Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway

Site effects for Geotechnical Engineers, case study at Parkway valley

Fecha de entrega: 20 de mayo 2014
Fecha de aceptación: 3 de septiembre 2014

Francisco J. Chávez-García[1] y Gonzalo A. Montalva[2]

[1] Coordinación de Ingeniería Sismológica, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, D.F., 04510, México, paco@pumas.iingen.unam.mx
[2] Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Universidad de Concepción, Edmundo Larenas 219, Casilla 160-C, Concepción, Chile, gmontalva@udec.cl

La ingeniería geotécnica aborda la interfase entre las obras de ingeniería civil y el suelo. Por ello, en lo que concierne al impacto de los sismos en las construcciones está en la interfase entre sismología y dinámica estructural. Los profesionales involucrados deben trabajar en forma conjunta para poder establecer una estimación del movimiento sísmico máximo esperado durante la vida útil del proyecto ingenieril. Esa estimación debe tomar en cuenta los efectos de sitio (la amplificación del movimiento sísmico esperada dadas las condiciones geológicas superficiales en el sitio de interés). La estimación de los efectos de sitio puede mejorar si se incluye la información obtenida durante la exploración geotécnica usada para el diseño de las fundaciones. Por otra parte, ese diseño sería más racional si durante su elaboración se toman en cuenta las restricciones e incertidumbres que limitaron la estimación de efectos de sitio. Ese intercambio entre sismología e ingeniería requiere mejorar la comunicación entre ambas disciplinas y difundir entre los colegas del campo opuesto la forma de abordar los problemas en cada una de las dos áreas. Este trabajo pretende contribuir a esa comunicación. Se presenta una revisión del estado de la práctica en el estudio de efectos de sitio en sismología. Se abordan las técnicas usuales para estimar la amplificación debida a depósitos de suelos blandos a partir de registros de sismos o de ruido sísmico. Se presentan también resultados de la simulación numérica de efectos de sitio. Como ejemplo, se discuten los efectos de sitio en el pequeño valle aluvial de Parkway. El objetivo es presentar los problemas e incertidumbres asociados a los efectos de sitio, desde el punto de vista de su impacto en la ingeniería geotécnica y la confiabilidad de nuestras estructuras. Se espera fomentar el diálogo entre ambas disciplinas.

Palabras clave: efectos de sitio, sismología, ingeniería geotécnica

An important object of study in geotechnical engineering is the interface between structures and soil. It is through this interface that earthquakes affect man-made structures. Thus, geotechnical engineering lies at the interface between seismology and structural dynamics. Ideally, experts from both fields should work together to estimate the maximum seismic demand that may affect a structure during its lifetime. This assessment must take into consideration site effects (the amplification of seismic waves due to the surface geology conditions at the site of interest). The estimation of site effects would be improved if the data used to design the foundation of the structure were considered. On the other side, geotechnical design would be enhanced if the uncertainties and limitations that affect site effect estimation were considered. The necessary feedback between seismology and engineering requires fostering the communication between disciplines and a better understanding of the way in which similar problems are attacked by our colleagues of the complementary discipline. This work aims to contribute to that exchange. The state of the practice of site effect estimation in seismology is presented. We address commonly used techniques used to assess site effects due to soft soil deposits from seismic records or ambient noise. In addition, 3-D simulations of site effects are discussed. The application of these methods is described using the small sedimentary basin of Parkway (New Zealand) as our example. Our main objective is to discuss the limitations and uncertainties associated to site effect estimation and their impact on the reliability of the structures we build. We hope to stimulate increased exchanges between seismology and geotechnical engineering.

Keywords: site effects, seismology, geotechnical engineering

Introducción

La ingeniería geotécnica es un componente esencial en cualquier proyecto de ingeniería civil de cierta envergadura. En estática, la interfase suelo-estructura debe poder transmitir las cargas generadas por la estructura al piso, y estas cargas deben poder ser soportadas por el suelo. A la geotecnia compete el diseño de las fundaciones, la estimación de asentamientos, entre otros; *i.e.*, la interfase entre la estructura y el suelo.

Adicionalmente a las soluciones que debe aportar en términos de resistencia estática, en el caso de zonas sísmicas, la fundación constituye la interfase a través de la cual la energía de los sismos se transmite a las estructuras. De forma similar, la fundación permite disipar energía de la vibración de la estructura hacia el subsuelo. A ese conjunto de fenómenos se le conoce como interacción suelo-estructura. Esa interacción es paralela a la que debería darse entre sismólogos e ingenieros geotécnicos. Si bien ha habido muchos progresos en años recientes, es claro que en la vida diaria, los sismólogos viven muy bien sin ingenieros geotécnicos y viceversa. En Sismología, por ejemplo, es usual que en los estudios de efectos de sitio se modelen los efectos del movimiento sísmico de una estructura de subsuelo compleja, con medios de distintas propiedades mecánicas en contacto sobre superficies irregulares. Ocasionalmente, los efectos en el movimiento sísmico debidos a una topografía irregular del terreno también son incluidos. El movimiento del terreno se calcula en la superficie libre, *i.e.*, la superficie en la cual se impone la condición de esfuerzos nulos. Esa superficie libre, también está libre de cualquier estructura de ingeniería, a pesar de que la simulación del movimiento sísmico tiene la intención de contribuir a la seguridad de esas mismas estructuras, señalemos notables e importantes excepciones tales como Guéguen *et al*. (2000, 2002); Fernandez-Ares y Bielak (2006), o Groby y Wirgin (2008). Por otra parte, cuando se diseña una fundación y se estudian los efectos dinámicos de interacción suelo-estructura, es común suponer que el subsuelo es un semiespacio homogéneo eminentemente elástico.

Es frecuente que en proyectos de ingeniería, el movimiento del terreno esperado en caso de sismo esté especificado en un reglamento de construcción, frecuentemente mediante espectros de diseño. Los efectos de sitio están incluidos en ese espectro, elegido al especificar las características del suelo en el sitio de interés. Actualmente, uno de los parámetros más usados para especificar las condiciones del sitio de interés es el parámetro Vs_{30}, esto es el promedio de la velocidad de ondas de cortante en los primeros 30 m de profundidad (*e.g.*, norma chilena NCh 433 y sus modificaciones recientes). Especificar un valor de Vs_{30} para el sitio de interés y modificar el espectro de diseño en roca para ese valor de Vs_{30} permite incluir las modificaciones esperadas en el movimiento sísmico en ese sitio debido a la amplificación del movimiento generada por la heterogeneidad de los depósitos sedimentarios superficiales. Esta es una forma racional de hacerlo tomando en cuenta que un reglamento de construcción debe cubrir todos los casos posibles, sin exigir un esfuerzo excesivo en la caracterización del subsuelo. Sin embargo, ese proceso puede hacer perder de vista las incertidumbres y problemas que frecuentemente aparecen en el estudio de efectos de sitio y la dificultad de elaborar reglas aplicables a todos los casos utilizando simplificaciones que difícilmente reflejan una realidad compleja.

En este trabajo revisamos el estado de la práctica en estudios de efectos de sitio desde la perspectiva sismológica. El objetivo principal es presentar las técnicas utilizadas actualmente para estudiar efectos de sitio, los distintos tipos de datos que se analizan y ejemplificar los modelos que utilizamos para simular dichos efectos. Creemos que puede ser útil, para los ingenieros involucrados en el diseño de estructuras y sistemas de fundaciones, conocer mejor las dificultades que implica evaluar la amplificación debida a heterogeneidades geológicas locales y las simplificaciones que se requieren para traducir un fenómeno complejo a un procedimiento simple o incluso a un escalar (*e.g.* Vs_{30}).

En la práctica actual, es común abordar los efectos de sitio en una de dos vertientes. La primera consiste en la estimación de las frecuencias a las cuales se espera amplificación y la amplitud de la misma, ya sea utilizando registros de sismos o de vibración ambiental. La segunda, aborda el problema de determinar la geometría y las propiedades mecánicas de los materiales del subsuelo. Una vez determinada esa estructura, es posible utilizar simulación numérica de propagación de ondas para calcular los efectos de sitio esperados. Nuestro objetivo es enfatizar los problemas e incertidumbres asociados a efectos de sitio, que repercuten

en los coeficientes sísmicos utilizados posteriormente en el diseño de estructuras de todo tipo. Creemos que los sismólogos se beneficiarían al comprender mejor la forma en que los efectos de sitio impactan el diseño de fundaciones y estructuras, y conviene que los ingenieros geotécnicos conozcan mejor la compleja relación entre un coeficiente sísmico y un valor de Vs_{30}, por ejemplo. En este trabajo, y con objeto de fijar ideas, discutiremos mediciones y resultados obtenidos para un pequeño valle aluvial en Nueva Zelanda. Este valle está caracterizado por efectos de sitio importantes. La estructura del subsuelo es sencilla, pero la interfase sedimentos-roca es irregular en 3D. Los efectos de sitio en ese valle aluvial han sido estudiados con registros de movimiento fuerte (terremotos) y de ruido sísmico (Chávez-García *et al*., 1999, 2002). Adicionalmente, se construyó un modelo de la estructura del subsuelo y se simuló la respuesta sísmica del valle (Chávez-García, 2003). Ello permite ilustrar las dos vertientes mencionadas y presentar la comparación entre los resultados obtenidos en ambas. El caso del valle de Parkway tiene varias ventajas. Las dimensiones del valle son sumamente pequeñas; el área instrumentada tiene dimensiones de un cuadrado de 400 m de lado. Ello permitió que la red de instrumentos utilizada para registrar sismos y vibración ambiental tuviera un espaciamiento promedio entre estaciones de únicamente 40 m. Asimismo, al modelar numéricamente la respuesta sísmica de esta estructura, fue posible alcanzar frecuencias relativamente altas con recursos de cómputo modestos. Claramente, el valle de Parkway no es un paradigma de todos los valles aluviales. Sin embargo, la variabilidad geológica en la Tierra indica que eso aplica para cualquier valle aluvial: todos los valles aluviales son diferentes. Sin embargo, los fenómenos físicos que gobiernan los efectos de sitio son los mismos en todas partes, por lo que las técnicas utilizadas para estudiar efectos de sitio son las mismas en todo el mundo. El valle de Parkway nos permitirá ilustrar esos fenómenos físicos. El caso de este valle es excepcional por la cantidad y densidad de mediciones que permitieron explorar con detalle las distintas alternativas posibles para estudiar efectos de sitio. Esto permite presentar un panorama de los distintos métodos disponibles y mostrar las diferencias que se obtienen entre las distintas estimaciones. Esas diferencias permiten acotar de forma experimental la incertidumbre asociada a la determinación de efectos de sitio, algo que es poco común. En efecto, los estudios de efectos de sitio se realizan usualmente con importantes restricciones de recursos y tiempo, lo que limita el número de mediciones y la diversidad de técnicas utilizadas en el análisis de los datos. El caso de Parkway es atípico pues, a pesar de tratarse de una estructura sedimentaria pequeña y relativamente sencilla, sin construcciones importantes y con poca infraestructura, permitió abordar el problema de efectos de sitio con recursos y tiempo suficiente para evaluar distintos tipos de datos, técnicas de análisis y modelado numérico de su respuesta sísmica. Ello permite ejemplificar las técnicas de análisis, sus resultados e incertidumbres, lo que será de utilidad para entender los problemas asociados a la determinación de efectos de sitio en los casos usuales, limitados usualmente a una única medición, y a entender los problemas que implica especificar los efectos de sitio en un reglamento de construcciones.

Efectos de sitio

El movimiento del terreno debido a un sismo en un punto dado depende naturalmente de los parámetros asociados a la fuente sísmica y de la atenuación de la energía sísmica conforme se propaga desde la fuente al sitio de interés. Estos son los parámetros que se utilizan para predecir el movimiento sísmico en un punto utilizando las ecuaciones de predicción de movimiento del terreno (anteriormente conocidas como leyes de atenuación), y que en estudios de riesgo sísmico se conoce como movimiento de referencia, o movimiento estimado para un sitio en roca dura. Si el sitio de interés no se encuentra sobre roca dura, ese movimiento de referencia se verá afectado por la amplificación generada por las irregularidades geológicas, la presencia de capas de suelo, y la geometría irregular de las interfases entre medios con distintas propiedades. Es esa amplificación del movimiento sísmico lo que conocemos como efectos de sitio, los cuales modifican la predicción del movimiento del terreno para un sismo dado con respecto al movimiento en roca dura a la misma distancia a la fuente.

El origen de la amplificación debida a contrastes de impedancia (el producto de la densidad por la velocidad de propagación) en el subsuelo es claro. La conservación del flujo de energía requiere que una onda sísmica que pasa de un medio con velocidad de propagación rápida a uno con velocidad más baja aumente su amplitud. Es común

que los materiales más superficiales tengan velocidades de propagación más lentas. Por ello, los efectos de sitio no pueden despreciarse, especialmente en sitios sobre sedimentos blandos tales como valles aluviales. Las densidades de los materiales del subsuelo no cambian mucho cerca de la superficie. En contraste, las velocidades de propagación de ondas de corte pueden fácilmente cambiar por un factor mayor de 5 entre un depósito de suelo blando y su substrato. Por tanto, son las variaciones en las velocidades de propagación las principales responsables de la amplificación del movimiento sísmico, que frecuentemente alcanza valores de 10 o más (Boore, 2004) en frecuencias relevantes para estructuras comunes. Esto explica el interés por los efectos de sitio, interés que no se muestra sólo en la enorme cantidad de artículos publicados sino también en la organización de sesiones especiales sobre el tema en congresos de la especialidad y aun de congresos enfocados específicamente a ellos.

Cabe señalar que, adicionalmente a los efectos de sitio debidos a contrastes de impedancia, puede presentarse amplificación del movimiento sísmico debido a la geometría irregular de la superficie del terreno. Esta amplificación se conoce como efectos de sitio topográficos. Sin embargo, en este trabajo no abordaremos estos últimos. Los efectos de sitio topográficos ocasionan una amplificación mucho más pequeña que la que generan los contrastes mecánicos entre distintos materiales en el subsuelo (*e.g.*, Chávez-García, 2011; Assimaki *et al.*, 2012). Por otra parte, si bien es difícil medir experimentalmente la amplificación debida a una topografía irregular, la simulación numérica de esos efectos es relativamente sencilla. Los resultados de esas simulaciones sugieren que únicamente en casos excepcionales la amplificación topográfica rebasa factores de 2 en el dominio de la frecuencia. En contraste, como mencionamos arriba, la amplificación del movimiento sísmico debida a los contrastes entre medios de distinta rigidez en el subsuelo puede ser mucho mayor.

En efectos de sitio es frecuente considerar únicamente el movimiento horizontal. Hay varias razones para ello. Supongamos que las interfases entre materiales de distintas propiedades son horizontales. Cuando una onda sísmica se propaga hacia la superficie atravesando esas interfases, su dirección de propagación se acercará a la vertical debido a la ley de Snell. Por ello, es común asumir propagación vertical de las ondas sísmicas incidentes al sitio de interés. Se mencionó que los contrastes de impedancia amplifican las ondas sísmicas, tanto las ondas P como las ondas S. Sin embargo, esos contrastes, en general, son pequeños para ondas P. En materiales granulares saturados, la velocidad de ondas P se acercará a la velocidad del sonido en el agua (alrededor de 1500 m/s). Por ser este un valor elevado, es poco probable que exista un contraste significativo con la velocidad de ondas P de materiales subyacentes. En contraste, la velocidad de ondas de corte (asociadas al movimiento horizontal en la superficie para incidencia vertical) puede cambiar por factores de 5 y mayores entre los distintos materiales cercanos a la superficie libre.

En el diseño de estructuras nos preocupa el movimiento sísmico para sismos grandes, aquellos que pueden afectar su integridad. Por ello, es importante considerar el posible comportamiento no lineal de los materiales del subsuelo ante grandes solicitaciones. Más aún, efectos importantes como la licuación en sedimentos no consolidados son evidentemente un fenómeno no lineal. Sin embargo, en este trabajo no abordaremos el problema de la caracterización de efectos de sitio no lineales. La primera razón de esta omisión es la dificultad que implica caracterizar efectos de sitio. Obtener una estimación confiable ya es difícil asumiendo comportamiento lineal. La evidencia sismológica para caracterizar efectos de sitio no lineales es sumamente escasa, lo que complica aún más el problema. Por ejemplo, es frecuente que el 99% de los datos disponibles correspondan a movimientos de pequeña amplitud (sismos pequeños o incluso ruido sísmico), y únicamente 1% corresponda a movimientos fuertes. Ello hace imposible estimar de manera confiable la diferencia en la amplificación local en función de la amplitud del movimiento incidente. A pesar de ello, la estimación de efectos de sitio en el rango lineal no es inútil. Claramente, contar con una estimación de efectos de sitio en el rango lineal es la primera condición para abordar el problema de la no linealidad. Adicionalmente, la complejidad de la no linealidad obliga a estudiar cada caso involucrando más parámetros. Ello no sólo requiere más observaciones, sino que además dificulta enormemente generalizar los resultados.

Uso de registros sísmicos

Si uno desea predecir el movimiento para sismos futuros, es claro que es preferible basarse en registros de sismos pasados. Las tres técnicas más utilizadas hoy en día para estimar efectos de sitio utilizando registros de sismos son: cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia, cocientes espectrales de los componentes horizontales con respecto al vertical registrado en el mismo sitio, y algún tipo de inversión paramétrica del espectro de amplitudes de Fourier que permita separar en los registros los efectos de fuente y de trayecto (los efectos de sitio usualmente se obtienen del residual entre las observaciones y el modelo utilizado para fuente y trayecto).

Para ejemplificar las técnicas mencionadas, utilizaremos datos registrados en el pequeño valle aluvial de Parkway, en el extremo sur de la Isla Norte, Nueva Zelanda (Figura 1). Parkway fue seleccionado como sitio de prueba para la determinación experimental de efectos de sitio por el Institute of Geological and Nuclear Sciences, Ltd, de Nueva Zelanda. Durante poco más de dos meses en 1995 se instaló una red temporal de 24 sismógrafos digitales, con sensores de 1 Hz. Durante su operación, la red temporal registró 64 eventos en al menos 10 estaciones del arreglo. Estos datos se utilizaron para estimar efectos de sitio utilizando las técnicas mencionadas.

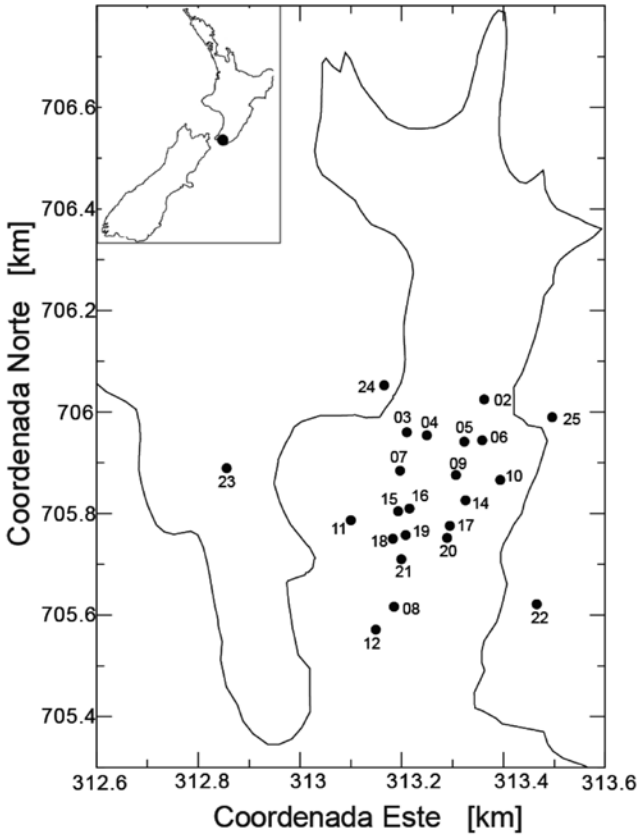

Figura 1: Mapa de localización y distribución de las estaciones en la cuenca de Parkway, Wainuiomata, Nueva Zelanda. La línea continua muestra el contacto en la superficie entre sedimentos y la roca subyacente.

El valle de Parkway es un valle pequeño (su ancho es de 400 m), tallado en grauvaca del grupo Torlesse y fue llenado durante el Pleistoceno tardío por abanicos aluviales. A pesar de algunos estudios geotécnicos, la información de los sedimentos que llenan el valle es escasa. La profundidad máxima en la zona del arreglo de estaciones está estimada entre 50 y 70 m. La velocidad de ondas de cortante de los sedimentos varía entre 80 m/s en la superficie y 200 m/s a 14 m de profundidad. No se cuenta con datos para profundidades mayores. Una descripción más detallada del experimento de registro sísmico y de la información geológica del valle se encuentra en Begg *et al*. (1993) y Chávez-García *et al*. (1999).

Cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia SSR

Introducidos en la práctica por Borcherdt (1970), los cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia son considerados como una de las técnicas más confiables para estimar efectos de sitio. La técnica está basada en escribir un registro sísmico *u(t)*, en términos de tres grupos de factores: efectos asociados a la fuente *s(t)*, efectos asociados al trayecto por la corteza entre la fuente y el sitio de interés *p(t)*, y los efectos de sitio *h(t)*. Si podemos suponer linealidad entre estos factores, puede mostrarse que el registro sísmico será el resultado de la convolución de los mismos:

$$u(t) = s(t) * p(t) * h(t) \tag{1}$$

Esta expresión se simplifica si la transformamos al dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier. La convolución se transforma en un simple producto, y podemos escribir:

$$U(f) = S(f)P(f)H(f) \tag{2}$$

Supongamos ahora que contamos con dos registros para el mismo evento, obtenidos en estaciones cercanas relativamente a la distancia a la fuente. Es claro que podemos suponer que fuente y trayecto serán idénticos para ambos registros. Por ello, al hacer el cociente espectral de ambos registros se cancelan los factores de fuente y trayecto y quedarán únicamente los efectos de sitio:

$$\frac{U_2(f)}{U_1(f)} = \frac{S(f)P(f)H_2(f)}{S(f)P(f)H_1(f)} = \frac{H_2(f)}{H_1(f)} \qquad (3)$$

Si uno de los registros, por ejemplo $u_1(t)$, se obtuvo en roca, los efectos de sitio serán inexistentes o muy pequeños ($H_1(f) \approx 1$), y el cociente espectral proporciona una estimación de la función de transferencia, la amplificación local, en el sitio 2. Esta técnica se considera muy confiable debido a que se evalúa exactamente la definición de efectos de sitio: la amplificación del movimiento sísmico observada en un sitio sobre sedimentos con respecto al movimiento registrado para el mismo sismo sobre roca dura.

La Figura 2 muestra un ejemplo de los resultados calculados para cuatro estaciones sobre sedimentos del valle de Parkway, cercanas entre sí y situadas al centro del valle. Los dos diagramas superiores muestran el promedio de los cocientes espectrales de los dos componentes horizontales con respecto a la estación de referencia elegida, la número 25. Las cuatro curvas para cada componente son muy similares. Observamos algunas diferencias entre los resultados para componentes NS con respecto a los componentes EW. Estas diferencias son reales, pues se observan consistentemente para las cuatro estaciones mostradas. Las diferencias no pueden estar relacionadas con efectos de fuente o de trayecto, pues los cocientes espectrales eliminan esa dependencia. Por otra parte, las curvas mostradas en la Figura 2 corresponden al promedio calculado para muchos eventos, localizados a distancias variables del arreglo de estaciones y con azimuts fuente-estación muy variables. La única explicación posible para las diferencias entre componentes EW y NS forzosamente está relacionada con los efectos de sitio. Esas diferencias sugieren que los efectos de sitio no pueden explicarse con un modelo 1D sencillo. Sin embargo, en estudios de efectos de sitio es común despreciar las posibles diferencias entre componentes horizontales mediante el simple expediente de promediar los resultados para el componente NS con los obtenidos para el EW. La amplificación máxima alcanza valores cercanos a un factor 10 entre 1 y 2 Hz. Las funciones de transferencia decaen a frecuencias superiores, lo que sugiere una atenuación importante en los sedimentos que llenan el valle. Los dos diagramas inferiores en la Figura 2 muestran el coeficiente de variación de los valores promedio para la amplificación en función de la frecuencia. Observamos que ese coeficiente toma valores entre 0.1 y 0.3 en el rango de frecuencias mostrado. La incertidumbre del valor promedio es relativamente constante en el rango de frecuencias mostrado y no hay diferencias entre estaciones, lo que indica que las cuatros funciones de transferencia mostradas son igualmente confiables.

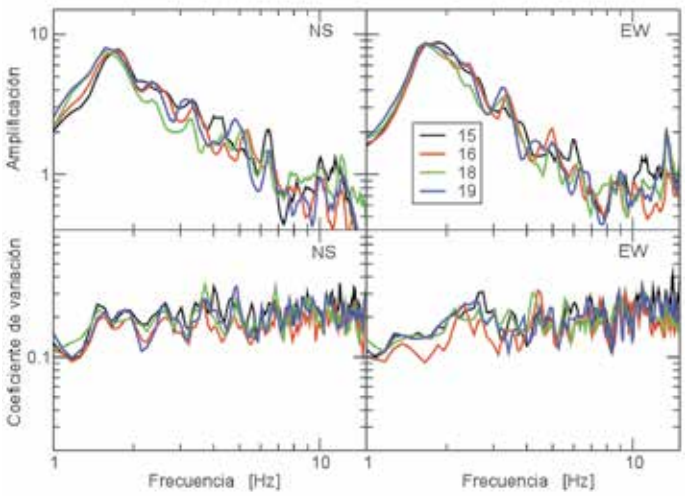

Figura 2: Funciones de transferencia promedio respecto a una estación de referencia y los coeficientes de variación para estaciones en Parkway

La Figura 3 muestra otro ejemplo de resultados obtenidos con cocientes espectrales con respecto a la estación 25. El diagrama superior muestra las curvas de amplificación promedio determinadas para la estación 16 en los tres componentes registrados, vertical NS y EW. La amplificación máxima es de 8.6 y 7.6 en los componentes EW y NS respectivamente, para un mismo valor de frecuencia dominante de 1.8 Hz. El componente vertical, contrariamente a lo afirmado arriba, sí presenta una ligera amplificación, que alcanza un factor 4.3 en 2.6 Hz. En el caso de Parkway, sí existe un contraste de impedancia para ondas P entre sedimentos y basamento rocoso. Sin embargo, la amplificación es considerablemente más pequeña que la de los componentes horizontales y el máximo de amplificación se presenta a una frecuencia más alta. De acuerdo con el modelo de un estrato lateralmente infinito sobre un semiespacio, la diferencia

entre frecuencias de resonancia para ondas S y para ondas P debería ser igual al cociente entre velocidades de ondas P y S en los sedimentos. La Figura 3 indica que ese cociente es de 1.5, lo que sugiere que los sedimentos presentan un valor del coeficiente de Poisson ligeramente inferior a 0.25. La Figura 3b presenta las funciones de transferencia obtenidas para la estación 23, sobre roca al igual que la estación 25, usada como referencia. La teoría para los cocientes espectrales indica que para la estación 23 deberíamos observar funciones de transferencia constantes con amplitud unitaria. En cambio, observamos deamplificación en los componentes horizontales que toma valores significativos para una frecuencia de 7 Hz. No es posible saber si el máximo de amplitud cercana a 0.2 en 7 Hz en las curvas para la estación 23 se debe a la atenuación del movimiento a esta frecuencia en el sitio 23 o bien resulta de una amplificación cercana a un factor 5 a esta frecuencia en la estación 25. Sin embargo, los resultados para las estaciones sobre los sedimentos blandos indican que la amplificación del movimiento sísmico es relevante únicamente para frecuencias menores a 3 o 4 Hz. En ese rango de frecuencias, las diferencias entre la estación 23 y la estación 25 son menores y por tanto la estimación de la amplificación es confiable. Los valores bajos de velocidad de propagación de ondas de corte en sedimentos blandos están asociados a valores pequeños del factor de calidad. Ello implica atenuación importante de la energía a altas frecuencias, lo que frecuentemente estabiliza los resultados. Sin embargo, es claro que en la banda entre 1 y 4 Hz existe una incertidumbre de alrededor de un factor 2 en la amplificación calculada con respecto a la estación 25.

En estudios usuales de efectos de sitio existe una única estación sobre roca para utilizarse como estación de referencia. Dado que es común contar con un número limitado de equipos de registro sísmico, se procura instalar el mayor número de ellos sobre los sedimentos, con la intención de caracterizar posibles variaciones en la amplificación sobre los mismos. El caso de Parkway es excepcional, pues se instalaron cuatro estaciones sobre roca alrededor del valle. Ello permite evaluar una de las hipótesis implícitas en la técnica de los cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia: el movimiento utilizado como referencia es independiente del lugar de registro, siempre que éste se encuentre sobre roca. En el caso del valle de Parkway, Yu y Haines (2003) estudiaron las consecuencias de utilizar distintas estaciones como referencia para la estimación de los efectos de sitio. Estos autores encontraron que la mejor elección para este caso es calcular la amplificación con respecto al promedio de las cuatro estaciones instaladas en roca. Los resultados son más estables, sin embargo, las diferencias observadas con estos autores con las curvas promedio mostradas en la Figura 2 fueron mucho más pequeñas que la variabilidad entre los cocientes espectrales calculados para sismos individuales. Estos resultados permiten entender por qué los cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia son considerados la técnica más confiable para determinar efectos de sitio.

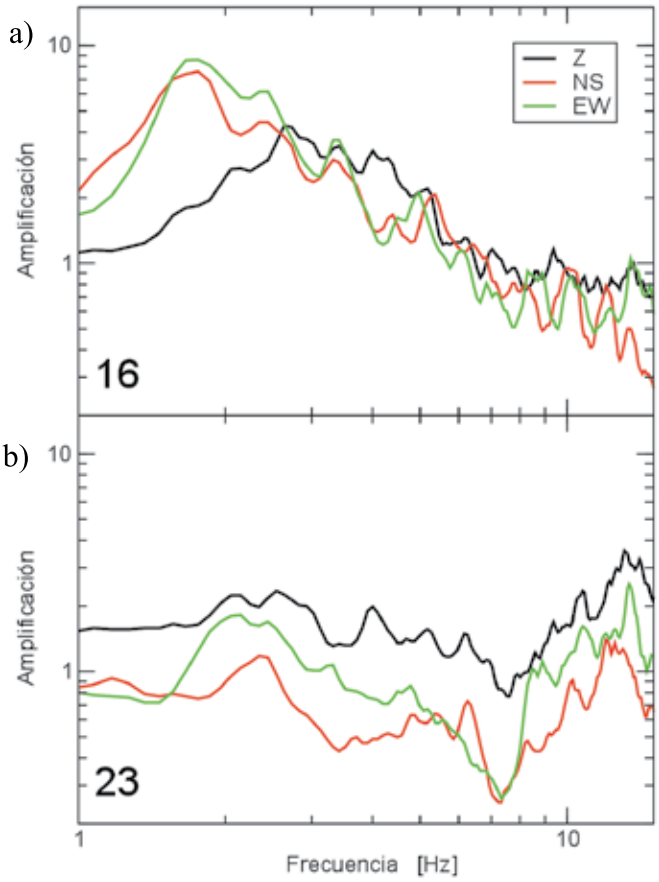

Figura 3: Funciones de transferencia promedio en Parkway, a) estación 16 y b) estación 23

Se ha sugerido (*e.g.*, Steidl *et al*., 1996) que no es adecuado utilizar estaciones en superficie como referencia, y que es preferible el recurrir a estaciones instaladas en pozo, bajo el sitio de interés. Claramente, arreglos de estaciones que incluyen estaciones en pozo tienen ventajas teóricas indiscutibles. Sin embargo, también presentan desventajas. De Martin *et al*. (2013), por ejemplo, señalan que las

irregularidades geométricas de las interfases del subsuelo afectan en mucho mayor medida los registros obtenidos en profundidad que los registros en la superficie libre. Adicionalmente, la instalación de sensores a profundidad claramente escapa las posibilidades de la mayoría de los estudios de efectos de sitio para fines de reducción de riesgo sísmico en cualquier parte del mundo. Cuando existe la posibilidad de instalar redes sísmicas, aun temporales, se requiere considerar con cuidado la elección de un sitio de referencia, sin olvidar los posibles problemas e incertidumbres asociadas.

Cocientes espectrales H/V (HVSR) de registros de sismos

No es poco frecuente que se desee evaluar efectos de sitio con registros de sismos obtenidos en una estación sobre sedimentos, para la cual no se cuenta con una estación de referencia cercana, o que haya registrado los mismos eventos. Desde hace más de 35 años se mostró que era posible deconvolucionar el componente vertical de los componentes horizontales (Burdick y Langston, 1977; Langston, 1977). Este método se denominó función receptor (*receiver function*) y permite eliminar la contribución de la fuente y el trayecto para estudiar exclusivamente la estructura bajo el sitio de registro. Las frecuencias para las cuales se obtienen resultados útiles con este método son únicamente frecuencias bajas (de otro modo, la deconvolución se vuelve inestable), lo que únicamente permite resolver la estructura de la corteza a gran escala.

Veamos en primer lugar la explicación de Langston (1979) para el método de la función receptor. En el caso de registros telesísmicos, las ondas de cuerpo incidentes en una estación llegan al sitio de registro con incidencia vertical. El desplazamiento registrado en el dominio del tiempo en los componentes vertical, radial y transversal estará dado por:

$$D_V(t) = I(t) * S(t) * E_V(t) \tag{4}$$

$$D_R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t) \tag{5}$$

$$D_T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t) \tag{6}$$

donde $S(t)$ es la función temporal de la fuente sísmica de la onda incidente, $I(t)$ es la respuesta impulsional del instrumento de registro, las funciones $E_V(t)$, $E_R(t)$ y $E_T(t)$ son las respuestas impulsionales de la estructura sedimentaria bajo la estación para los componentes vertical, radial y transveral y el asterisco indica convolución. De acuerdo con Langston (1979), para datos telesísmicos el registro del componente vertical tiene frecuentemente la forma de un único pulso convolucionado con la respuesta instrumental. Por ello podemos aceptar la aproximación:

$$I(t) * S(t) \cong D_V(t) \tag{7}$$

es decir, el desplazamiento registrado en el componente vertical es una estimación de la función de la fuente convolucionada por la respuesta instrumental. Si aceptamos que la respuesta instrumental es similar para los tres componentes del movimiento, las funciones que describen los efectos de la estructura sedimentaria bajo el sitio de registro para los componentes horizontales pueden obtenerse al deconvolucionar los registros horizontales con el componente vertical. En el dominio de la frecuencia, esa deconvolución es una división y obtenemos

$$E_R(f) = \frac{D_R(f)}{I(f)S(f)} \cong \frac{D_R(f)}{D_V(f)} \tag{8}$$

$$E_T(f) = \frac{D_T(f)}{I(f)S(f)} \cong \frac{D_T(f)}{D_V(f)} \tag{9}$$

A continuación, Langston (1979) regresa las funciones E_R y E_T al dominio del tiempo con la transformada de Fourier inversa. Sin embargo, al quedarnos con esas funciones en el dominio de la frecuencia obtenemos una estimación de la función de transferencia para el caso de ondas de cuerpo incidentes verticalmente. Esto es lo que propusieron Lermo y Chávez-García (1993) para estimar efectos de sitio.

Ahora bien, en el caso de analizar sismos regionales o locales, o más aún al utilizar los cocientes H/V para analizar registros de vibración ambiental, no podemos ignorar la contribución de las ondas superficiales en los registros. En este caso, podemos seguir el razonamiento de Nakamura (1989). De acuerdo con Nakamura, la energía sísmica se propaga predominantemente como ondas de Rayleigh. En ese caso, para el caso de una capa de suelo (o de varias capas de suelo) sobre un semiespacio de roca firme, podemos considerar cuatro componentes de

movimiento: los componentes horizontal y vertical en la superficie libre (H_S y V_S respectivamente), y los mismos componentes en la base de la columna sedimentaria (H_B y V_B). Dado que el movimiento en la base no está afectado por efectos de sitio, la estimación de la amplificación que nos interesa en ingeniería sísmica es el cociente entre el movimiento horizontal en la superficie con respecto al movimiento horizontal sin efectos de sitio, $S_E(f)$, dado por:

$$S_E(f) = \frac{H_S(f)}{H_B(f)} \tag{10}$$

Según Nakamura (1989), las ondas de Rayleigh, al estar atrapadas por las capas de suelo, están presentes en el componente vertical registrado en la superficie libre, V_S, pero no en el componente vertical en roca V_B. Si suponemos que el componente vertical de las ondas de Rayleigh no es amplificado por las capas de suelo, entonces una estimación de la distribución de la energía de la fuente en el dominio de la frecuencia, es decir, del espectro de la fuente que excita el movimiento en la superficie $A_S(f)$, puede obtenerse del cociente:

$$A_S(f) = \frac{V_S(f)}{V_B(f)} \tag{11}$$

Por ello, para compensar $S_E(f)$ por el efecto del espectro de la señal que excita el movimiento, calculamos una función de amplificación modificada $S_M(f)$, dividiendo S_E por la estimación del espectro de la fuente A_S, como:

$$S_M(f) = \frac{S_E(f)}{A_S(f)} = \frac{\frac{H_S(f)}{V_S(f)}}{\frac{H_B(f)}{V_B(f)}} \tag{12}$$

Una hipótesis final es que, para todas las frecuencias de interés, se cumple que:

$$\frac{H_B(f)}{V_B(f)} = 1 \tag{13}$$

De este modo, una estimación de efectos de sitio para el caso de ondas Rayleigh está dada por el cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical registrados en la superficie libre. La ecuación (13) fue verificada por Nakamura (1989) usando registros de ruido sísmico obtenidos con un sensor de pozo.

Observamos entonces que por distintos razonamientos se justifica el uso de cocientes espectrales del componente horizontal del movimiento sísmico dividido por el componente vertical registrado en el mismo sitio para estimar una función de amplificación local, los efectos de sitio, tanto si se considera que el movimiento sísmico consiste de ondas como en el caso de que predominen ondas superficiales. Claramente, el cociente espectral H/V también debe ser útil en el caso de que el movimiento sísmico registrado consista en una mezcla de ondas de cuerpo y ondas superficiales. Por ello, los cocientes espectrales H/V han mostrado ser útiles tanto para analizar registros de sismos como registros de vibración ambiental (*e.g.*, Field y Jacob, 1995). El éxito de estos cocientes para estimar efectos de sitio confirma las hipótesis señaladas. Para incidencia vertical, el componente vertical incluirá fundamentalmente ondas P, mientras que las ondas S estarán contenidas en los componentes horizontales. Si los distintos medios del subsuelo no presentan contrastes en las velocidades para ondas P, el componente vertical contendrá fundamentalmente información de la fuente y el trayecto, pero no del sitio. El razonamiento es similar para el caso de ondas Rayleigh. Ello permite utilizar el componente vertical como referencia, con la misma base que los cocientes espectrales con respecto a una estación de referencia.

¿Qué sucede, sin embargo, cuando existe amplificación en el componente vertical, tal como observamos en la Figura 3?. La respuesta es que aún en este caso, los cocientes H/V con registros de sismos son útiles. Esto puede entenderse al observar nuevamente la Figura 3. Esta figura muestra que, aun cuando el componente vertical presenta amplificación debido a contrastes de impedancia para ondas P, la diferencia entre las frecuencias de resonancia para ondas P y ondas S obliga a que la amplificación en el componente vertical aparezca a frecuencias más altas. El cociente espectral del movimiento horizontal entre el vertical H/V será inútil para frecuencias mayores a la frecuencia de resonancia para ondas P, pero permite identificar el máximo de resonancia fundamental para ondas S. Las funciones de transferencia mostradas en la Figura 3 para la estación 16 muestran claramente la resonancia para los componentes horizontales entre 1 y 2 Hz y para el vertical a una frecuencia cercana a 3 Hz. Para la estación 16, el cociente H/V para frecuencias mayores a unos 2.5 Hz estará cerca de la unidad pues la amplificación en el componente vertical es similar a la observada en los componentes horizontales. Sin

embargo, para frecuencias menores a 2.5 Hz, ese cociente permitirá identificar claramente el máximo observado en los cocientes espectrales con respecto a la estación 25. La diferencia en la amplitud de las funciones de transferencia entre componentes horizontales y componente vertical es importante entre 1 y 2 Hz, rango en el cual la amplificación en el componente vertical es inferior a un factor 2.

La Figura 4 muestra los cocientes espectrales promedio H/V calculados para todos los sismos registrados por las estaciones mostradas en la Figura 2 para ambos componentes horizontales en los dos diagramas superiores. Observamos lo que esperábamos. Aparece claramente el máximo de amplificación del modo fundamental de resonancia para las estaciones sobre sedimentos. La diferencia de f_0 entre SSR y H/V es mínima (alrededor de 0.2 Hz). Claramente, para frecuencias mayores a f_0, los cocientes H/V presentan una respuesta prácticamente plana en frecuencia, alrededor de un factor de 2 en ambos componentes horizontales y para las 4 estaciones mostradas. Los coeficientes de variación de las funciones de transferencia, mostrados en los paneles inferiores, son semejantes a los obtenidos para la técnica SSR, pero con menor amplitud. Esto es, los cocientes H/V presentan una dispersión menor que la observada para los cocientes SSR.

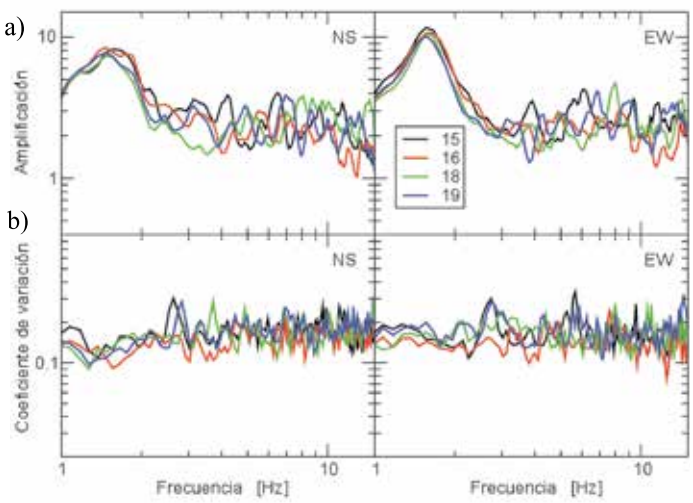

Figura 4: Resultados en estaciones de Parkway, a) funciones de transferencia promedio HVSR y b) coeficientes de variación

Generalized Inversion Scheme GIS

Otra técnica utilizada corrientemente para evaluar la amplificación es la inversión paramétrica del espectro de amplitud de ondas S registrado, que ha recibido distintos nombres en la literatura. Originalmente propuesta para estudiar la fuente sísmica (Andrews, 1986), la técnica se basa en describir nuevamente el registro sísmico en un sitio como la convolución de los factores en (1) de fuente, trayecto y sitio. Como mencionamos, la transformada de Fourier de esa convolución permite expresar el espectro de amplitud registrado como el producto de la función que representa a cada grupo de factores. Consideremos ahora que contamos con registros en varias estaciones para cada evento y que cada estación ha registrado varios sismos. Tomando el logaritmo en (2) y utilizando los subíndices i para referirnos al sitio i-ésimo, y el subíndice j para referirnos al sismo j-ésimo, podemos escribir:

$$\ln U_{ij}(f) = \ln S_j(f) + \ln P_{ij}(f) + \ln H_i(f) \qquad (14)$$

Siguiendo a Field y Jacob (1995), parametrizamos ahora los términos de fuente y trayecto. El espectro de amplitud irradiado por una fuente sísmica puede ser aproximado mediante modelos sismológicos. El más aceptado es el modelo ω^2 (Aki, 1967; Brune, 1970), válido para una dislocación puntual. Si expresamos el factor asociado a la j-ésima fuente, $S_j(f)$, en términos de este modelo obtenemos

$$S_j(f) = \frac{2\pi f A_j}{\sqrt{1+(\frac{f}{f_{cj}})^4}} \qquad (15)$$

en donde A representa la amplitud espectral del desplazamiento a frecuencias bajas y f_c es la frecuencia de esquina de la fuente sísmica. Al parametrizar de este modo el espectro sísmico irradiado por la j-ésima fuente podemos caracterizar el término $S_j(f)$ con únicamente dos parámetros: el valor de amplitud del espectro de desplazamiento a frecuencias bajas A_j, y el valor de la frecuencia de esquina para esa fuente f_{cj}. De forma similar, el término asociado a los factores de trayecto entre la j-ésima fuente y el i-ésimo sitio puede parametrizarse como:

$$P_{ij}(f) = \frac{1}{r_{ij}} e^{-\pi f(t^* + T_{ij}Q)} \qquad (16)$$

en donde r_{ij} es la distancia fuente estación y $1/r_{ij}$ es por tanto el factor que representa la expansión geométrica para ondas de cuerpo, T_{ij} es el tiempo de viaje de las ondas de cortante entre fuente y sitio de registro, Q es un factor de

calidad regional, independiente de la frecuencia y t^* es un factor de atenuación de la energía sísmica en la zona cercana al receptor. Si suponemos que la estructura de la corteza es similar para la región que incluye las fuentes y todos los sitios de registro, podemos suponer que el factor de calidad y el parámetro t^* son constantes para todos los pares fuente-estación. Como ejemplo, la Figura 5 muestra los espectros de amplitud de Fourier para 4 sismos con magnitudes de momento 4, 5, 6 y 7, calculados con el modelo ω^2 para un sitio en roca dura a 10 km de la fuente sísmica. El espectro de desplazamiento presenta una parte plana en bajas frecuencias hasta la frecuencia de esquina f_c, a partir de la cual la amplitud del espectro decae con una pendiente igual a la frecuencia al cuadrado (de ahí el nombre de modelo ω^2). El espectro de velocidad se obtiene por integración del espectro de desplazamiento (en el dominio de la frecuencia, la integración equivale a dividir las curvas por la frecuencia). La parte plana del espectro, ahora presenta una pendiente positiva proporcional a la frecuencia y se observa claramente que la frecuencia de esquina depende de la magnitud; conforme aumenta la magnitud, la frecuencia de esquina disminuye. De acuerdo con el modelo ω^2, utilizando los parámetros para el modelo propuestos por Boore (1983), la frecuencia de esquina para este modelo es de 3.3 Hz para un sismo de magnitud 4, de 1 Hz para magnitud 5, 0.3 Hz para magnitud 6 y 0.1 Hz para magnitud 7. Cuando utilizamos la técnica GIS para determinar efectos de sitio, lo que hacemos es intentar ajustar espectros como los mostrados en la Figura 5 a cada uno de los espectros de Fourier de los sismos registrados por las estaciones. El promedio de los residuales del ajuste para todos los sismos registrados en cada estación será nuestra estimación de los efectos de sitio en esa estación.

El procedimiento para el ajuste parte de la parametrización dada por las ecuaciones (15) y (16) para los términos de fuente y trayecto. Con esa parametrización, escribimos (14) para cada valor de la frecuencia para cada uno de los sismogramas registrados, ignorando el término de efectos de sitio $H_i(f)$. Con el conjunto de esas ecuaciones formamos un sistema lineal de ecuaciones en el que las incógnitas del sistema son dos parámetros por cada fuente sísmica (U_j y f_{cj}) y los parámetros de trayecto (Q y t^*), comunes para todos los pares fuente-estación analizados. Dado que la dependencia del sistema de ecuaciones en f_c es no lineal, Field y Jacob (1995) propusieron eliminar esa no linealidad tomando los dos primeros términos de una expansión en series de Taylor. El algoritmo iterativo que estos autores propusieron permite resolver el sistema de ecuaciones como un problema de optimización, a partir de valores iniciales supuestos para las variables. Cuando el algoritmo converge se obtiene la mejor estimación de las incógnitas del sistema en un sentido de mínimos cuadrados. La diferencia promedio para cada estación entre ese mejor ajuste del modelo paramétrico y los espectros de los sismogramas observados será la estimación de los efectos de sitio (los términos $H_i(f)$). Los efectos de sitio se obtienen entonces como el residual del ajuste.

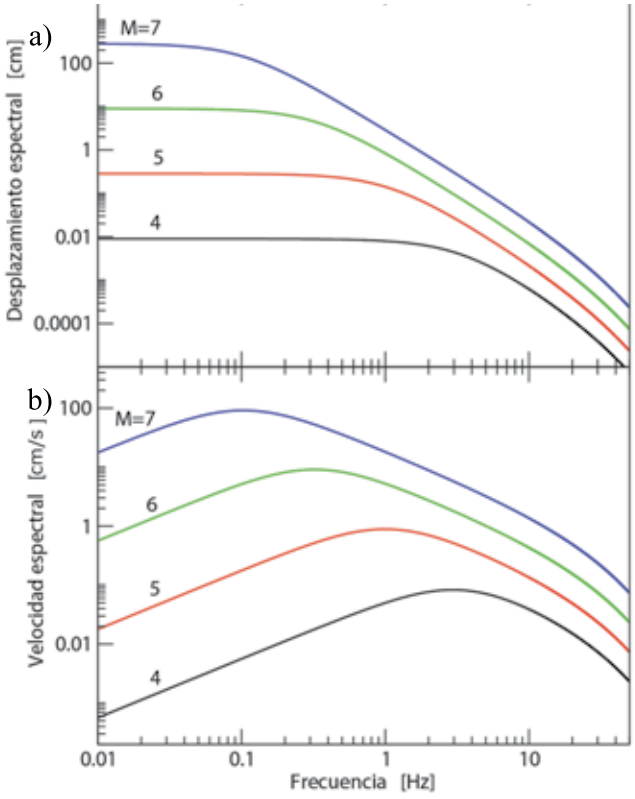

Figura 5: Espectros de amplitud de Fourier de la energía irradiada por una fuente sísmica puntual simulada con el modelo ω^2, a) espectros de desplazamiento y b) espectros de velocidad para el componente horizontal del movimiento que se registraría en la superficie libre para terreno firme (roca dura) a 10 km de la fuente.

Los resultados obtenidos con el método GIS para los datos registrados en el valle de Parkway se muestran en la Figura 6, para las estaciones mostradas anteriormente. Las funciones de transferencia son muy similares a las obtenidas utilizando la técnica SSR, aunque las amplificaciones máximas obtenidas con GIS son algo menores a las obtenidas con SSR. Esto se debe a que

invertir en conjunto las amplitudes espectrales de las estaciones sobre sedimentos y sobre roca en este esquema es equivalente a calcular funciones de transferencia con respecto al promedio de las amplificaciones obtenidas para todas las estaciones. Sería posible limitar este efecto si conociéramos la función de transferencia en uno de los sitios (Boatwright *et al*., 1991). El uso de GIS para determinar la amplificación local es eficaz cuando un arreglo de estaciones registró simultáneamente un número adecuado de sismos (del orden de diez). Si la cantidad de datos no es suficiente, el sistema de ecuaciones no converge a una solución. Los diagramas inferiores de la Figura 6 muestran los coeficientes de variación de la estimación promedio. No observamos diferencias significativas entre las estaciones pero sí hay diferencias con respecto a los coeficientes de variación obtenidos para SSR y HVSR. A la frecuencia de resonancia, la variabilidad de las funciones de transferencia es mínima y con valores muy similares a los observados para las otras técnicas. Esto indica que la respuesta a la frecuencia de resonancia no es menos confiable que la obtenida con SSR o HVSR. Sin embargo, para frecuencias mayores el coeficiente de variación aumenta casi linealmente (en el plano log-log) con la frecuencia. Esto es esperado. Los modelos utilizados para parametrizar la fuente y el trayecto presentan una variación suave. Sin embargo, la variabilidad de los espectros de Fourier de los sismogramas analizados aumenta con la frecuencia. El método GIS traslada esa variabilidad, imposible de explicar con modelos sencillos, a la función de transferencia, estimada como el residual del ajuste.

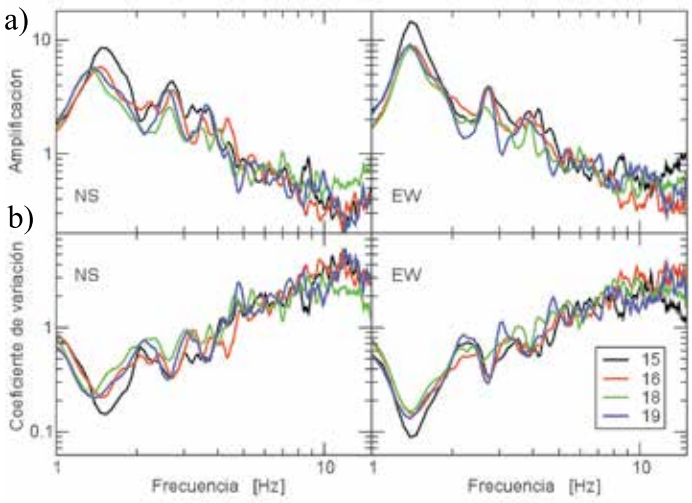

Figura 6: a) Funciones de transferencia promedio obtenidas de la inversión paramétrica de los espectros de Fourier (técnica GIS) y b) coeficientes de variación

Comparemos ahora los resultados obtenidos con los tres métodos para las 19 estaciones instaladas sobre sedimentos. Presentamos esta comparación en términos de frecuencia dominante f_0 y amplificación máxima A_{max}. La Figura 7 grafica, en el eje de las abscisas, los valores de periodo dominante (Figura 7a) y amplificación máxima (Figura 7b) obtenidos para el componente NS con la técnica de cocientes espectrales con respecto a una estación de referencia. En el eje de las ordenadas se grafican los mismos valores obtenidos para el componente EW y para los dos componentes observados utilizando HVSR y GIS. Observamos un buen acuerdo entre las distintas mediciones, a pesar de una dispersión que no es despreciable. Observamos que existen diferencias en los valores de f_0 y A_{max} entre las distintas técnicas. Sin embargo, estas diferencias no son mayores que las que

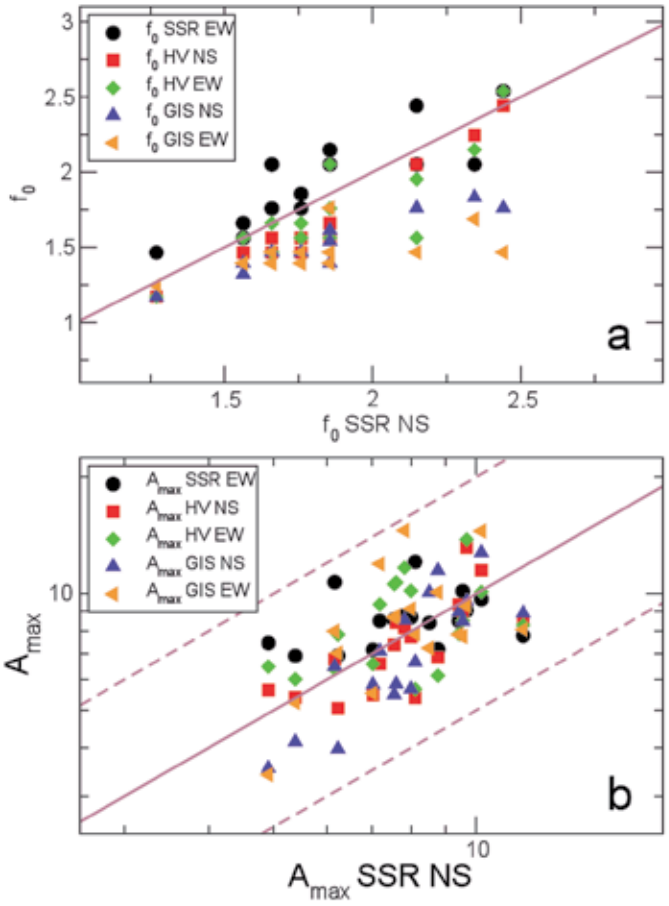

Figura 7: En el eje de las abscisas SSR NS corresponde a los cocientes espectrales respecto a una estación de referencia NS y en el eje de las ordenadas para EW, además se muestran resultados HVSR y GIS. La línea continua indica igualdad en ambos ejes y la línea punteada 0.5 y 2 veces el valor de las abscisas. a) Frecuencia dominante f_0 y b) amplificación máxima A_{max}

se observan entre los dos componentes horizontales (NS y EW) para una misma técnica, aun para SSR, la técnica considerada generalmente como la más confiable. Estas diferencias son comunes, pero usualmente se eliminan por el simple expediente de calcular un promedio para ambos componentes horizontales. La incertidumbre en f_0 es mucho menor que la que se observa para A_{max}. En efecto, la amplificación máxima presenta generalmente una variabilidad considerable. Chávez-García *et al*. (1990) y Field y Jacob (1995) proponen una incertidumbre irreductible de un factor 2 para A_{max}. A pesar de los casi 20 años transcurridos, no ha sido posible disminuir esa incertidumbre. Ese valor mínimo de incertidumbre afecta inevitablemente las estimaciones de efectos de sitio.

Uso de vibración ambiental

No siempre es posible contar con registros de sismos. A veces la tasa de sismicidad es baja y experimentos temporales no permiten registrar suficientes sismos en suficientes estaciones. En otras ocasiones, aun en sitios con alta sismicidad, no hay registros por falta de estaciones. Por ello y desde hace ya muchos años, se propuso el uso de registros de vibración ambiental (ruido sísmico) para estudiar efectos de sitio. El ruido sísmico es la vibración del terreno debido a la multitud de fuentes que generan ondas elásticas propagándose por el subsuelo: el oleaje golpeando la costa, el tráfico vehicular, los sismos lejanos, la maquinaria, etc. Dado que las ondas que propagan el ruido sísmico son las mismas que propagan la energía generada por los sismos, es razonable utilizar el ruido sísmico para estudiar el mismo medio de propagación y con ello los efectos de sitio.

Los primeros trabajos utilizando ruido sísmico fueron propuestos por investigadores japoneses. Kanai y Tanaka (1954) propusieron relacionar directamente los máximos observados en el espectro de amplitud de Fourier o en la densidad espectral de potencia de registros de ruido sísmico con efectos de sitio. Esta aproximación supone que la densidad espectral de potencia del ruido sísmico en un sitio de roca es constante y de amplitud unitaria. Observaciones recientes con instrumentos de alta calidad muestran claramente que esta condición está lejos de cumplirse (Peterson, 1993). Otros trabajos exploraron la posibilidad de utilizar cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia, de forma similar al uso de registros de sismos (Ohta *et al*., 1978; Kagami *et al*., 1982, 1986; Field *et al*., 1990). Los resultados no fueron adecuados. Hemos mencionado que un requisito para que ese cociente proporcione buenos resultados es que sea posible garantizar que la fuente y el trayecto fuente-estación sean similares para las dos estaciones con las que se calcula el cociente espectral. Claramente, esta condición es imposible de garantizar en el caso del ruido sísmico, generado por muchas fuentes, las cuales serán distintas aun para estaciones cercanas.

En 1989 Nakamura presentó la primera publicación en inglés en donde se propuso el uso de cocientes espectrales entre los componentes horizontales y el vertical con registros de ruido para determinar una función de transferencia local. A partir de la publicación de Lermo y Chávez-García (1994), la técnica se popularizó y se publicaron gran cantidad de artículos sobre el tema. Un panorama de la discusión durante esos años se puede consultar en Bard (1999). Gran parte de la discusión se centró en dos temas. El primero es la naturaleza de las ondas sísmicas dominantes en los registros de vibración ambiental, tema que tiene importante incidencia en los fundamentos teóricos del uso de este cociente para estimar efectos de sitio. Aquí nos limitamos a señalar que Lermo y Chávez-García (1994) mostraron que HVSR de ruido sísmico proporciona resultados útiles tanto si uno supone que las ondas de cuerpo dominan los registros, como si uno supone que dominan las ondas superficiales. Esto ha sido confirmado en publicaciones más recientes. Por ejemplo, Cardarelli *et al*. (2008) obtienen buenos resultados suponiendo que el ruido sísmico está dominado por ondas S, mientras que Poggi y Fäh (2010) analizan el ruido sísmico en términos de ondas de Rayleigh. El segundo tema controversial respecto al uso de HVSR de ruido sísmico en estudios de efectos de sitio concierne la confiabilidad de los resultados. Luego de algunas reticencias iniciales, rápidamente se estableció que esas mediciones eran confiables para determinar la frecuencia de resonancia de un depósito sedimentario. La discusión de la validez de interpretar la amplitud promedio de esos cocientes como una medida de la amplificación del movimiento ha sido más larga, con distintas publicaciones presentando evidencia a favor y en contra. Un ejemplo de la conclusión de esta discusión es el trabajo de Horike *et*

al. (2001) quien sugiere que los resultados son confiables cuando la amplificación estimada con ruido sísmico es significativa (esos autores sugieren una amplitud mínima entre 4 y 5).

La utilidad de los cocientes espectrales H/V calculados con ruido sísmico para estimar efectos de sitio es innegable. Sin embargo conviene acotarla con al menos dos objeciones. La primera es que se ha demostrado que esos cocientes son útiles cuando los efectos de sitio se deben a una estructura del subsuelo sencilla, en la cual la amplificación local está gobernada por un único contraste de impedancia de amplitud considerable. No debemos olvidar sin embargo, que la noción misma de frecuencia de resonancia puede perder significado cuando la estructura del subsuelo es más compleja (gradientes de velocidad, efectos 2D o 3D, inversiones de velocidad, etc.) aun cuando esa estructura genere efectos de sitio significativos. La segunda objeción concierne la facilidad, rapidez y el bajo costo con los que es posible realizar mediciones y obtener un resultado con esta técnica. Esas ventajas han conducido a excesos en la utilización e interpretación de estos cocientes espectrales. No debemos seguir el ejemplo de Hellel *et al*. (2010), quienes utilizan cocientes espectrales H/V de ruido sísmico para intentar interpretar los importantes daños observados en las estructuras de la ciudad de Bourmedes debidos a un sismo de magnitud M_w 6.8. Hellel *et al*. (2010) intentan relacionar efectos de sitio estimados mediante cocientes espectrales H/V de ruido sísmico con la distribución de daños sin considerar la vulnerabilidad de las estructuras y sin información sobre la estructura del subsuelo. Bourmedes se localiza sobre el plano de falla que causó el sismo y el máximo alzamiento co-sísmico observado para ese evento (0.75 m) fue observado en esa ciudad. Los cocientes espectrales H/V de ruido sísmico pueden ser útiles para estimar efectos de sitio. Claramente, no son útiles para explicar la distribución de daños en una ciudad situada sobre el plano de falla, para la cual los efectos de sitio pueden perfectamente ser irrelevantes.

En el caso del valle de Parkway, se analizaron algunas ventanas de ruido sísmico incluidas en el pre-evento registrado con los sismos (el registro del movimiento del terreno en las estaciones no era continuo y se disparaba cuando las amplitudes en el sensor rebasaban un valor pre-establecido). La Figura 8 permite comparar los resultados obtenidos con los cocientes espectrales H/V calculados con ruido sísmico con las funciones de transferencia estimadas usando SSR con registros de sismos para cuatro estaciones sobre sedimentos. Observamos un excelente acuerdo para la frecuencia de resonancia entre los resultados obtenidos con ruido sísmico y los obtenidos con registros de sismos. Para la amplificación máxima, el acuerdo entre sismos y ruido sísmico es muy bueno para las estaciones 04, 16 y 21, y regular para la estación 06. Sin embargo, aún en este último caso, el valor de A_{max} predicho por H/V de ruido sísmico está dentro de un factor de 2 del valor predicho por SSR con sismos. Evidentemente, en el caso de Parkway, se cumplen las condiciones para obtener buenos resultados con cocientes H/V de ruido sísmico.

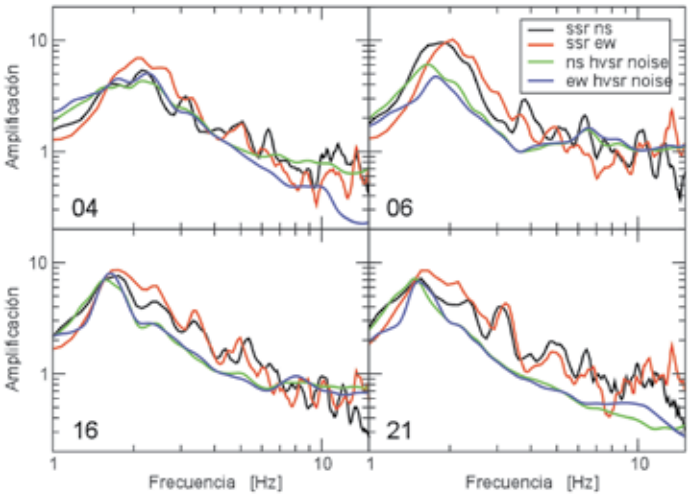

Figura 8: Comparación entre las funciones de transferencia estimadas con cocientes espectrales con respecto a una estación de referencia y aquellas estimadas utilizando HVSR con registros de ruido sísmico. Se muestran los resultados para cuatro estaciones sobre sedimentos en Parkway para ambos componentes horizontales.

Los resultados mostrados indican que es posible estimar la respuesta local utilizando registros de sismos o bien de ruido sísmico. Las distintas técnicas ofrecen resultados comparables, y las diferencias pueden explicarse en términos de las aproximaciones propias a cada una de las técnicas analizadas. Cuando la estructura del subsuelo es relativamente sencilla y los efectos de sitio tienen amplitud importante, es posible obtener funciones de transferencia confiables. Dadas las incertidumbres de cada método, es deseable comparar resultados obtenidos con varias técnicas. En particular, los cocientes espectrales H/V calculados con ruido sísmico usualmente son confiables

cuando muestran amplificación importante. Sin embargo, cuando esos cocientes no muestran amplificación, no necesariamente indica ausencia de efectos de sitio. Las estimaciones experimentales de funciones de amplificación local incluyen todos los efectos que contribuyen a la misma: contrastes de impedancia, geometría irregular en los contactos geológicos entre distintos materiales, efectos topográficos, etc. Esto implica una limitación. Cuando contamos con pocas mediciones para caracterizar un sitio, debemos extrapolar los resultados de esas mediciones sin conocer el impacto relativo de cada uno de los distintos factores que contribuyen a los efectos de sitio observados. En los casos en que sea necesario evaluar la importancia relativa de los distintos factores que contribuyen a los efectos de sitio, se hace necesario complementar la estimación experimental con modelado numérico de la respuesta sísmica.

Modelado de la respuesta sísmica

En ocasiones no es posible estimar una función de transferencia local empíricamente. Si en esos casos es posible estimar la estructura del subsuelo, una posible solución es utilizar modelado numérico de propagación de ondas en esa estructura para calcular los efectos de sitio esperados. El modelado numérico tiene una flexibilidad con la que no cuentan las estimaciones empíricas: es posible evaluar la importancia relativa de los distintos factores involucrados en los efectos de sitio así como el impacto en la amplificación esperada de la incertidumbre asociada a los parámetros del modelo (*e.g.*, Montalva y Rodriguez-Marek, 2010). Adicionalmente, al proporcionar una estimación independiente, puede ayudar a validar estimaciones empíricas basadas en un único resultado.

Un primer problema es decidir cuáles son las variaciones posibles que deseamos modelar. Es claro que frecuentemente es la heterogeneidad en la dirección vertical la más importante. Por ello, los modelos 1D, que permiten calcular los efectos de resonancia que producen capas horizontales de suelo sobre un basamento rocoso, son los más utilizados. Como hemos mencionado, usualmente es válido asumir incidencia vertical de ondas planas, despreciando la posible conversión de ondas en las interfases. Cabe señalar, sin embargo, que en ocasiones, aun una estructura sedimentaria con una geometría que sugiere predominantemente efectos de sitio 1D puede tener una respuesta sísmica condicionada por las variaciones laterales de la estructura. Un ejemplo claro fue presentado en Raptakis *et al*. (2000) y Chávez-García *et al*. (2000). Estos autores mostraron efectos laterales importantes en un valle aluvial con espesor máximo de sedimentos de 200 m y una dimensión horizontal de más de 5 km. Sin embargo, en un estudio previo del mismo valle aluvial (Raptakis *et al*., 1998) se había sugerido que la estimación empírica de la amplificación era consistente con modelos 1D. Los efectos 2D solo fueron evidentes hasta contar con registros sísmicos de una red más densa. Esto sugiere que, si bien la navaja de Occam sugiere recurrir a modelos 1D en primera instancia, efectos de sitio 2D y 3D podrían ser más frecuentes que los reportados en la literatura, únicamente debido a la falta de arreglos de estaciones adecuados. Un ejemplo posible podría ser el valle en el que se encuentra la ciudad de Santiago de Chile.

El incluir en el modelo del subsuelo variaciones de las propiedades en una dirección horizontal, además de las variaciones en la dirección vertical (modelos 2D) da origen a la conversión de las ondas de cuerpo incidentes en ondas superficiales, fenómeno que no aparece en modelos 1D. Esto obliga a considerar por separado la incidencia de ondas SH, cuya incidencia en modelos 2D da origen a ondas de Love, de la incidencia de ondas SV, que en interfases irregulares convierte parte de su energía en ondas P y genera ondas de Rayleigh. Bard y Bouchon (1980a, b) estudiaron en detalle estos fenómenos en valles aluviales genéricos. Esos autores presentaron estudios paramétricos para incidencia de ondas SH y SV y analizaron el efecto de los distintos parámetros del problema para valles homogéneos. Los resultados calculados por Bard y Bouchon (1980a, b) permiten hacer una primera estimación de la importancia de la heterogeneidad lateral en los efectos de sitio a partir de muy pocos datos de la geometría y propiedades de un valle aluvial.

Al pasar de un modelo 2D a un modelo 3D no aparecen fenómenos físicos distintos a los de un modelo 2D. Sin embargo, la complejidad de la respuesta aumenta considerablemente, y varía mucho más en función de los distintos parámetros del modelo, en especial los asociados al campo de ondas incidente. En el caso de modelos 3D, ya no es posible estudiar por separado los efectos para ondas SH y SV y aun asumiendo incidencia vertical, es

necesario especificar la dirección de polarización de las ondas S. Adicionalmente, se dificulta definir valles tipo y los detalles del modelo adquieren relevancia. Por ello, se vuelve prácticamente imposible generalizar conclusiones obtenidas a partir de un modelo específico.

Construir un modelo 2D o 3D de una estructura sedimentaria requiere de un esfuerzo fuera de lugar en proyectos de ingeniería. Un modelo confiable de un valle aluvial requiere un esfuerzo desmesurado, que solo es posible realizar en casos particulares, por ejemplo la cuenca de Salt Lake City (Olsen *et al*., 1995; Roten *et al*., 2011, 2012), Los Angeles (Olsen, 2000; Olsen *et al*., 2008), o el valle de Volvi, Euroseistest, en el norte de Grecia (Manakou *et al*., 2010). Es imposible investigar con ese detalle la estructura del subsuelo en proyectos de corta duración y que cuentan con recursos muy limitados. Sin embargo, es conveniente conocer algunos de esos trabajos para entender cuánto puede cambiar una estimación de efectos de sitio hecha con un simple modelo 1D, cuando en la realidad todos los valles sedimentarios son estructuras 3D.

El caso de Parkway es ilustrativo en este sentido, pues el estudio se realizó con recursos e información muy limitados. En ese pequeño valle se calculó la respuesta sísmica local con una simulación del movimiento sísmico en un modelo 3D de la cuenca. Para la simulación numérica se utilizó el método de diferencias finitas, tal como fue codificado por Kristek y Moczo (Kristek *et al*. 2002; Moczo *et al*. 2002). En sismología, diferencias finitas es uno de los métodos de simulación numérica de propagación de ondas más utilizados. Son comunes también simulaciones numéricas que recurren al método de elementos finitos o los métodos de frontera. Actualmente, todos los métodos de simulación numérica de propagación de ondas han demostrado ser confiables, como lo han mostrado las comparaciones (*benchmarks*) entre ellos (*e.g*., Chaljub *et al*., 2010). Si bien, el uso de los distintos métodos no necesariamente es fácil y, dependiendo del modelo, los recursos de cómputo requeridos pueden ser considerables, actualmente las dificultades asociadas a la simulación numérica de efectos de sitio están más en la preparación del modelo que en el método de simulación.

Contrariamente a los ejemplos mencionados arriba, el modelo 3D del valle de Parkway se construyó con muy poca información. Claramente, la forma del contacto sedimentos-roca sobre la superficie libre (Figura 1) indica que el modelo de la estructura debía ser 3D. Sin embargo, a pesar de haber realizado algunas investigaciones de refracción sísmica y mediciones de gravedad (Duggan, 1997), así como sondajes de penetración de cono y de cono sísmico (Beetham, 1997), la información sobre la geometría y las propiedades de los sedimentos y la roca subyacente era muy pobre. Se estimó que la profundidad del basamento podría estar entre 50 y 70 m de profundidad y se determinaron velocidades de ondas de cortante entre 80 m/s en la superficie, hasta 200 m/s a 14 m de profundidad, profundidad máxima de los resultados.

La información disponible es insuficiente para determinar un modelo de la estructura, que debe especificar valores de módulos elásticos y densidad para cada nodo de la malla con la que se discretiza el medio. La primera elección fue limitar a dos los materiales: sedimentos y roca, con propiedades constantes. Para los sedimentos se eligió una velocidad de ondas de cortante de 200 m/s, mientras que para la roca se asumió 850 m/s. La interfase irregular entre sedimentos y roca se construyó con base en los valores de periodo dominante observados en las 19 estaciones sobre sedimentos, utilizando la relación entre periodo dominante, T_0, velocidad de ondas de cortante, V_s, y espesor, H,

$$T_0 = \frac{4H}{V_S} \tag{17}$$

Con esos 19 valores de espesor para los sedimentos e imponiendo $H = 0$ en el contacto entre sedimentos y roca en la superficie se interpoló una superficie en 3D para ese contacto. La profundidad de la interfase para distancias menores a 100 m al contacto en superficie entre sedimentos y roca se multiplicó por el factor:

$$1 - \frac{1}{2}\cos\left(\frac{\pi d}{100}\right) \tag{18}$$

en donde d es la distancia horizontal (en m) desde cada nodo hasta el punto más cercano de la superficie de contacto sedimentos/roca en la superficie. Este factor permite suavizar la interfase entre sedimentos y roca cuando el espesor de los sedimentos se acerca a 0. Finalmente se agregaron algunos puntos extrapolando la forma de la interfase, con objeto de aumentar el volumen

cubierto por el modelo. El resultado se muestra en la Figura 9. El tamaño del volumen elegido para el modelo fue de 2424x2808x2024 m. Se eligió un paso de muestreo espacial de 8 m y un paso de muestreo temporal de 0.002 s. La excitación elegida consistió en ondas de cortante planas incidiendo verticalmente en el modelo. La señal temporal de las ondas incidentes fue un pulso de Gabor, elegido por tener un espectro de amplitudes casi plano en el rango de frecuencias en el que el cálculo es preciso (menor a 4.2 Hz). Los detalles del modelo y de la simulación fueron presentados en Chávez-García (2003).

Las simulaciones numéricas realizadas permitieron calcular el movimiento en los receptores elegidos (857 en la malla calculada). Consideremos primero las funciones de transferencia sintéticas, calculadas como el cociente de los espectros de Fourier de los sismogramas calculados en la superficie libre divididos por el espectro de la señal incidente. Si seleccionamos las coordenadas del primer máximo observado en esas funciones de transferencia, podemos analizar la distribución espacial de su abscisa (correspondiente al valor de frecuencia dominante, $f_0 = 1/T_0$) y su ordenada (correspondiente al valor de amplificación máxima, A_{max}). La Figura 10 muestra los mapas de frecuencia dominante f_0 y amplificación máxima A_{max} determinados para la zona instrumentada del valle de Parkway para incidencia de ondas S polarizadas en la dirección EW. El valor de frecuencia dominante presenta una variación suave entre los valores de 4.2 Hz cerca del borde de los sedimentos hasta 1.2 Hz al centro del valle. Los valores altos de f_0, sin embargo, están asociados a valores muy pequeños de amplificación (del orden de 10%). En el centro del valle, en cambio, la amplificación máxima alcanza valores de 7.4, disminuyendo suavemente hacia los bordes. La amplificación máxima no es constante en el centro del valle, a pesar de que el contraste de impedancia es el mismo en todo punto. La variación espacial de la amplificación se debe a las interferencias constructivas y destructivas del movimiento sísmico difractado por la geometría irregular. Esto es evidente si consideramos que la amplificación esperada para el contraste de impedancia dado por las propiedades de los medios es de 4.3. La amplificación máxima mostrada en la Figura 10 es 1.7 veces mayor. El mismo resultado para incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección NS muestra una amplificación máxima 2.1 veces mayor a la esperada para un modelo 1D.

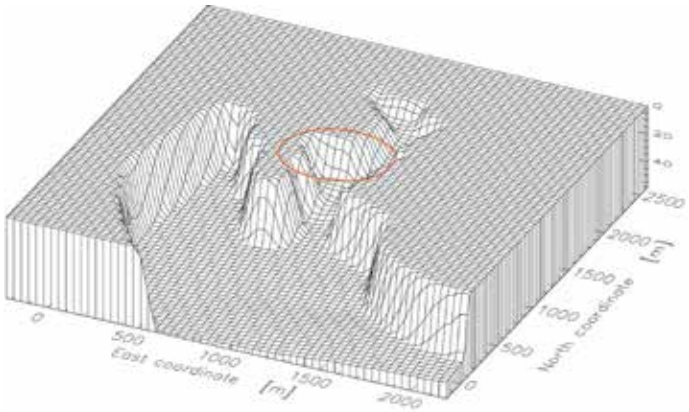

Figura 9: Forma de la interfase entre sedimentos y roca incluida en el modelo 3D de la cuenca de Parkway. La elipse roja en la superficie indica el lugar en el que operó la red temporal de sismógrafos.

La contribución al movimiento sísmico debida a la difracción también se observa claramente en el dominio del tiempo. La Figura 11 muestra la posición de dos líneas de receptores seleccionados en la superficie libre. Como ejemplo de los resultados, la Figura 12 presenta los sismogramas sintéticos calculados (desplazamiento versus tiempo) en la superficie de la cuenca de Parkway para los receptores de la línea A mostrada en la Figura 11. Se muestra el desplazamiento calculado en las tres direcciones de movimiento para incidencia de ondas S polarizadas en la dirección EW. El componente *u*, en la dirección EW muestra el pulso incidente, la resonancia 1D del movimiento en el depósito sedimentario y la propagación hacia el sur de trenes de ondas superficiales generadas por la heterogeneidad de la interfase sedimentos-basamento. La velocidad de esas ondas disminuye de 671 m/s en el norte a 365 m/s en el sur. Es esperado que la velocidad de las ondas superficiales observadas a frecuencia constante disminuya cuando el espesor de sedimentos aumenta. Esas ondas no aparecen en el componente vertical, por lo que se trata de ondas Love. El movimiento observado en los componentes *v* (en la dirección NS) y *w* (en la dirección vertical) se debe a la difracción de la onda incidente. El movimiento en el componente vertical de las estaciones más al sur en la Figura 12 sugiere algún tipo de resonancia, pues observamos pulsos de energía que llegan a los receptores de la línea A al mismo tiempo (a 3.5 y a 5.5 s, por ejemplo). Sin embargo, esta sugerencia es incorrecta. La complejidad del movimiento sísmico

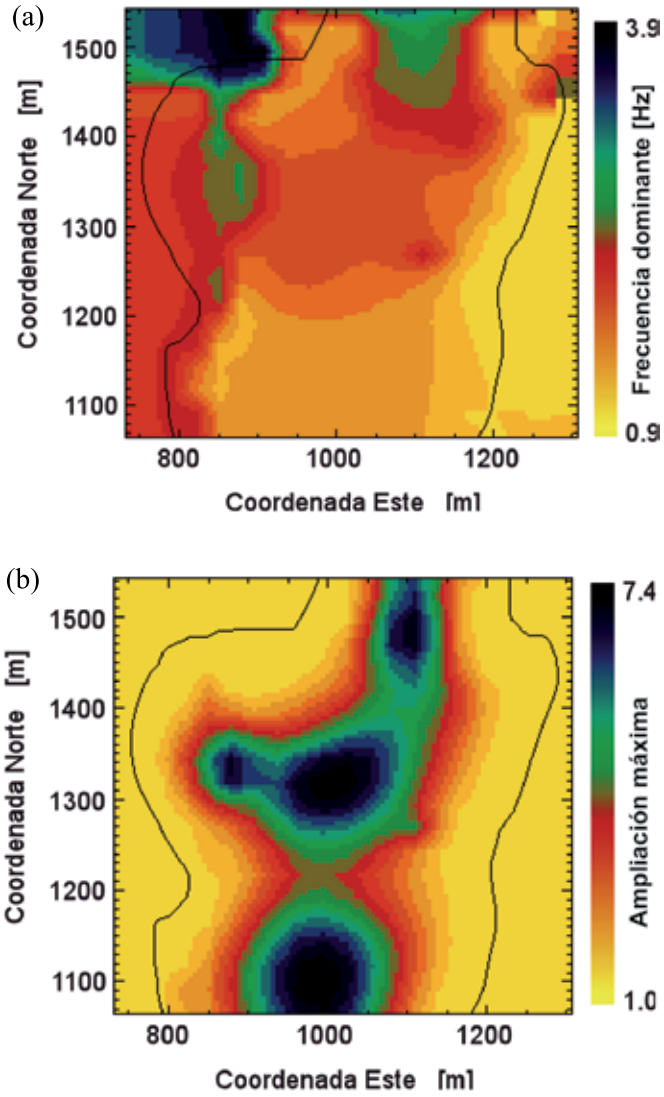

Figura 10: a) Mapas de frecuencia dominante y b) amplificación máxima obtenidos al calcular funciones de transferencia para receptores en la superficie del modelo 3D de la cuenca de Parkway. Estos resultados fueron obtenidos al utilizar los sismogramas sintéticos calculados para incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección EW.

que genera la irregularidad en 3D de la cuenca no puede ser analizada correctamente observando únicamente una línea de receptores. La Figura 13 muestra los sismogramas simulados para la línea B de receptores, la cual cruza el valle en la dirección Este-Oeste. Esta figura nos permite observar que el movimiento del componente vertical que observábamos en fase simultáneamente en varios receptores en la Figura 12, corresponde en realidad a ondas generadas en los bordes laterales del valle propagándose en la dirección Este-Oeste. El componente vertical muestra un patrón de ondas en X. La velocidad de grupo de estas ondas es extremadamente baja, 60 m/s, mientras que la velocidad de fase está entre 400 y 500 m/s; estas ondas presentan una fuerte dispersión. Se trata de ondas Rayleigh generadas por la interfase sedimentos-basamento. El componente horizontal asociado a estas ondas Rayleigh debería observarse en el componente *u*. Sin embargo, ese componente del movimiento está dominado por la resonancia 1D al inicio de los sismogramas (entre 2.5 y 4.5 s). Las fases tardías corresponden a las ondas de Love observadas en la Figura 12. Dado que esas ondas de Love se propagan de Norte a Sur, en una sección Este-Oeste aparecen en fase para todos los receptores y no parecen corresponder a ondas que se propagan.

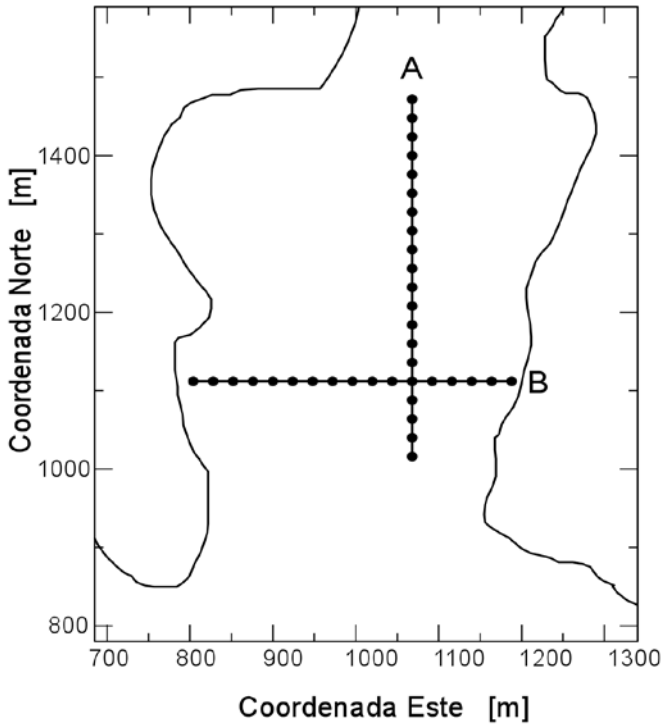

Figura 11: Mapa con la posición de algunos de los receptores en la superficie libre, seleccionados para el análisis de los sismogramas sintéticos calculados con el método de diferencias finitas en el modelo 3D de la cuenca de Parkway. Cada círculo corresponde a un receptor. Los receptores han sido agrupados en dos líneas, una norte-sur (línea A) y una este-oeste (línea B).

Consideremos finalmente la comparación entre las funciones de transferencia observadas y las calculadas a partir de los sismogramas sintéticos. Como ejemplo, la Figura 14 muestra esa comparación para cuatro de las estaciones de la red temporal en Parkway. Las funciones de transferencia calculadas para la dirección Este-Oeste, se obtuvieron a partir de los sintéticos simulados para

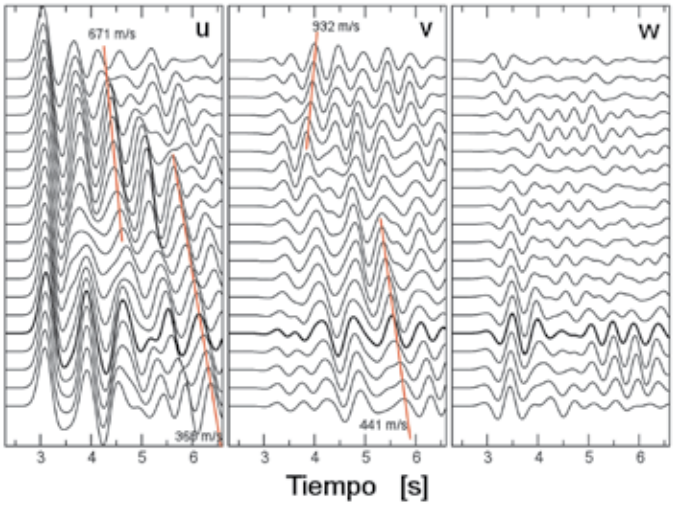

Figura 12: Secciones sísmicas calculadas con diferencias finitas en el modelo 3D del valle de Parkway para la línea A de receptores (dirección NS). Estos resultados fueron calculados para incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección EW. El componente *u* indica movimiento en la dirección EW, *v* en NS y *w* en la dirección vertical. Las líneas rectas indican mediciones de velocidad de fase. La escala de amplitud es común a todas las trazas. La traza graficada con línea más gruesa corresponde al receptor que es común a las líneas A y B.

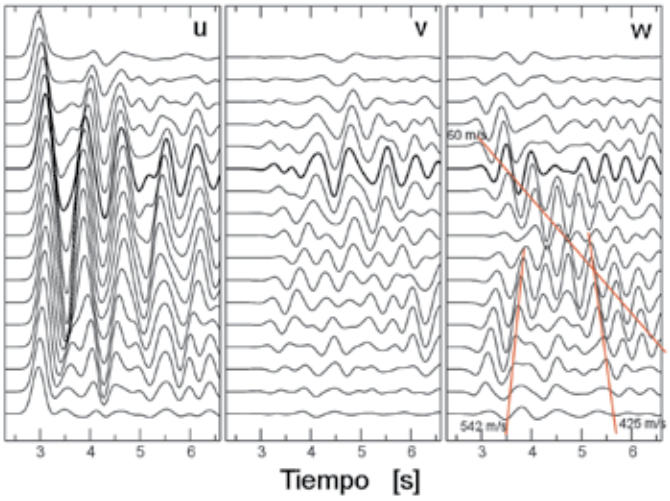

Figura 13: Secciones sísmicas calculadas con diferencias finitas en el modelo 3D del valle de Parkway para la línea B de receptores (dirección EW). Estos resultados fueron calculados para incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección EW. La escala de amplitud es común a todas las trazas. La traza graficada con línea más gruesa corresponde al receptor que es común a las líneas A y B.

incidencia de ondas S polarizadas en esa dirección. De forma similar, las funciones de transferencia para los componentes Norte-Sur se calcularon a partir de los sintéticos obtenidos para incidencia de ondas S polarizadas en la dirección Norte-Sur. Observamos un muy buen acuerdo en la forma de las funciones de transferencia calculadas y observadas. La diferente amplificación observada entre los componentes NS y EW se encuentra reproducida correctamente en las funciones de transferencia modeladas, sin embargo, las funciones de transferencia simuladas presentan una amplitud sistemáticamente menor que la amplificación observada. Esa diferencia de amplitud es un factor relativamente constante, entre 1.5 y 2 para las cuatro estaciones. Esto sugiere que el contraste de impedancia entre sedimentos y roca fue subestimado en el modelo. La frecuencia del máximo de resonancia es similar entre las observaciones y las simulaciones. Ahora bien, el espesor de los sedimentos bajo las estaciones fue calculado a partir de (7), correspondiente a la frecuencia de resonancia en un modelo 1D. Por ejemplo, para las estaciones mostradas en la Figura 14, la frecuencia utilizada para calcular el espesor en esos cuatro sitios fue 1.85 Hz para las estaciones 02 y 06, 1.67 Hz para la estación 09 y 1.66 Hz para la estación 17. La frecuencia del primer máximo en las dos funciones de transferencia calculadas con la simulación 3D fueron 1.91 y 2.19 Hz para la estación 02, 1.77 y 1.95 Hz para la estación 06, 1.46 y 1.67 Hz para la estación 09 y 1.49 y 1.53 Hz para la estación 17. Estos valores están muy cercanos a los valores de la frecuencia de resonancia calculada con un modelo 1D en esos sitios, lo que indica que, al calcular la respuesta 3D del valle, la frecuencia de resonancia no cambia significativamente con respecto a la esperada para un modelo 1D en esos sitios.

El buen acuerdo que observamos en la Figura 14 no se presenta para todas las estaciones. Por ejemplo, la Figura 15 muestra la comparación entre funciones de transferencia observada y calculadas para las estaciones 10 y 11. Únicamente el componente EW para la estación 11 muestra semejanza entre observaciones y simulaciones. Para las otras curvas mostradas, la diferencia entre observaciones y simulaciones es significativa. Sin embargo, si observamos la Figura 1, observamos que las estaciones 10 y 11 se encuentran cerca del borde de la cuenca. Entonces, obtenemos un mejor acuerdo entre funciones de transferencia observadas y simuladas para las estaciones cercanas al centro del valle, que para las estaciones situadas cerca del borde del mismo. La razón es que al acercarnos al borde del valle el espesor de los sedimentos disminuye y las rugosidades de la interfase sedimentos-basamento y los errores en el espesor estimado para el

modelo cobran mayor importancia. En el caso de Parkway, dada la información tan limitada usada para construir el modelo, no es sorprendente que no encontremos un buen acuerdo entre simulaciones y observaciones para todas las estaciones. Más bien, es alentador que para muchas estaciones obtenemos un buen acuerdo y que es posible entender por qué unas estaciones muestran mejor acuerdo que otras.

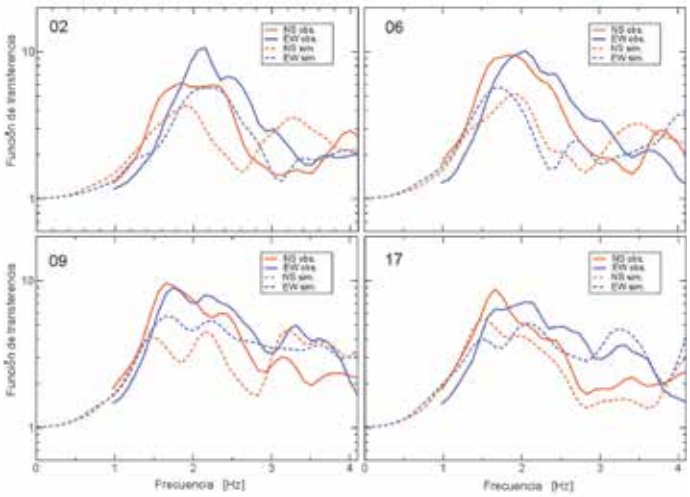

Figura 14: Comparación entre funciones de transferencia observadas y calculadas para cuatro estaciones sobre sedimentos en el valle de Parkway. Las líneas continuas corresponden a las funciones de transferencia estimadas con cocientes espectrales con respecto a una estación de referencia para ambos componentes horizontales. Las líneas punteadas indican las funciones de transferencia calculadas con el modelo 3D para la cuenca de Parkway; el componente EW fue obtenido de las simulaciones para incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección EW, mientras que el componente NS corresponde a incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección NS.

A pesar de las limitaciones del modelo elaborado para Parkway, los resultados fueron útiles. Las simulaciones mostraron que es posible capturar aspectos importantes de la respuesta sísmica de un valle aluvial 3D utilizando un modelo construido con muy poca información. La forma de la interfase se basó en los valores de periodo dominante. Los resultados mostraron que esos periodos se conservan en las funciones de transferencia calculadas; *i.e.*, los efectos de sitio debidos a esta estructura 3D ocurren a las mismas frecuencias que los periodos dominantes estimados con base en modelos 1D. Cuando el contraste de impedancia es grande, el valor de periodo dominante sigue siendo relevante independientemente del tipo de ondas que se propaguen por la estructura. Esta observación no es válida cerca de los bordes del valle, en donde la heterogeneidad lateral predomina. La comparación entre valores de amplificación medida y calculada indica que los efectos 3D aumentan la amplificación debida al contraste de impedancia por un factor entre 1.7 y 2. Este factor seguramente contribuye a la dispersión observada para estimaciones experimentales de efectos de sitio. A pesar de las grandes limitaciones del modelo (medios homogéneos, una geometría extrapolada de valores de periodo dominante, la atenuación no fue incluida en los cálculos, la excitación al modelo consistió en ondas planas), los resultados obtenidos fueron buenos. Esto sugiere que, en el caso de efectos de sitio importantes, los parámetros más relevantes a determinar son el contraste de impedancias entre sedimentos y basamento y una estimación del espesor máximo de los sedimentos.

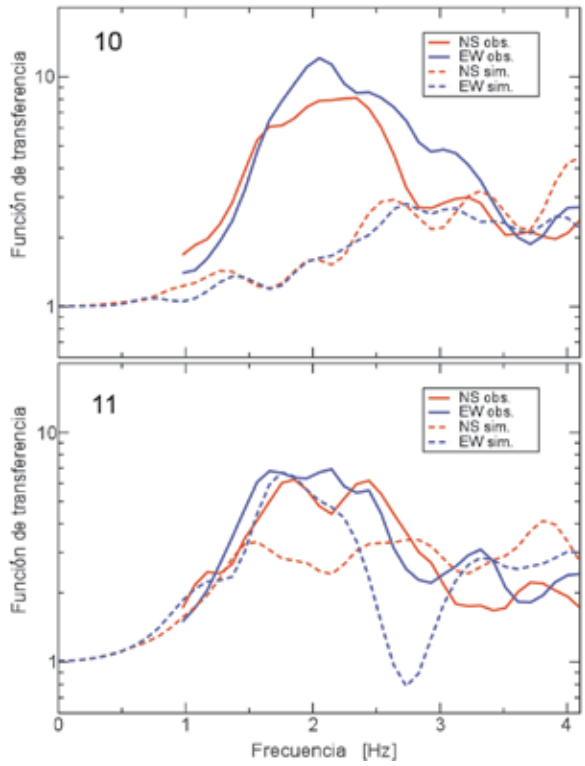

Figura 15: Comparación entre funciones de transferencia observadas y calculadas para dos estaciones sobre sedimentos en el valle de Parkway. Las líneas continuas corresponden a las funciones de transferencia estimadas con cocientes espectrales con respecto a una estación de referencia para ambos componentes horizontales. Las líneas punteadas indican las funciones de transferencia calculadas con el modelo 3D para la cuenca de Parkway; el componente EW fue obtenido de las simulaciones para incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección EW, mientras que el componente NS corresponde a incidencia vertical de ondas S polarizadas en la dirección NS.

Discusión

La responsabilidad de estudiar un sitio y proveer la demanda sísmica para un proyecto de ingeniería, recae habitualmente en ingenieros geotécnicos, los que cuentan con restricciones presupuestarias y de tiempo importantes para poder llevar a cabo su trabajo. Una parte importante de la demanda sísmica estimada para un proyecto resulta de la amplificación local en el sitio del proyecto; los efectos de sitio. Usualmente, los efectos de sitio están codificados en el reglamento de construcción aplicable en el sitio, bajo el simple expediente de clasificar el subsuelo del sitio de interés. Durante muchos años se utilizaron clasificaciones del tipo: suelos blandos (para los que comúnmente se requerían estudios específicos), suelo (sitios sobre sedimentos, excluyendo los suelos blandos) y roca (ocasionalmente dividida en roca suave y roca dura). Actualmente, los reglamentos de construcción requieren especificar el tipo de suelo en términos de algún parámetro cuantitativo. Siguiendo a Borcherdt (1994), el parámetro Vs_{30} se ha vuelto popular, y es utilizado en una gran cantidad de países sísmicamente activos. Una vez conocido el valor de Vs_{30} en el sitio de interés, el reglamento aplicable especifica como modificar la demanda sísmica calculada en roca para incluir efectos de sitio (*e.g.*, NCh 433 en el caso de Chile).

En este trabajo hemos discutido las distintas formas en que se estiman efectos de sitio a partir de registros de sismos o de vibración ambiental. Esas estimaciones son los datos de base que permitieron proponer Vs_{30} como *proxy* para caracterizar la amplificación debida a capas de suelo blando. Por ello, especificar efectos de sitio con base en ese parámetro acarrea enormes incertidumbres que podemos separar en dos grupos: las incertidumbres asociadas a la estimación de efectos de sitio (discutidas en detalle en este trabajo) y las incertidumbres asociadas a la correlación entre amplificación observada y Vs_{30}. Es por esto que, por ejemplo en valles aluviales profundos no se observa una buena relación entre demanda sísmica en la superficie e índices asociados sólo a la velocidad de ondas de cortante en los primeros metros.

Una parte importante de la investigación actual en el tema de efectos de sitio está dirigida a disminuir las incertidumbres en alguno de los dos grupos mencionados. Se exploran la posible utilidad de otros parámetros, similares o distintos a Vs_{30}, tales como espesor de los sedimentos, origen geológico de los materiales y la cuantificación del contraste de impedancia entre los distintos materiales. El aumento de la información asociada a un sitio puede redundar en una disminución de la incertidumbre asociada a la respuesta de sitio (*e.g.* Rodriguez-Marek *et al.*, 2011). En contraparte, se dificulta mucho la especificación de efectos de sitio que, por definición, debe ser simple en un reglamento de construcción. Esta búsqueda requiere necesariamente de la participación de sismólogos, quienes conocen mejor los fenómenos involucrados en los efectos de sitio y los ingenieros geotécnicos, quienes son más sensibles a la forma en que esos efectos impactan el proyecto ingenieril de interés.

El objetivo de este trabajo no es en modo alguno convencer a los ingenieros geotécnicos de dedicarse a la investigación de efectos de sitio en Sismología (aunque sería un resultado bienvenido). El objetivo central del trabajo es mostrar a estos profesionales el estado actual de la práctica en la estimación de efectos de sitio y aceptar que, a pesar de los progresos registrados, esa estimación enfrenta incertidumbres importantes, las cuales se ponen en evidencia al realizar esa estimación con más de una técnica. Esa incertidumbre impacta forzosamente la especificación de la demanda sísmica en los reglamentos de construcción. Confiamos en que este trabajo permita que los ingenieros geotécnicos se interesen en los problemas de la respuesta sísmica y comprendan mejor la complejidad oculta en la especificación de espectros de diseño dependientes del sitio.

Conclusiones

Los efectos de sitio agrupan un conjunto de factores que puede afectar de forma importante el movimiento sísmico y, por ello, frecuentemente condicionan la distribución de daños durante grandes sismos. Adicionalmente, dado que se deben a la estructura geológica del subsuelo cercana a la superficie libre, son mucho más repetitivos y predecibles que los efectos debidos a la fuente sísmica, por ejemplo. En este trabajo, hemos presentado un panorama del estado de la práctica de efectos de sitio en Sismología. Pasamos revista a las técnicas utilizadas corrientemente para estimar la amplificación que los depósitos de suelo blando ocasionan en el movimiento sísmico observado, tanto a partir de registros de sismos como utilizando registros de vibración ambiental. Adicionalmente discutimos

resultados de la simulación del movimiento sísmico con un modelo 3D para la cuenca de Parkway, utilizada como ejemplo en este trabajo. Los resultados permitieron mostrar que las diferentes técnicas de estimación de efectos de sitio, utilizando registros de sismos o de vibración ambiental, proporcionan resultados similares. Si consideramos como los parámetros más importantes de la respuesta las coordenadas del primer máximo de amplificación (la frecuencia de resonancia, f_0, y la amplificación máxima asociada, A_{max}), observamos un buen acuerdo en la estimación de f_0 entre las diferentes técnicas, con una incertidumbre pequeña. En el caso de A_{max}, la incertidumbre es mayor. Una incertidumbre de un factor 2 parece irreductible con las técnicas comúnmente usadas. En este respecto no parece haber un progreso significativo con respecto a las estimaciones de esa incertidumbre presentadas hace 30 años (King y Tucker, 1984).

Los efectos de sitio son un componente importante del movimiento sísmico destructor en cualquier parte del mundo en el que la estructura del subsuelo es heterogénea, y son especialmente importantes cuando en la superficie del terreno existen suelos blandos. Por ello son objeto de estudio en casi todo el mundo. Chile no está exento de ello por supuesto, y muchos estudios de efectos de sitio han sido publicados, especialmente para Santiago (*e.g.*, Astroza y Monge, 1991; Leyton y Ruiz, 2011; Assimaki *et al*., 2012). Para este último caso, Pilz *et al*. (2009, 2010, 2011) presentan tres estudios que siguen la línea mostrada en este trabajo: determinación experimental de efectos de sitio, construcción de un modelo del subsuelo y comparación de simulaciones numéricas del movimiento sísmico con registros para sismos pasados. Sin embargo, esos trabajos están dirigidos a especialistas en el tema, por lo que no se aborda de forma global la estrategia seguida para abordar efectos de sitio, y el énfasis está en los resultados y no en los métodos de análisis, las hipótesis en las que están basados y las incertidumbres asociadas a su aplicación. Estamos convencidos que es útil presentar estos elementos a los ingenieros geotécnicos, que sin ser especialistas en el tema, ven su trabajo impactado de forma importante por las estimaciones de efectos de sitio que realizan los sismólogos.

Es claro que incorporar más información de cada sitio podría disminuir la incertidumbre. Por ejemplo, se ha propuesto complementar la información de Vs_{30} con otros parámetros como la profundidad total del depósito de suelo, o bien especificar el parámetro kappa propuesto inicialmente por Anderson y Hough (1984). Sin embargo, eso se contrapone con la simplicidad que es indispensable a una norma de diseño. La discusión sobre este tema es muy activa actualmente, pero no se ha llegado a un resultado útil.

El objetivo central de este trabajo es mostrar a la comunidad de ingenieros geotécnicos las dificultades e incertidumbres asociadas a la estimación de la amplificación local basándose en un parámetro, Vs_{30}, que no es un parámetro físico del medio y que tiene una relación lejana con la física involucrada en el fenómeno. Es la mejor solución encontrada hasta ahora, pero tiene serias deficiencias que conviene conocer. Creemos que los ingenieros geotécnicos se verán beneficiados al conocer mejor la forma de realizar las mediciones que están detrás de los coeficientes sísmicos utilizados para distintos tipos de suelo. Accesoriamente, pretendemos contribuir al necesario diálogo entre ingenieros y sismólogos sobre un problema que presenta aún muchas aristas. Estamos convencidos de la utilidad de estrechar esa relación al atacar un problema que tiene tanta relevancia para la sociedad al ser determinante en la seguridad de las estructuras y de las personas que las ocupan.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado durante la estancia sabática del primer autor en la Universidad de Concepción. Esta estancia fue posible gracias al apoyo recibido de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la Universidad Nacional Autónoma de México a través del PASPA. Este trabajo también fue apoyado por el proyecto FONDECYT 11121404.

Referencias

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research* **72**(4), 1217-1231

Anderson, J.G. and Hough, S.E. (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bulletin of the Seismology Society of America* **74**(5), 1969-1993

Andrews, D.J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. In Das *et al*. (eds.) American Geophysical Union, Washington, D.C., 259-268

Assimaki, D., Ledezma, C., Montalva, G.A., Tassara, A., Mylonakis G. and Boroschek, R. (2012). Site effects and damage patterns. *Earthquake Spectra* **28**(S1), S55-S74

Astroza, M. and Monge, J. (1991). Seismic microzones in the city of Santiago. Relation damage-geological unit. *Proceedings 4th International Conference on Seismic Zonation*, Stanford, 25-29 August, 3, 595-601.

Bard, P.-Y. and Bouchon, M. (1980a).The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves. *Bulletin of the Seismology Society of America* **70**(4), 1263-1286

Bard, P.-Y. and Bouchon, M. (1980b). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves. *Bulletin of the Seismology Society of America* **70**(5), 1921-1941

Bard, P.Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?. In: Irikura *et al*. (eds.) *The effects of surface geology on seismic motion.* Balkema, Rotterdam, 1251–1279

Beetham, R.D. (1997). Microzoning project: Parkway basin investigations, Wainuiomata. Science Report, Institute of Geological and Nuclear Sciences, P.O. Box 30-368, Lower Hutt, New Zealand

Begg, J.C., Mildenhall, D.C., Lyon, G.L., Stephenson, W.R., Funnell, R.H., Van Dissen, R.J., Bannister, S., Brown, L.J., Pillans, B., Harper, M.A. and Whitton, J. (1993). A paleoenvironmental study of subsurface Quaternary sediments at Wainuiomata, Wellington, New Zealand, and tectonic implications. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **36**, 461-473

Boatwright, J., Fletcher, J.B. and Fumal, T.E. (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* **81**(5), 1754-1782

Boore, D.M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America* **73**(6A), 1865-1894

Boore, D.M. (2004). Can site response be predicted?. *Journal of Earthquake Engineering* **8**, Special Issue 1, 1-41

Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America* **60**(1), 29-61

Borcherdt, R.D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra* **10**(4), 617-653

Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research* **75**(26), 4997-5009

Burdick, L.J. and Langston, C.A. (1977). Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms. *Bulletin of the Seismological Society of America* **67**(3), 677-691

Cardarelli, E., Cercato, M., de Nardis, R., Di Filippo, G. and Milana, G. (2008). Geophysical investigations for seismic zonation in municipal areas with complex geology: the case study of Celano, Italy. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering* **28**(12), 950-963

Chaljub, E., Moczo, P., Tsuno, S., Bard, P.-Y., Kristek, J., Käser, M., Stupazzini, M. and Kristekova, M. (2010). Quantitative comparison of four numerical predictions of 3D ground motion in the Grenoble valley, France. *Bulletin of the Seismological Society of America* **100**(4), 1427-1455

Chávez-García, F.J. (2003). Site effects in Parkway basin: Comparison between observations and 3D modeling. *Geophysical Journal International* **154**(3), 633-646

Chávez-García, F.J. (2011). Site effects due to topography and to soft soil layers: progress made and pending issues. A personal perspective. *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering,* Chilean Geotechnical Society, Santiago, Chile, 105-136

Chávez-García, F.J., Pedotti, G., Hatzfeld, D. and Bard, P.-Y. (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (northern Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America* **80**(4), 784-806

Chávez-García, F.J., Stephenson, W.R. and Rodríguez, M. (1999). Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D vs 2D site effects. *Bulletin of the Seismological Society of America* **89**(3), 718-732

Chávez-García, F.J., Raptakis, D., Makra, K. and Pitilakis, K. (2000). Site effects at Euroseistest-II. Results from 2D numerical modeling and comparison with observations. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering* **19**(1), 23-39

Chávez-García, F.J., Castillo, J. and Stephenson, W.R. (2002). 3D site effects. A thorough analysis of a high quality dataset. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**(2), 1941-1951

De Martin, F., Matsushima, S. and Kawase, H. (2013). Impact of geometric effects on near-surface Green's functions. *Bulletin of the Seismological Society of America* **103**, 3289-3304

Duggan, E.B. (1997). *Shallow seismic structure of Parkway Basin, Wainuiomata, New Zealand*. B.Sc. (Hons) thesis, Victoria University of Wellington, New Zealand

Fernández-Ares, A. and Bielak, J. (2006). Urban Seismology: Interaction between earthquake ground motion and multiple buildings in urban regions. *Proceedings Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic* Motion, 87-96, Laboratoire Central de Ponts et Chaussées, Grenoble, (Keynote paper), 2006.

Field, E.H. and Jacob, K.H. (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America* **85**(4), 1127-1143

Field, E.H., Hough, S.E. and Jacob, K.H. (1990). Using microtremors to asses potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York City. *Bulletin of the Seismological Society of America* **80**(6A), 1456-1480.

Groby, J.-P. and Wirgin, A. (2008). Seismic motion in urban sites consisting of blocks in welded contact with a soft layer overlying a hard half-space. *Geophysical Journal International* **172**(2), 725–758

Guéguen, P., Bard, P.-Y. and Oliveira, C.S. (2000). Experimental and numerical analysis of soil motions caused by free vibrations of a building model. *Bulletin of the Seismological Society of America* **90**(6), 1464-1479

Guéguen, P., Bard, P.-Y. and Chávez-García, F.J. (2002). Site-city seismic interaction in Mexico City–like environments: an analytical study. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**(2), 794-811

Hellel, M., Chatelain, J.L., Guillier, B., Machane, D., Ben Salem, R., Oubaiche, E.H. and Haddoum, H. (2010). Heavier damages without site effects and site effects with lighter damages: Bourmedes city (Algeria) after the May 2003 earthquake. *Seismological Research Letters* **81**(1), 37-43

Horike, M., Zhao, B. and Kawase, H. (2001). Comparison of site response characteristics inferred from microtremors and earthquake shear waves. *Bulletin of the Seismological Society of America* **91**(6), 1526-1536

Kagami, H., Duke, C.M., Liang, G.C. and Ohta, Y. (1982). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *Bulletin of the Seismological Society of America* **72**(3), 987-998

Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M. and Mal, A.K. (1986). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in San Fernando valley. *Bulletin of the Seismological Society of America* **76**(6), 1801-1812

Kanai, K. and Tanaka, T. (1954). Measurement of the microtremor. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* **32**, 199-209

King, J.L. and Tucker, B.E. (1984). Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley. *Bulletin of the Seismological Society of America* **74**(1), 137-151

Kristek, J., Moczo, P. and Archuleta, R.J. (2002). Efficient methods to simulate planar free surface in the 3D 4th-order staggered-grid finite-difference schemes. *Studia Geophysica et Geodaetica* **46**(2), 355–381

Langston, C.A. (1977). The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. *Bulletin of the Seismological Society of America* **67**(3), 1029-1050

Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal Geophysical Research* **84**(B9), 4749-4762

Lermo, J. and Chávez-García, F.J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America* **83**(5), 1574-1594

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

Leyton, F. and Ruiz, S. (2011). Comparison of the behavior of site from strong motion data of 1985 central Chile earthquake (Ms=7.8) and microtremors measurements. *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering,* Santiago, Chile

Manakou, M.V., Raptakis, D.G., Chávez-García, F.J., Apostolidis, P.I. and Pitilakis, K.D. (2010). 3D soil structure of the Mygdonian basin for site response analysis. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering* **30**(11), 1198–1211

Moczo, P., Kristek, J., Vavrycuk, V., Archuleta, R.J. and Halada, L. (2002). 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**(8), 3042–3066

Montalva, G.A. and Rodríguez-Marek, A. (2010). Random Fields for Site Response Analysis. GeoFlorida, West Palm Beach, Florida, USA

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. QR of RTRI, 30, 25-33

Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N. and Kudo, K. (1978). Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America* **68**(3), 767-779

Olsen, K.B. (2000). Site Amplification in the Los Angeles basin from three-dimensional modeling of ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America* **90**(6B), S77-S94

Olsen, K.B., Pechmann, J.C. and Schuster, G.T. (1995). Simulation of 3D elastic wave propagation in the Salt Lake Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America* **85**(6), 1688-1710

Olsen, K.B., Day, S.M., Minster, J.B., Cui, Y., Chourasia, A., Okaya, D., Maechling, P. and Jordan, T. (2008). TeraShake2: spontaneous rupture simulations of Mw 7.7 earthquakes on the southern San Andreas fault. *Bulletin of the Seismological Society of America* **98**(3), 1162-1185

Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. US Geological Survey Open-File Rept.93-322-95

Pilz, M., Parolai, S., Leyton, F., Campos, J. and Zschau, J. (2009). A comparison of site response techniques using earthquake data and ambient seismic noise analysis in the large urban areas of Santiago de Chile. *Geophysical Journal International* **178**(2), 713-728

Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., Wang, R., Leyton, F., Campos, J. and Zschau, J. (2010). Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: a comparison of proxies for seismic site conditions and amplification. *Geophysical Journal International* **182**(1), 355-367

Pilz, M., Parolai, S., Stupazzini, M., Paolucci, R. and Zschau, J. (2011). Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophysical Journal International* **187**(2), 929-945

Poggi, V. and Fäh, D. (2010). Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations. *Geophysical Journal International* **180**(1), 251-267

Raptakis, D., Theodulidis, N. and Pitilakis, K. (1998). Data analysis of the Euroseistest strong motion array in Volvi (Greece): standard and horizontal-to-vertical spectral ratio techniques. *Earthquake Spectra* **14**(1), 203-224

Raptakis, D., Chávez-García, F.J., Makra, K. and Pitilakis, K. (2000). Site effects at Euroseistest-I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering* **19**(1), 1-22

Rodriguez-Marek, A., Montalva, G.A., Cotton, F., and Bonilla, F. (2011). Analysis of single-station standard deviation using the Kik-Net data. *Bulletin of the Seismological Society of America* **101**(3), 1242-1258

Roten, D., Olsen, K.B., Pechmann, J.C., Cruz-Atienza, V.M. and Magistrale, H. (2011). 3D simulations of M 7 earthquakes on the Wasatch fault, Utah, part I: long-period (0–1 Hz) ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America* **101**(5), 2045-2063

Roten, D., Olsen, K.B. and Pechmann, J.C. (2012). 3D Simulations of M 7 earthquakes on the Wasatch fault, Utah, part II: broadband (0–10 Hz) ground motions and nonlinear soil behavior. *Bulletin of the Seismological Society of America* **102**(5), 2008-2030

Steidl, J.H., Tumarkin, A.G. and Archuleta, R.J. (1996). What is a reference site?. *Bulletin of the Seismological Society of America* **86**(6), 1733-1748

Yu, J. and Haines, J. (2003). The choice of references sites for seismic ground amplification analyses: case study at Parkway, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America* **93**(2), 713–723