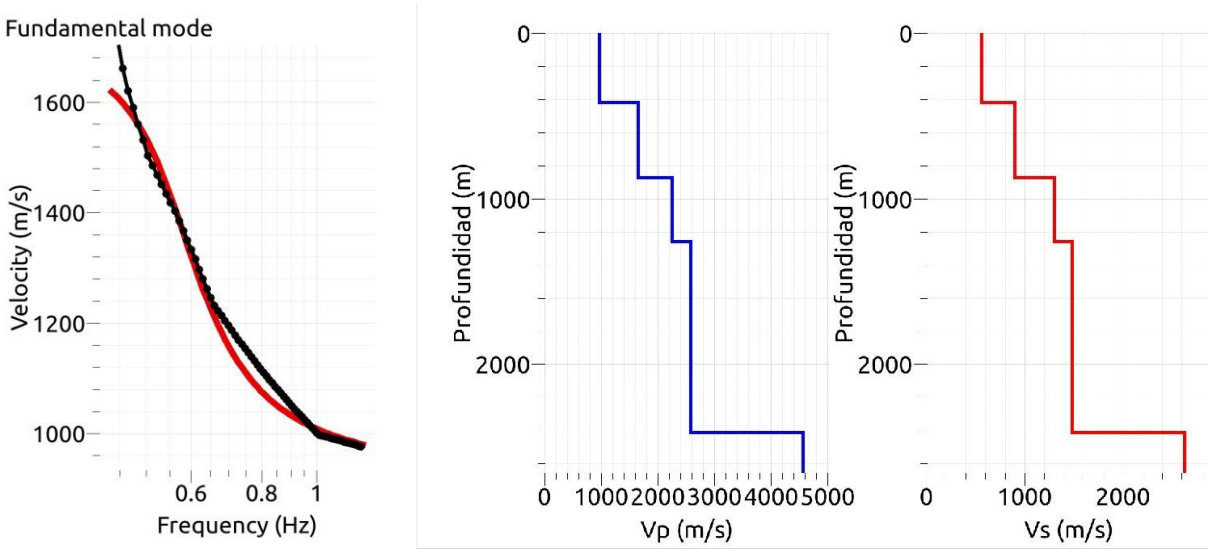

Figura 8. Curva de dispersión (izquierda) y modelo de la estructura del subsuelo para el arreglo en los alrededores de San Agustín del Maíz, Michoacán.

	Arreglo A1			Arreglo A2			Arreglo A3			Arreglo A4		
Capa	E (m)	Vs (m/s)	Tipo de perfil	E (m)	Vs (m/s)	Tipo de perfil	E (m)	Vs (m/s)	Tipo de perfil	E (m)	Vs (m/s)	Tipo de perfil
1	1.03	87.29	Suelo suave	2.42	205.40	Suelo duro	279.18	1023.56	Roca	3.5	100.33	Suelo suave
2	17.99	542.79	Suelo muy denso/roca suave	17.36	553.70	Suelo muy denso/roca suave	∞	2631.87		615.50	808.14	Roca
3	606.37	899.37	Roca	200.19	890.46	Roca				302.86	1164.91	Roca
4	∞	2777.87		∞	1839.48					∞	2454.80	

E: Espesor de la capa, Vs: Velocidad de las ondas S, Tipo de perfil según la clasificación BXXC (2003).

Tabla 1. Descripción de los modelos de velocidad generados para la zona de Araró.

Referencias

Bettig, B., Bard, P.Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C. & Hatzfeld, D., 2001. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial autocorrelation method (SPAC): application to the Grenoble area, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 42, 281-304.

Borgnat, P., Flandrin, P., Honeine, P., Richard, C. and Xiao, J., 2010. Testing stationarity with surrogates: a time-frequency approach. *IEEE Transactions on Signal Processing* 58(7), 3459–3470.

Building Seismic Safety Council (BSSC), 2003. *NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and other Structures*, Part 1: Provisions. FEMA 368 (Federal Emergency Management Agency), Washington, D.C.

Crampin, S., 2006. The new geophysics: a new understanding of fluid-rock deformation, in *Eurock 2006: Multiphysics Coupling and Long Term Behaviour in Rock Mechanics*, edited by A. Van Cotthem, R. Charlier, J.-F. Thimus, and J.-P. Tshibangu, Taylor and Francis, London, 2006. 539-544.

De Souza, D.B., Chanussot, J., Favre, A., and Borgnat, P. 2012. A modified time-frequency method for testing wide-sense stationarity. *IEEE International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing*, Kyoto, Japan, March 2012, 3409-3412.

Einstein, A., 1908. Elementare Theorie der Brownschen Bewegung. *Zeitschrift für Elektrochemie und angewandte physikalische Chemie*, 14(17), 235-239.

Field, E.H. and K.H. Jacob, 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85(4), 1127-1143.

Garduño Monroy, V.H., 1999. El vulcanismo del Mioceno-Pliocuaternario de Michoacán. *Carta Geológica de Michoacán*, Escala 1:250,000.

Hinich, M.J., 1982. Testing for Gaussianity and linearity of a stationary time series. *Journal of Time Series Analysis* 3(3), 169-176.

Hurst, H.E., 1956. Methods of using long-term storage in reservoirs. *Insti. Civil Eng. Proc*. Part 1, 5, 519-590.

Israde-Alcántara, I., 1997. Neogene diatoms of Cuitzeo Lake, central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt and their relationship with the volcano-tectonic evolution. *Quaternary International*, 43, 137-143.

Israde-Alcántara, I., and Garduño-Monroy, V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1), 209-227.

Kale, M., and Butar, F.B., 2011. Fractal analysis of time series and distribution properties of Hurst exponent. *Journal of Mathematical Sciences & Mathematics Education*, 5(1), 8-19.

Lermo, J., and F.J. Chávez-García, 1994. Are microtremors useful for site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1350-1364.

Moran, P.A., 1950. Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika* 37(1), 17-23.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30(1), 25-33.

Segovia, N., Barragán, R.M., Tello, E., Alfaro, R., and Mena, M., 2005. Geochemical Characteristics and ^{222}Rn Measurements at Cuitzeo Basin (Mexico) Thermal Springs and Artesian Wells. *Proceedings World Geothermal Congress* 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.

Shirazi, S.S., and Moussavi, Z., 2011. Investigating the statistical properties of the swallowing sounds. *33rd Annual International Conference of the IEEE Engineering in Medicine and Biology Society*, Boston, MA, Aug. 2011, 6021-6024.

Sornette, D., 2006. *Critical Phenomena in Natural Sciences. Chaos, Fractals, Self-organization and Disorder: Concepts and Tools*, 2nd edition, Springer series in Synergetics, Heidelberg.

Sornette, D., 2009. Probability distributions in complex systems, in *Encyclopedia of Complexity and System Science*, edited by R. A. Meyers, Springer Science.

Schroeder, M., 1991. *Fractals, Chaos, Power Laws: Minutes from an Infinite Paradise*, W.H. Freeman, New York, 1991, 429 pp.

Thomson, D., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE* 70(9), 1055-1096.

Turcotte, D.L., 1997. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge Univ. Press.

Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M., 2004. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics,* 2, 211-221.

Wathelet, M., 2005. Array recordings of ambient vibrations: surface wave inversion. Ph.D. Thesis, Liège University, 161 pp. Inédito.

Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M., 2005. Direct Inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1787-1800.