

# Sísmica de alta resolución en sedimentos no consolidados: ejemplos en áreas de depósitos de origen fluvio-deltaico en Cataluña

## *High-resolution seismic methods on unconsolidated sediments: examples from fluvial-deltaic areas in Catalonia*

Beatriz Benjumea<sup>1</sup>, Teresa Teixidó<sup>2</sup>, Pere Martínez<sup>1</sup>, Pere Valls<sup>1</sup>

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

<sup>(2)</sup> Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja s/n 18071 Granada

### SUMMARY

*Near-surface seismic characterization (100 or 200 m) has an important role in hydrogeological and natural hazards studies among others. P-wave seismic methods can provide useful information in those cases where high-frequency signals (>100 Hz) can be generated, transmitted and registered. Favourable near-surface conditions in soft sediments areas are a combination of shallow water table and fine-grained sediments (clay, silt). This paper presents an update of seismic data acquired by the Unit of Geology of the Cartographic Institute of Catalonia. These data have been acquired in different fluvial-deltaic areas (Tordera, Llobregat). First, we will characterize the acquired seismic waves and link the seismic noise with parameters such as: water-table depth, sediment grain size and gas presence. Secondly, we will present some strategies to improve signal-to-noise ratio during the processing. Last, we will present how shear-wave acquisition can improve the subsurface knowledge in areas where P-wave soundings show poor resolution.*

## 1. INTRODUCCIÓN

La profundidad máxima de estudio para los métodos sísmicos de reflexión superficiales o también llamados de alta resolución se sitúa en los primeros 500 m del subsuelo (Benjumea, 1999 Teixidó, 2000). Estos métodos han experimentado un creciente interés desde la década de los 80 por su aplicación a problemas hidrogeológicos (Pugin et al., 1999) y de riesgos geológicos (Miller et al., 2005). La obtención de una imagen útil del subsuelo utilizando ondas P reflejadas depende de la generación, propagación y registro de señales de altas frecuencias (> 100 Hz). De esta manera nos aseguramos el poder resolver las distintas estructuras existentes.

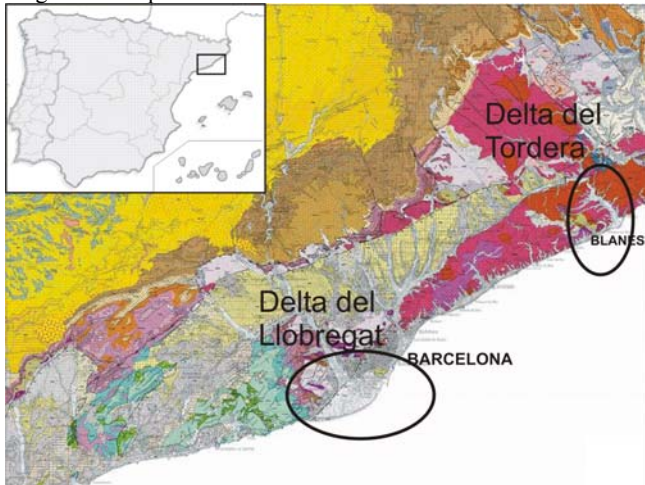


Figura 1- Mapa de localización de las zonas de estudio (*Map of the studied areas*)

En la actualidad, se dispone de la instrumentación para la generación y registro de estas señales de altas frecuencias: fuentes sísmicas y geófonos de frecuencia natural adecuada. Sin embargo, existe un factor intrínseco en la propagación de las ondas sísmicas que influye en gran medida en el contenido frecuencial: la atenuación inelástica. En un ambiente de sedimentos no consolidados, el filtrado de altas frecuencias por la atenuación es mayor para sedimentos secos y gruesos en comparación con sedimentos de grano fino y saturados en agua (Pullan y Hunter, 1999).

Por otro lado, la presencia de ruido coherente de gran amplitud (ondas superficiales, ondas guiadas) reduce la ventana espacio-temporal donde identificar las reflexiones. Esta ventana se denomina óptima (Hunter et al., 1984) y se define como el sector del registro sísmico que se encuentra entre las primeras llegadas y el ruido coherente. En general, los estudios sísmicos de alta resolución se centran en las reflexiones observadas en esta ventana óptima sin interferencias con otro tipo de ondas sísmicas. El caso más favorable en zonas de sedimentos no consolidados se obtiene cuando estos sedimentos se encuentran totalmente saturados en agua. La velocidad de las ondas P es mucho mayor que la obtenida sin presencia de agua; en cambio, la velocidad de las ondas S será prácticamente igual que la obtenida en sedimentos secos. Con estas condiciones, las ondas superficiales presentarán una velocidad menor que 1/10 de la velocidad de las ondas P, produciendo un ensanchamiento de la ventana óptima.

En este trabajo se investiga la adecuación de los métodos sísmicos superficiales en un entorno geológico que es *a priori* favorable: los medios sedimentarios fluvio-deltaicos.

## 2. ZONAS DE ESTUDIO

En este trabajo, se disponen de datos sísmicos adquiridos por el área de Geofísica Aplicada del Institut Cartogràfic de Catalunya en dos deltas mediterráneas: Tordera y Llobregat (Figura 1).

El río Tordera forma un delta de 21 km<sup>2</sup> donde el basamento granítico queda cubierto por materiales Terciarios y Cuaternarios formando un sistema fluvio-deltaico deposicional de facies de transición de ambiente continental a marino (Teixidó, 2000). El sistema presenta una estructura compleja y una gran variedad en el tamaño de grano de los materiales detríticos que lo componen: desde arcillas y limos hasta gravas de grano grueso que constituyen la unidad de acuífero. El objetivo de la campaña sísmica realizada entre 2000 y 2002 fue delinear las diferentes unidades del sistema acuífero así como localizar el basamento.

El delta del río Llobregat es parte de un complejo de deltas sumergidos, de edad pleistocena, sobre el que progresa un delta holoceno (Marqués, 1984). El sistema más antiguo corresponde a sedimentos fluviales, de pie de monte, de marisma y lagunares, caracterizados por litologías muy variadas de conglomerados (con o sin matriz arcillosa) a arenas y limos, así como antiguos suelos. El delta holoceno corresponde a un conjunto de arcilla rojas, arenas y gravas progradantes sobre limos y arcillas gris-oscuras. La campaña sísmica realizada en 2005 tuvo como objetivo comprobar si los

métodos sísmicos de reflexión eran adecuados para delinear los sistemas acuíferos existentes. Para ello se adquirieron cinco *tests* sísmicos con 48 geófonos fijos y posicionando la fuente en distintas posiciones a lo largo del perfil.

### 3. DATOS SÍSMICOS DE ONDAS P: CARACTERÍSTICAS

En este apartado presentaremos las características de los datos adquiridos. En todas las zonas el equipo empleado consistió en un sismógrafo Bison series 9000 de 48 canales, geófonos Mark de 40 Hz de frecuencia natural y explosivos de baja energía o martillo y placa como fuente de energía.

#### Zona del Delta del río Tordera.

La calidad de los datos adquiridos presenta una variación espacial importante. La Figura 2 muestra como ejemplo dos registros adquiridos a una distancia de 575 m correspondientes a un mismo perfil. El primer registro fue adquirido cerca de la costa mientras que el segundo corresponde a una zona más interna. Los sedimentos no consolidados nos aseguran velocidades de cizalla bajas por lo que la interferencia con las ondas superficiales no es problema crítico en ninguno de los registros.

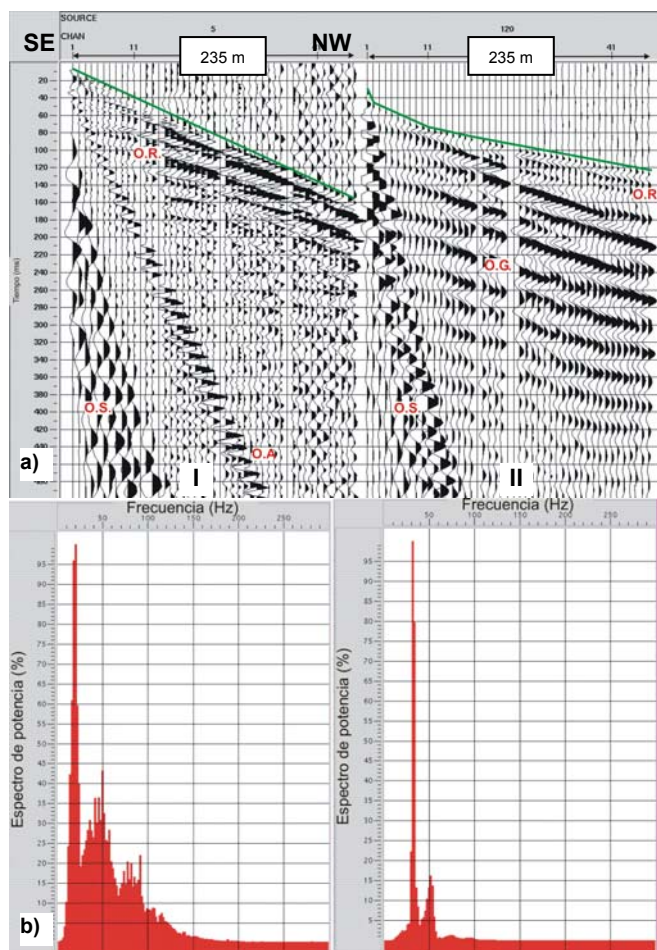


Figura 2 – Ejemplo de datos de campo adquiridos en el perfil PS4 del delta del Tordera (a). Espectro de potencias correspondiente a los registros mostrados (b). O.R.: ondas reflejadas, O.S.: ondas superficiales, O.G.: ondas guiadas. (Raw records corresponding to profile PS4 in the Tordera delta (a). Power spectra corresponding to the shots (b). O.R.: reflections, O.S.: surface waves, O.G.: guided waves).

Sin embargo, destacan dos características diferentes en ambos registros. Primero, puede observarse que el ancho de banda espectral donde se encuentra energía sísmica es mayor para el registro I (Figura 2b). Segundo, la presencia de unas ondas de gran amplitud en el registro II, que no están presentes en el primero (Figura 2a).

#### Zona del Delta del río Llobregat

La figura 3 muestra un registro adquirido cerca de la costa donde pueden observarse diferentes reflexiones en los datos sin procesar (e.g. tiempos dobles para *offset* cero: 30 y 120 ms aproximadamente). La velocidad de las ondas superficiales es también muy baja en consonancia con la presencia de sedimentos no consolidados. A partir de los espectros de potencia de distintos sectores del registro se constata la existencia de un cambio anómalo en el contenido frecuencial entre las reflexiones hasta 50 ms (sector I) y las observadas en el resto del registro (sector II). Las reflexiones del sector I presentan un máximo en el espectro de potencias a 180 Hz existiendo un desplazamiento de este máximo a 50 Hz en el sector II. Por otro lado, puede observarse una velocidad *normal moveout* (NMO) anómala para las reflexiones a partir de 50 ms con valores menores que la velocidad NMO de las reflexiones más superficiales. La primera reflexión marcada en la figura 3 presenta una velocidad NMO de 1580 m/s mientras que para la segunda reflexión la velocidad NMO es igual a 1370 m/s. Este hecho implica la presencia de una capa de baja velocidad entre los reflectores correspondientes.

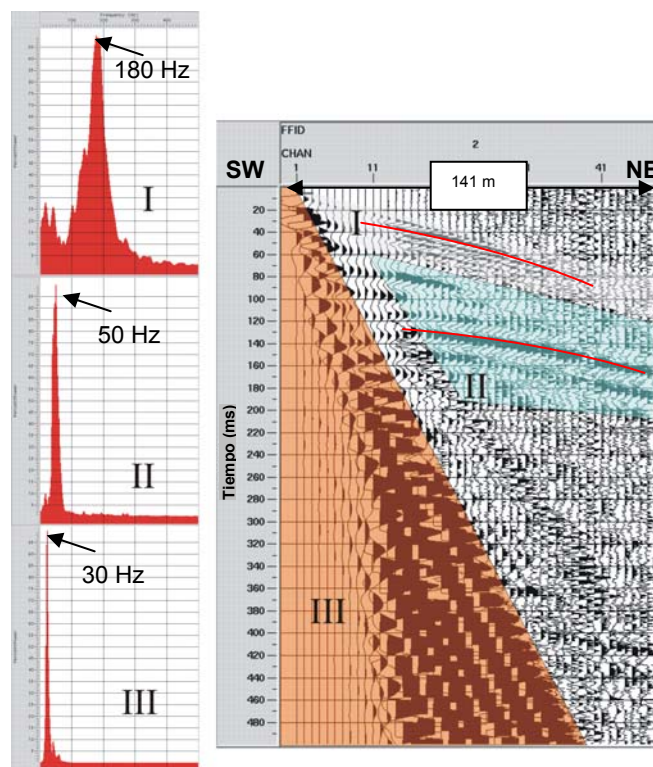
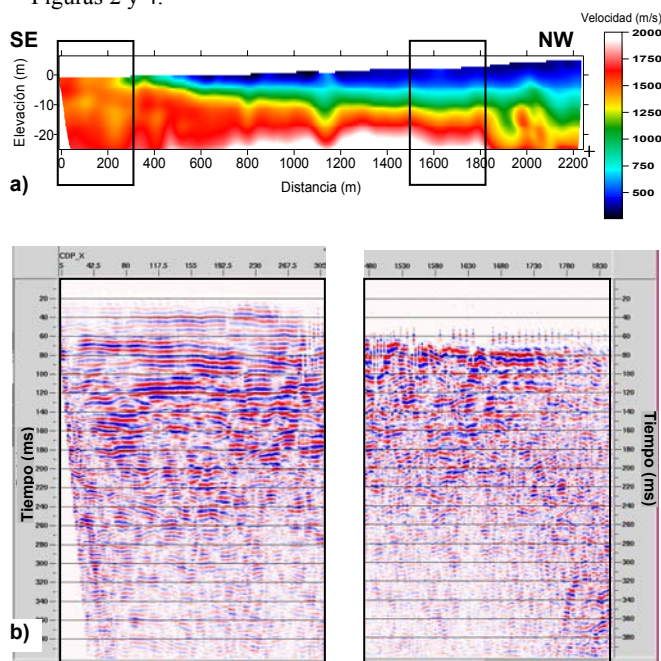


Figura 3. Registro sísmico adquirido en el delta del Llobregat (derecha). Las líneas rojas indican dos de las reflexiones observadas. Espectro de potencia correspondiente a los tres sectores marcados en el registro (izquierda). (Shot gather acquired in the Llobregat Delta (right). Red lines show two observed reflections. Power spectra corresponding to the three sectors drawn on shot gather (left)).

### 4. DISCUSIÓN

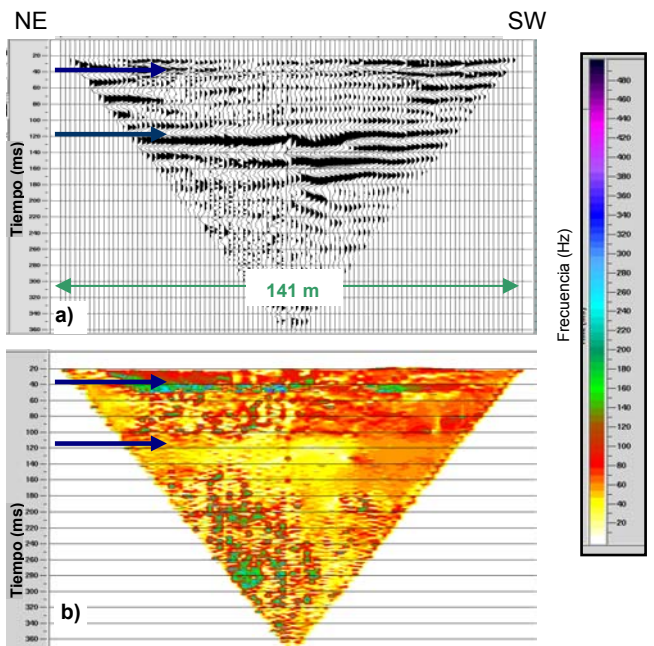
La variación de la calidad de los datos sísmicos a lo largo del perfil en el Delta del río Tordera es consecuencia de la presencia del ruido coherente conocido como ondas guiadas. Este tipo de ondas se genera cuando se produce un fuerte cambio de las propiedades elásticas en la zona más superficial (Robertson et al., 1996). Para el estudio de la variación espacial de este contacto se ha obtenido el modelo de velocidades de los primeros 25 m mediante tomografía sísmica a partir del conjunto de tiempos de llegada de las ondas refractadas críticas (Figura 4a). El algoritmo de inversión empleado es el denominado *Wavepath Eikonal Traveltime* (WET) propuesto por Schuster y Quintus-Boss (1993) e implementado en el software Rayfract®. El error medio de ajuste entre los tiempos de llegada

experimentales y teóricos es de 1.7 ms. El nivel freático se suele atribuir a la isolínea de 1500 m/s que marca el paso de sedimentos no saturados a saturados en agua. La primera capa de baja velocidad se convierte en este caso en un canal de ondas guiadas interfiriendo con las señales de interés (fuerte contraste de propiedades elásticas entre la zona saturada y no saturada). La Figura 4b muestra dos sectores de la sección sísmica correspondientes a dos situaciones diferentes del nivel freático. Cabe destacar que en la zona de baja calidad de datos, este nivel freático se sitúa a 10 m de profundidad aproximadamente. La presencia de las ondas guiadas reduce la extensión de la ventana óptima y su eliminación depende de su contenido frecuencial. En nuestro caso la combinación de *linear moveout* y filtrado F-K ha reducido en gran medida la amplitud de estas ondas, quedando únicamente un remanente en la zona más superficial. Además de la reducción de la ventana óptima debida a las ondas guiadas, estas ondas producen un desplazamiento del espectro de potencias de las señales obtenidas hacia las bajas frecuencias (Brouwer y Helbig, 1988) como se observa en las Figuras 2 y 4.



**Figura 4.** Modelo de velocidad sísmica de los primeros 25 m del subsuelo obtenido mediante tomografía sísmica (a). Dos sectores de la sección sísmica correspondientes al perfil PS-4 (b). La localización respecto al modelo de velocidad se indica mediante cuadros. (Seismic velocity model obtained from tomography algorithm for the first 25 m of the subsurface (a). Seismic reflection stacked sections corresponding to the squares indicated in the upper figure (b)).

La Figura 5 muestra la sección sísmica resultante del procesamiento CDP de los registros obtenidos en un *test* sísmico en el delta del Llobregat. Las flechas indican dos reflexiones visibles cuyo contenido frecuencial queda representado en la sección de frecuencia instantánea mostrada en la parte inferior. Puede observarse como la frecuencia máxima de la reflexión superior es de 300 Hz mientras que la inferior presenta como máximo 60 Hz. La explicación a este hecho la mostraron Winkler y Nur (1982) en su trabajo sobre atenuación sísmica y la relación existente con los fluidos presentes en los poros. En este trabajo se presenta cómo la atenuación en la velocidad de las ondas P aumenta con la saturación parcial de sus poros. Es de esperar, en la zona de estudio del Llobregat, la presencia de gas en profundidad que comparte el espacio intersticial con agua creando un medio con un coeficiente de atenuación considerable que supone un filtro paso-baja para las señales generadas. En este caso, la imagen del subsuelo carecerá de la suficiente resolución como para ser interpretada.

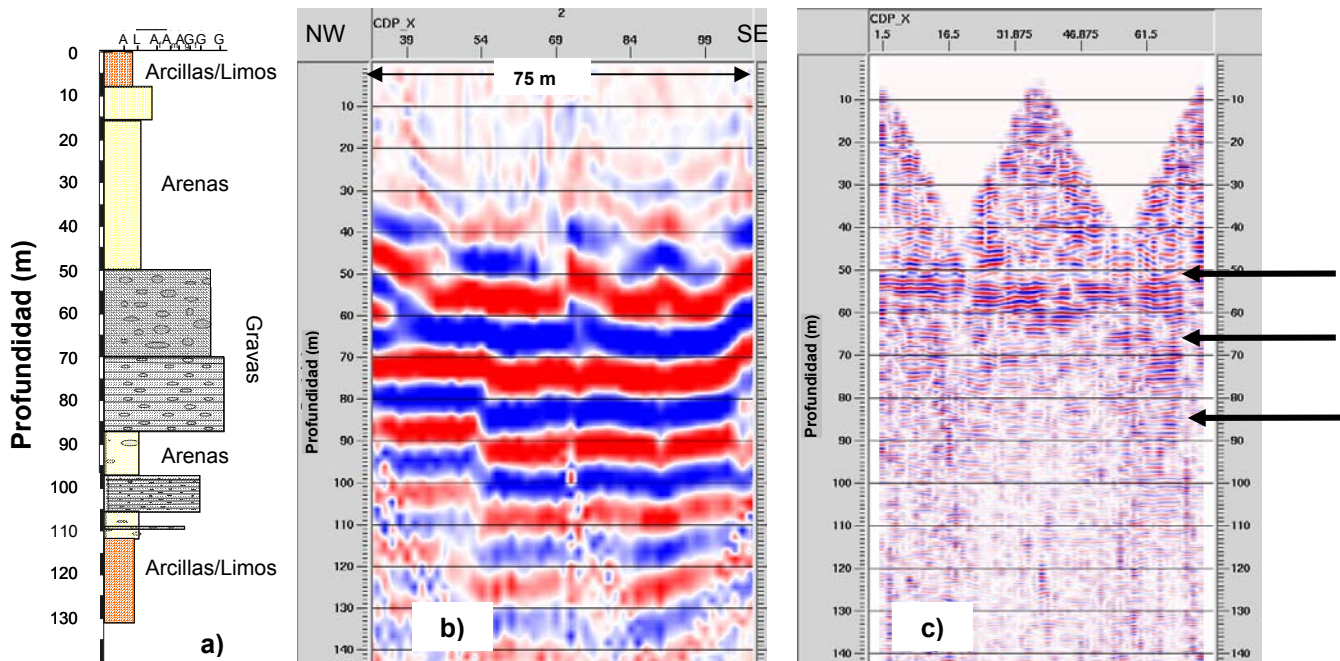


**Figura 5.** Sección sísmica obtenida en un test sísmico del delta del Llobregat representada como amplitud (a) y frecuencia instantánea versus tiempo (b). (Seismic section obtained for a seismic test in the Llobregat delta. It has been represented as amplitude (a) and instantaneous frequency vs time (b)).

En áreas con presencia de gas, la atenuación de las ondas de cizalla es menor que la de las ondas compresionales (Winkler y Nur, 1982). Como consecuencia, se optó por realizar una prueba con ondas S en la misma localización que uno de los tests sísmicos de ondas P. La adquisición se realizó en modo SH con 24 geófonos de frecuencia natural 12 Hz. Ambos conjuntos de datos, P y S, fueron procesados para la obtención de una pseudosección sísmica, empleando la velocidad de *stacking* para la conversión a profundidad. De esta manera, se ha podido comparar el resultado con la información litológica disponible en un sondeo cercano a la zona del *test*. La figura 6 muestra el resultado del procesado y la columna litológica del pozo. La sección sísmica de ondas P presenta diferentes reflexiones de baja frecuencia que parecen corresponder al contacto arenas/gravas. Sin embargo, no es posible resolver el techo y la base de la unidad de gravas ni su estructura interna. Por otro lado, la sección sísmica de ondas S detecta la presencia de gravas y permite resolver sus límites. Aunque habría que resolver el tema de la energía de la fuente de cizalla, esta prueba muestra como las ondas S son capaces de producir secciones de alta resolución en zonas donde la atenuación de las ondas P es extrema.

## 5. CONCLUSIONES

Los sedimentos no consolidados saturados en agua con el nivel freático somero constituyen un medio favorable para la propagación de señales de alta frecuencia de ondas compresionales. Entre las razones que permiten explicar este hecho, podemos encontrar tres fundamentales: 1) baja velocidad de las ondas superficiales que nos permite disponer de una ventana óptima amplia 2) baja atenuación de las ondas P al encontrarse los poros completamente rellenos de líquido 3) ausencia de otros tipos de ruido coherente como las ondas guiadas. Sin embargo, pueden presentarse casos en los que la atenuación debida a la presencia de gas y a la variación de la profundidad del nivel freático conducen a una gran variabilidad en la calidad de los datos. Una adecuada elección de los parámetros de procesado y el uso de otras técnicas como las de ondas S pueden mejorar la resolución de las estructuras estudiadas.



**Figura 6.** a) Columna litológica. b) sección sísmica de ondas P cercana al sondeo correspondiente a a). c) Sección sísmica de ondas S coincidente con b). Las flechas indican las unidades litológicas resueltas con la técnica de ondas S. (a) Geological log b) P-wave seismic section from a seismic test closed to the borehole of a). c) S-wave seismic section coincident with section in b). Arrows show the lithological units that can be resolved with shear-wave techniques).

## REFERENCIAS

- Benjumea, B., 1999. Prospección sísmica de alta resolución en estructuras geológicas superficiales y yacimientos arqueológicos. Memoria de Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Brouwer, J. H. and Helbig, K., 1988, High-resolution seismic processing: The upper limit, 58th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., Session: S5.4.
- Hunter, J. A., Pullan, S. E., Burns, R. A., Gagne, R. M. and Good, R. L., 1984, Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph - Some simple techniques (short note): GEOPHYSICS, Soc. of Expl. Geophys., 49, 1381-1385.
- Juhlin, C., Palm, H., Mullern, C.F., Wallberg, B., 2002. Imaging of groundwater resources in glacial deposits using high-resolution reflection seismics, Sweden, Journal of Applied Geophysics, 51, 107-120.
- Marqués, M.A. (1984). Les formacions quaternàries del delta del Llobregat. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona. 208 p.
- Miller, R. D., Xia, J. and Park, C. B., 2005, Seismic Techniques to Detect Dissolution Features (Karst) at a Proposed Power Plant Site, Near-Surface Geophysics: Soc. of Expl. Geophys., 663-680.
- Pugin, A; Pullan, S E; Sharpe, D R, 1999. Seismic facies and regional architecture of the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences vol. 36 (3) 409-432.
- Pullan, S.E., Hunter, J.A., 1999. Land-based shallow seismic methods. A handbook of geophysical techniques for geomorphic and environmental research. Geological Survey of Canada. Open File 3731.
- Robertson, J.O.A., Holliger, K., Green, A.G., Pugin, A., De Iaco, R., 1996. Effects of near-surface waveguides on shallow high-resolution seismic refraction and reflection data. Geophysical Research Letters, 23, 495-498.
- Schuster, G. T. and Quintus-Bosz, A., 1993, Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory. Geophysics, 58, 1314-1323.
- Teixidó, T., 2000. Caracterización del subsuelo mediante sísmica de reflexión de alta resolución. Memoria de Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.
- Winkler, K.W y Nur A. (1982). Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding. Geophysics, 47, 1-15.