

RESPUESTA DINÁMICA DEL SUBSUELO DE LA CIUDAD DE QUERÉTARO, MÉXICO, A PARTIR DE ONDAS SUPERFICIALES

*Alfonso Álvarez Manilla Aceves⁽¹⁾, Dora Carreón Freyre⁽²⁾
Carlos Mendoza⁽²⁾, F. Ramón Zúñiga Dávila Madrid⁽²⁾, D. Zhao⁽³⁾*

RESUMEN

Las formaciones del subsuelo en la Ciudad de Querétaro, México, se agrupan para su análisis dinámico en tres zonas: (S1) Rocosa; (S2) Ladera; y (S3) Coluvión y Planicie lacustre. En esta última zona se tienen espesores variables de secuencias del tipo aluvial, lacustre y vulcanoclástico que descansan sobre derrames de lava y materiales piroclásticos. El medio granular sobre las rocas volcánicas actúa como filtro que cambia el contenido de frecuencias y amplitud en un movimiento sísmico. En este trabajo se presenta la metodología desarrollada para definir el perfil de velocidades de corte, obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión en el análisis espectral de ondas superficiales levantadas en la Ciudad de Querétaro. Los resultados obtenidos permitieron la caracterización de la respuesta dinámica de sitio y la determinación del período fundamental de vibración, lo anterior de acuerdo a la teoría de propagación de ondas elásticas en un medio estratificado a partir de un modelo lineal equivalente. Con la integración de la información de ondas superficiales se elaboró un mapa de períodos fundamentales de vibración, que se utiliza para el diseño antisísmico de la infraestructura civil ante la acción de un evento sísmico. El período fundamental de vibración depende de la densidad, rigidez y espesores de los materiales del subsuelo.

Palabras clave: secuencia estratigráfica, espectros de dispersión, ondas de Rayleigh, periodo fundamental, frecuencia característica, densidad, rigidez,

SUBSURFACE DYNAMIC RESPONSE IN THE CITY OF QUERÉTARO, MEXICO, FROM SURFACE WAVES

ABSTRACT

Subsurface formations in the city of Querétaro, México are grouped into three distinct zones that include (S1) Rock Zone; (S2) Slope Zone; and (S3) Lacustrine Plain Zone, to perform a dynamic analysis. The Lacustrine Plain Zone (S3) is composed of alluvial, lacustrine, and volcanoclastic sequences of variable thickness that overlie lava flows and pyroclastic materials. The granular materials that overly the volcanic rocks act like a filter that modifies the frequency content and the amplitude of the seismic ground motions. This study presents a methodology developed to define shear-wave velocity profiles obtained from the inversion of dispersion curves derived from a spectral analysis of surface waves recorded in the city of Queretaro. The results allow a characterization of the dynamic site response and the determination of the fundamental period of vibration following the theory of elastic wave propagation in a stratified medium using an equivalent linear model. Incorporation of the surface wave information allows the construction of a map of the fundamental period of vibration, which is key to the design of civil infrastructure

⁽¹⁾ Posgrado en Ciencias de la Tierra. UNAM Campus Juriquilla, Qro., alfmanilla@gmail.com

⁽²⁾ Centro de Geociencias. UNAM Campus Juriquilla, Qro., freyre@geociencias.unam.mx; mendozac@geociencias.unam.mx; ramon@geociencias.unam.mx

⁽³⁾ Jilin University. Changchun, P. R. China.China., dzhao@geogiga.com

susceptible to motions due to seismic events. This fundamental period of vibration is a function of the density, rigidity and thickness of the subsurface material.

Keywords: stratigraphic sequences, dispersion spectra, Rayleigh waves, fundamental period, characteristic frequency, density, rigidity

INTRODUCCIÓN

Las ondas superficiales han sido ampliamente utilizadas por los sismólogos para la caracterización de la corteza terrestre a macroescala y comprende el estudio del manto superior y estructura del interior de la Tierra (Strobbia, 2006). De manera contrastante, las ondas de Rayleigh se han aplicado a escalas milimétricas (microescala) para detectar discontinuidades en la estructura de metales y evaluar sus propiedades (Viktorov, 1967). Las aplicaciones en ingeniería geológica, con una escala intermedia a las anteriores, son más recientes (Jones, 1962; Ballard, 1964). Foti (2000) fue pionero en la utilización de las ondas de cuerpo (de compresión y de corte) y superficiales (Rayleigh) en ingeniería geotécnica al utilizarlas para evaluar la porosidad y los módulos elásticos dinámicos del medio. El objetivo principal de este trabajo es caracterizar la respuesta dinámica de la secuencia somera en la Ciudad de Querétaro a partir del perfil de velocidades de corte interpretados de las curvas de dispersión obtenidas del análisis espectral de las ondas superficiales. La velocidad de corte “Vs” permite caracterizar los efectos de la rigidez de una secuencia en el movimiento del terreno. Con la integración e interpretación de los perfiles de velocidades de corte se puede generar un mapa de periodos característicos para estimar los movimientos del subsuelo durante un evento sísmico, el cual es de utilidad en el desarrollo de la obra civil en la ciudad.

A partir de los años 70’s fueron desarrollados códigos de edificación contemplando los aspectos dinámicos del subsuelo; uno de los parámetros clave es el período fundamental de vibración tanto del medio (íntimamente ligado a la rigidez de los materiales geológicos) como del sismo y de la superestructura (Dobry et al., 1976). Cuando el período fundamental del sitio está cercano al período predominante del sismo, se desarrolla la amplificación armónica o resonancia, resultando en una gran aceleración horizontal de la superficie del terreno. El primer país en usar un código basado en el período característico fue Chile (Wilding, 2008). En el International Building Code (2009) se formuló el estándar para el cálculo del período fundamental de vibración considerando el perfil de las velocidades de corte ponderadas (presentado más adelante en la Tabla 1) de acuerdo a las siguientes expresiones (1) y (2) de Dobry et al. (1976).

$$V_s = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{s_i}}} \quad (1)$$

$$\sum_{i=1}^n d_i = 100ft = 30m \quad (2)$$

Dobry et al. (1976) publicó un estudio de procedimientos simplificados para estimar el período fundamental de vibración de un medio estratificado a partir de un modelo lineal equivalente. Los depósitos de materiales granulares fueron modelados como un medio elástico unidimensional equivalente, descansando sobre roca rígida. Para esta investigación, fueron de interés los casos presentados con velocidades de corte y rigidez que varían con la profundidad.

La zona conurbada de Santiago de Querétaro cubre un área aproximada de 220 km², 20 km de Sur a Norte y 14 km de Este a Oeste; el Centro Histórico está circundado por el Boulevard Bernardo Quintana tanto al oriente, nororiente y suroriente; al Sur por la carretera a Celaya; y por la Avenida 5 de Febrero al poniente, (Figura 1). De manera general las secuencias estudiadas consisten en depósitos lacustres y fluviales que descansan sobre materiales vulcanoclásticos y volcánicos, dependiendo de su ubicación geográfica. Para el análisis de su respuesta dinámica, las formaciones superficiales que cubren el territorio de la ciudad se agrupan en tres zonas geotécnicas basadas en la clasificación de Alvarez Manilla et al. (2000b): (S1) Rocosa, (S2) Ladera, y (S3) del Valle o Ex Lago.

La zona Rocosa (S1) corresponde a las elevaciones mayores a 1900 msnm conformadas por rocas volcánicas; la zona de Ladera (S2) presenta pendientes entre 30 y 45° y está conformada por una capa delgada de sedimentos que descansa sobre rocas volcánicas y piroclásticos (vulcano-clásticos); finalmente, la zona S3 corresponde a depósitos fluviales y de coluvión compuestos por conglomerados, gravas, arenas y una planicie lacustre con espesores variables (desde unos cuantos metros hasta decenas de metros) de materiales arcillo-limosos. Esta última secuencia corresponde al relleno sedimentario del valle que comprende las zonas de Coluvión y Planicie Lacustre definidas por Alvarez Manilla et al. (2000). Los materiales sedimentarios tienen espesores variables entre 10 y 90 m y descansan sobre derrames de lava y/o materiales piroclásticos. Sobre este tipo de secuencia se desplanta la infraestructura civil de la ciudad de Querétaro.

El fenómeno de amplificación de las ondas sísmicas en depósitos granulares ha sido documentado por diversos autores (Bazzurro & Cornell, 2004; Kham et al., 2013; Bouckovalas y Kouretzis, 2001, Anbazhagan et al., 2013). Como sitio de referencia para una secuencia característica de los materiales en el valle, se utilizó el registro litológico del pozo denominado "PEGQ-1" (de coordenadas UTM 347333.74E y 2275989.84N y elevación del brocal de 1797 msnm) que muestra los depósitos limo arenosos fluviales, arcillo-limosos del tipo lacustre, piroclásticos no consolidados compuestos por arena, fragmentos de pómez y volcánicos en la base de la secuencia (Figura 2). Algunas unidades contienen más de 80% de clastos de pómez de color claro y de varios centímetros de diámetro, y se encuentran intercaladas con sedimentos limo-arenosos; estos materiales han sido reportados como sedimentos y material volcánico del Plioceno (Tp Ar Cg) en la columna estratigráfica compuesta para el valle de Querétaro presentada por Carreón Freyre et al. (2005) y por Aguirre-Díaz et al. (2004).

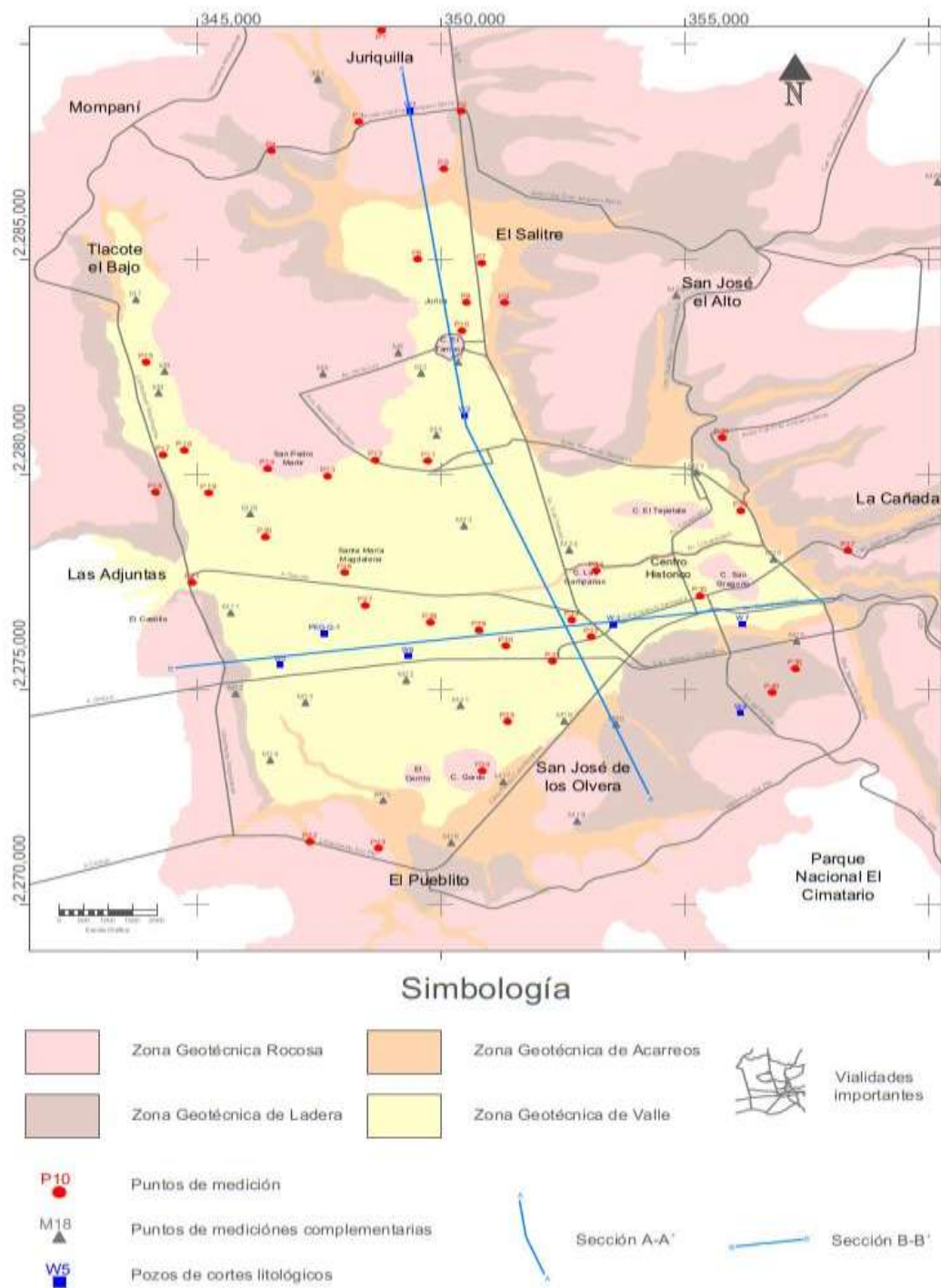


Figura 1. Zonificación Geotécnica de la Ciudad de Querétaro (Modificada de Alvarez Manilla et al., 2000a). Ubicación de las secciones A-A' y B-B', sitios de medición de ondas superficiales (puntos rojos) que se presentan en este trabajo, sitios de medición complementarios (triángulos negros) con errores de 10%, y ubicación de pozos profundos con corte litológico (W1 con triángulos azules) y del pozo PEGQ-1.

De acuerdo a la estratigrafía mencionada, en el valle se presentan secuencias granulares (arenas, limos y arcillas), piroclastos entre 5 m y 90 m de espesor, pueden tener diferente grado de consolidación y descansan, dependiendo de la ubicación geográfica, sobre volcánicos o sobre una secuencia de calizas y lutitas (estas últimas y los piroclastos presentan rigideces altas y velocidades de corte superiores a 760 m/s). La secuencia de sedimentos, en función de su densidad y rigidez, actúa como un filtro que puede modificar la amplitud y frecuencias de un movimiento telúrico. La amplitud puede ser caracterizada mediante la velocidad de ondas de corte (V_s , m/s) y densidad (ρ , kN/m³) para cada estrato.

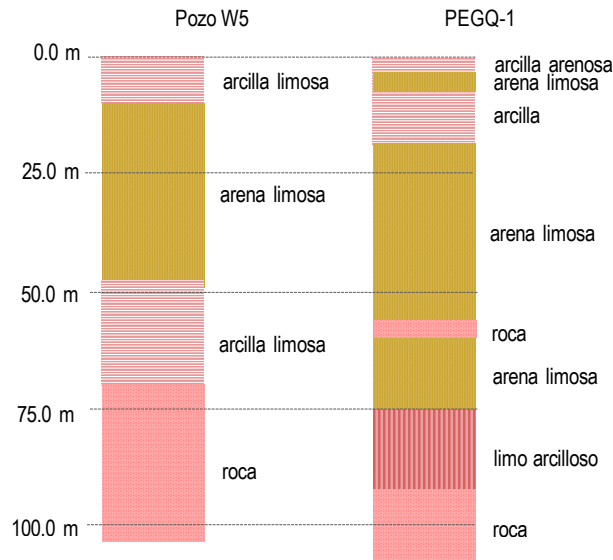


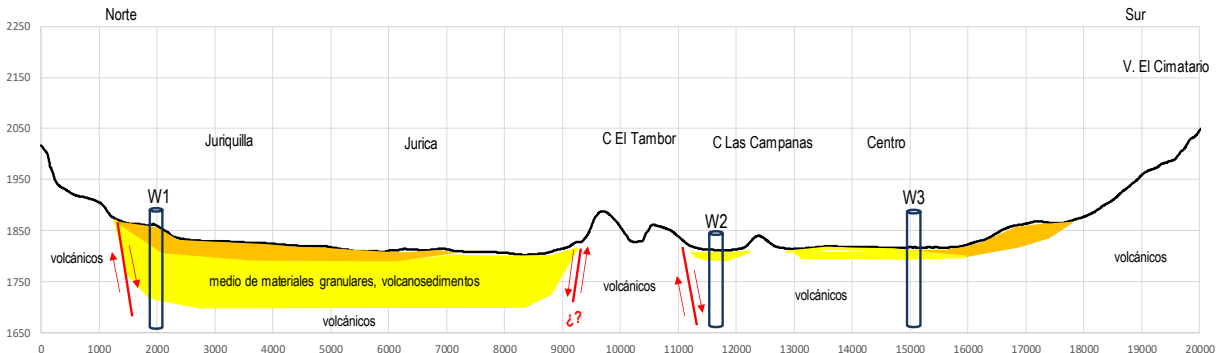
Figura 2. Registros litológicos hasta 110 m de profundidad, realizado a partir del análisis de muestras de corte obtenidas durante la perforación del pozo "PEGQ-1" y del Pozo W5 (Carreón et al., 2005).

La rigidez se asocia directamente con el período fundamental de vibración, puede ser definida de dos maneras: mediante mediciones de resistencia al esfuerzo cortante (cohesión y ángulo de fricción interna) en laboratorio o bien, mediante las "Categorías de Velocidades de Corte" para los materiales granulares y rocas propuestos por International Building Code (IBC) (2009) (ver Tabla 1 en la sección de resultados) y en el PEER. (2012). A partir del trabajo de caracterización realizado en muestra de corte obtenida durante la perforación del "PEGQ-1", se determinó que los materiales vulcano-clásticos son en su mayoría arenas limosas inter-estratificadas con limos de baja plasticidad. El contenido de agua varía entre 8% y 30% y la densidad de sólidos varía entre 2.26 y 2.41 gr/cm³. Se realizaron pruebas de resistencia al corte en cámara triaxial en estado saturado con presiones de confinamiento entre 0.5 y 1.5 kg/m² obteniendo valores de cohesión entre 0.4 y 5.3 kg/cm² y ángulos de fricción interna entre 17 y 30°.

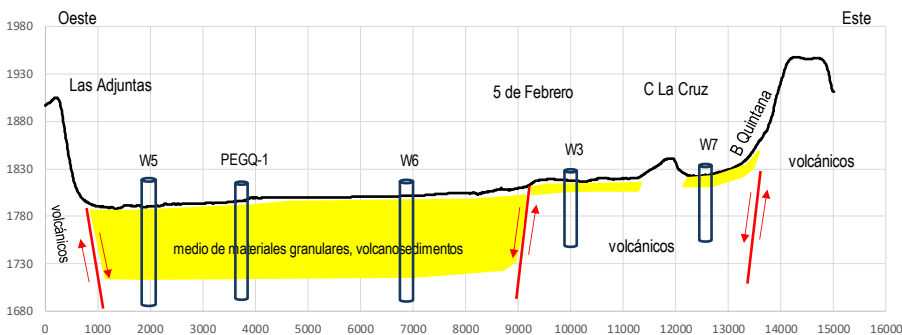
MORFOLOGÍA DE LA ZONA ESTUDIO

La distribución de los depósitos granulares, piroclásticos y volcánicos en la ciudad de Querétaro tiene una relación directa con la topografía. Los cuerpos geológicos formados por depósitos fluvio-lacustres y piroclásticos conforman las planicies; mientras que las estructuras volcánicas afectadas por fallamiento regional, constituyen las elevaciones topográficas en la zona. Con el objetivo de determinar

las variaciones del modo de vibrar de las distintas secuencias (planicie y partes altas), se realizaron dos secciones topográficas. Se utilizaron los registros litológicos de los pozos PEGQ-1, W1-W7 ubicados a lo largo de las secciones y reportados por Carreón et al. (2005). En la Figura 3a se presenta la sección A-A' de dirección NNW a SSE que inicia en el Norte de Juriquilla, pasa por los cerros de El Tambor, Las Campanas, Centro Histórico y termina al SSE, en la vertiente Norte del Volcán El Cimatario. La sección B-B' orientada de Oeste a Este (Figura 3b), inicia en Las Adjuntas, pasa por la Av. 5 de Febrero, cruza el cerro de La Cruz y termina al oriente en la vecindad de La Cañada. La ubicación de las secciones y de los sitios de medición de ondas superficiales (puntos magenta) se presentan en el mapa de la Figura 1.



(a)



(b)

Figura 3. (a) Sección A-A' que se extiende de NNW-SSE, desde Juriquilla hasta el Norte del volcán El Cimatario. Las secuencias consideradas fueron la de los pozos W1, W2 y W3. (b) Sección B-B' que va de Las Adjuntas en el poniente hasta La Cañada al oriente. Se consideran las secuencias de los pozos W4, W6 y W7.

Las secuencias consideradas para esta investigación fueron reportadas por Carreón et al. (2005) a partir de los pozos profundos de agua W1 en la zona de Juriquilla, W2 en Jurica, W3 Centro Histórico, W3 de Las Adjuntas, W6 Ejido Modelo, W7 en La Cañada. Las secuencias en color amarillo y anaranjado de la Figura 3 representan materiales sedimentarios y piroclásticos que descansan sobre lavas de color blanco. Se muestran las ubicaciones de las fallas normales que dieron origen a la fosa de Querétaro (Pasquare et al, 1987; Aguirre-Díaz et al., 2004; Alaniz-Álvarez et al., 2001). Las flechas indican la dirección de desplazamiento de bloques de fallamiento normal.

En la sección de la Figura 3b es notoria la depresión al poniente que corresponde a la zona de menor elevación en la ciudad de Querétaro. Las secciones que se muestran en la Figura 3 indican las zonas de mayor espesor de materiales granulares, vulcanoclásticos, fluviales y donde se encuentran los volcánicos. El cambio en el espesor de sedimentos marca las variaciones de la rigidez lateral de la secuencia.

METODOLOGÍA

Las técnicas para la evaluación de las ondas de corte se dividen en dos grupos: invasivas, entre las cuales se encuentran las técnicas de pozo, y las indirectas o técnicas de superficie como son la refracción, el ruido ambiental y ondas superficiales (Foti, 2000; Jones, 1962; Lermo y Chávez-García, 1994; Miller et al., 1999). La adquisición de las ondas de superficie puede realizarse por medio de fuentes activa y pasiva. Su procesamiento puede ser independiente, o bien, una liga de ellas que permite conocer la rigidez tanto en superficie como a profundidad (Park et al., 1999; Miller et al., 1999). Las técnicas tienen desventajas; en las invasivas se pueden mencionar los altos costos, la perturbación y la modificación del medio; mientras que en las no invasivas, como la refracción sísmica, se presenta una zona "ciega", debida a la presencia de un estrato blando que no puede ser detectado cuando se encuentra confinado por dos estratos rígidos. En la propagación de ondas superficiales, se reconoce el problema de no-unicidad de la solución, similar en prospección eléctrica al definir el perfil de resistividades (Li, 1992). Por otra parte Cañas y Ledesma (1984) mencionan que modelos compuestos de distinto espesor y velocidades diferentes pueden generar la misma curva de dispersión de velocidades.

La técnica comúnmente empleada para determinar el período fundamental de vibración del suelo es el registro *de ruido ambiental* (blanco), mediante un sismómetro o acelerógrafo. Posteriormente se calcula el cociente de los espectros de Fourier de cada una de las componentes horizontales "H" entre la vertical "V", (Nakamura, 1989; Lermo et al., 1988; Lermo y Chávez-García, 1993 y 1994; Martínez-González, 2015) asumiendo que un depósito de suelos con velocidad de corte promedio yace sobre roca. En el cociente espectral, el inverso de la frecuencia característica (pico de mayor amplitud), corresponde al período fundamental de vibración (Nakamura, 1989). En la técnica *de pozo*, se utilizan fuentes especiales para generar ondas de corte. En sismología de refracción se trata de identificar en un complejo paquete de ondículas, el patrón de las ondas S. En la última década, la separación del ruido provocado por las ondas superficiales en los trabajos de reflexión sísmica en exploración petrolera, ha dado como resultado lograr "extraer" las ondas superficiales de los datos registrados, en particular las de Rayleigh " V_R " (Sheriff y Geldart, 1982; Park et al., 1999; Miller et al., 1999).

La técnica de ondas superficiales es un método de caracterización sísmica basado en el análisis de la dispersión de ondas en frecuencia (Foti, 2000; Strobbia, 2006) por el cual se puede obtener la distribución espacial de las velocidades de corte (V_s); el resultado final es el perfil de velocidades de corte con sus espesores. De manera general se puede decir que las ondas superficiales se propagan paralelas a la superficie de la Tierra; además las ondas Rayleigh tienen una polarización ortogonal y movimiento retrógrado y dominan en los registros sísmicos ya que comprenden el 90% de la energía sísmica. Miller et al. (1999) y Park et al. (1999) establecen que, en el fenómeno de dispersión, la velocidad cambia con la frecuencia y en particular depende de la geometría de los cuerpos geológicos analizados. Para este trabajo, el período fundamental de vibración de una secuencia estratigráfica se estimó de acuerdo a los procedimientos desarrollados por Dobry et al. (1976).

Los materiales granulares de acuerdo con su forma de depósito, tipo de partículas e historia del campo de esfuerzos al que han estado sometidos, presentan un arreglo que les confiere propiedades mecánicas caracterizadas por su densidad y elasticidad (i.e. relación de Poisson, ν , y módulos de rigidez G y de Young E). En consecuencia, las ondas superficiales no tienen una sola velocidad, sino presentan una velocidad de grupo que depende de la frecuencia en una relación llamada “curva de dispersión” dependiente de la distribución de rigideces según la estratigrafía. Las ondas superficiales según su longitud de onda alcanzan profundidades variables, produciendo la dispersión de la velocidad en frecuencias (Stokoe et al, 1994; Cosentini & Foti, 2014). También tiene influencia la separación de los geófonos, su rango de frecuencia y distancia a la fuente.

En fuente activa, la adquisición de datos para ondas superficiales se realiza con el mismo procedimiento de la refracción sísmica (Sheriff & Geldart, 1982); se dispone una línea de geófonos de componente vertical, de baja frecuencia (2Hz, 4Hz u 8Hz), equidistantes (dx) y “offset” mínimo de “ $2dx$ ”, para separar las ondas de cuerpo de las superficiales. La fuente es un martillo de masa equivalente a 0.1kN con la que se provoca una perturbación en los extremos y al interior de la disposición del arreglo de geófonos, los registros son guardados para su posterior proceso. Para conocer el perfil de velocidades de corte del medio a través de las ondas de superficie, se realizan los tres pasos mostrados en el diagrama de la Figura 4.

1. Registro del campo de ondas con geófonos de 2Hz, 4Hz u 8Hz (Figura 4b),
2. Procesamiento de las señales (filtrado, obtención de los espectros y curvas de dispersión) (Figura 4c),
3. Inversión de las curvas de dispersión para obtener el modelo de velocidades de corte y espesores (Figura 4d).

En la Figura 4a se presenta un medio estratificado horizontalmente con espesor y parámetros como son módulos de rigidez (G) y Young (E), relación de Poisson (ν), densidad (ρ); en la superficie del sitio de medición se disponen los geófonos y se registra la propagación de las ondas en sismogramas, Figura 4b; mediante el análisis espectral (transformada de Fourier) se determinan las curvas de dispersión que se muestran en la Figura 4c y finalmente, de la inversión se interpreta el perfil de velocidades de corte con sus espesores, Figura 4d.

Los sismogramas son analizados mediante la Transformada Rápida de Fourier con la que se calcula la diferencia de fase $\phi(f)$ entre pares de receptores. Con las expresiones (3) a (4) se evalúan: Velocidad de Fase (C_f) siendo (dx) la distancia entre geófono; (dt) intervalo de tiempo; (ω) frecuencia, Período (T), longitud de onda (λ), velocidad de la onda de Corte (V_s) la cual tiene una relación empírica con la velocidad de Rayleigh (V_R) (Pichugin, 2008; Rahman y Barber, 1995). El módulo de rigidez máximo G_{max} se determina usando la teoría de propagación de ondas elásticas mediante la expresión 7:

$$C_f = dx/dt_f \quad (3)$$

$$\omega = 1/T \quad (4)$$

$$\lambda = C_f / \omega \quad (5)$$

$$V_R = 0.92 V_s \quad (6)$$

$$G_{max} = \rho V_s^2 \quad (7)$$

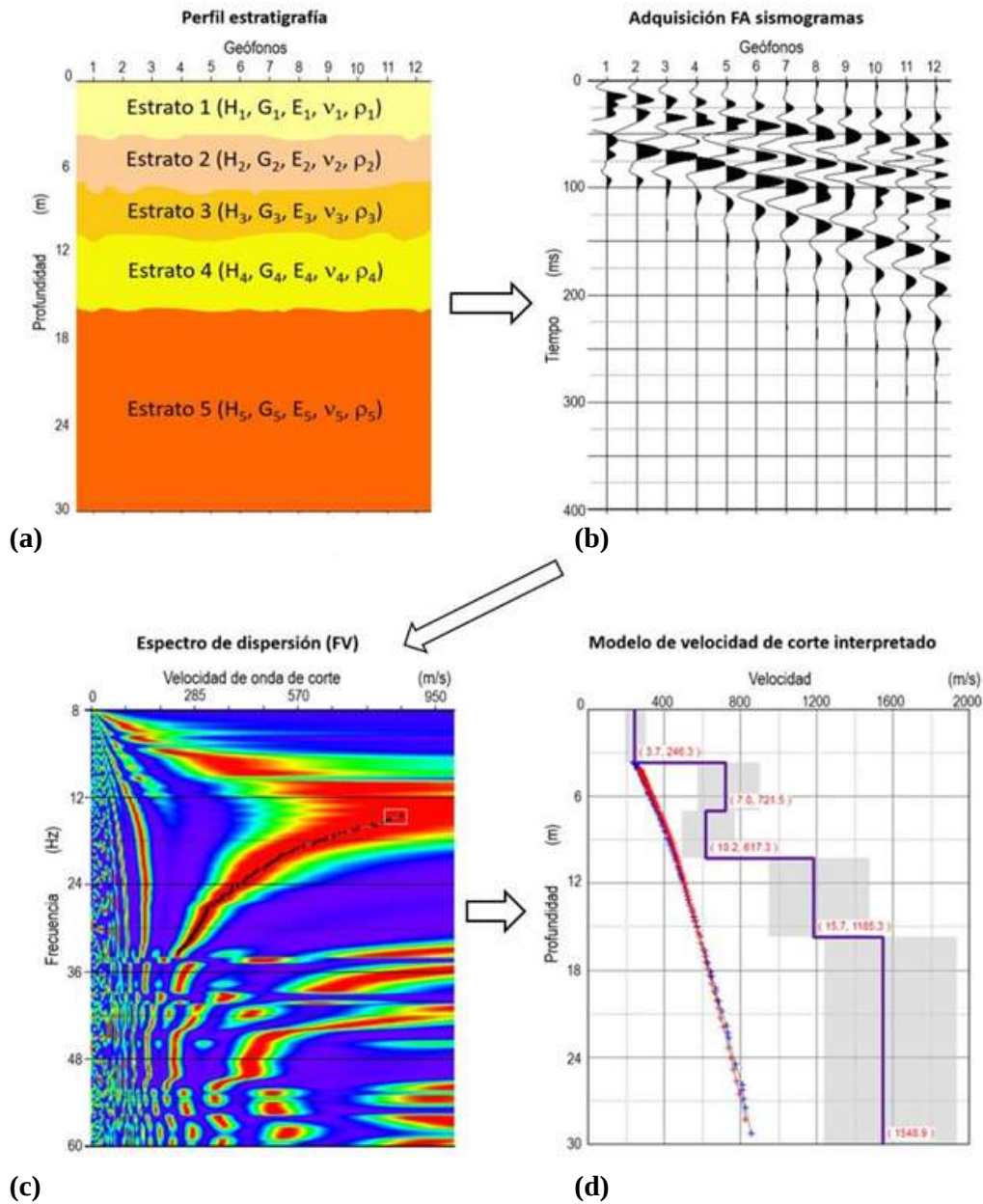


Figura 4. Esquema de adquisición, procesamiento e inversión. (a) La adquisición consiste en disponer del arreglo de geófonos en la superficie del terreno y provocar las perturbaciones que exciten al medio estratificado, (b) los sismogramas registrados proveen la información de las propiedades geofísicas del subsuelo, (c) se procesan las señales para obtener las curvas de dispersión, y (d) finalmente se hace la inversión obteniendo el perfil de velocidades de ondas de corte.

Los cálculos ejecutados para cada frecuencia dando como resultado un gráfico ya sea de velocidad y frecuencia (m/s, Hz), número de onda y frecuencia (1/m, Hz) o lentitud y frecuencia (s/m, Hz), denominándose a todas ellas curvas de dispersión (Stokoe et al., 1994). Este proceso se repite para cada

par de geófonos, se generan múltiples curvas de dispersión que se traslapan para formar una “curva de dispersión aparente” de campo, la cual puede contener contribuciones tanto de ondas de cuerpo como superficiales de múltiples modos.

Un procedimiento de inversión es determinar el perfil de velocidades de corte (espesor y magnitud de Vs) teórico que se ajuste a la curva de dispersión observada. Yakamada e Ishida, (1996) proponen el método de optimización “Algoritmo Genético” como la herramienta matemática más eficaz para realizar la inversión de las curvas de dispersión en el análisis de ondas superficiales. El proceso consiste en la selección, cruce y mutación de individuos en una población (Zhao, 1992). Los mejores pares (velocidad de corte y espesor) de una iteración o generación se convierten en los padres de un nuevo cálculo, si el desajuste entre las curvas de dispersión observada y calculada es mínimo, el nuevo par se convierten en los padres de la siguiente generación, esto se repite hasta alcanzar el valor mínimo de error. La inversión se estima mediante el “error normalizado de la raíz media cuadrada” (NRMSE) entre la curva de dispersión observada y la curva de dispersión calculada (Zhao, 1992), usando la expresión

$$NRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (V_{mi} - V_{obsi})^2}{n}} \quad (8)$$

Donde, V_m es la velocidad de la curva de dispersión calculada a una frecuencia dada f_i , V_{obs} es la velocidad de la curva de dispersión observada a una frecuencia dada f_i , $\bar{V}_{obs}$ es la velocidad promediada de la curva de dispersión observada. La Figura 5 muestra un diagrama de flujo con los pasos principales para la inversión de las curvas de dispersión.

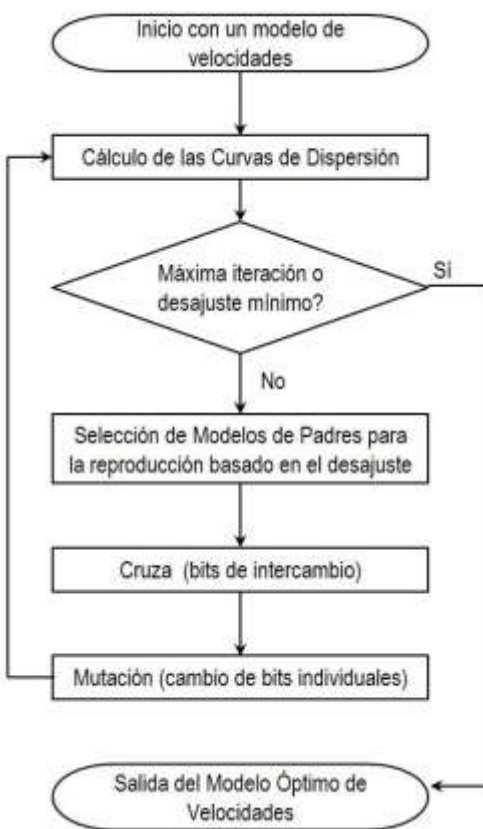


Figura 5. —Diagrama de flujo para la inversión de las curvas de dispersión aparentes siguiendo el método de optimización del Algoritmo Genético. Modificado de Zhao (1992).

RESULTADOS

Perfiles de Velocidades de Corte a partir de la inversión de las curvas de dispersión

En la Figura 6, se presentan los espectros de dispersión (velocidad de corte-frecuencia) de un mismo tendido con perturbación en diferentes puntos. La zona de mayor energía (rojo) representa el rango de variación de la velocidad de corte con la frecuencia; entre más fina sea esa zona (menor amplitud de la energía en el espectro), la curva de dispersión estará menos influenciada por los altos modos de Rayleigh, con este criterio se hizo el trazado de las curvas de dispersión para su inversión. En la Figura 6a se presenta el espectro de dispersión continuo a lo largo de todas las frecuencias y libre de los efectos de los altos modos; mientras que la Figura 6b se muestra un espectro truncado en baja frecuencia ($< 10z$) y con alta energía en los altos modos de Rayleigh (Foti, 2000; Strobbia, 2006, Miller et al, 1999, Park et al., 1999).

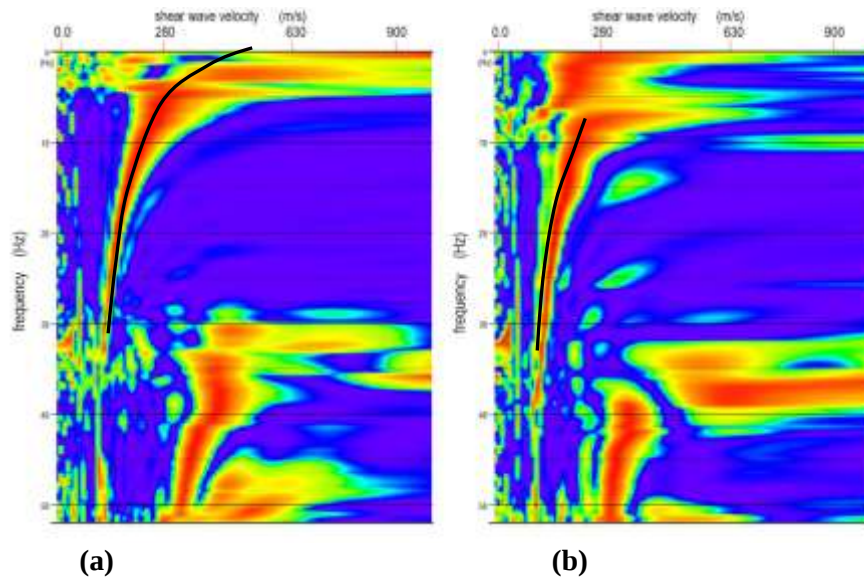


Figura 6. Espectros de dispersión para un mismo tendido con perturbaciones en diferentes puntos, extremo en (a) y parte central en (b). En (a) el espectro está bien definido y la curva de dispersión se puede trazar de manera continua a lo largo de todo el rango de frecuencias, mientras que en (b) se observan dos truncamientos en frecuencias menores a 10 Hz que pueden ser efectos de los altos modos de Rayleigh.

A partir del criterio de selección antes mencionado y en observación de las Categorías de Velocidades de Corte mostradas en la Tabla 1, fueron escogidos cuarenta perfiles de velocidad de corte que describen las secuencias S1, S2 y S3. La Figura 7 muestra los perfiles de velocidades de corte en las secuencias de S1, calizas y lutitas (P1), basaltos y andesitas (P24, P37 y P40), piroclastos (P18 y P39).

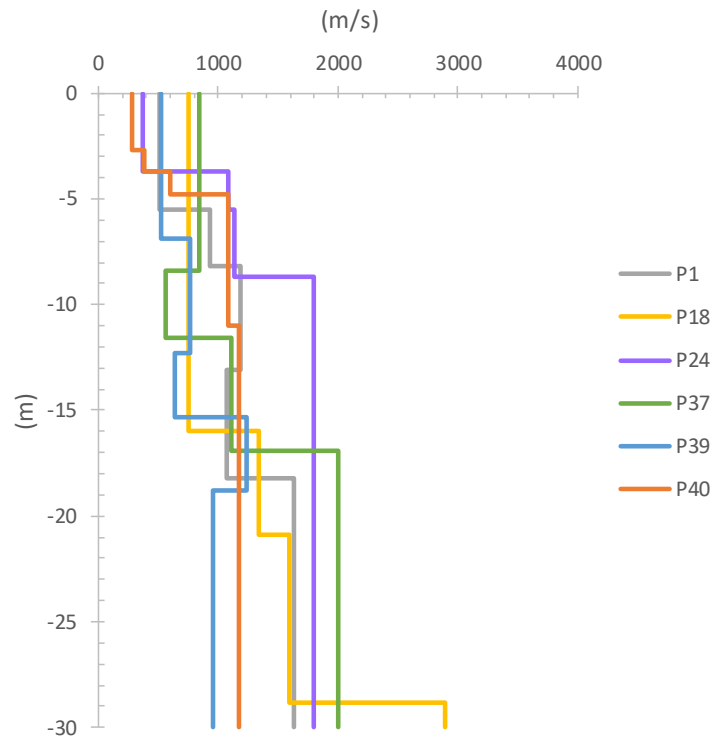


Figura 7. Perfiles de velocidades de corte para la secuencia S1. Puntos 1, 18, 24, 37, 39 y 40.

La Figura 8 presenta los perfiles de velocidades de corte cuyas mediciones fueron realizadas para las secuencias S2 en afloramientos ubicados en las laderas que bordean al valle de Querétaro; las velocidades de corte son para rocas volcánicas en los puntos (P3, P5 y P36) y para las piroclásticos en los puntos (P2, P4 y P9). En los volcánicos la parte superficial se encuentra alterada pero a profundidad el material es masivo; de acuerdo a las velocidades de corte hay un 50% de disminución de la velocidad entre un estado degradado y uno sano.

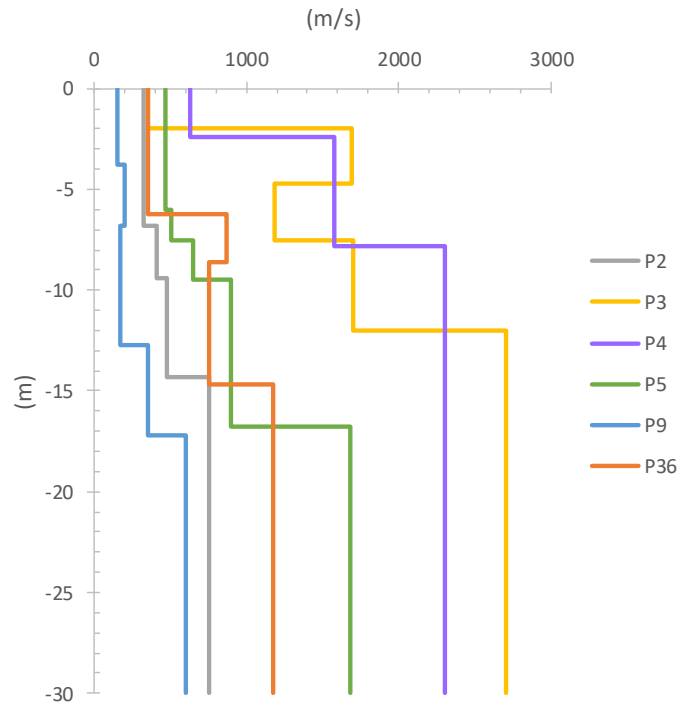


Figura 8. Perfiles de velocidades de corte para la secuencia S2. Volcánicos en los puntos (P3, P5 y P36) y para las piroclásticos en los puntos (P2, P4 y P9).

Los perfiles de velocidades de corte en las secuencias de S3 son mostrados en la Figura 9, comprenden los materiales de la planicie lacustre y coluvión. De acuerdo a su ubicación geográfica, se han dividido en tres subgrupos: Subgrupo S3a son granulares firmes y rígidos encontrados en el Centro Histórico en los puntos (P34, P35 y P38). El Subgrupo S3b son capas de materiales granulares hasta de 20 m de espesor, incluye piroclastos y corresponde a los sectores de los valles angostos y alargados con los puntos (P6, P7, P8, P10, P15, P16, P17 y P19). El Subgrupo S3c corresponde a la planicie con mayor espesor ($\leq 90\text{m}$) de materiales granulares y piroclastos que descansan sobre roca y roca dura. Comprende los puntos (P11, P12, P13, P14, P20, P21, P22, P23, P25, P26, P27, P28, P29, P39, P31, P32, P33) y los puntos de mediciones complementarias (M11, M14, M15, M22 y M23) con un error normalizado $\text{NRMSE} \leq 10\%$ en la determinación del perfil de velocidades de corte.

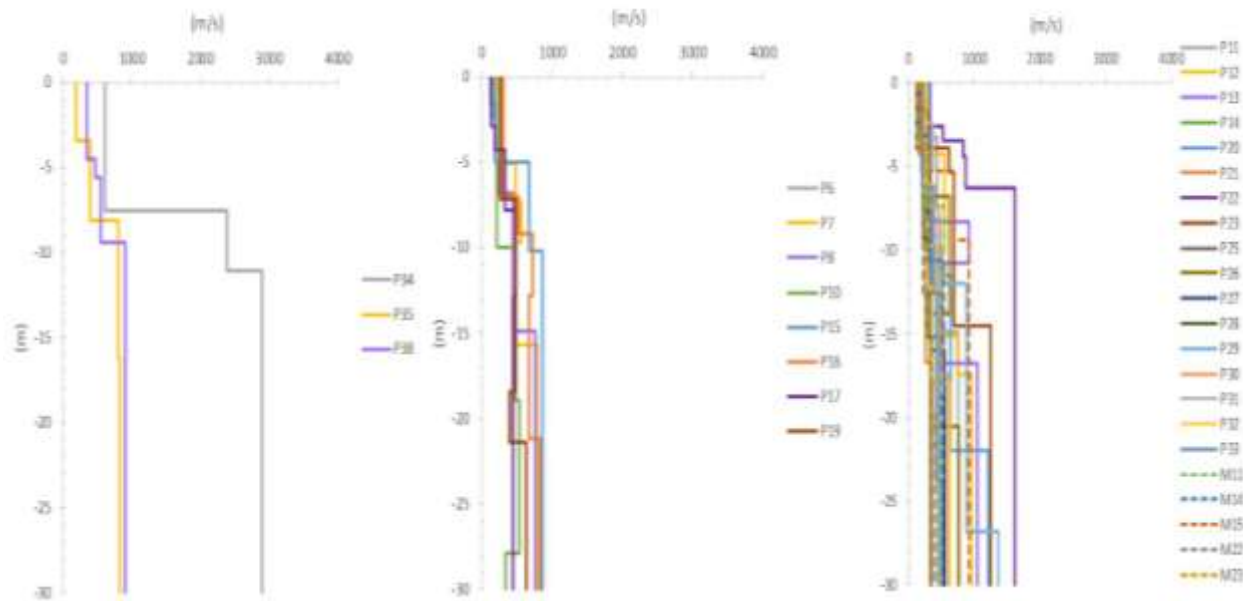


Figura 9. Perfiles de velocidades de corte para la secuencia S3. Comprende los subgrupos S3a, Centro Histórico con los puntos (P34, P35 y P38), el subgrupo S3b con los puntos (P6, P7, P8, P10, P15, P16, P17 y P19) y el subgrupo S3c con los puntos de medición y de mediciones complementarias (P11, P12, P13, P14, P20, P21, P22, P23, P25, P26, P27, P28, P29, P39, P31, P32, P33) y (M11, M14, M15, M22 y M23) respectivamente.

Con las velocidades de corte interpretadas y de acuerdo a las secuencias S1, S2, S3 con los subgrupos de esta última, se formó la Tabla 1, que muestra el número P3-1964: el primer dígito corresponde al punto de medición en el mapa de la Figura 1 y el valor de la velocidad de corte ponderada en m/s. Las magnitudes de las velocidades de corte, así como su descripción indicando el tipo de materiales geológicos. En este caso las secuencias son prácticamente densas (granulares) a duras (rocas), solamente en los puntos P21, P25, M23 se tienen suelos de baja velocidad. Los suelos que comprendidos en las Categorías E y F, aunque se han observado en las secuencias del Valle de Querétaro, sus velocidades determinadas son más altas de las que aparecen en la clasificación del IBC-2009.

Tabla 1. Clasificación por Categorías de Velocidades de Corte de acuerdo a IBC-2009 para las secuencias del valle de Querétaro. Se presentan las Secuencias S1, S2 y S3 y para esta última, los tres subgrupos. S3a, S3b y S3c.

Velocidad de Corte m/s	IBC-2009, Categorías de Velocidades	Secuencias Estratigráficas y sus velocidades de corte por punto				
		S1	S2	S3a	S3b	S3c
> 1524	A, Roca dura	P18-1644,	P3-1525, P4-1525,	P34-1964,		
762 < Vs < 1524	B, Roca	P1-1065, P24-1101, P37-1125, P39-822	P5-841, P36-789			P22-801,
366 < Vs < 762	C, suelo muy denso o roca suave	P40-702	P2-493,	P35-556, P38-570	P6-365, P7-516, P10-396, P15-465, P16-611, P19-447	P11-407, P12-582, P13-702, P20-660, P23-589, P26-493, P29-621, P30477, P32-383, P33-381, M15-510, M22-371
183 < Vs < 366	D, suelo rígido		P9-295		P8-357, P17-318,	P14-312, P21-256, P25-207, P27-351, P28-321, P31-327,

Mapa del periodo fundamental natural de vibración de la Ciudad de Querétaro

La evaluación del período de vibración “ $T_0=1/\omega$ ” de un medio estratificado de un modelo lineal equivalente compuesto de materiales granulares, vulcanoclásticos, piroclásticos descansando sobre volcánicos, se realizó utilizando la expresión (8) empírica ponderada (Dobry et al., 1976).

$$\omega^2 \approx \frac{4 \sum_{i=1}^n \frac{(H-z_{mi})^2}{v_i^2} H_i}{\sum_{i=1}^n (X_i + X_{i+1})^2 H_i} \quad (8)$$

Siendo: X , X_i formas de modo fundamental en los límites inferior y superior de la capa “i” de espesor H_i en la coordenada vertical “z”. Madera (1970); Chen (1971) y Urzua, 1974; citado por Dobry, 1976) sostienen que la evaluación del período fundamental de vibración se puede realizar haciendo el uso sucesivo de soluciones para dos capas. Xia et al. (2003) determinaron que en un análisis del efecto de porcentaje de cambio en la velocidad de fase respecto a las variaciones en la velocidad de corte, espesor, densidad o velocidad de compresión son: 1.56, 0.64, 0.4 o 0.13 respectivamente.

Los perfiles de velocidades de corte en las tres secuencias (S1, S2 y S3) y los subgrupos (S3a, S3b y S3c) constituyen la herramienta principal para la construcción de un mapa de período fundamental o característico de una región. El valle de Querétaro es un ambiente geológico interesante, por lo que desde hace una década se han venido realizando diferentes trabajos de investigación en el Centro de Geociencias, algunas dependencias gubernamentales como la Comisión Estatal del Agua, y Obras Públicas Estatal y del Municipio. Se recopilaron diversos registros que fueron adecuados para su procesamiento por medio del Algoritmo Genético obteniendo el perfil de velocidades de corte. Aplicando la ecuación 8, se evaluó el período fundamental para cada punto de medición. Posteriormente fueron seleccionados de un archivo particular sismogramas de cada uno de los puntos de mediciones complementarias marcados en la Figura 1 como la letra “M”; para estos registros, el error normalizado entre las curvas de dispersión observada y calculada osciló entre $10\% < \text{NRMSE} < 12\%$; con esta variación se integraron todos los puntos y se formó la configuración de igual período fundamental de vibración que se muestra en la Figura 10.

De acuerdo a la configuración de igual período fundamental de vibración se distinguen tres “sectores” dividido de acuerdo a una paleta de colores gráfica: las tonalidades azules corresponden al período fundamental de vibración más bajo ($T_0 < 0.1s$), corresponde a zona con Roca Dura, Roca y Suelos Rígidos; la parte intermedia de $0.2s < T_0 < 0.3s$ tiene colores verde claro y, el amarillo, se asocia con Roca Suave o Suelos Rígidos, corresponde al periodo fundamental de vibración alto ($T_0 \approx 0.5s$) relacionada a zona con espesores importantes de suelos blandos.

Las velocidades de corte más altas fueron medidas en los afloramientos de la Secuencia S1, las velocidades de corte varían entre 702 y 1644m/s, le corresponden períodos fundamentales de vibración entre $0.1s < T_0 < 0.2s$. Son las calizas y lutitas, basaltos, andesitas y algunos piroclásticos.

La Secuencia S2 (zona geotécnica de Ladera) presenta velocidades de corte entre 493 y 1525m/s con período fundamental de vibración de $0.2s > T_0 < 0.25s$, se asocia a la Roca Dura y Roca Suave, son volcánicos y piroclásticos cubiertos por una delgada capa de suelos residuales.

Las planicies presentan período fundamental de vibración tiene el rango de 0.2s a 0.6s con espesores de granulares desde unos cuantos metros hasta de 90m. Para esta zona se presentan tres subgrupos que ahora se describen de acuerdo al período fundamental de vibración: El subgrupo S3a corresponde a la zona de Centro Histórico, con velocidades de corte de 556 a 1964m/s, el período fundamental varía entre $0.1s < T_0 < 0.2s$; se asocia con suelos rígidos y roca dura. hacia La Cañada, 8) se tiene un período de $T_0 \sim 0.140s$; en la Alameda 10) se evaluó en $T_0 \sim 0.148s$ y en la zona de Los Arcos 11) muestra un período de $T_0 \approx 0.210s$; el rango de período en esta zona por su poco espesor de materiales granulares descansando sobre volcánicos es de $0.140s < T_0 < 0.210s$.

El subgrupo S3b corresponde a la zona de valles angostos y alargados, donde las velocidades de corte van de 318 a 611m/s, asociada a suelos densos o roca suave (piroclásticos) y suelo rígido (arcilla y limos); existentes al norponiente (Las Adjuntas a Tlacote) y nororiente (Juriquilla y C. El Tambor); presenta espesores de materiales granulares intermedios (suelos rígidos) con espesores que van de desde 6 hasta 30m, los períodos fundamentales resultaron de: 12) La Colmena, $T_0 \sim 0.35s$, 13) Rancho El Rincón $T_0 \sim 0.328s$, 14) Carretera a Tlacote $T_0 \sim 0.287s$ y en la zona de Jurica y Juriquilla con $0.15s < T_0 < 0.25s$. El rango de variación de período fundamental de vibración en estas zonas es $0.132s < T_0 < 0.328s$.

El subgrupo S3c engloba la planicie principal del valle de Querétaro, las velocidades de corte varían desde 207 a 621m/s y el período fundamental de vibración se encuentra entre 0.25s y 0.5s, corresponden a espesores importantes de suelos rígidos y dependiendo de la ubicación geográfica a rocas suaves cubiertas por espesores de suelos rígidos. Corresponde a medios granulares y vulcano-sedimentarios, piroclásticos que descansan sobre los volcánicos, con espesores hasta de 90m, ver las Figuras 3a y 3b, los períodos fundamentales de vibración corresponden a: Las Trojes al SSE con $T_0 \sim 0.1s$; La Joya con $T_0 \sim 0.2s$; Rancho Vanegas con $T_0 \sim 0.3s$; Nueva Italia con $T_0 \sim 0.4s$ y Sur de C. El Tambor con $T_0 \sim 0.6s$; por lo que en el valle se tiene el rango de $0.1s < T_0 < 0.6s$.

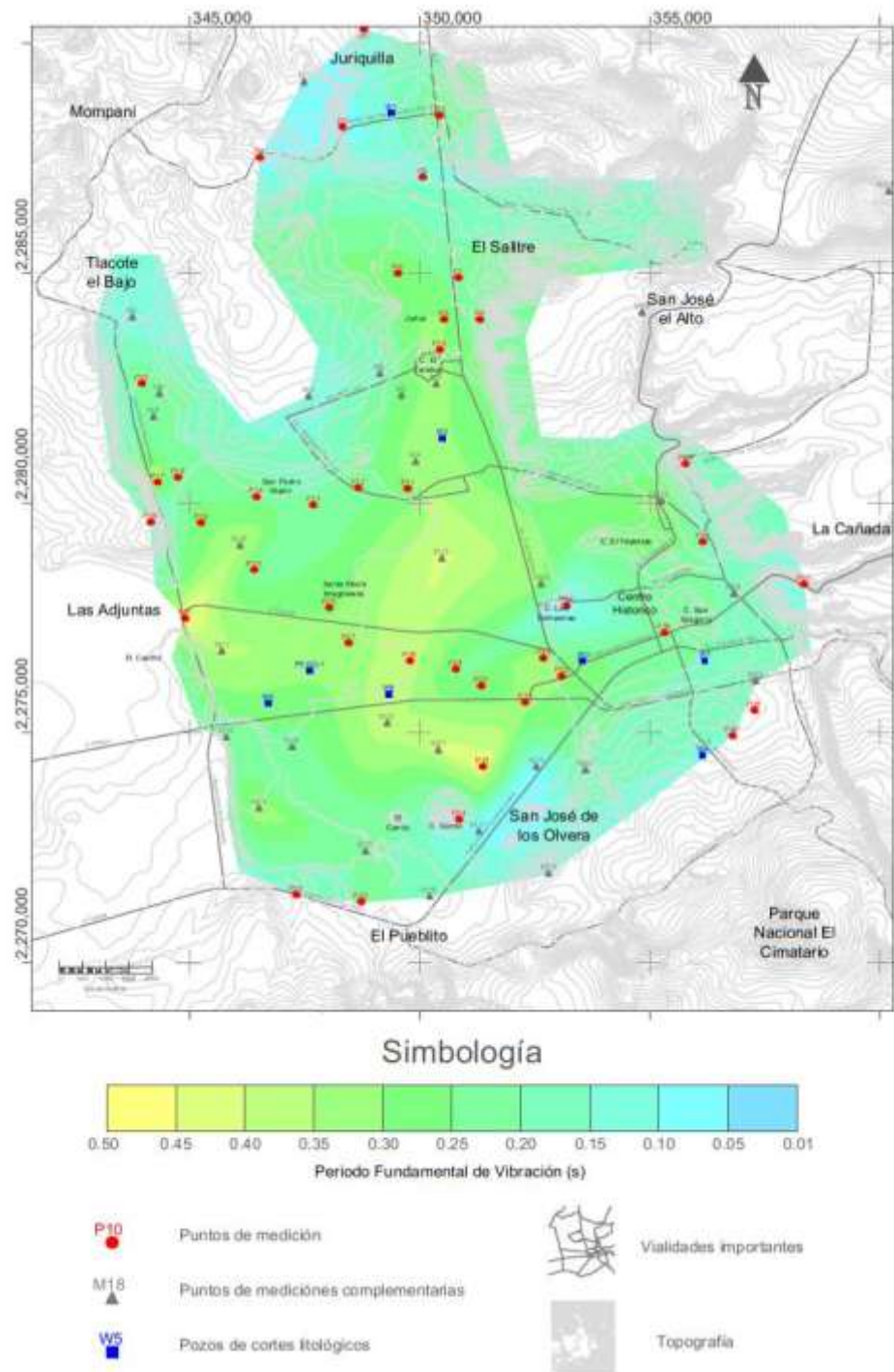


Figura 9. Mapa de Período Fundamental de Vibración para la zona conurbada de Querétaro, formado a partir de configurar iguales valores de vibración, las unidades son segundos “s”.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo de investigación permitió la conjunción de dos etapas de mediciones a lo largo de varios años. La etapa reciente, consistió en hacer las mediciones de las ondas superficiales en cuarenta puntos marcados en la Figura 1 como P1 a P40 con equipo diseñado específicamente para ello, el error normalizado aceptado fue menor a $\text{NRMSE} < 3\%$; los puntos de medición corresponden a los afloramientos en la parte alta, laderas y la planicie; se denominaron como las Secuencias S1, S2 y S3 respectivamente. La secuencia S3 de acuerdo a los espesores de los materiales granulares, fue dividida en los subgrupos S3a correspondiente al Centro Histórico; S3b con toma de datos en los valles angostos y alargados con espesores de materiales granulares menores a 30m y S3c con las mediciones de velocidades en la planicie principal que tiene espesores hasta de 90 m de granulares, vulcanoclásticos y piroclásticos. Para la caracterización total del valle de Querétaro se utilizaron mediciones complementarias realizadas anteriormente y marcadas en la Figura 1 con M1 a M29, el error normalizado aceptado está en el rango de $10\% < \text{NRMSE} < 12\%$; son registros de mediciones de refracción sísmica a lo largo de varios años con geófonos de 8Hz y 12Hz, cuyo resultado fue el mapa de isoperíodos presentado por Alvarez Manilla et al., 2008.

El mapa de período fundamental de vibración se realizó mediante una configuración con interpolación lineal de un total de sesenta y nueve puntos; se añadieron puntos de control previos al cálculo de la configuración para evitar la interpolación entre puntos muy distantes y que pudieran relacionar zonas geotécnicas diferentes. El programa de interpolación fue el CivilCAD.

Alvarez Manilla et al., (2000a; 2000b; 2008) presentaron un mapa de isoperíodos formado a partir de la interpretación de los perfiles de velocidades de corte obtenidos mediante los sondeos de refracción sísmica y el uso de geófonos tanto de componente vertical como e horizontal de 8Hz y 12Hz; así como la microzonificación sísmica del valle y zona conurbada de Querétaro. Más tarde, Arroyo y colaboradores en el 2012 presentaron el mapa de isoperíodos para la misma zona; fue realizado a partir de los registros de “ruido ambiental (blanco)” utilizando la técnica de (Nakamura 1989) y un algoritmo desarrollado por (Ordaz et al., 1995); muestran los espectros de sitio utilizando como excitación de la columna unidimensional con una velocidad de corte promedio no ponderada, los sismos de Michoacán de 1985; Tehuacán, Puebla, de 1999; y el de Sanfandila, Qro., 1998, (Zúñiga et al., 2003; Zúñiga et al., 2009); describen que, si el medio es excitado con sismos de gran magnitud, como los de Michoacán o Tehuacán, la selección del período fundamental de vibración no puede ser de gran precisión; mientras que para movimientos como los generados en los Enjambres de Sanfandila, el período fundamental de vibración puede reconocerse de manera clara. Al comparar las configuraciones, de los mapas antes mencionados con el de la Figura 10 resultan relativamente similares en cuanto a configuración, difiriendo en cuanto a la magnitud principalmente al centro-Norte del valle de Querétaro. La configuración de períodos mostrada en la Figura 10 es, para este caso, más apegada a las características de la secuencia real al estar basada en los espesores y sus velocidades de corte, expresando de mejor forma, el modo de vibrar debido a que contemplan el fenómeno de inversión, por tanto la contribución al período fundamental de vibración en cada una de las capas que componen la secuencia.

El período fundamental de vibración es un parámetro clave para conocer la respuesta dinámica de sitio. Su valoración tradicionalmente ha sido mediante las técnicas de sísmica de pozo o bien con las mediciones de ruido ambiental. Desde hace una década el análisis espectral de ondas superficiales ha permitido de manera confiable, conocer el perfil de velocidades de corte y sus espesores; distribución de la rigidez a profundidad y su interrelación horizontal.

La técnica de ondas superficiales permite descubrir si en la secuencia estratigráfica se encuentran estratos blandos confinados por capas rígidas cuyo comportamiento esfuerzo-deformación puede ser perjudicial en la ingeniería geotécnica. Los perfiles de velocidades de corte realizados en los afloramientos de roca y vulcano-sedimentarios con la técnica de ondas superficiales, permite reconocer el gradiente de la densidad y la rigidez con la profundidad en un mismo tipo de material geológico. En este trabajo de investigación contribuye al conocimiento de la respuesta dinámica en el valle de Querétaro, con el mapa generado se muestra la distribución espacial del período fundamental de vibración, el cual, de manera muy detallada permite reconocer la presencia de subcuencas, paleocauces y otras eventualidades geológicas.

Para realizar una zonificación de isoperíodos se puede utilizar las tres secuencias de ondas de corte y sus períodos fundamentales de vibración. La zona geotécnica Alta o Rocosa, donde se tienen los afloramientos de los volcánicos los períodos varían entre $0.086s < T_0 < 0.114s$. La zona geotécnica de Valle o Exlago fue dividida en tres clases: el sector oriente con el rango de $0.140s < T_0 < 0.210s$; el sector de valles angostos y alargados con $0.132s < T_0 < 0.328s$ y el valle principal $0.328s < T_0 < 0.56s$.

Con la configuración del Mapa de Períodos Fundamentales de Vibración del valle de Querétaro la zona conurbada fue posible distinguir tres subzonas en la planicie: Valles Angostos y Alargados, la meseta basculada con movimiento retrogrado, del geográficamente denominado Centro Histórico y el valle principal, con los espesores de materiales granulares gruesos del orden de 90 m.

El Mapa de Isoperíodos obtenido muestra que el subsuelo del Valle de Querétaro es del tipo firme, con períodos fundamentales de vibración entre 0.05s y 0.56s para la secuencia vulcano-sedimentaria, y valores de 0.05s a 0.15s para las rocas volcánicas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de las investigaciones para la evaluación geomecánica de secuencias vulcano sedimentarias a partir de la propagación de ondas realizada por el primer autor, quien agradece el apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), mediante el Registro 204845. D. Carreón Freyre agradece también el apoyo del Proyecto PAPIIT No. 114174 UNAM DGAPA para la caracterización de materiales.

REFERENCIAS

Aguirre-Díaz, G J, F R Zúñiga-Dávila Madrid, F J Pacheco-Alvarado, M Guzmán-Speziale y J Nieto-Obregón (2004), “El Graben de Querétaro, México, observaciones de cizallamiento activo”, *GEOS*, Vol. 20, No. 1, pp. 2-7.

Alaníz-Álvarez, S A, A F Nieto-Samaniego, M A Reyes-Zaragoza, M T Orozco-Esquivel, A C Ojeda-García y F L Vassallo (2001), “Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México”, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 18, No. 2, pp. 129-148.

Alvarez Manilla Aceves, A, J L Covarrubias, F Fernández, F González, A Ortiz, R Meléndez y R Zúñiga Dávila (2000a), “Mapa de riesgos geotécnico y geológico de la Zona Metropolitana y Valle de Querétaro”, Ed. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, XX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, Vol. 2, Oaxaca, México.

Alvarez Manilla Aceves, A, F Fernández, J García y R M Poot (2000b), “Integración de las condiciones geológica y geohidrológica para formar las Zonificaciones Geotécnica y Sísmica, Caso Querétaro”, Ed. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, XX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, Vol. 2, Oaxaca, Oax.

Alvarez Manilla Aceves, A, C Mendoza y D Carreón Freyre (2008), “Mapa de Isoperíodos del Valle de Querétaro”, Ed. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, XXIV Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, Tomo 1, Aguascalientes, Ags.

Anbazhagan P, M N Sheikh and A Parihar (2013). “Influence of rock depth on seismic site classification for shallow bedrock regions”, *Natural Hazards Review*, Vol. 14, No. 2, pp. 108-121.

Arroyo Contreras, M, J A Arzate Flores y J Pacheco Martínez (2012), “Micro-zonificación sísmica en El Valle de Querétaro y su Geoentorno”, Eds. Cortés, S A, F J Arzate y G A Lozano, (2013) *Fundación Universitaria de Derecho Administración Política, SC*.

Ballard, F I (1964), “Determination of soil shear moduli depth by in situ vibratory techniques, Waterways Experiment Station”, *Miscellaneous Paper*, December, No. 4-69.

Bazzurro, P y C Allin Cornell (2004), “Ground-Motion Amplification in Nonlinear Soil Site with Uncertain Properties”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 6, pp. 2090–2109.

Bouckovalas, G D y G P Kouretzis (2001), “Stiff soil amplification effects in the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 21, pp. 671-687.

Cañas, J A y A Ledesma (1984), “Método de inversión generalizada: aplicación en sismología y posibilidad en ingeniería civil”, *Universidad Politécnica de Cataluña* (España), ISSN 0213-1315.

Carreón Freyre, D, M Cerca, L Luna González y F J Gámez González (2005), “Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo del agua subterránea del Valle de Querétaro”, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 22, No. 1, pp. 1-18.

Chen, A T F (1971), “Natural Periods of Two-layer Systems”, *Report No. USGS-GD-71-030*, US Geological Survey, Menlo Park, California.

Cosentini, R M y S Foti (2014), “Evaluation of porosity and degree of saturation from seismic and electrical data”, *GEOTECHNIQUE*, Vol. 64, No. 4, pp. 278-286, ISSN 0016-8505

Dobry, R, I Oweis y A Urzua (1976), “Simplified procedure for estimating the fundamental period of a soil profile”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 66, No. 4, pp. 1293-1321.

Ewing, W M, W S Jardetzky y F Press (1957), *Elastic Waves in Layered Media*, McGraw-Hill Book Company, Inc.

Foti, S (2000), “Multi station methods for geotechnical characterization using Surface waves”, *Disertación Doctoral publicada: <http://porto.polito.it/2497212/>, Politecnico di Torino*.

International Building Code (IBC) (2009), *International Building Code*, International Code Council, Inc. *Uniform Building Code*, Whittier, S A., pp. 367-368.

Jones, R B (1962), “Surface wave techniques for measurements the elastic properties and thickness of roads: theoretical development”, *British Journal of Applied Physics*, Vol. 13, pp. 21-29.

Kham, M, J-F Semblat, N Bouden-Romdhane (2013), “Amplification of seismic ground motion in the Tunois basin: Numerical BEM simulation vs experimental evidences”, *Engineering Geology*, Vol. 154, pp. 80-86, <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.12.016>.

Lermo, J y F J Chávez-García (1993b), “Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Station”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, No. 5, pp. 1574-1594.

Lermo, J y F J Chávez-García (1994c), “Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84:5, 1350-1364.

- Li, X (1992), "Electrical Resistivity Tomography: Methods and Techniques", *Thesis, Jilin University. Changchun, P. R. China.*
- Madera, G A (1970), "Fundamental Period and Amplification of Peak Acceleration in Layered Systems", *Research Report R70-37, Soils Publication No. 260*, Ed. Dept. of Civil Engineering, MIT, Inter-American Program.
- Martínez González, J A (2015), "Validación del factor de amplificación de los cocientes espectrales a partir de microtemores para fines de mapas sísmicos de intensidad", *Tesis de Maestría en Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México*, pp. 7-51.
- Miller, R D, J Xia, C B Park, y J Ivanov (1999), "Multichannel Analyses of Surface waves to map bedrock", *The Leading Edge*, Vol. 18, No. 12, pp. 1392-1396.
- Nakamura, Y (1989), "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtemors on the ground surface". *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, Vol. 30, No.1, pp. 25-33.
- Pacific Earthquake Engineering Research Center (2012). *Guidelines for Estimation of shear wave velocity profiles*, Eds. Wair, B R, J T DeJong y T Shantz, PEER 2012/08 Headquarters at the University of California.
- Park, C, R Miller, y J Xia (1999), "Multichannel Analysis of Surface waves", *Geophysics*, Vol. 64, No. 3, pp. 800-808.
- Pascuare, G, L Ferrari, V Perazzoli, M Tiberi y F Turchetti (1987), "Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt", *Geofísica Internacional*, Vol. 26, No. 2, pp. 177-193.
- Pichugin, V (2008), "Approximation of Rayleigh wave speed", *Preprinted submitted to Elsevier Science.*
- Rahman, M y J R Barber, (1995), "Exact Expressions for the Roots of the Secular Equation for Rayleigh Waves", *Transactions of the ASME* 250, Vol. 62.
- Rodríguez-Marek, A, J D Bray y N A Abrahamson (2001). "An empirical geotechnical seismic site response procedure". *Earthquake Spectra*, Vol. 17, No. 1.
- Sherif, R E y L P Geldart (1982), *Exploration Seismology*, University Press. Cambridge.
- Stokoe II, K H, S G Wright, J A Bay y J M Roesset (1994), "Characterization of Geotechnical Sites by SASW Method: Geophysical Characterization of Sites", *ISSMFE Technical Committee # 10, XIII ICSMFE, International Science Publishers, New York*, Eds. Woods, R, pp. 15-25.
- Strobbia, C (2006), "Surface Wave Methods. Acquisition, processing and inversion". *Dottorato di Ricerca in Geoingenieria Ambientale. Politecnico de Torino.*
- Urzua, A (1974), "Determinación del Periodo Fundamental de Vibración del Suelo", *Tesis de Maestría en Mecánica de Suelos*, Universidad de Chile.
- Viktorov, I A (1967), *Rayleigh and Lamb waves: physical theory and applications*, Plenum Press, New York, pp. 154.
- Xia, J., R D Miller, C Park, G Tian (2003), "Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes", *J. of Applied Geophysics*, Vol. 52: 45-57. PII: S0926-9851(02)00239-2
- Wilding, A (2008), "Development of a FIS-based seismic hazard screening tool". Master Theses. Scholar's Mine, Missouri S &T. p. 172.
- Yamanaka y H Ishida (1996). "Application of Genetic Algorithms to an Inversion of Surface-Wave Dispersion Data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No. 2, pp. 436-444.
- Zhao, D (1992), "Rayleigh Wave Method and Data Processing System", *Thesis, Jilin University. Changchun, P. R. China.*

Zuñiga F R, J F Pacheco, M Guzmán Speziale, G Aguirre Díaz, V H Espíndola y E Nava (2003), “The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, México: Activation of a Non Documented fault in the Northern edge of Central Transmexican Volcanic Belt”, *Tectonophysics*, No. 361, pp. 229-238.

Zúñiga-Dávila, F R, J M Gómez-González y M Guzmán Speziale (2009), *La Sismicidad de Querétaro*, Eds. Cortés Silva, A, J A Arzate Flores y A A Lozano Guzmán, *El Valle de Querétaro y su geotorno*, Tomo 1.