

CONTRIBUCIÓN DE LAS FRECUENCIAS CARACTERÍSTICAS AL PERIODO DE VIBRACIÓN DOMINANTE EN LA CIUDAD DE QUERÉTARO, MÉXICO

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

RESUMEN

En este trabajo se presenta la metodología desarrollada para evaluar la contribución de la frecuencia característica de cada estrato al período fundamental de vibración a partir de la inversión de las curvas de dispersión aparente obtenidas del levantamiento en campo de ondas superficiales con fuente activa, sin importar la velocidad de cada capa. El cálculo del período fundamental se realizó con el procedimiento simplificado de un medio estratificado lineal desarrollado por Dobry *et al.* (1976). Como referencia para la clasificación por clases o categorías de velocidades se utilizó el elaborado por el International Building Code (IBC, 2009) y modificado para los materiales del subsuelo de la Ciudad de Querétaro. Las unidades geológicas principales se agruparon en tres secuencias estratigráficas: la Rocosa que abarca las mesetas y elevaciones topográficas que rodean el valle, la de Ladera que es la zona de pendiente variable constituida por depósitos volcánicos y sedimentarios (aluviales), y la secuencia de Planicie que comprende depósitos estratificados del tipo lacustre, fluvial y volcánico. A partir del análisis de los perfiles de velocidades de ondas de corte se observó que existen estratos con velocidades bajas confinados por otros de alta velocidad; lo que indica la presencia de estratos de baja rigidez a profundidades variables. En la zona rocosa el período fundamental de vibración es corto (menor que 0.1 s), mientras que en los depósitos de la planicie es más largos (mayor que 0.3 s). En la zona de ladera el período es relativamente largo (variable entre 0.1 s a 0.3 s) posiblemente debido a un efecto topográfico. Los resultados obtenidos muestran que la metodología propuesta para evaluar el período dominante a partir de la integración de las frecuencias características obtenidas con ondas superficiales permite estimar los espesores y velocidades de corte de cada estrato, el período fundamental de vibración de cada secuencia estratigráfica y finalmente, sus espectros de sitio.

Palabras clave: secuencia estratigráfica; espectros de dispersión; ondas de Rayleigh; período dominante; frecuencia característica; densidad; rigidez

Artículo recibido el 3 de abril de 2017 y aprobado para su publicación el 28 de diciembre de 2017. Se aceptarán comentarios y/o discusiones hasta cinco meses después de su publicación.

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

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

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

CONTRIBUTION OF CHARACTERISTIC FREQUENCIES TO THE DOMINANT VIBRATION PERIOD IN QUERÉTARO CITY, MEXICO

ABSTRACT

This study presents a methodology developed to evaluate the contribution of the characteristic frequency of each layer to the fundamental period of vibration from the inversion of apparent dispersion curves obtained from a surface-wave survey using an active source, independent of the velocity of each layer. The calculation of the fundamental period was achieved using the simplified procedure developed by Dobry *et al.* (1976) for a linear soil profile. For the classification of shear-wave velocities, a modification of the International Building Code (IBC, 2009) was used for the subsoil material in the city of Querétaro. The main geological units were grouped into three stratigraphic sequences: the plateau volcanic rocks that constitutes the high topographic elevations that surround the valley, the slope deposits composed of volcanic and sedimentary deposits (alluvial), and the plain sequence comprised of stratified deposits of lacustrine, fluvial and volcanic materials. From the analysis of the shear-wave velocity profiles, we observed layers with low shear velocities confined within high shear-velocity strata, indicating the presence of low stiffness layers at different depths. For the rock sequences, the fundamental period of vibration is short (less than 0.1 s), while this period is longer (greater than 0.3 s) in the plain deposits. In the slope area, the period is relatively long (variable from 0.1 s to 0.3 s) possibly due to a topographic effect. The results obtained in this study show that the methodology proposed to evaluate the dominant period from the integration of the characteristic frequencies obtained with surface waves, allows us to estimate the thicknesses and shear velocities of each layer, the fundamental period of each stratigraphic sequence and finally, their site spectra.

Keywords: stratigraphic sequence, dispersion spectra, Rayleigh waves, dominant period, characteristic frequency, density, stiffness

INTRODUCCIÓN

Las ondas superficiales han sido ampliamente utilizadas por los sismólogos para la caracterización de la corteza terrestre, a macro escala comprende el estudio del manto superior y estructura del interior de la Tierra (Strobbia, 2006). De manera contrastante, las ondas de Rayleigh en micro escala han servido 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). En lo que corresponde a la ingeniería geotécnica, Foti (2000) fue pionero en la utilización de las ondas de cuerpo y superficiales para evaluar la porosidad; mientras que Hardin y Drnevich (1972) y Kokusho *et al.*, (1982) las usaron para evaluar el módulo de corte máximo " G_{max} ".

La Ciudad de Querétaro está ubicada en el sector norte de la Faja Volcánica Transmexicana, unidad geológica regional con actividad volcánica y sísmica reciente; se tienen dos eventos sísmicos reportados, el ocurrido a 90 km al Suroriente en noviembre 12 de 1912 en Acambay asociado a la falla Acambay-Tixmadejé (Norini *et al.*, 2010) y el reportado por Zúñiga *et al.*, (2003), (2009) como "enjambre de Sanfandila" a 20 km en la misma dirección. En la última década Gómez-González *et al.* (2007) y León Loya (2014) han registrado la sismicidad que se desarrolla en la Sierra Gorda de Querétaro. Con esta condición de movimientos telúricos en la región se hace necesario un mapa de período fundamental de vibración para la Ciudad de Querétaro que podría ser considerado para una mejora del reglamento de construcción.

El objetivo principal de este trabajo es presentar la metodología desarrollada para definir las velocidades de corte en una secuencia estratificada de la Ciudad de Querétaro, obtenidas a partir de la inversión de las curvas de dispersión en el análisis espectral de ondas superficiales. Los resultados se integraron para determinar el periodo fundamental de vibración de la secuencia considerando la aportación de cada estrato. El mapa de isoperíodos obtenido representa la respuesta ponderada de la secuencia y no solo la velocidad de corte promedio de una sola capa.

A partir de los años 70 fueron desarrollados códigos de edificación contemplando los aspectos dinámicos del subsuelo; entre los parámetros clave se encuentran el período fundamental de vibración del medio, superestructura (Dobry *et al.*, 1976) y del contenido de frecuencias del movimiento del terreno (Bazzurro y Cornell, 2004). 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 (IBC, 2009) se formuló la metodología estándar para el cálculo del período fundamental de vibración considerando el perfil de las velocidades de corte ponderadas para una profundidad de 30 m; que se refiere a la presencia de roca con una velocidad de corte de 720 m/s y un módulo de rigidez de 500 MPa (Sadouki *et al.*, 2012). La siguiente expresión permite el cálculo de la onda $V_{S_{30m}}$ (30 m de profundidad) ponderada:

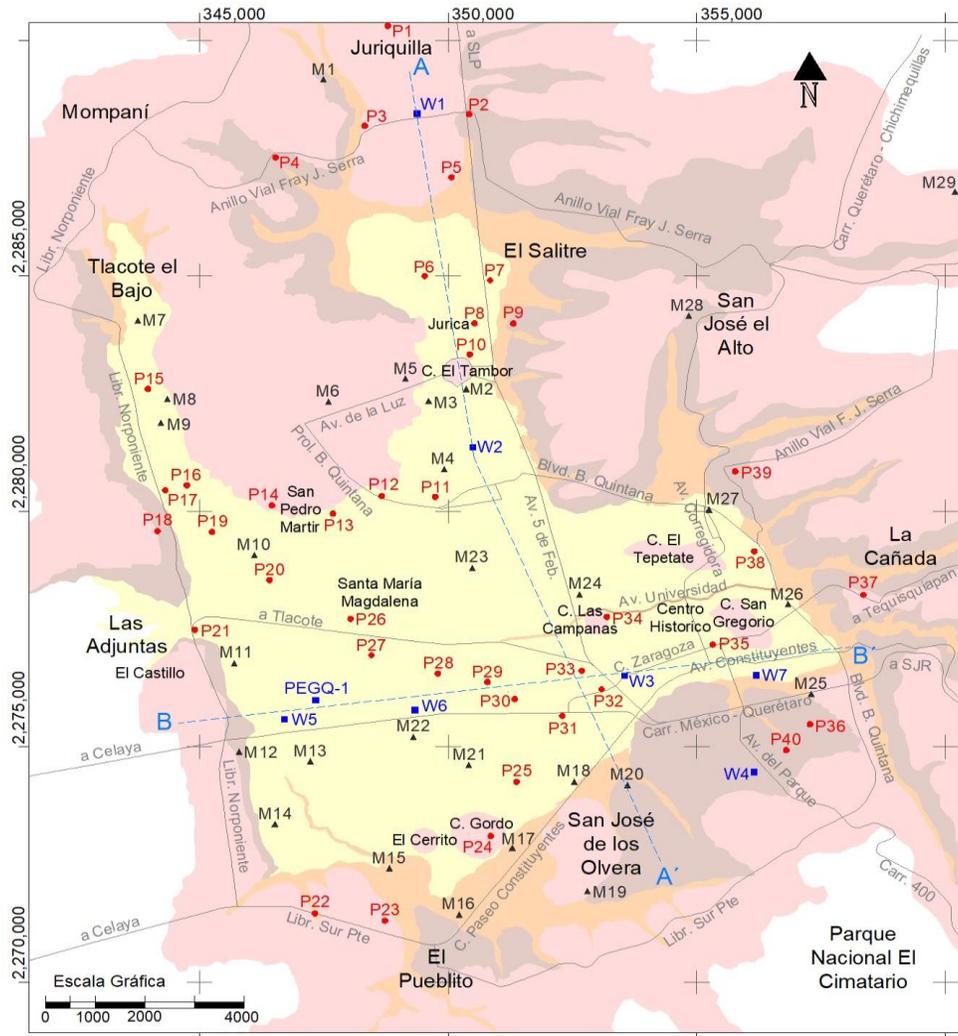
$$V_S = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{S_i}}} \quad (1)$$

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

Para esta investigación, la estimación del período fundamental de vibración se realizó considerando la clasificación por categorías de las velocidades de corte del IBC (2009) referente al “ $V_{S_{30m}}$ ” y la propuesta de Dobry *et al.*, (1976) para un medio estratificado a partir de un modelo lineal equivalente.

En la figura 1 se muestra el área de estudio, denominada para este trabajo como Ciudad de Querétaro, la cual comprende parte de cuatro municipios: Querétaro, El Marqués, Corregidora y Huimilpan. Los lugares de referencia de norte a sur son: Tlacote El Bajo, Las Adjuntas y Balvanera en el sector Poniente; San Pedro Mártir, Santa María Magdalena, El Cerrito, Cerro Gordo y El Pueblito en el sector central; Juriquilla, El Salitre, cerro El Tambor, cerro de Las Campanas, San José de Los Olveras al centro-oriente; San José El Alto, La Cañada, Centro Histórico, cerros de San Gregorio, El Tepetate, La Cañada y El volcán de El Cimatarío al Oriente. Las avenidas de interés corresponden con la carretera a Celaya libre y cuota, 5 de Febrero, acceso a Tlacote, boulevard Bernardo Quintana, de La Luz y anillo vial Fray J. Serra.

En la misma figura se muestra la distribución de cuatro zonas geotécnicas diferenciadas por Alvarez Manilla *et al.* (2000a, 2000b): la Zona Alta o Rocosa de elevaciones y mesetas que rodean el valle; la Zona de Ladera, con pendientes que varían entre 30° y 60°; la Zona de Acarreos con subálveos de ríos y depósitos fluviales y, la Zona del Valle o de planicie lacustre con sedimentos arcillo-limosos. A esta última zona geotécnica corresponden las arcillas expansivas y limos colapsables cuyo comportamiento ha sido ampliamente reportado en la literatura geotécnica (Alvarez Manilla, 2002; López Lara, 2002); sin embargo, debido a que su espesor es en general menor de 5 m estas secuencias someras no son consideradas dentro del análisis espectral que es el objeto de este estudio.



Simbología

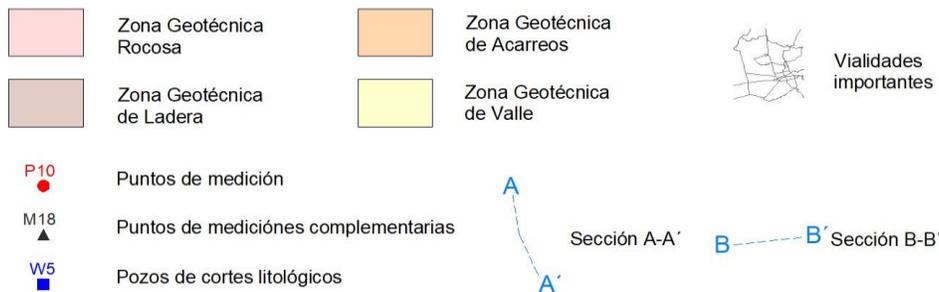


Figura 1. Zonificación Geotécnica de la Ciudad de Querétaro (modificada de Alvarez Manilla *et al.*, 2000a). Se muestra la ubicación de las secciones A-A' y B-B', de los sitios de medición de ondas superficiales (puntos rojos) que se presentan en este trabajo, de los sitios de medición complementarios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

MORFOLOGÍA Y ESTRATIGRAFIA DE LA ZONA ESTUDIO

Para los fines de este trabajo se consideran tres secuencias estratigráficas típicas de acuerdo a su localización y relieve asociado: (S1) Rocosa, (S2) Ladera, y (S3) Planicie. En la secuencia S3 se agruparon dos de las zonas geotécnicas reportadas por Álvarez Manilla *et al.* (2000a), los depósitos fluviales (acarreos) y los lacustres (de valle). La zona Rocosa (S1) corresponde a las elevaciones mayores a 1900 msnm conformadas por rocas volcánicas, principalmente andesitas y basaltos, cubiertas por suelos residuales de espesores menores a un metro. La zona de Ladera (S2) presenta pendientes entre 30° y 60° y está conformada por distintos tipos de rocas volcánicas, como basaltos, andesitas, piroclastos (tobas) con distintos grados de consolidación y vulcanosedimentos (material piroclástico retrabajado) en ocasiones cubierta por una capa de suelo residual. La zona S3 corresponde a depósitos estratificados del tipo lacustre y fluvial, compuestos por arcillas, limos, arenas, gravas y conglomerados

La secuencia lito-estratigráfica en la Ciudad de Querétaro puede ser representada por el registro del pozo "PEGQ-1" (de coordenadas UTM 347333.74E y 2275989.84N y elevación del brocal de 1797 msnm) mostrado en la figura 2 que muestra depósitos arcillo-limosos del tipo lacustre, limos arenosos fluviales, piroclásticos no consolidados compuestos por arena, fragmentos de pómez y volcánicos en la base de la secuencia. Se determinó que los materiales vulcanosedimentarios son en su mayoría arcillas y arenas interestratificadas con limos de baja y alta rigidez. El contenido de agua varía entre 8% y 30% y la densidad de sólidos varía entre 2.26 g/cm³ y 2.41 g/cm³. Se realizaron pruebas de resistencia al corte en cámara triaxial con presiones de confinamiento entre 0.5 kg/m² y 1.5 kg/m² obteniendo valores de cohesión entre 0.4 kg/cm² y 5.3 kg/cm² y ángulos de fricción interna entre 17° y 30° (Carreón-Freyre *et al.*, 2016). La secuencia somera en la Ciudad de Querétaro se encuentra en condiciones parcialmente saturadas por lo que el fenómeno de la succión puede incrementar la rigidez de los materiales en la zona vadosa, por encima del nivel piezométrico que en esta ciudad está actualmente a más de 100 m de profundidad (Carreón *et al.*, 2005).

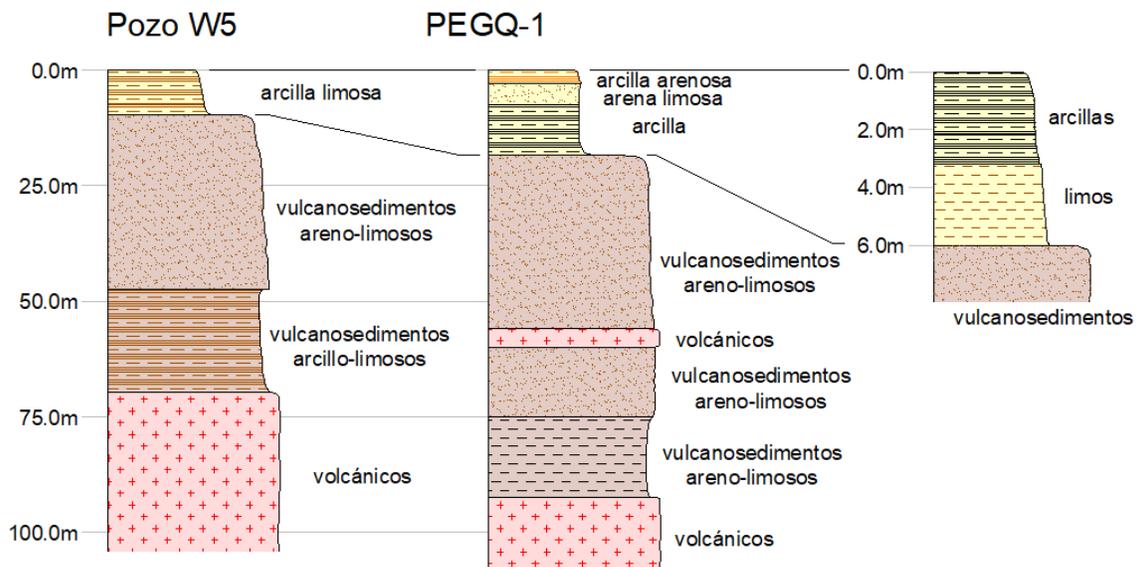


Figura 2. Registros litológicos hasta 110 m de profundidad, realizado a partir del análisis de muestras de corte obtenidas durante la perforación del pozo "PEGQ-1" y del Pozo W5 (Carreón *et al.*, 2005).

Con base en la descripción de las tres secuencias estratigráficas y los registros litológicos de los pozos PEGQ-1 y, W1 a W7 ubicados a lo largo de las secciones y reportados por Carreón *et al.* (2005) se realizaron

dos secciones geológicas, las ubicaciones se presentan en la figura 1. En la figura 3a se muestra la sección A-A' de dirección NNW a SSE que inicia en al norte de Juriquilla, pasa por los cerros de El Tambor, Las Campanas, Centro Histórico y termina hacia el 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.

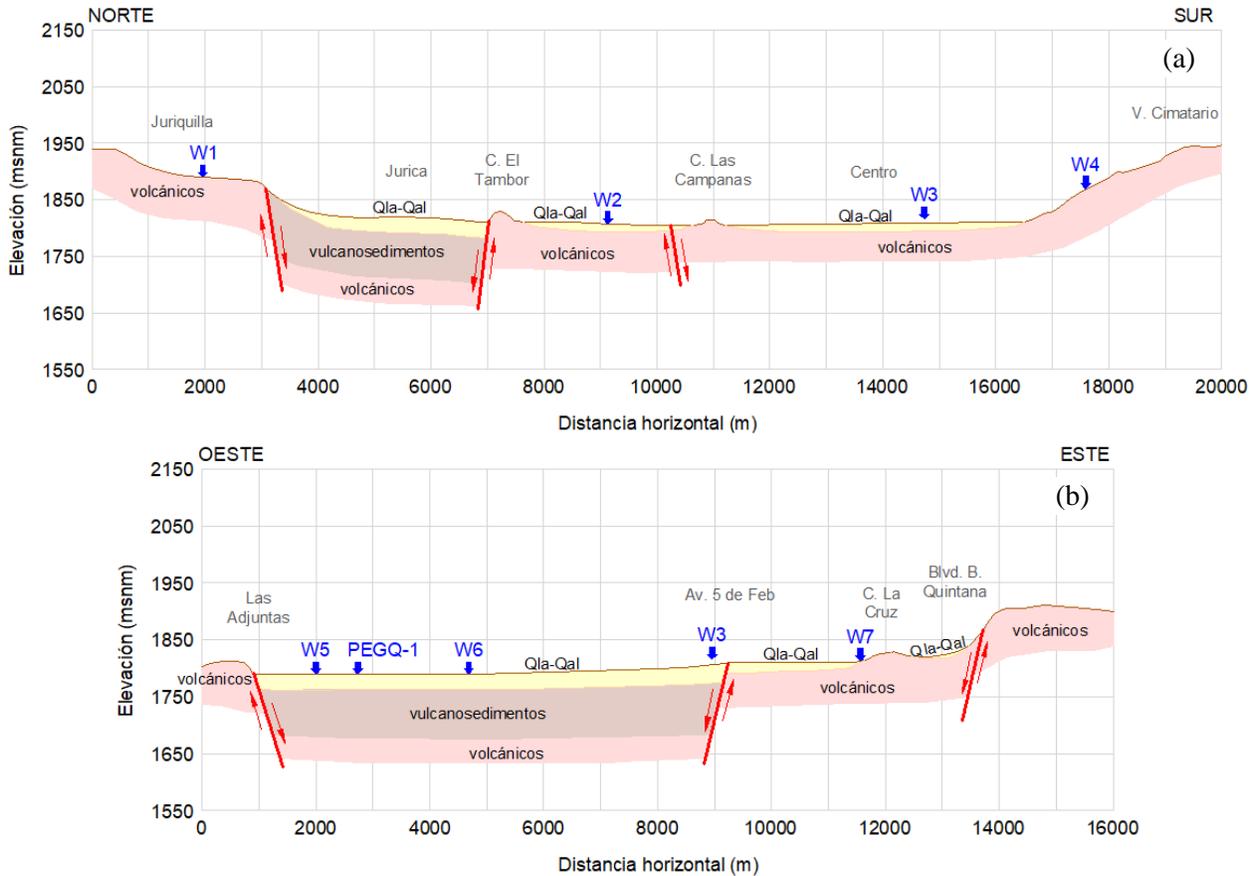


Figura 3. Secciones geológicas. (a) Sección A-A' que se extiende de NNW-SSE, desde Juriquilla hasta el Norte del volcán El Cimatario. Las secuencias consideradas fueron la de los pozos W1, W2 y W3. (b) Sección B-B' que va de Las Adjuntas en el poniente hasta La Cañada al Oriente. Se consideran las secuencias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

La formación Qla-Qal de depósitos lacustres y aluviales (figura 3) corresponde a los sedimentos finos que descansa sobre vulcanosedimentos, que sobreyacen lavas andesítico-basálticas. Las ubicaciones de las fallas normales que dieron origen a la fosa de Querétaro (Pasquare *et al.*, 1987; Aguirre-Díaz *et al.*, 2004; Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001) están indicadas con líneas donde las flechas indican la dirección del desplazamiento vertical de los bloques con fallamiento normal. En la sección de la figura 3b es notoria la depresión al poniente que corresponde a la zona de menor elevación en el valle de Querétaro. De acuerdo con la topografía de las secciones, la zona más deprimida se ubica al Suroriente.

El contenido de frecuencia de los movimientos de tierra es significativamente dependiente de las características de cada una de las capas constitutivas de la secuencia estratigráfica (Bazzurro y Cornell, 2004), desarrollan un periodo o intervalo de periodos de vibración en donde se concentra la mayor cantidad de energía de movimiento (Yee *et al.*, 2011). El fenómeno de amplificación de las ondas sísmicas en

depósitos granulares de un medio estratificado ha sido documentado por diversos autores (Sadouki *et al.*, 2012; Bazzurro y Cornell, 2004; Kham *et al.*, 2013; Bouckovalas y Kouretzis, 2001, Anbazhagan *et al.*, 2013). El daño primario asociados a movimientos súbitos puede incluir el colapso parcial o total de estructuras, deslizamientos de tierra y licuefacción. Los factores que determinan el daño son la intensidad, la duración y el contenido de frecuencias del movimiento del suelo. Estos factores están relacionados con la distancia entre el sitio y el epicentro, la magnitud del terremoto y otras características como son la velocidad de ondas de corte (V_s) y la densidad (ρ) de cada estrato (GEC No.3, 2011).

METODOLOGÍA

Una de las técnicas para determinar el período fundamental de vibración ha sido el análisis los registros de ruido ambiental, o ruido blanco mediante sismómetros o acelerógrafos de tres componentes. La señal se trata por medio del análisis de Fourier para cada una de las componentes, posteriormente se calcula el cociente H/V de los espectros de las componentes horizontales “H” entre la vertical “V” (Nakamura, 1989; Lermo y Chávez-García, 1993 y 1994; Martínez-González, 2015) asumiendo una sola capa con velocidad de corte promedio que yace sobre roca.

En la última década, la separación del ruido provocado por las ondas superficiales en los trabajos de reflexión sísmica en exploración petrolera, logró como resultado “extraer” las ondas superficiales de los datos registrados, en particular las ondas de Rayleigh “ V_R ” (Sheriff y Geldart, 1982; Park *et al.*, 1999; Miller *et al.*, 1999). La técnica de ondas superficiales está basada en el análisis de la dispersión de la velocidad ondas en relación a la frecuencia de vibración (Foti, 2000; Strobbia, 2006, Jones, 1962; Miller *et al.*, 1999), con lo cual se puede obtener el perfil de velocidades de corte con sus espesores, este par se utiliza para evaluar el período fundamental de vibración de una secuencia estratigráfica de acuerdo con los procedimientos desarrollados por Dobry *et al.*, (1976).

En fuente activa, la adquisición de datos para ondas superficiales se realiza con el mismo procedimiento de la refracción sísmica (Sheriff y Geldart, 1982). Se dispone una línea de geófonos de componente vertical de baja frecuencia (2 Hz, 4 Hz u 8 Hz), equidistantes (dx) y una distancia entre la fuente y el geófono mínimo de “ $2dx$ ” para poder separar las ondas de cuerpo de las superficiales. La fuente es un martillo de masa equivalente a 0.1 kN con la que se provoca una perturbación en los extremos y al interior de la línea entre cada geófono.

Cañas y Ledesma (1984) mencionan que modelos compuestos de distinto espesor y velocidades diferentes pueden generar la misma curva de dispersión de velocidades; en la técnica de ondas superficiales se reconoce el problema de la no-unicidad de la solución, similar en prospección eléctrica al definir el perfil de resistividades (Li, 1992). Para esta investigación, se ha contado con el apoyo de perfiles estratigráficos de sondeos reduciendo una de las incógnitas que es el espesor y aumentando el control de los datos.

Los sismogramas obtenidos en un medio estratificado de “ i ” capas que posee módulos de rigidez (G_i) y de Young (E_i), relación de Poisson (ν_i), densidad (ρ_i), son analizados mediante la Transformada Rápida de Fourier con la que se calcula la diferencia de fase $\phi(f)$ entre pares de receptores, donde f es la frecuencia. Con las expresiones (3) a (6) que se presenta más adelante se valúan la: velocidad de fase (C_f) siendo (dx) la distancia entre geófono; (dt) el intervalo de tiempo; (ω) la frecuencia angular, T el período, λ la longitud de onda, y V_s velocidad de la onda de corte, 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 (expresión 7):

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

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

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

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

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

Los cálculos ejecutados para cada frecuencia dan como resultado un gráfico ya sea de velocidad y frecuencia, número de onda y frecuencia o lentitud y frecuencia, denominándose a todas ellas curvas de dispersión (Stokoe *et al.*, 1994). Este proceso se repite para cada par de geófonos, generándose 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 de la curva de dispersión aparente es determinar el perfil de velocidades de corte y espesor 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 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

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

donde, V_{mi} es la velocidad de la onda superficial calculada a una frecuencia dada f_i , V_{obsi} es la velocidad de la onda superficial observada a una frecuencia dada f_i , \bar{V}_{obs} es la velocidad de la onda superficial observada.

Perfiles de velocidades de corte a partir de la inversión de las curvas de dispersión

En la figura 4 se exhiben los espectros de dispersión de un mismo tendido con perturbación en diferentes puntos. La zona de mayor energía (rojo) representa el intervalo de variación de la velocidad de corte con la frecuencia. Entre más delgada sea la zona de mayor energía, el error en el cálculo de la velocidad y espesor es menor. Con este criterio se hizo el trazado de las curvas de dispersión para su inversión. En la figura 4a se presenta el espectro de dispersión continuo a lo largo de todas las frecuencias y libre de los efectos de los modos superiores; mientras que la figura 4b muestra un espectro truncado en baja frecuencia, < 10Hz, y con alta energía en los modos superiores de Rayleigh (Foti, 2000; Strobbia, 2006, Miller *et al.*, 1999, Park *et al.*, 1999). Con este criterio y observando las categorías de velocidades de corte presentadas más adelante se muestra la clasificación de cuarenta perfiles de velocidad de corte que describen las secuencias S1, S2 y S3.

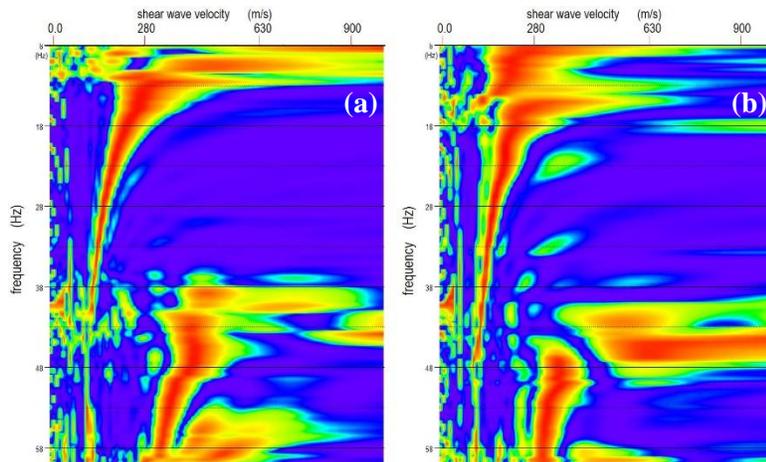


Figura 4. Espectros de dispersión para un mismo tendido con perturbaciones en diferentes puntos, extremo en (a) y parte central en (b). En (a) el espectro está bien definido y la curva de dispersión se puede trazar de manera continua a lo largo de todo el intervalo de frecuencias, mientras que en (b) se observan dos truncamientos en frecuencias menores que 10 Hz que pueden ser efectos de los modos superiores de Rayleigh.

RESULTADOS

La figura 5 muestra los perfiles de velocidades de corte en las mesetas con secuencias S1 siendo rocas formadas de basaltos y andesitas (P24, P37 y P40), y piroclastos (P18 y P39). La velocidad de corte superior a 720 m/s inicia a 5.0 m de profundidad, y corresponde a materiales geológicos rígidos.

La figura 6 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). En su parte somera la secuencia S2 se encuentra alterada y a profundidad son masivas; hay una diferencia del 50% en el valor de la velocidad de corte entre esas condiciones. Las laderas debido a los procesos de fallamiento y erosión presentan diferentes grados de alteración. En la misma figura 6 aparecen los perfiles de velocidad de corte muy cercanas para los puntos P2 y P9. En el punto P4 los vulcanosedimentos se encuentran fuertemente piroconsolidados. Por otra parte, esta zona se consideró como una “unidad singular” debido a que en ella se puede presentar el “efecto topográfico”. Aki (1988) y Finn (1991) establecen que tal efecto consiste en la amplificación de la señal, una mayor duración del terremoto y la modificación del contenido de frecuencias.

La zonificación geotécnica, figura 1, muestra que las planicies, cuyas sucesiones estratigráficas forman la secuencia S3 se compone de tres subgrupos identificables de acuerdo a la forma de su área: una rectangular pequeña al oriente cuyo profundidad a la roca es de 6.0 m promedio en el Centro Histórico (S3a); otra tres veces más grande en superficie al poniente con profundidad a la roca de 90 m promedio, S3c y dos valles alargados sur a norte en los extremos occidente y oriente con profundidad a la roca de 6 m a 80 m, S3b. La figura 7 presenta los perfiles de velocidades de corte obtenidas en la planicie lacustre y aluvial.

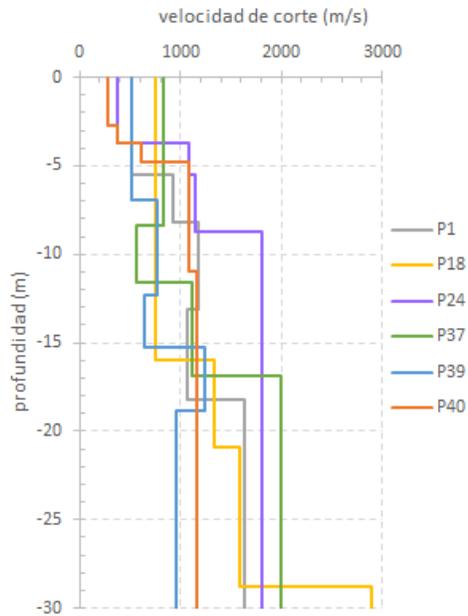


Figura 5. Perfiles de velocidades de corte para la secuencia S1 en los puntos P1, P18, P24, P37, P39 y P40.

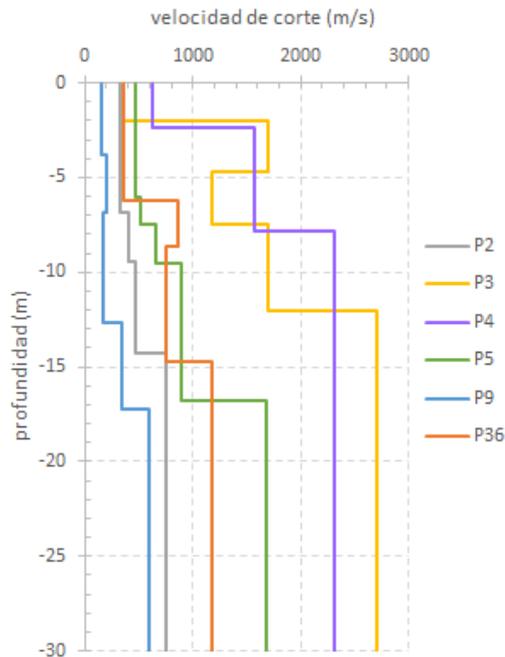


Figura 6. Perfiles de velocidades de corte para la secuencia S2. Volcánicos en los puntos (P3, P5 y P36) y para las piroclásticos en los puntos (P2, P4 y P9).

Finalmente, el subgrupo S3a comprende materiales granulares firmes los cuales descansan sobre volcánicos, los perfiles de velocidad de corte en los puntos P34, P35 y P38 indican que $V_s > 750$ m/s inicia a partir de 7 m. El subgrupo S3b son capas de materiales granulares hasta de 5.0 m de espesor los que descansan sobre piroclásticos cuyas velocidades de corte son mayores a 750 m/s a partir de 10 m de profundidad. Los suelos por arriba son no saturados y rígidos por la succión; en este subgrupo S3b se encuentran los puntos P6, P7, P8, P10, P15, P16, P17 y P19. El subgrupo S3c se atribuye a la planicie

principal con arcillas, limos ambos con 15 m de espesor descansando sobre vulcanosedimentos cuyo contacto en la base con la andesita-basáltica está a un promedio de 90 m. El subgrupo S3c comprende los puntos: P11, P12, P13, P14, P20, P21, P22, P23, P25, P26, P27, P28, P29, P39, P31, P32 y P33; los puntos de mediciones complementarias fueron M11, M14, M15, M22 y M23; para estos últimos las velocidades de corte se calcularon con un error normalizado $NRMSE \leq 10\%$.

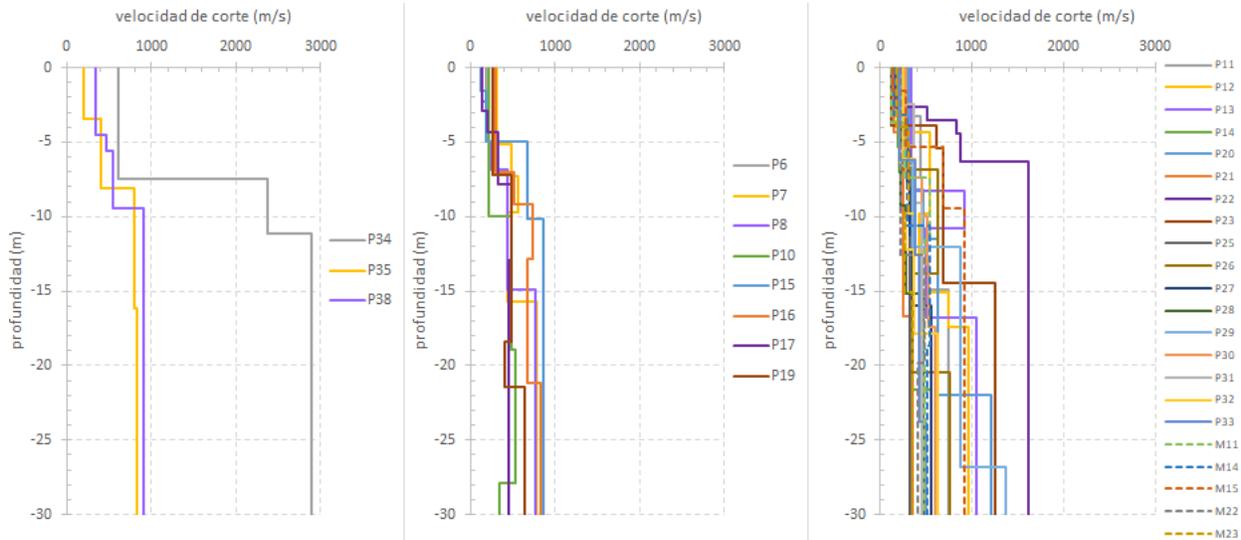


Figura 7. Perfiles de velocidades de corte para la secuencia S3 que comprende el subgrupos S3a, Centro Histórico con los puntos P34, P35 y P38), el subgrupo S3b con los puntos (P6, P7, P8, P10, P15, P16, P17 y P19), y el subgrupo S3c con los puntos de medición y de mediciones complementarias (P11, P12, P13, P14, P20, P21, P22, P23, P25, P26, P27, P28, P29, P39, P31, P32, P33) y (M11, M14, M15, M22 y M23).

Tomando en cuenta la clasificación por categorías de velocidades de corte del IBC (2009) y su adecuación a las condiciones del valle y zona conurbada de Querétaro, así como las secuencias definidas anteriormente, se formó la tabla 1. En ella aparecen números con las siguientes características: P3-1964, el primer dígito corresponde al punto de medición en el mapa de la figura 1 y la segunda cantidad es el valor de la velocidad de corte ponderada en m/s. Se muestran las velocidades de corte y el tipo de material geológico asociado. Como puede notarse, las secuencias son prácticamente densas y firmes, con velocidades de corte superiores a 750 m/s a partir de 15 m de profundidad. La combinación de velocidades de corte de 500 m/s y pesos volumétricos de 19 kN/m^3 resultan en materiales cuya rigidez es de 500 MPa. En los puntos P21, P25, y M23 se tienen suelos de baja velocidad. Los materiales comprendidos en las categorías E y F medidos en las secuencias del Valle de Querétaro tienen velocidades más altas de las que aparecen en la clasificación del IBC (2009).

La tabla 2 muestra la selección de perfiles de velocidades de corte para los diferentes subgrupos donde se hace una comparación de velocidades medidas, calculadas y ponderadas. La diferencia más grande se presenta en el sitio P25 donde se tiene a los sedimentos arcillosos y limosos descansando sobre los vulcanoclásticos, es parte de la zona con mayor profundidad a la roca. La diferencia en magnitud del T_0 en el punto P25 es de un 30% el cual puede haberse debido al efecto de ruido cultural o a la aportación a los modos superiores.

Tabla 1. Clasificación por categorías de velocidades de corte de acuerdo con el IBC (2009) y modificado para las secuencias del valle de Querétaro: S1, S2 y S3 (S3a, S3b y S3c). Las columnas corresponden al sitio de medición, material geológico existente, subgrupo, las coordenadas de ubicación; las velocidades de corte promedio “ $V_{S_{prom}}$ ”, ponderada “ $V_{S_{pond}}$ ”, el período fundamental calculado “ T_0 ”, promedio “ $T_{0_{prom}}$ ” y el ponderado “ $T_{0_{pond}}$ ”.

Velocidad de corte m/s	IBC-2009, Categorías de velocidades	Secuencias estratigráficas y sus velocidades de corte por punto				
		S1	S2	S3		
				S3a	S3b	S3c
$V_s > 1524$	A, roca dura	P18-1644	P3-1525, P4-1525	P34-1964		
$762 < V_s < 1524$	B, roca	P1-1065, P24-1101, P37-1125, P39-822	P5-841, P36-789	P22-801		
$366 < V_s < 762$	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, P30-477, P32-383, P33-381, M15-510, M22-371
$183 < V_s < 366$	D, suelo rígido		P9-295		P8-357, P17-318	P14-312, P21-256, P25-207, P27-351, P28-321, P31-327

Tabla 2. Comparación entre el período fundamental de vibración calculado a partir del espesor y de las velocidades de corte para cada capa, con la velocidad de corte promedio y la ponderada; fueron seleccionados dos sitios de cada secuencia S1, S2 y S3.

Sitio	Descripción Material geológico	Agrupamiento	Coordenadas		Velocidades (m/s)		Periodo fundamental (s)		
			Este (X)	Norte (Y)	$V_{S_{prom}}$	$V_{S_{pond}}$	T_0	$T_{0_{prom}}$	$T_{0_{pond}}$
P1	Caliza y lutita	Afloramiento	348785	2290304	1065	1194	0.119	0.113	0.101
P18	Basalto	Afloramiento	344153	2279578	1644	1153	0.122	0.073	0.104
P35	Andesita y toba	Centro histórico	355320	2277170	556	681	0.224	0.216	0.176
P2	Vulcanosedimentos	Ladera	350419	2288429	493	585	0.233	0.244	0.205
P5	Tobas y fluviales	Ladera	350064	2287089	841	1120	0.139	0.143	0.107
P1	Lacustres y tobas	Planicie principal	349738	2280305	407	574	0.256	0.295	0.209
P14	Lacustres y tobas	Planicie principal	346454	2280127	312	362	0.382	0.385	0.332
P25	Lacustres y tobas	Planicie principal	351375	2274256	207	298	0.436	0.580	0.402
P6	Lacustres y tobas	Valles angostos y alargados	349527	2284993	365	553	0.287	0.329	0.217
P17	Lacustres y tobas	Valles angostos y alargados	344306	2280446	318	399	0.350	0.378	0.301

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

En este estudio la Ciudad de Querétaro fue dividida en tres secuencias establecidas: S1 asociadas a las mesetas y rocas, S2 en la zona de ladera y S3 la planicie con tres subgrupos que presentan períodos fundamentales particulares, (figura 8). Según la relación de espesor-velocidad de corte las tres secuencias son descritas en los párrafos siguientes.

Los perfiles de las velocidades de corte en la secuencia S1 muestra que, dentro de los primeros tres metros, las mínimas velocidades pueden ser del orden de 350 m/s a 500 m/s, seguidos e inmediatamente valores de 700 m/s hasta 1600 m/s. En esta zona la velocidad de corte promedio es alta y el período

fundamental de vibración es corto. La configuración de igual períodos T_0 mostrada en la figura 8 varía de 0.05 s a menos de 0.150 s.

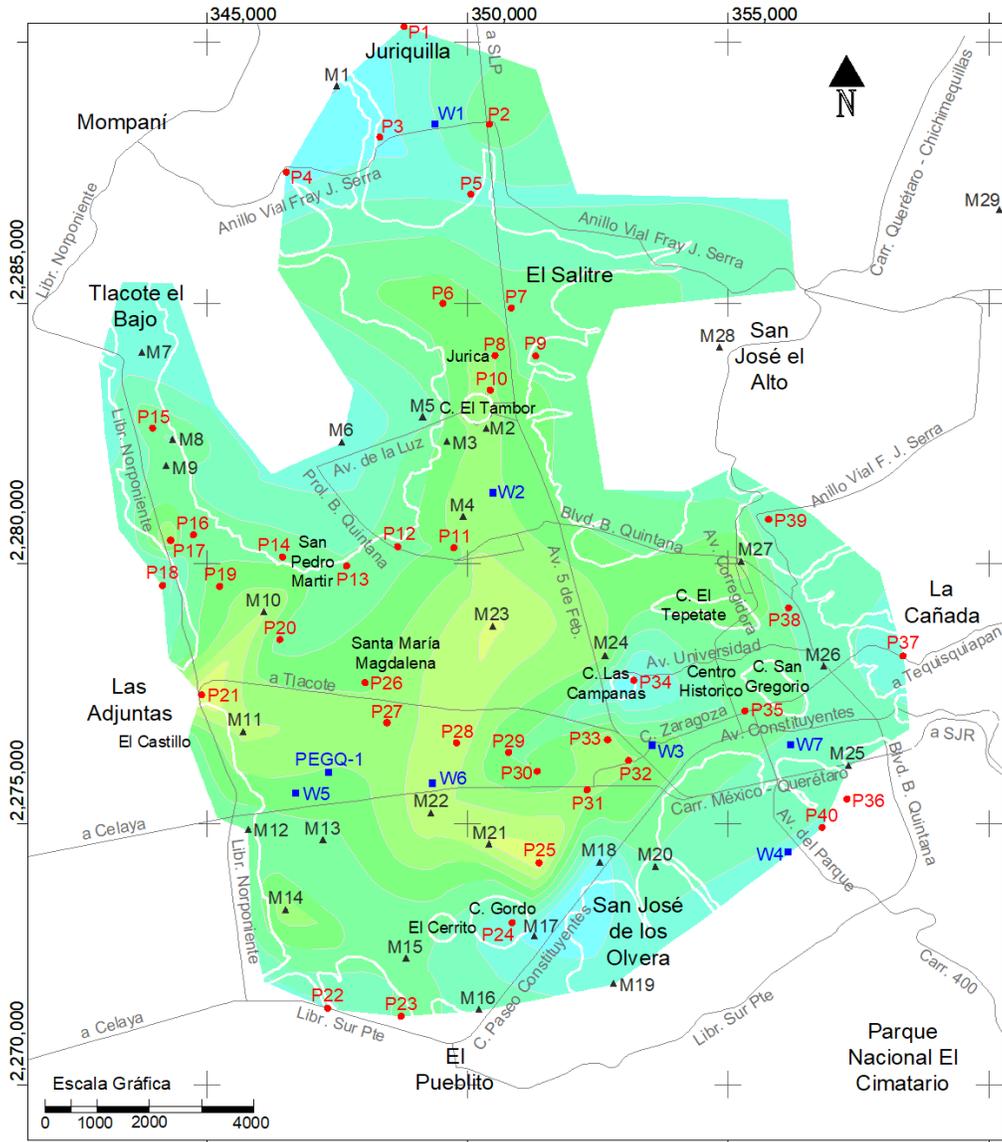
La secuencia S2 con sucesiones estratigráficas en la ladera puede estar compuesta tanto de vulcanosedimentos y piroclásticos cuyo período fundamental puede variar entre 0.2 s y 0.25 s. El espesor con velocidades de corte menores a 400 m/s se presenta en los puntos P2 y P9 que llegan hasta 15 m de profundidad. En los materiales volcánicos el intervalo de período característico T_0 es $0.15 \text{ s} < T_0 < 0.20 \text{ s}$, y las velocidades varían entre 1000 m/s y 2500 m/s. Los isoperíodos al ser más altos que aquellos evaluados en las mesetas y afloramientos de roca son indicio del efecto topográfico que se despliega en las laderas, ampliamente discutido por Faccioli (1991) y Gazetas *et al.*, (2002).

La secuencia del subgrupo S3a Centro Histórico presenta velocidades de corte del orden de 350 m/s hasta una profundidad de 4 m. A partir de ahí las velocidades son altas, corresponden a 750 m/s en los puntos P35 y P38 hasta 2500 m/s en el punto P34. El período fundamental de vibración para esta zona puede ser promediado entre $0.25 \text{ s} < T_0 < 0.30 \text{ s}$. Para el subgrupo S3b en la zona de valles angostos y alargados el espesor de suelos llega a ser hasta de 15 m con velocidades de 200 m/s, con un período fundamental de vibración entre 0.30 s y menor a $T_0 \approx 0.40 \text{ s}$. El grupo S3b yace a vulcanosedimentos y piroclásticos con velocidades mayores a 720 m/s y período fundamental de $T_0 \approx 0.4 \text{ s}$. Los perfiles de las velocidades de corte para la planicie más grande, con la mayor profundidad a la roca, está definida por los perfiles mostrados en la figura 7. Las arcillas y limos están entre 10 m y 15 m de profundidad con velocidades del orden de 200 m/s y descansan sobre los vulcanosedimentos cuyas velocidades varían entre 500 m/s y 750 m/s. El período fundamental de vibración de la secuencia S3 está en el intervalo de $0.35 \text{ s} < T_0 < 0.55 \text{ s}$.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta el análisis de vibración de una secuencia vulcanosedimentaria que puede ser estudiada de manera sistemática mediante la propagación de ondas mecánicas, en este caso, mediante el análisis espectral de ondas superficiales. Combinando la metodología de campo de la refracción sísmica con la fuente activa de ondas superficiales se registran y graban sismogramas que permiten obtener curvas de dispersión representativas del medio. Estos sismogramas incluyen información de las llamadas “capas ciegas” correspondientes a estratos blandos confinados por cuerpos duros que no pueden ser detectados a partir de los registros de ruido ambiental. Otra de las ventajas en el registro de ondas superficiales es ganar profundidad al conjuntar los registros de las fuentes activa y pasiva.

La forma de evaluar el período mediante los cocientes espectrales “H/V” de Nakamura (1989) tiene el inconveniente que se *asume* una velocidad de corte promedio para una sola capa, cuya base es un estrato de roca. La técnica presentada en este trabajo permite estimar la contribución de las frecuencias características por estrato al periodo de vibración dominante de la secuencia estratigráfica.



Simbología

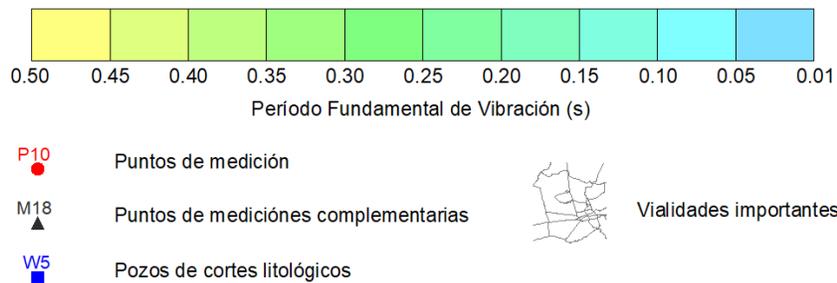


Figura 8. Mapa de período fundamental de vibración para la Ciudad de Querétaro. La línea blanca separa la zona de la planicie de la zona de ladera y alta rocosa.

La propagación de las ondas de corte en el medio depende de la densidad y de la rigidez; ésto permitió definir tres secuencias con las siguientes características:

1. Secuencia S1 con velocidades de corte que varían entre 702 m/s y 1644 m/s, y con intervalo de período característico $0.1 \text{ s} < T_0 < 0.2 \text{ s}$. Corresponden a rocas como basaltos, andesitas y algunos piroclásticos.
2. Secuencia S2 (zona geotécnica de Ladera) con velocidades de corte entre 493 m/s y 1525 m/s, y con intervalo de período fundamental de vibración $0.2 \text{ s} < T_0 < 0.3 \text{ s}$. Se asocia a las rocas duras y vulcanosedimentos que afloran en las laderas naturales.
La ladera está conformada por vulcanosedimentos y rocas, pero su período fundamental de vibración es relativamente alto, $T_0 \approx 0.3 \text{ s}$, esto potencialmente se debe al efecto topográfico.
3. Secuencia S3 (planicies), con velocidades de corte que varían entre 273 m/s y 850 m/s, el intervalo en el período fundamental de vibración varía entre $0.25 \text{ s} < T_0 < 0.6 \text{ s}$, el primer valor se presenta en las inmediaciones de la ladera y el más alto donde se tiene un espesor considerable de sedimentos y vulcanoclásticos. En la planicie la roca andesítica se encuentra a un promedio de 90m de profundidad.

Los perfiles de velocidades de corte a partir del análisis de dispersión de ondas en frecuencias son utilizados para evaluar otros parámetros de respuesta dinámica del terreno como son la aceleración espectral y coeficiente sísmico según la propuesta de Comisión Federal de Electricidad y el Instituto de Investigaciones Eléctricas.

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.
- Aki, K (1988), “Local site effects on strong ground motion” in “Earthquake Eng. Soil Dynamics II, recent advances in ground motion evaluation”, *Am. Soc. Civil Eng*, Geotechnical Special Publication 20, pp. 103-155.
- 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.
- Álvarez Manilla A, (2002), “Origen y características de los suelos colapsables en la zona metropolitana de Querétaro”. Ed. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, *XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, Santiago de Querétaro, Qro.
- Álvarez Manilla A, F Fernández, J García y R M Poot (2000a), “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 A, F Fernández, J García, y R M Poot (2002b), “Modificaciones a la zonificación geotécnica del valle y zona metropolitana de Querétaro”. Ed. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, *XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*. Santiago de Querétaro, Qro.
- Anbazhagan, P, M N Sheikh y 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.
- Ballard, R F (1964), “Determination of soil shear moduli depth by in situ vibratory techniques, waterways experiment station”, *Miscellaneous Paper No. 4-69, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station*, December.
- 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, No. 8, pp. 671-687. [DOI:10.1016/S0267-7261\(01\)00045-8](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(01)00045-8)
- 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, 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.
- Carreón-Freyre, D, M. Cerca, G. Ochoa-González, P. Teatini and F.R. Zúñiga, (2016), “Shearing along faults and stratigraphic joints controlled by land subsidence in the Valley of Querétaro, México”. *Hydrogeol J.* [DOI:10.1007/s10040-016-1384-0](https://doi.org/10.1007/s10040-016-1384-0)
- 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.
- Faccioli, E (1991), “Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities”. in: *Proceedings of the 2nd Intern. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St. Louis (USA), pp. 1779-1797.
- GEC No. 3 (2011), “LRFD seismic analysis and design of transportation geotechnical features and structural foundations. Reference manual”, *NHI Course No. 130094, Publication No. FHWA-NHI-11-032*, U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration.
- Finn, W, D L y M K W Lee (1991), *DESRA-2C: Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential*. Univ. of British Columbia, Faculty of Applied Science.
- Foti, S (2000), “Multi station methods for geotechnical characterization using Surface waves”, *Disertación Doctoral*, Politecnico di Torino. <http://porto.polito.it/2497212/>
- Gazetas, G, P N Kallow y P N Psarropoulos (2002), “Topography and soil effects in the Ms 5.9 Parnitha (Athens) earthquake: The case of Adámes”. *Natural Hazards* 27: 133–169. © 2002 Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. [DOI:10.1023/A:1019937106428](https://doi.org/10.1023/A:1019937106428)
- Gómez-González, J M (2007), “Descripción preliminar de la actividad sísmica ocurrida en noviembre de 2007 en el Municipio de Landa de Matamoros, Qro”. *Entregado a Protección Civil del Estado y al Gobierno Municipalidad de Landa de Matamoros, Qro*. P. 6.

- Hardin, B O y V P Drnevich (1972a), “Shear modulus and damping in soils: Measurement and parameter effects”. *Journal of Soil Mechanics and Foundations*. Division, ASCE. Vol. 98, No. 6, pp. 603-624
- 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 y 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, [DOI:10.1016/j.enggeo.2012.12.016](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.12.016).
- Kokusho, T, Y Yoshida y Y Esashi (1982), “Dynamic properties of soft clay for wide strain range”. *Soils and Foundations*, Vol. 22, No. 4, pp. 1-18. [DOI:10.3208/sandf1972.22.4_1](https://doi.org/10.3208/sandf1972.22.4_1)
- Lermo, J y F J Chávez-García (1993), “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 (1994), “Are microtremors useful in site response evaluation”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 5, pp. 1350-1364.
- Li, X (1992), “Electrical resistivity tomography: methods and techniques”, *Thesis*, Jilin University. Changchun, P. R. China.
- León-Loya R A (2014), “Estado y clasificación de la microsismicidad en la parte central de la Sierra Madre Oriental”. *Tesis de Maestría en Ciencias*. Universidad Nacional Autónoma de México. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- López-Lara T (2002), “Estudio fisico-químico de la modificación de suelos arcillosos”. *Tesis Doctoral*, DEPFI. Universidad Autónoma de Querétaro.
- Martínez González, J A (2015), “Validación del factor de amplificación de los cocientes espectrales a partir de microtremores 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. [DOI:10.1190/1.1438226](https://doi.org/10.1190/1.1438226)
- Nakamura, Y (1989), “A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface”. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, Vol. 30, No.1, pp. 25-33.
- Norini, G, L Capra, L Borselli, F R Zúñiga, L Solari y D Sarocchi (2010), “Large scale landslides triggered by quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico”, *Earth Surf. Process. Landforms*, Vol. 35, No.12, pp. 1445–1455, [DOI:10.1002/esp.1987](https://doi.org/10.1002/esp.1987)
- Park, C, R Miller y J Xia (1999), “Multichannel analysis of surface waves”, *Geophysics*, Vol. 64, No. 3, pp. 800-808. [DOI:10.1190/1.1444590](https://doi.org/10.1190/1.1444590)
- 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. <http://people.brunel.ac.uk/~mastaap/draft06rayleigh.pdf>

- Rahman, M y J R Barber, (1995), "Exact expressions for the roots of the secular equation for Rayleigh waves", *J. Appl. Mech., Transactions of the ASME*, Vol. 62, No. 1, pp. 250-252. [DOI:10.1115/1.2895917](https://doi.org/10.1115/1.2895917)
- Sadouki A., Z Harichane y A Chehat (2012), "Response of randomly inhomogeneous layered media to harmonic excitations". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 36, pp. 84-95. [DOI:10.1016/j.soildyn.2012.01.007](https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2012.01.007)
- Sherif, R E y L P Geldart (1982), *Exploration Seismology*, University Press. Cambridge.
- Stokoe, 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 Geingegneria Ambientale*. Politecnico de Torino.
- Viktorov, I A (1967), *Rayleigh and Lamb waves: physical theory and applications*, Plenum Press, New York, pp. 154.
- 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.
- Yee, E, J P Stewart y K Tokimatsu (2011), "Nonlinear site response and seismic compression at vertical array strongly shaken by 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake". *PEER Report 2011/107*. December 2011.
- 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*, Vol. 361, No. 3-4, pp. 229-238. [DOI:10.1016/S0040-1951\(02\)00606-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00606-6)
- Zúñiga-Dávila, F R, J M Gómez-González y M Guzmán Speziale (2009), "La sismicidad de Querétaro", en *El Valle de Querétaro y su geotorno*, Tomo 1. Eds. Cortés Silva, A, J A Arzate Flores y A A Lozano Guzmán, CONCYTEQ/UNAM/UNIV AUT QRO.