

Aplicación de métodos geofísicos superficiales para la estimación de V_{s30} y de periodos fundamentales de resonancia

Near-surface geophysical measurements applied to V_{s30} and fundamental site period estimations

Beatriz Benjumea¹, James A. Hunter², Susan E. Pullan², Gregory R. Brooks², Matt Pyne² and Jan Aylsworth²

⁽¹⁾ Institut Cartogràfic de Catalunya. Parc de Montjuïc 08038 Barcelona b.benjumea@icc.es

⁽²⁾ Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, ON Canada K1A 0E8

SUMMARY

Seismic techniques have been shown as a valuable tool to help evaluating site effects for earthquake hazard studies. This paper presents the methodology used to obtain critical parameters for site effect studies (depths of major contacts, shear-wave velocity function) in an area of Eastern Canada (Ottawa Valley) located between Ottawa and Montreal. Bedrock depths and basic stratigraphy information were obtained from water well descriptions. In order to supplement the borehole information on bedrock depths and overburden stratigraphy, data were acquired at 100 seismic test sites (P-wave reflection soundings). The high-frequency signals and excellent data quality allows the identification of the reflection from the bedrock surface at each site, as well as the overlying Holocene-Pleistocene interface where a significant thickness of Pleistocene deposits exists. Subsequently, P-wave and S-wave velocities measured from high-quality downhole logging in boreholes of the Ottawa Valley area have been used to determine P- and S-wave velocity functions for each stratigraphy unit. These functions have been calibrated at eight P-wave and S-wave coincident soundings in the area. We have used these results to: 1) obtain unconsolidated sediment thickness and bedrock depth from P-wave reflection, 2) combine shear-wave velocity and depth/thickness information to calculate V_{s30} and the fundamental resonance period for each test site, and 3) to map these parameters over the entire study area using the borehole and seismic data.

1. INTRODUCCIÓN

La influencia de las propiedades físicas de los materiales geológicos superficiales en la amplificación del movimiento del suelo debido a un terremoto es un hecho bien conocido y que ha de tenerse en consideración para la evaluación de la peligrosidad sísmica en una región (Aki, 1993). En particular, la función de la velocidad de las ondas de cizalla es esencial para estimar y entender los efectos de sitio ya que se ha comprobado la relación existente entre la variación espacial de este parámetro y la amplificación del suelo (Rogers, 1985). En el ámbito de la ingeniería sísmica, suele emplearse la velocidad media de las ondas S en los primeros 30 m (V_{s30}) para clasificar el tipo de suelo relacionado con un determinado valor de amplificación (Tabla 1).

Tabla 1. Clasificación de suelos basada en V_{s30} según las recomendaciones NHERP (1994). (*V_{s30} site classification for seismic site response as defined by NHERP (1994)*)

Tipo de suelo	Descripción	Definición V_{s30}
A	Roca dura	$V_{s30} > 1500$ m/s
B	Roca	$760 \text{ m/s} < V_{s30} < 1500 \text{ m/s}$
C	Suelo muy denso y roca blanda	$360 \text{ m/s} < V_{s30} < 760 \text{ m/s}$
D	Suelo duro	$180 \text{ m/s} < V_{s30} < 360 \text{ m/s}$
E	Suelo con arcilla blanda	$V_{s30} < 180 \text{ m/s}$

La obtención de la función de la velocidad de ondas S con la profundidad puede realizarse empleando distintas técnicas. Podemos clasificarlas en: métodos pasivos (basados en el registro de microtemores) o métodos sísmicos convencionales con fuente activa y controlada (Hunter et al., 2002). El principal objetivo de este trabajo es presentar el uso combinado de datos sísmicos e información geológica de sondeos para obtener la estructura del subsuelo, V_{s30} y mapas de clasificación de suelos basados en la Tabla 1. La zona de estudio constituye un excelente laboratorio debido a la presencia de sedimentos no consolidados de espesor y estructura variable. Como objetivo secundario, se incluye una

discusión sobre las implicaciones del uso del criterio V_{s30} en la zona presentada.

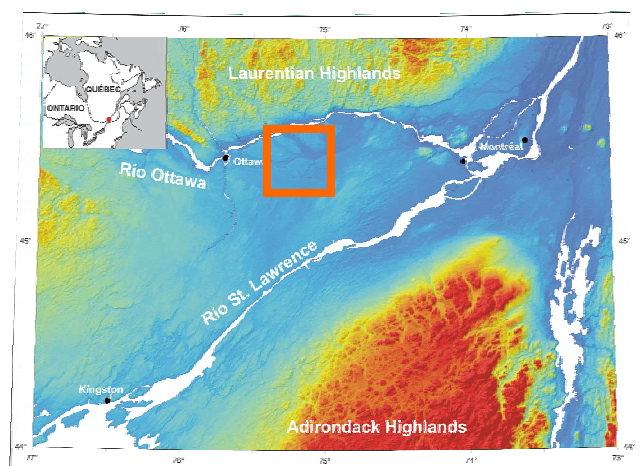


Figura 1- Mapa de localización de la zona de estudio (Map of the studied area)

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio que denominaremos Ottawa-Bourget se localiza en el valle de los ríos Ottawa-San Lorenzo (Figura 1). Podemos simplificar la geología de la zona atendiendo a sus propiedades mecánicas. Así, distinguiremos: sedimentos post-glaciales (en los que se incluyen depósitos glaciomarineros, deltaicos y fluviales), sedimentos glaciares y por último, el basamento que consiste en roca sedimentaria Paleozoica.

En la actualidad, esta zona es escenario de una actividad sísmica moderada en lo que se denomina la zona sísmica West Québec (Adams y Basham, 1989). Sin embargo, Aylsworth et al. (2000) han

puesto de manifiesto la ocurrencia de al menos dos grandes terremotos ($M > 6.5$) en el Holoceno basándose en la datación de paleotaludes y en la presencia de sedimentos deformados.

3. METODOLOGÍA

La metodología aplicada en la zona de estudio incluye:

1) Revisión de la base de datos geotécnica y geológica de la zona. Esta base de datos consiste en registros en 700 pozos de agua, 100 observaciones en afloramientos y 84 perfiles de refracción adquiridos en 1972 (Figura 2). Los datos utilizados fueron: profundidad del basamento e información estratigráfica simplificada definiendo los espesores de las tres unidades definidas en el apartado 2.

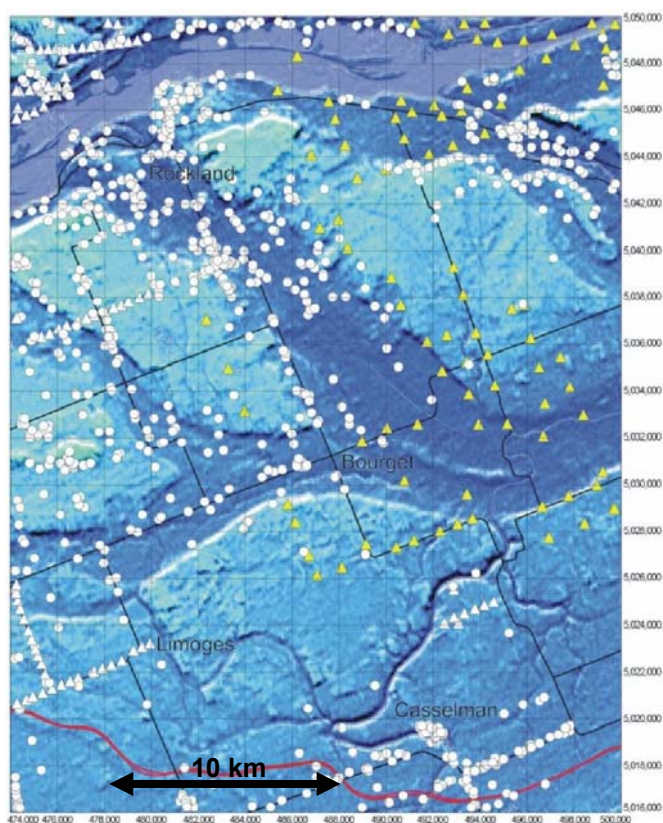


Figura 2. Localización de los pozos (círculos blancos), perfiles de refracción 1972 (triángulos blancos) y perfiles sísmicos actuales (triángulos amarillos). (Locations of the borehole data (white circles), 1972 refraction profiles (white triangles) and recent seismic test sites (yellow triangles))

2) Adquisición de 100 *tests* sísmicos de reflexión en zonas donde no existía información de pozos. Un *test* sísmico consiste en emplear 24 geófonos espaciados 3 m y registrar la señal sísmica para cinco posiciones de la fuente (centro del perfil y a 3 y 4.5 m de cada extremo). Estos datos permiten obtener secciones sísmicas de bajo *fold*. El método de reflexión se considera el más adecuado teniendo en cuenta que la unidad de sedimentos glaciares puede conformar una capa oculta para el método de sísmica de refracción. La buena calidad y alta frecuencia de estos datos permitieron identificar las reflexiones correspondientes al contacto sedimentos post-glaciares/glaciares y al techo del basamento (Figura 3). Estos tiempos de viaje de ondas reflejadas (*twi*) fueron transformados a profundidades empleando la función de velocidad presentada en el apartado 3). De esta manera se complementó el mapa de espesores de sedimentos generado a partir de la base de datos geológica (Figura 4). Puede observarse como la incorporación de los resultados de sísmica de reflexión en la elaboración del mapa ha mejorado substancialmente la resolución del mismo. En particular ha sido

posible detectar tres nuevas depresiones que no se delimitaron con los datos de pozo.

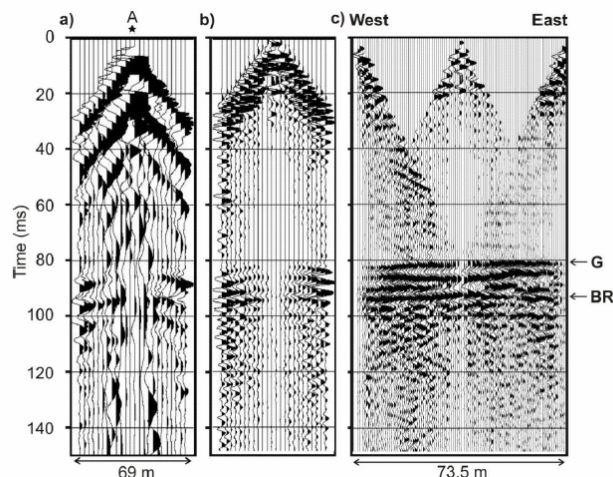


Figura 3- Ejemplo de datos adquiridos en un test sísmico y su procesamiento. a) registro de campo con la fuente sísmica localizada en el centro de la línea (localización A); b) después de la aplicación de un filtro paso-banda; c) sección sísmica resultante. (Example of test site data and processing a) raw field record from centre shot (shot location A); b) record from a) after bandpass filtering; c) seismic section produced from the suite of five records obtained at the site)

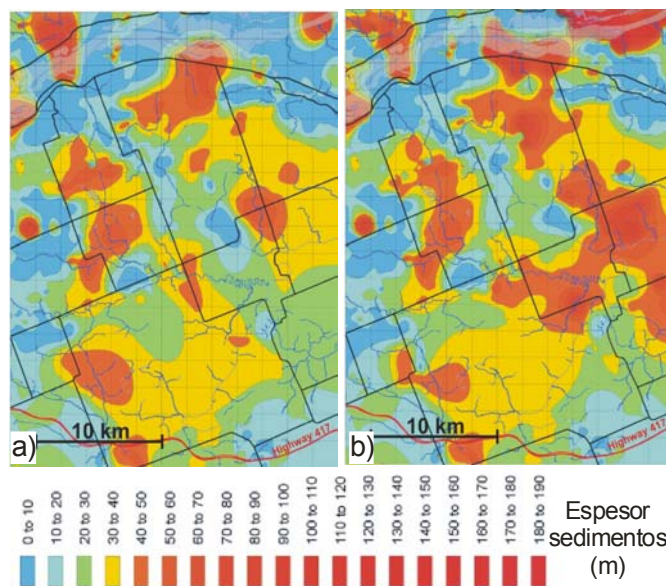


Figura 4- Mapas de espesor de sedimentos a) a partir de la base de datos de pozos b) resultante de la combinación de la base de datos y información geofísica (100 tests sísmicos). (Maps of total drift thickness generated a) from the original borehole database and b) from the combined borehole and geophysical database (i.e. including results of 100 seismic test sites))

3) Obtención de la función de velocidad para ondas P y S a partir de sísmica de pozo. El conjunto de datos disponible de sísmica *downhole* corresponde a medidas de velocidad de ondas compresionales y de cizalla en 18 pozos del valle del río Ottawa (Hunter et al., 2006). A partir del análisis de esta información se han establecido funciones de velocidad con la profundidad tanto de ondas P como de S en la unidad de sedimentos postglaciares. En el caso de las ondas P, la variación con la profundidad a partir del nivel freático era tan pequeña que se optó por utilizar un valor constante 1500 m/s para la conversión a profundidad de los tiempos de viaje obtenidos en el apartado 3). Por su parte, la curva de mejor ajuste para los tiempos de viaje de las ondas S proporcionó la siguiente función empírica válida hasta los 60 m de profundidad:

$$V_{S_{av}} = 135 + 1.1667 \cdot Z \pm 35 \text{ m/s}$$

Para sedimentos glaciares se encontró un valor medio de velocidad de ondas S de 503 m/s y se ha utilizado como valor típico para los cálculos en este trabajo. La velocidad de ondas S para el basamento no se obtuvo de medidas de pozo sino de datos de sísmica de refracción dando un valor medio de 2380 m/s para rocas paleozoicas.

Estos resultados permitirán por un lado: calcular la profundidad del basamento y de los contrastes de impedancia acústica más significativos (V_p) a partir de los tiempos dobles y obtener mapas de velocidad de ondas S a diferentes profundidades (V_s).

4) Calibración de las funciones y valores de velocidad obtenidos en el apartado 3. Para ellos, se han empleado datos de ondas P y ondas S adquiridos en la misma posición. A partir de la identificación de los tiempos de viaje de ondas P se ha calculado qué tiempos corresponderían a las ondas de reflejadas S. La comparación de estos tiempos teóricos con los reales permite asegurar la fiabilidad de las funciones de velocidad empleadas (Figura 5).

5) Generación de mapas de velocidad media V_{s20} , V_{s30} y V_{s40} y posterior clasificación de los suelos (Figura 6) siguiendo las directrices NHERP (1994). El objetivo del cálculo de estos mapas es valorar la implicación que tiene en esta zona emplear como referencia los 30 primeros metros del subsuelo teniendo en cuenta que los valores característicos de espesores de sedimentos se encuentran en un rango entre 20 y 40 m (Figura 4).

La Figura 7 muestra el resultado del cálculo de la velocidad media (V_{av}) hasta la base de los sedimentos post-glaciares y de los periodos fundamentales de resonancia obtenidos como $T=4Z/V_{av}$, siendo Z el espesor total de sedimentos post-glaciares.

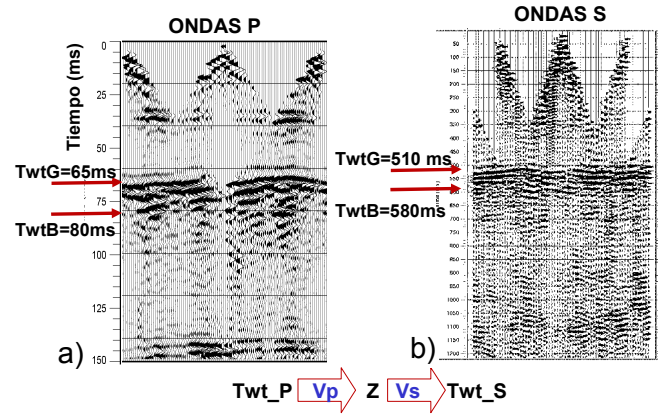


Figura 5- Secciones sísmicas obtenidas siguiendo un procesado estándar para datos de sísmica de reflexión de ondas P a) y ondas S b) (*P-wave (a) and S-wave (b) seismic sections obtained after standard processing*)

4. RESULTADOS

El mapa de espesores de sedimentos post-glaciares muestra como rango de valores característicos de 20 a 40 m. Se alcanzan valores máximos de hasta 187 m poniendo de manifiesto la complejidad del subsuelo de la zona (Figura 4).

De la comparación de los mapas representados en la Figura 6 pueden extraerse las siguientes conclusiones:

La superficie de zonas caracterizadas por velocidad de ondas S media > 360 m/s es esencialmente constante en los tres mapas. Estas son las zonas con presencia de basamento y sedimentos glaciares en los primeros 20 m del subsuelo. La velocidad alta de estos sedimentos influye en gran medida en la velocidad media resultante.

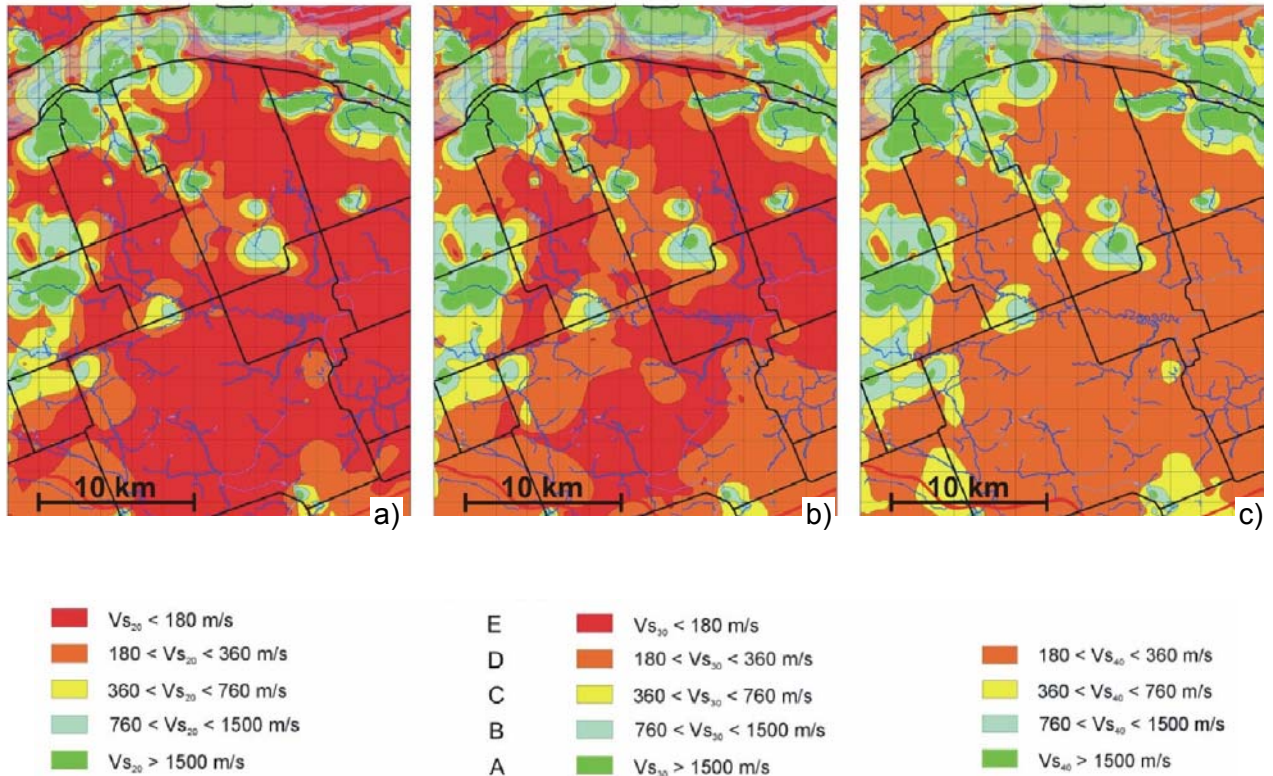


Figura 6. Mapas de velocidad media de ondas S hasta las profundidades a) 20m b)30 m y c) 40m (*Maps of average shear wave velocity to depths of a) 20m, b) 30 m, and c) 40 m.*)

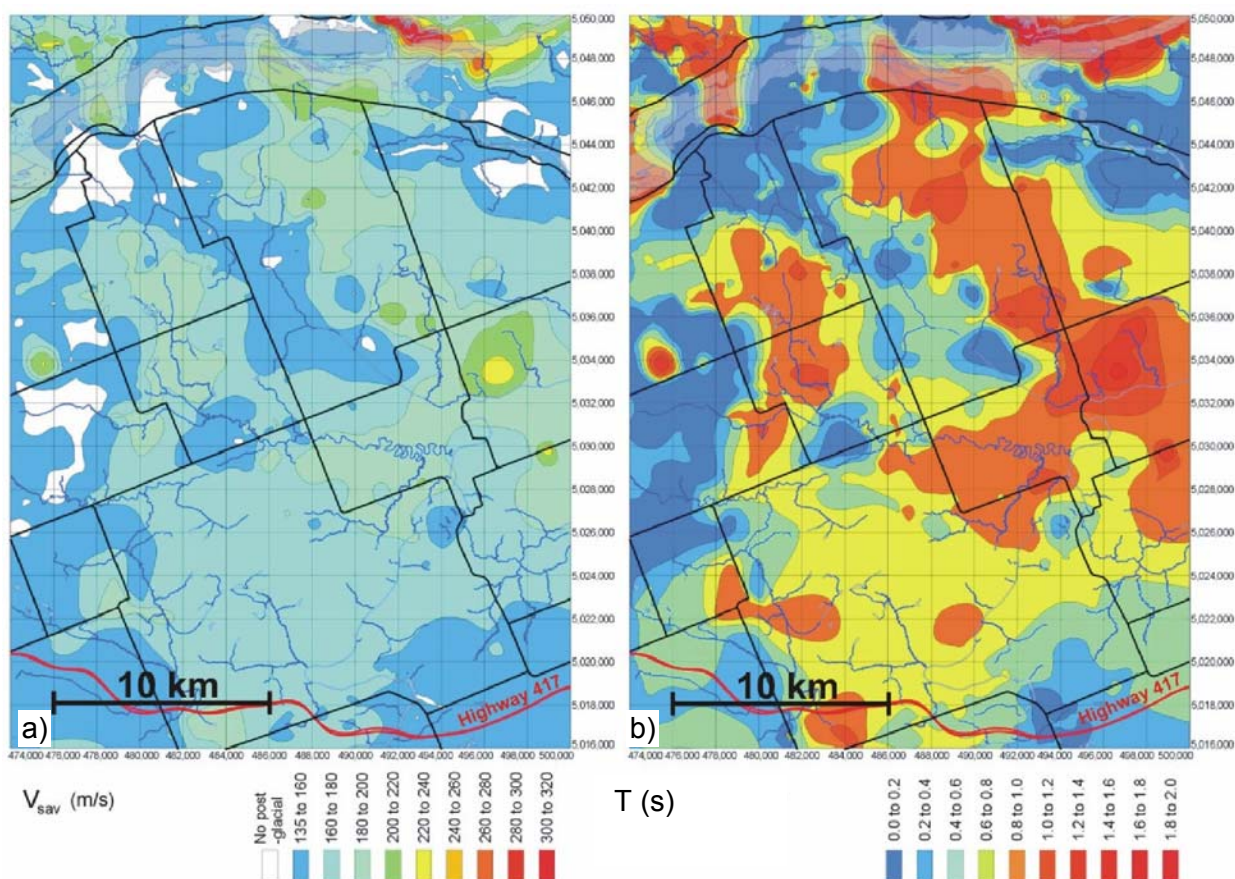


Figura 7- Mapas de a) velocidad media de las ondas S hasta la base de los sedimentos post-glaciares y b) periodos fundamentales de resonancia (definidos en el texto). (Maps of a) the average shear wave velocity to the base of the post-glacial sediments, and b) fundamental site periods (as defined in the text))

La Figura 6b se caracteriza por zonas con velocidades de ondas S menores que 200 m/s implicando que muchas áreas queden definidas como E. En estas áreas se esperan factores de amplificación de las aceleraciones y velocidades para cortos y largos periodos de hasta 2.1.

La zona más extendida en Vs20 es la equivalente a la zona E ($V_s < 180$ m/s) mientras que en el mapa Vs40 la zona D (V_s entre 180 y 360 m/s) es la que presenta una mayor superficie. Se muestra cómo la elección de la profundidad total para la estimación de las velocidades de ondas S afecta en gran medida a la clasificación del tipo de suelo. Esto es debido a que en gran parte de la zona de estudio se encuentra un gran contraste de impedancia acústica en los primeros 20-30 m de profundidad.

La Figura 7a muestra que la velocidad media hasta la base de los sedimentos post-glaciares es en general baja (en el rango entre 135-180 m/s). La velocidad media alcanza valores de hasta 300 m/s sólo en aquellos sectores donde existen grandes espesores de depósitos post-glaciares debido al aumento gradual de la velocidad con la profundidad.

El mapa de periodos de resonancia (Figura 7b) indica gran variación con valores máximos de hasta 2.0 s asociados a las variaciones de espesor de sedimentos post-glaciares.

5. CONCLUSIONES

La metodología presentada se basa en medidas sísmicas en pozo o en superficie empleando fuente activa. Las velocidades sísmicas obtenidas a partir de la sísmica *downhole* pueden considerarse como de gran fiabilidad.

Los métodos sísmicos de reflexión han permitido extender espacialmente esta información fiable y mejorar sustancialmente los resultados basados únicamente en información de sondeos.

La elección de la máxima profundidad para el cálculo de la velocidad media afecta en gran medida a la clasificación de suelos y

por ende a los factores de amplificación esperados según normativa NHERP.

Los efectos de resonancia debidos a toda la columna de materiales post-glaciares podrian ser muy importantes especialmente debido a la combinación de bajas velocidades y profundidad variable del basamento.

La generación de ondas por la complejidad de la topografía del basamento sería otro factor a tener en cuenta en la valoración de la peligrosidad sísmica.

Las características estudiadas en esta zona pueden extenderse a otras áreas del valle de los ríos Ottawa y San Lorenzo con condiciones geológicas similares. Muchas de estas áreas son zonas urbanas establecidas sobre importantes espesores de sedimentos post-glaciares.

REFERENCIAS

- Adams, J., Basham, P., (1989). The seismicity and seismotectonics of Canada east of the Cordillera, Geoscience Canada, v16, pp.3-16.
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. Tectonophysics, 218, 93-111.
- Aylsworth, J.M., Lawrence, D.E., Guertin, J. (2000). Did two massive earthquakes in the Holocene induce widespread landsliding and near-surface deformation in part of the Ottawa Valley, Canada? Geology, 28, 903-906.
- Hunter, J.A., Benjumea, B., Harris, J.B., Miller, R.D., Pullan, S.E., Burns, R.A., Good, R.L. (2002). Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22, 931-941.
- Hunter, J.A., Burns, R.A., Good, R.L., Aylsworth, J.M., Pullan, S.E., Perret, D., Douma, M. (2006). Borehole shearwave velocity measurements of Champlain Sea sediments in the Ottawa-Montreal region, Geological Survey of Canada, Open File, in press.
- NHERP (1994). Recommended provisions for seismic regulations of new buildings: Part I, provisions, FEMA 222A. National Earthquake Hazard Reduction Program, Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.
- Rogers, A.M., Tinsley, J.C., Borchardt, R.D. (1985). Predicting ground response, in Ziang, J.F. (editor) Evaluating earthquake science perspective. U.S. Geological Survey Professional paper BG.O. pp 221-248..