

ESTRUCTURA SOMERA DE LA VELOCIDAD DE CORTANTE EN EL EX LAGO DE TEXCOCO, MÉXICO

Julio Cuenca Sánchez y Miguel Rodríguez González

jccsa@pumas.ingen.unam.mx, mrod@pumas.ingen.unam.mx
Instituto de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México

RESUMEN

La estimación de la estructura somera de la velocidad de cortante bajo un sitio de interés puede hacerse actualmente mediante mediciones del campo de ruido sísmico, haciendo que ésta metodología sea la más adecuada en sitios en donde el nivel de ruido sísmico es alto. Los métodos tradicionales de sismica con fuente artificial son inadecuados debido a que la fuente requerida en estos casos debe ser muy energética y en zonas urbanas inadmisibles. Para probar el uso de la metodología en suelos blandos, con nivel de ruido alto, efectuamos mediciones simultáneas de ruido sísmico en un arreglo lineal de estaciones usando sismógrafos de banda ancha, en nueve distancias entre estaciones: 20, 40, 60, 80, 160, 200, 320, 400 y 480 metros. Calculamos los cocientes espectrales H/V y las correlaciones cruzadas entre registros simultáneos para cada distancia. De las correlaciones cruzadas medimos la dispersión de la velocidad de fase en trenes de onda coherente identificados en las correlaciones cruzadas y comparamos los resultados con la dispersión calculada de un modelo consignado previamente para un sitio separado aproximadamente 300 metros de nuestro arreglo. El acuerdo en las curvas de dispersión es notable para periodos menores de 1 segundo mientras que para periodos entre 1 y 3.5 segundos hay fuertes diferencias que sugieren que el contacto de impedancia importante puede localizarse a profundidades mayores de 40 metros.

INTRODUCCION

La ciudad de México tiene amplia historia de daños provocados por sismos, en la cual los daños asociados al sismo de 1985 ($M_w=8.1$) son sobresalientes. Las características del suelo bajo la ciudad han sido estudiadas ampliamente debido a que parte del movimiento del terreno en un sitio viene de la fuente misma, otra de la contribución que la estructura geológica local tiene sobre el movimiento: El efecto de sitio. Los efectos de sitio tienen orígenes diversos. La amplificación del movimiento es de particular importancia debido que el movimiento puede magnificarse significativamente. En la ciudad de México hay magnificación del movimiento del orden de 50 veces. Este tipo de efecto de sitio está relacionado comúnmente con una estructura geológica que pone en contacto un depósito sedimentario reciente con una formación mucho más rígida. El contraste entre las impedancias acústicas (velocidad sísmica multiplicada por la densidad) de dos formaciones es una estimación de la amplificación que puede tener el movimiento del terreno.

Las estimaciones de la amplificación usando cocientes espectrales de ruido sísmico ambiente, H/V, han tenido éxito debido a que es un método que utiliza sólo una estación sismológica para medir el campo de ruido en los componentes horizontales y verticales. También tiene inconvenientes, el mayor es que la amplificación estimada subestima el valor real. El cálculo del efecto de sitio puede hacerse directamente usando la estructura somera de la velocidad de cortante en el sitio (velocidades y espesores), práctica adecuada y robusta. La estructura de la velocidad de cortante puede estimarse a partir de métodos tradicionales, como la refracción sísmica; en sitios con nivel de ruido alto como es el caso de zonas urbanas éste método no es el adecuado. En el presente estudio utilizamos el campo de ruido sísmico medido en un arreglo lineal de estaciones sismológicas y las correlaciones temporales entre registros simultáneos para medir la dispersión de ondas superficiales en el área de Texcoco, zona colindante al noreste de la ciudad de México. Las curvas de dispersión de velocidad de fase del modo fundamental de onda de Rayleigh están en excelente acuerdo con la dispersión calculada utilizando velocidades de cortante obtenidas con el método de Penetrometría de Cono Sísmico (SCPT) en un

pozo geotécnico hasta una profundidad de 39 metros bajo la superficie por Stephenson y Lomnitz (2005). Las curvas de dispersión permiten identificar diferencias en la estructura de la velocidad consignada anteriormente a mayores profundidades.

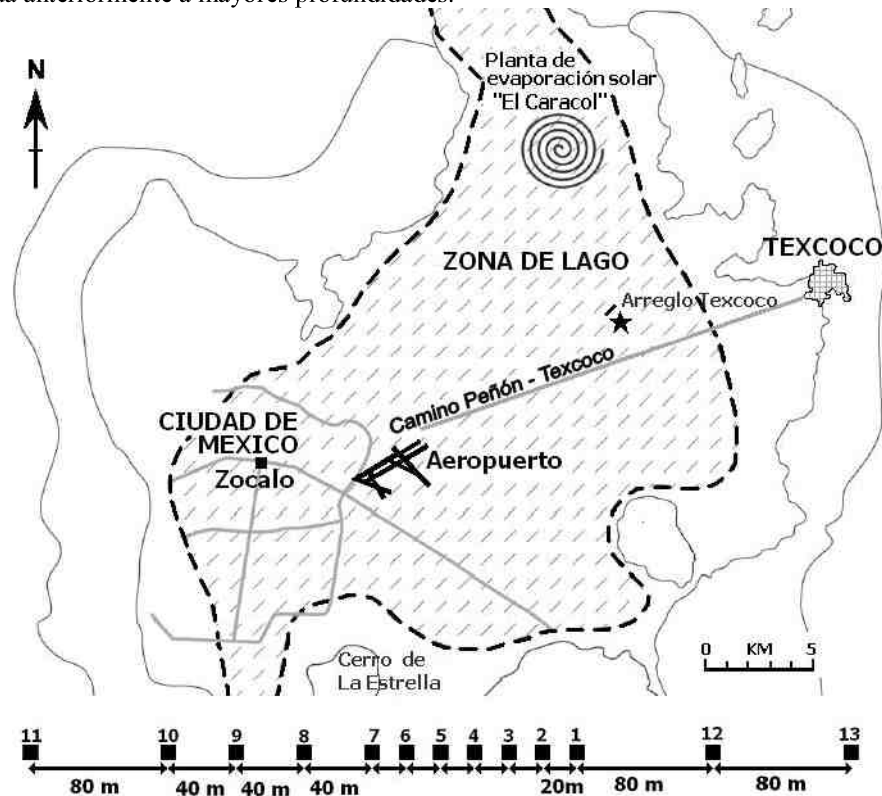


Figura 1.- Mapa de localización de la zona de estudio (Modificada de Stephenson y Lomnitz, 2005). La estrella negra es el denominado "Arreglo Texcoco" y muy cerca arriba una línea (negra) donde se ubicaron la distribución de 6 instrumentos, como se observa las posiciones en la parte inferior de esta figura. En achurado según la geotecnia la denominada Zona de Lago.

INSTRUMENTAL Y DATOS

El área de Texcoco, perteneciente al Estado de México, se encuentra colindante al noreste del Distrito Federal (la capital de México), donde se encuentra el ex-Lago de Texcoco, considerada una reserva y de recuperación. Sólo atraviesa una carretera que va del Distrito Federal a la ciudad de Texcoco. Junto al camino Peñón – Texcoco se ubica el instrumental denominado "Arreglo Texcoco" identificado con una estrella en la Figura 1. A una distancia aproximada de 300 metros del centro del arreglo Texcoco se desplegó un arreglo lineal temporal de estaciones.

Se empleó instrumental sísmológico consistente de seis registradores REF-TEK acoplados a un sensor de tres componentes GURALP (CG40T), y durante las seis horas de duración del experimento los equipos ocuparon 13 posiciones (ver figura 1). En cada posición los sensores fueron orientados de tal manera que el componente longitudinal coincidiera con el rumbo del perfil, logrando obtener registros de ruido en tres componentes y en nueve diferentes distancias entre estaciones: 20, 40, 60, 80, 160, 200, 320, 400 y 480 metros. El levantamiento fue hecho de tal manera que en cada posición registráramos al menos 30 minutos, a 100 muestras por segundo, y como el equipo fue configurado para generar archivos con duración de 20 minutos tenemos diferentes números de archivos por posición.

COCIENTES ESPECTRALES

Para calcular los cocientes espectrales entre los componentes horizontales y el vertical, unimos en un solo registro las ventanas de medición correspondientes a cada posición, y les quitamos la media y la tendencia lineal. Enseguida, los datos fueron divididos en ventanas de 10 segundos de duración y se calcula la correlación de cada ventana para promediarla y estimar una correlación estable que es transformada con FFT para tener la estimación espectral. Los espectros de amplitud fueron calculados y con ellos calculamos el cociente espectral (método de Nakamura) entre las componentes horizontales y la vertical. Para cada posición se presenta el cociente espectral de las amplitudes entre 0.1 y 5 Hz (ver Figura 2).

La forma de los cocientes en la Fig. 2 en todas las posiciones es similar, Los cocientes son similares entre las estaciones, mostrando un ancho de banda, entre 0.25 y 0.45 Hz, amplificado de 2 a 23 veces, con máximos en dos frecuencias predominantes, aproximadamente 0.32 y 0.48 Hz, con amplificación máxima de 8 y 23 veces, la mayor para el componente longitudinal de la posición TX12. Asimismo, se compara los cocientes espectrales con la función de transferencia calculada con los espesores y velocidades obtenidos de SCPT (método de Haskell), cuyo ancho de banda amplificado predominante es mucho más angosto que los cocientes observados en nuestro arreglo. La frecuencia predominante en la función de transferencia es de 0.37 Hz. (ver parte inferior derecha de la figura 2), sugiriendo que el modelo consignado por Stephenson y Lomnitz (2005) es aún un modelo simplificado.

CORRELACIONES CRUZADAS DE REGISTROS SIMULTANEOS DE RUIDO

El cálculo de las correlaciones cruzadas entre registros simultáneos del componente vertical se hizo para ventanas simultáneas y secuenciales con 10 segundos de duración. Cada ventana fue corregida por media cero, suavizadas al 10 % de su duración y entonces se hizo el cálculo de la correlación cruzada. Enseguida se obtiene el promedio de las funciones de correlación, para cada par de estaciones con la misma distancia entre estaciones, la cual fue asignada a la distancia r .

Las correlaciones resultantes contienen ondas superficiales que viajan desde direcciones opuestas a lo largo de la trayectoria que une al par de estaciones utilizadas. Podemos observar en la figura 3 un tren de ondas coherente en corrimientos negativos (note que la correlación cruzada ha sido calculada en corrimientos positivos y negativos), apareciendo a tiempos mayores cuando la distancia se incrementa. Las correlaciones cruzadas sugieren débilmente, simetría, que puede observarse en corrimientos positivos. También observamos que el máximo de la envolvente de las señales puede seguirse claramente hasta aproximadamente 200 metros, como manifestación del tiempo de llegada aproximado para la onda de Rayleigh en la banda de frecuencias de la señal. De hecho, podemos medir aproximadamente, para la línea que uno los máximos de las envolventes, una rapidez de 54 m/s, y asignar ésta a la velocidad de grupo a la banda de frecuencias de la señal. Las correlaciones cruzadas son sismogramas equivalentes a tener una fuente en una estación y registrar en la otra, varios trabajos han estimado velocidades de grupo desde correlaciones similares (Shapiro et al., 2005, Chávez-García y Rodríguez 2007).

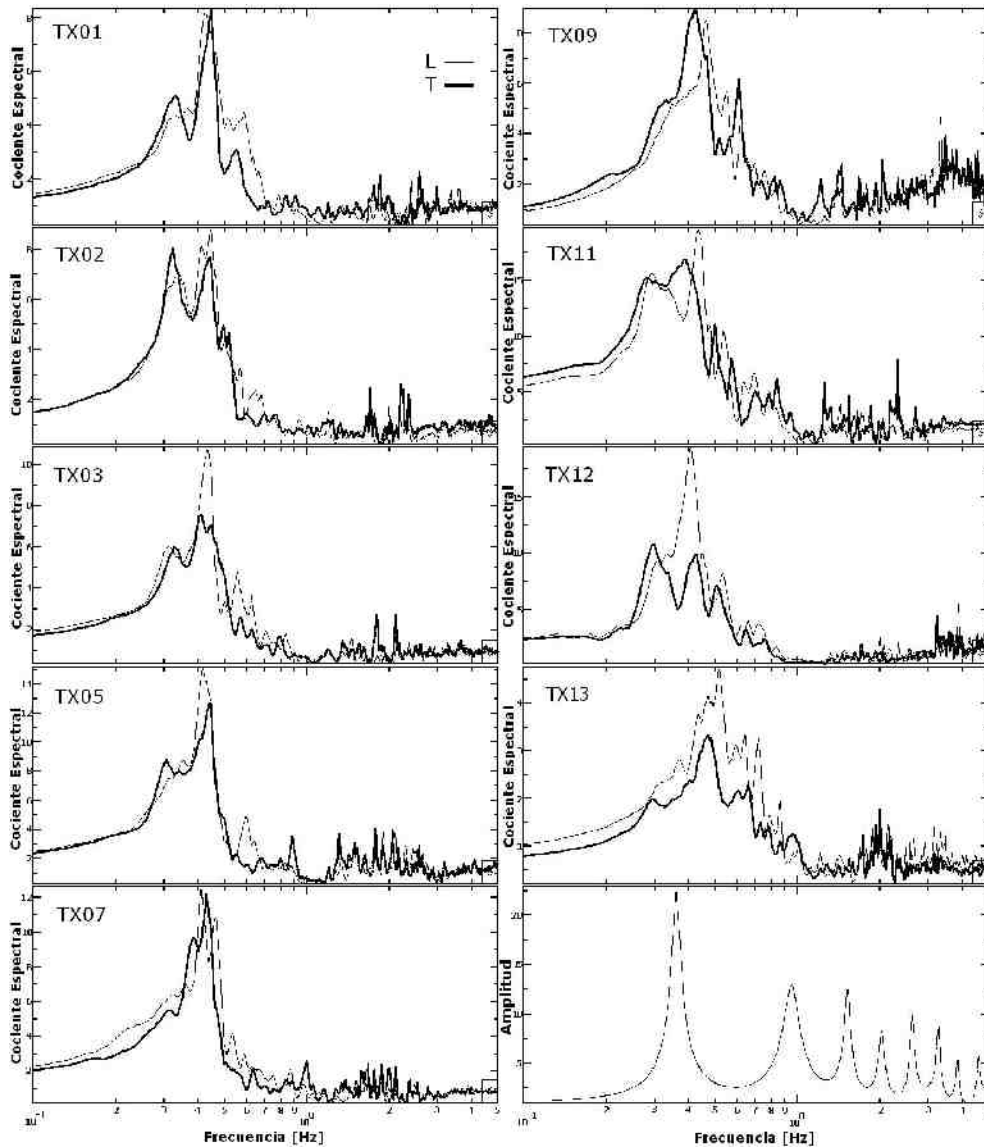


Figura 2.- Cocientes espectrales calculados usando la estimación del espectro de potencia, la línea más gruesa es la componente longitudinal. La frecuencia dominante está alrededor de 0.41 Hz. En la parte inferior derecha se presenta el espectro teórico calculados con espesores y velocidades determinadas por la mediciones in situ, en el cual se observa un pico predominante menor a 0.4 Hz, que sin embargo ajusta al ancho de banda de los cocientes espectrales.

El análisis de la dispersión de velocidades de fase de los sismogramas equivalentes también lo podemos hacer usando la propuesta de McMechan y Yedlin (1981) e implantado como el programa POM96 en Herrmann y Ammon (2002). La imagen que representa el dominio de velocidad de fase contra frecuencia de las correlaciones cruzadas en diferentes distancias es la figura 4. En la transformación es clara la manifestación del efecto de alias espacial y es tan fuerte que casi oscurece la señal de interés a periodos menores de un segundo. Las líneas representan la curva de dispersión calculada desde el modelo SCPT de Stephenson y Lomnitz (2005). En particular, para periodos entre 0.4 y 1.0 segundos y velocidades menores a 100 m/s, en donde queda representada la estructura somera del sitio, puede observarse la manifestación de la dispersión al interrumpir la tendencia del efecto alias. En la figura 4, también es claro que hay mediciones de velocidades de fase menores a 200 m/s para periodos entre 2 y 3.5 segundos, que no pueden ser explicadas por el modelo consignado por

Stephenson y Lomnitz (2005), y sugieren que el contraste en impedancia debe localizarse a profundidades mayores que 40 m.

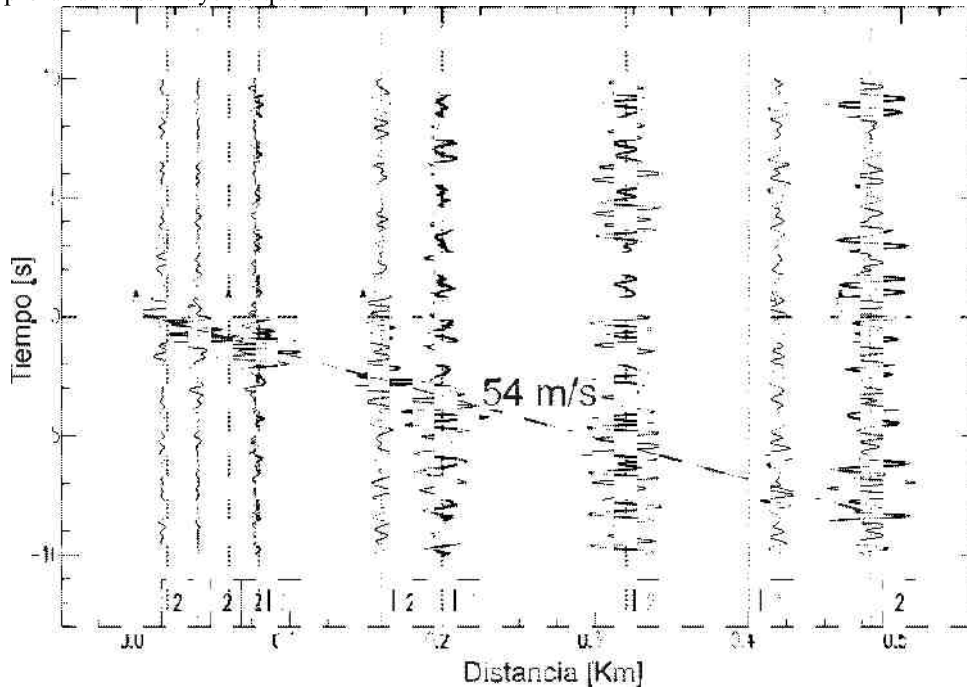


Figura 3.- Determinación de la velocidad de corte para el perfil de estaciones, usando la correlación de ruido sísmico entre dos estaciones a diferentes distancias.

CONCLUSIONES.

Se calcularon cocientes espectrales H/V en las posiciones que ocuparon los equipos. Los cocientes son similares entre las estaciones, mostrando un ancho de banda, entre 0.25 y 0.45 Hz, amplificado de 8 a 23 veces, con máximos en dos frecuencias predominantes, aproximadamente 0.30 y 0.48 Hz. La función de transferencia, calculada utilizando el modelo de velocidades obtenido para un sitio cercano (aproximadamente a 300 metros) con el método de Penetrometría de Cono Sísmico, sólo tiene un máximo en 0.41 Hz. Muy probablemente el modelo consignado está simplificado a profundidades mayores de 40 metros.

La dispersión de velocidad de fase del tren de ondas coherente identificado en las correlaciones está en excelente acuerdo con la dispersión calculada con el modelo de SCPT para periodos menores de un segundo pero hay mediciones de velocidades de fase menores a 200 m/s para periodos entre 2 y 3.5 segundos, que no pueden ser explicadas por éste modelo, sugiriendo una vez más diferencias en cuanto al perfil a mayores profundidades.

Usando mediciones simultáneas de ruido sísmico ambiental, en un arreglo lineal de estaciones en nueve distancias entre estaciones: 20, 40, 60, 80, 160, 200, 320, 400 y 480 metros estudiamos la dispersión de velocidad de fase de ondas superficiales identificadas en registros de ruido. Esta metodología es adecuada para suelos blandos con alto nivel de ruido sísmico.

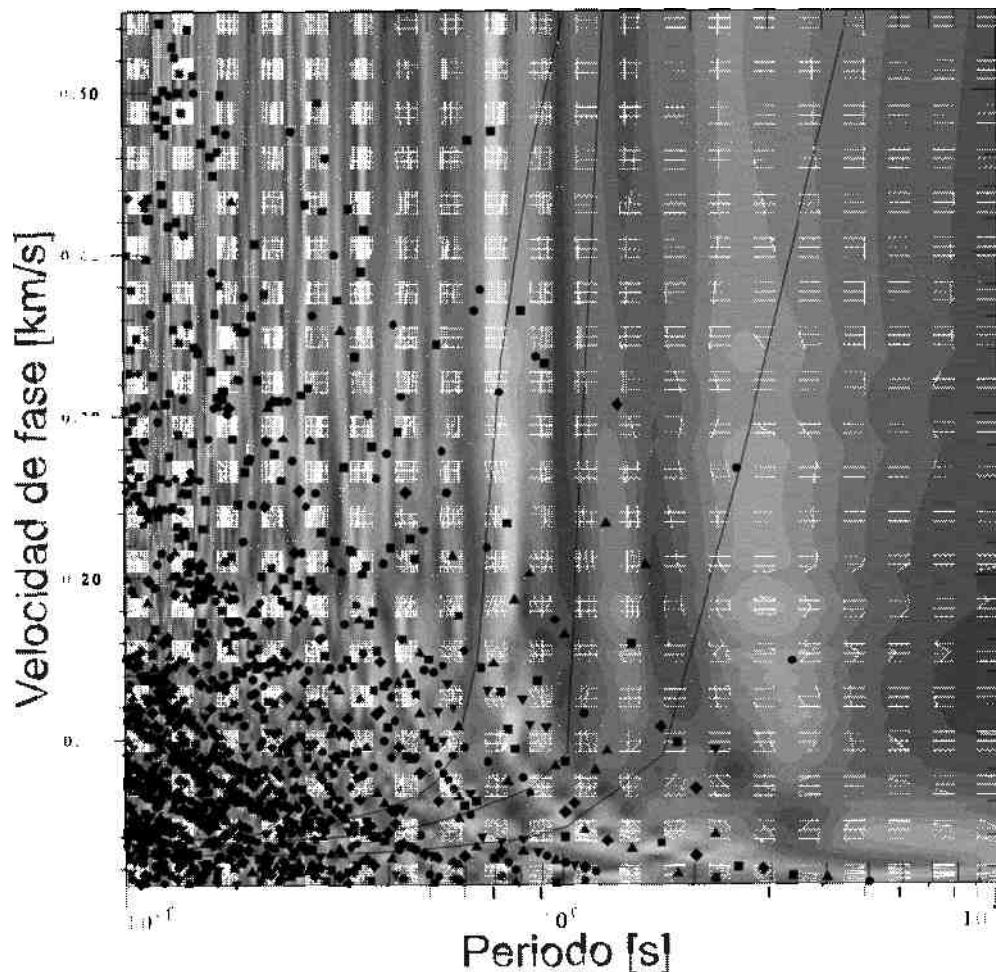


Figura 4.- Mediciones de dispersión de velocidad de fase. En el dominio de la frecuencia-velocidad de fase los puntos son mediciones de velocidad de fase. Los símbolos representan los máximos locales: el cuadrado representa el mayor, el círculo el que le sigue y así subsecuentemente para el rombo y el triángulo hacia arriba y abajo. Las líneas representan la curva de dispersión calculada desde el modelo de velocidades de ondas sísmicas consignado en Stephenson y Lomnitz (2005).

REFERENCIAS

- Chávez-García F y M. Rodríguez. 2007. The correlation of microtremors: empirical limits and relations between results in frequency and time domains. *Geophys. J. Int.*, 171, p. 657-664.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly y M. Ritzwoller. 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, p. 1615-1618.
- McMechan, G. A. y M. J. Yedlin. 1981. Análisis de dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics* 46, p. 869-874.
- Stephenson, B. y C. Lomnitz. 2005. Shear-wave velocity profile at the Texcoco strong-motion array site, Valley of Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 44, Núm. 1, p. 3-10.
- Herrmann, R. B., y C. J. Ammon. 2002. Surface waves, received functions and crust structure in *Computer Programs in Seismology*, version 3.30.