

# Tomografía eléctrica aplicada a la investigación del paleolago de La Larri y el karst de La Estiva (Valle de Pineta, Pirineos)

## Electrical tomography applied to research the La Larri paleolake and the karst of La Estiva (Pineta Valley, Pyrenees)

P. Ibarra <sup>(1)</sup>, F.M. Rubio <sup>(1)</sup>, A. Salazar-Rincon <sup>(1)</sup>, P. Mata-Campo <sup>(1)</sup>, M.T. Rico-Herrero <sup>(2)</sup>, B.L. Valero-Garcés <sup>(2)</sup>, B. Oliva-Urcia <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup>Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ La Calera, nº1 – 28760 Tres Cantos (Madrid), p.ibarra@igme.es

<sup>(2)</sup>Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus Aula Dei, Avda. Montañana, 1005 – 50059 Zaragoza

### SUMMARY

The valley of Llanos de La Larri in Ordesa National Park ( Huesca Pyrenees ) forms a unique structure, as a complex tectonic window and as a type sedimentary yuxtaglaciär regarding Pineta main glacier valley. In the final phase of the last glacial cycle, the lateral moraine of the main glacier retained a lake. Its filling and latter breaking emptied it and opened an long valley, where there have been carried out several geomorphological, stratigraphic and geochronological studies in order to limit the extent and disposition of the lake and its chronology during the final glacial maximum. In this context, two electrical tomography profiles were conducted (longitudinal and transverse to the axis of the valley) to characterize and define the fillers and sedimentation. In them, it was possible to distinguish precisely the scope of the different types of sediments and alluvial and colluvial fills as well the lacustrine sediments.

In parallel, an additional profile was made at nearby sinkhole-polje of La Estiva , in a very different geological context with an atypical filling structure formed at the contact between the strongly karstified Cretaceous limestones and Devonian shales. The purpose is to characterize the filling between the two and try to explain the origin of the structure in combination with other geological and stratigraphic data.

The goal of both works is the good characterization of both problems with a well known method to obtain high-resolution images.

### 1. INTRODUCCIÓN

Dentro del marco de ayudas para la investigación relacionada con la red de Parques Nacionales, el proyecto HORDA (Dinámica glacial, clima, y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido durante el Holoceno) ha abordado entre otros temas el estudio de varios lagos y cubetas del parque oscense.

De entre ellas, este trabajo se ocupa del paleolago de La Larri (Figura 1), y de la dolina-polje de La Estiva (figura 2), ambos valles subsidiarios del Valle de Pineta (Río Cinca) por tratarse de dos estructuras singulares vinculadas de distinta forma al último glaciario pirenaico

### 2. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN EL VALLE DE LA LARRI

El valle de los Llanos de La Larri, en el límite nororiental del Parque Nacional de Ordesa (Pirineo Oscense) forma una singular estructura a unos 1600m de altura, a la vez como ventana tectónica y como complejo sedimentario de tipo yuxtaglaciär respecto al valle glaciär principal de Pineta. El valle se encuentra en el tramo medio del barranco de La Larri, antes de su confluencia con el río Cinca en el Valle de Pineta, lo que sucede casi 400 metros más abajo.

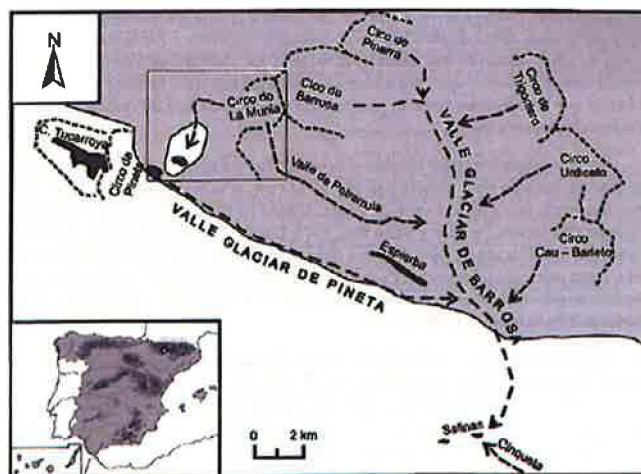


Figura 1 - Situación del Valle de La Larri (recuadro) respecto del sistema glaciär de Pineta-Monte Perdido. (La Larri Valley position -inside the box- over Pineta glacier system)



Figura 2 - Valles de La Larri y La Estiva, sobre el Valle de Pineta. (La Larri and La Estiva Valleys over Pineta Valley)

En la fase final del último ciclo glaciär, la morrena lateral de éste, retuvo un lago asentado sobre el valle de La Larri, el cual, a su vez, formaba una cubeta entonces ya carente de aporte glaciär relevante como había sido en el máximo precedente (por entonces, el glaciär bajante de La Muniä ya no era confluyente con el de Pineta). Este lago sufriría un vaciado tras su propio relleno y posterior rotura de la morrena por erosión, dejando al descubierto varias terrazas que muestran parte de su modelo deposicional. El

valle abierto resultante contiene por tanto un registro sedimentario de importancia, precedente del paleolago y su ambiente circundante, circunscrito a la última fase glaciár posterior al último máximo glaciár local, que tuvo lugar hace 65 ka (Lewis et al, 2009).

En este ámbito, dentro del proyecto HORDA se han realizado diversos estudios, geomorfológicos, estratigráficos y geocronológicos a fin de delimitar la extensión y disposición del antiguo lago y su ubicación temporal precisa, posteriormente al final del máximo glaciár. En este contexto, se realizaron 2 perfiles de tomografía eléctrica (longitudinal y transversalmente al eje de la cubeta de La Larri, según Figura 3), para caracterizar y delimitar los materiales de relleno y sedimentación. En ellos, se ha podido discriminar y delinear con precisión el alcance de los distintos tipos de sedimentos, lacustres, glaciares y rellenos aluviales y coluviales y su encaje sobre el basamento cristalino.

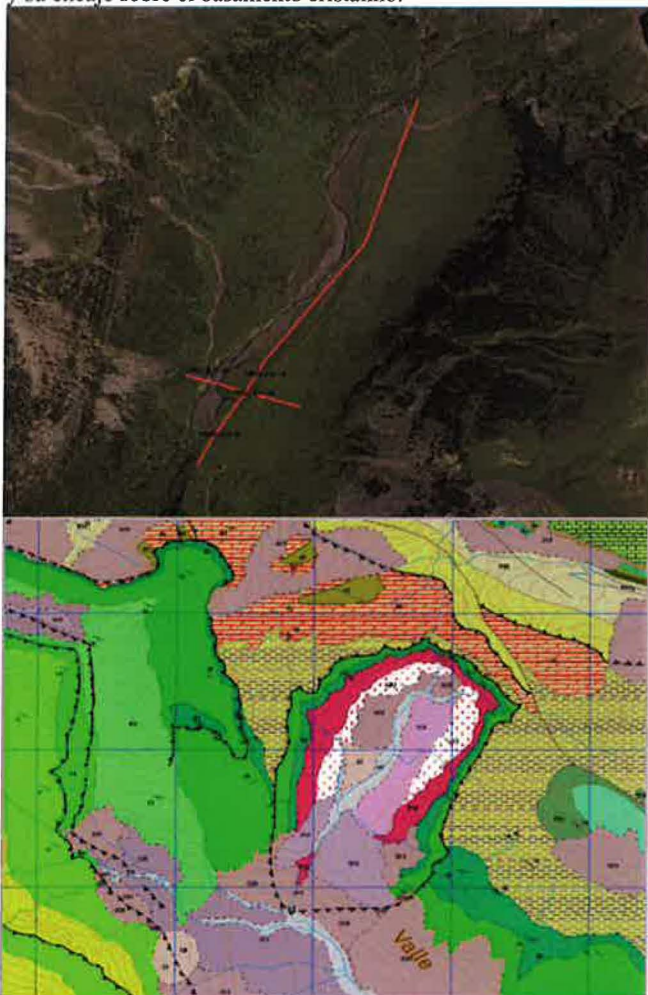


Figura 3 - Posición de perfiles eléctricos y sondeos mecánicos del Valle de La Larri y mapa geológico de la ventana tectónica. (Position of electrical profiles and boreholes in the La Larri Valley, and geological map)

Los Llanos de La Larri presentan una orografía singular, producto de la acción erosiva fluvial y glaciár, así como de su encaje dentro del macizo de La Munia. De menos de 2 kilómetros de longitud y unos pocos cientos de anchura, discurre en sentido suroeste de forma perpendicular al valle de Pineta, sobre el que queda colgado más 300 metros por encima, de modo que en origen estaba constituido por un glaciár de menor aporte, subsidiario del de Pineta, que descendía del macizo de La Munia de forma irregular en trazado y desnivel. El glaciár excavó el valle típicamente en U, abriendo a su vez una ventana tectónica en la que aflora un ojal de materiales graníticos paleozoicos. Una vez que comenzó la disminución de aporte tras el máximo glaciár local, el glaciár de Pineta lo cerró con su morrena lateral formando el lago que nos ocupa. Éste se colmató dejando una serie de terrazas colgadas sobre

el valle una vez que el río resultante comenzó a encajarse sobre los mismos sedimentos lacustres y glaciares (García Ruiz y Martí Bono, 2001; Samsó, 2013). Dichas terrazas constituyen una importante secuencia sedimentaria continua de una fase posterior al máximo glaciár local, desde los 35 ka hasta su colmatación hace unos 11 ka (y posterior a la retirada del propio glaciár de Pineta hace 13,5ka) que incluyen sedimentos lacustres así como sedimentos deltaicos progradantes que provienen del aporte proximal en el valle. La primera fase de estudio comprendía el reconocimiento estratigráfico de las terrazas y afloramientos, apoyado por la perforación de 3 sondeos mecánicos con recuperación de testigo continuo de entre 8 y 18 m de profundidad, en los que se han obtenido 4 dataciones por radiocarbono (Salazar et al, 2011 y 2013).

Dado que los sondeos no habían cortado la totalidad de la serie lacustre, ni cubrían una parte amplia de la cubeta, se puso de manifiesto la necesidad de recurrir a métodos geofísicos para delimitar con mayor amplitud la extensión, profundidad y carácter de los sedimentos, así como evaluar la representatividad de las muestras. Entre ellos, la tomografía eléctrica permite, a través de la resistividad, obtener imágenes 2D de buena resolución para las profundidades que se barajan a priori en materiales donde es esperable un contraste de resistividad, el cual puede estar basado en la litología, contenido en arcillas o en agua y porosidad.

Para ello, se realizaron 2 perfiles de tomografía eléctrica, uno en dirección longitudinal respecto del valle, con 1200m de longitud (5m de espaciado interelectrónico) y otro aproximadamente transversal, de 400m (5m de espaciado), en la zona más distal de los rellenos. Ambos fueron realizados con el equipo ABEM Terrameter SAS 4000 y su sistema Lund Imaging, propiedad del IGME, con dispositivos Wenner y Schlumberger. Ambos perfiles fueron invertidos con el program Res2Dinv de M.H. Loke (Geotomo), utilizando el modo "robust constrain", más adecuado para delimitar contactos netos. Los resultados con dispositivo Schlumberger, considerados de mejor calidad, se muestran con sus respectivas interpretaciones en la figuras 4 (transversal) y 5 (longitudinal).

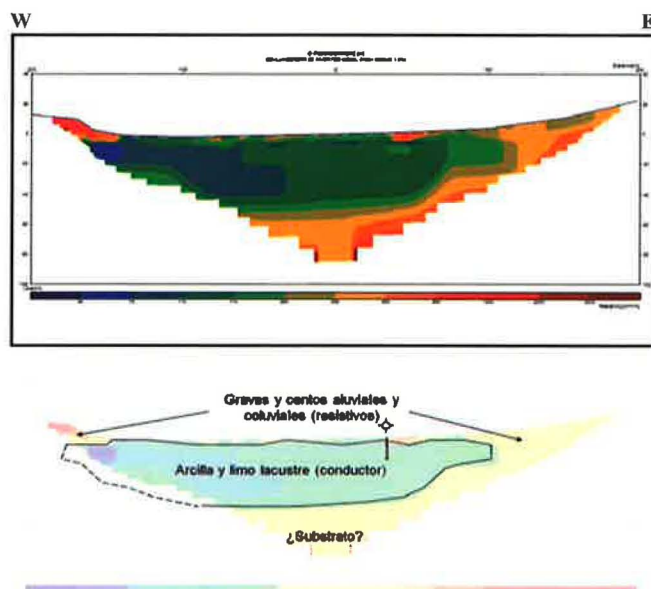


Figura 4. Perfil geoelectrónico transversal en el Valle de La Larri. (Electrical profile across La Larri Valley)

El perfil transversal de La Larri (Figura 4), de 400m de longitud, se ubica entre fuertes pendientes en sus extremos por efecto valle en U, por ello fue realizado con espaciado interelectrónico menor, sacrificando profundidad de investigación, lo que sin embargo aumenta la resolución. En él, se muestra un cierto contacto entre los rellenos sedimentarios diversos, fluviales, lacustres y glaciares, relativamente conductores, y el substrato

más resistivo (hasta 1000 ohm.m), supuestamente paleozoico. Éste substrato no se muestra nítidamente pues su profundidad es similar a la de investigación en este perfil y además parece existir una zona de transición gradual de resistividad.

Dentro del relleno sedimentario puede distinguirse un nivel continuo bastante conductor (unos 100 ohm.m) que estaría conformado por arcillas y limos lacustres, encajados lateralmente por niveles más resistivos (hasta 500 ohm.m), que corresponderían a niveles de gravas y cantos secos de carácter coluvial. Estos materiales delimitan el lago y se trataría de abanicos, conos de deyección y derrubios procedentes de las laderas muy pendientes.

En el perfil se muestra cierto basculamiento de los niveles más conductores hacia el lado oeste que es por donde discurre actualmente el río de La Larri y donde afloran las terrazas lacustres (aquí, con carácter fuertemente resistente debido a su sequedad, pues quedan hoy colgadas a mayor altura, ver figura 6) y sedimentación fluvial. En cualquier caso, el perfil parece mostrar también la geometría del paleolago.

Lo más notable es el contraste entre el relleno lacustre muy conductor y el sustrato muy resistivo, entre los cuales también parece existir una zona de transición con resistividades medias. Esto se explica con más detalle en el perfil longitudinal siguiente.

El perfil longitudinal fue realizado con el espaciado electródico de 15m, pues las dimensiones del valle en esta dirección lo permiten. El extremo sur fue emplazado sobre la morrena lateral en su cambio de pendiente hacia el valle de Pineta y el norte sobre algunos abanicos situados al fondo del valle, en la zona de circo, alcanzando la mayor profundidad de investigación (200m) bajo el centro del dispositivo. El perfil corta al perfil transversal en las proximidades del sondeo LL2, según se denota en la figura 5.

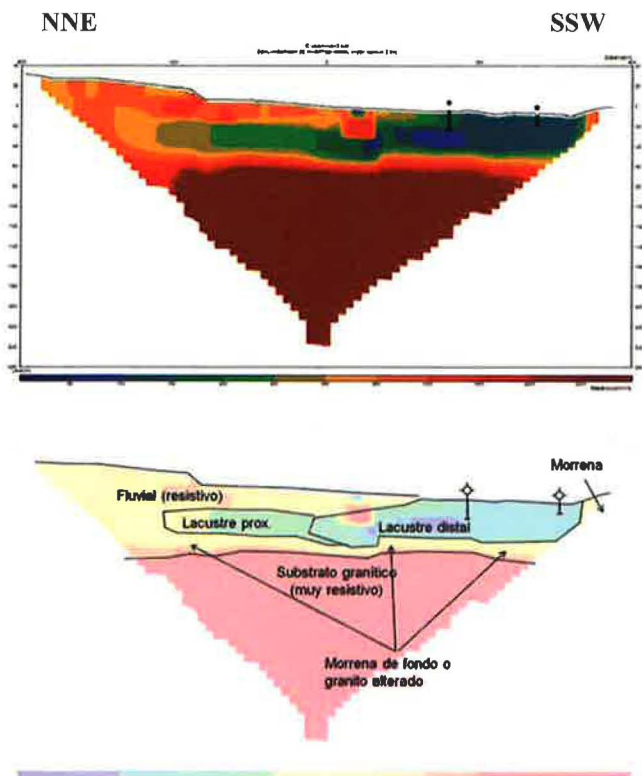


Figura 5. Perfil eléctrico longitudinal al eje mayor del valle de La Larri (Electric profile along main axis of La Larri Valley)

Este perfil confirma y aclara lo obtenido en el anterior: un nivel altamente resistivo inferior (1500-300 ohm.m), sobre el que descansan niveles de menor resistividad que podemos hacer corresponder con varias litofacias.

El substrato resistivo corresponde a niveles graníticos paleozoicos (los pertenecientes a la ventana tectónica) que deben presentar escasa alteración, por lo que debemos suponer que constituyen la base erosionada sobre la que se desplazaba el

primitivo glaciar de La Munia, no existiendo por tanto sedimentos preglaciares. Por encima, pueden diferenciarse materiales como gravas y arenas de carácter aluvial (sobre los 500-1000 ohm.m de media) sobre todo hacia la cabecera del valle, mostrando una cierta progradación que se corresponde con el avance de los abanicos aguas abajo. Además, encontramos un claro nivel conductor horizontal que podemos atribuir a sedimentos más finos, arcillas y limos, que alcanzan en la zona central un mínimo cercano a 50 ohm.m. Por su contenido en arcilla y agua, (es la zona bajo el río), la resistividad baja notablemente, lo que en correlación con los sondeos, podemos atribuir estos materiales a sedimentos lacustres.

La geometría del relleno puede delimitarse con claridad, alcanzando un espesor medio de sedimentos de 60m en la zona central y una suave pendiente similar a la superficie actual, que podría asemejarse a la del glaciar. Aún más, podemos distinguir una graduación de la sedimentación fluvial y lacustre por el leve cambio de resistividad, progresivamente menor hacia el sur que se justificaría con el progreso del relleno del paleolago en esa dirección y sentido, de forma que encontraríamos mayor acopio de sedimentos lacustres hacia la zona distal, como parece esperable (progradación) y mayor proporción de sedimentos fluvio-deltaicos hacia la zona proximal, así como hacia techo, como ocurre en el sondeo LL2.

La figura 6 muestra un ejemplo de este tipo de sedimentos, bien reflejados en el perfil geoelectrico (Salazar et al, 2011 y 2013), que pueden ser seguidos en los cortes geológicos obtenidos en la zona distal.

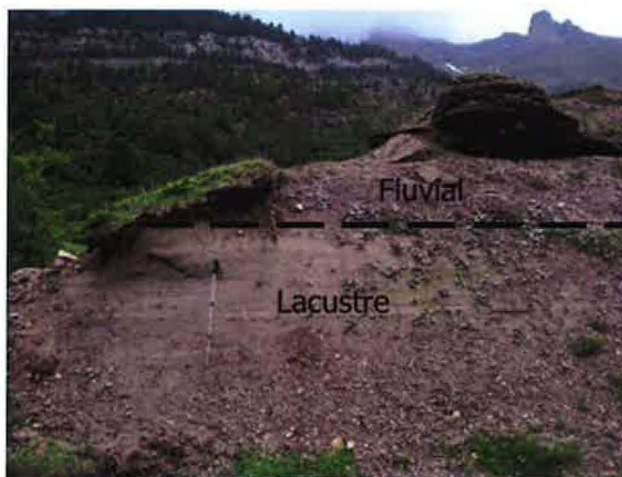


Figura 6. Imagen de sedimentos fluviales sobre otros lacustres en la terraza colgada del lado norte del valle de La Larri, zona distal. (Fluvial sediments resting on lacustrine sediments in the north side of the hanging terrace, distal area)

En el extremo sur aún se aprecia un brusco cambio de resistividad a valores más elevados, que se corresponde con los materiales de la morrena que asoma en el extremo del perfil, fácilmente identificable por el cambio de la topografía. El nivel resistivo es de tipo intermedio.

Por último, también apreciamos una cierta gradación o cambio de resistividad bajo los sedimentos del lago. Aunque el contacto con el substrato rocoso parece bastante nítido, aun puede intuirse la presencia de resistividades intermedias, que podrían atribuirse a granitos alterados o bien a morrenas de fondo (tillitas basales) del primitivo glaciar, con espesores de hasta 15-20 m, de forma similar a lo encontrado en otros sistemas similares en el Pirineo (Bordonau, 1993), y que también puede ser intuido con más claridad en el perfil transversal como una zona de resistividad de transición entre la conductora y la más resistiva. Estos valores están en consonancia con los de la morrena lateral que cierra el valle. Estos niveles corresponderían a depósitos más cercanamente relacionados con el máximo glaciar, aunque posteriores y probablemente, los de mayor antigüedad en la cubeta de La Larri.

### 3. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN LA ESTIVA

El caso del valle colgado de La Estiva es radicalmente distinto, aun encontrándose a relativamente poca distancia del valle de La Larri. Se trata de una estrecha depresión alargada según un eje mayor paralelo al Valle de Pineta, sobre el que cuelga, casi 1000m por encima. Se trata de un valle tipo polje endorreico pero con carácter marginal, pues descansa en un contacto entre calizas cretácicas muy karstificadas y pizarras del Devónico Superior. Las primeras presentan una cresta monoclinial que amuralla el valle separándolo del de Pineta mientras la ladera opuesta es una suave pendiente de materiales aflorantes y derrubios procedentes de deslizamiento, de modo que su morfología es atípica, pues parece un relleno sedimentario pero a la vez una estructura kárstica con materiales deslizados; todo ello motivó la realización de varios estudios a fin de caracterizar la estructura y explicar su complejo origen.

Un sondeo mecánico fue perforado en el punto más bajo del polje (ver figura 9), un punto singular, alcanzando hasta 22 m de profundidad con resuperación de testigo continuo, obteniendo un contenido de sedimentos fluviolacustres que conforman una serie cuasi-continua de 7 ka, pero sin alcanzar un fondo o substrato rocoso. El sondeo está emplazado unos metros hacia las calizas respecto del punto central del dispositivo eléctrico.



Figura 7 - Valle de La Estiva y perfil eléctrico longitudinal de 600m (línea roja, extremo oeste a la derecha). Las calizas presentan una cresta abrupta sobre el polje y las pizarras una pendiente más suave, desde donde se hizo la toma.

*(The Valley of La Estiva and longitudinal electric profile 600m long, -red line, looking westwards-. The limestones have a sharp crest on the left side of the polje and the devonian shales lie in a gentle slope from where the shot was taken)*

En este entorno, la tomografía eléctrica resulta de interés para delimitar y caracterizar el espacio sedimentario del polje y tratar de explicar el complejo origen de la estructura. Sin embargo sus dimensiones muy excéntricas, pues el valle tiene una longitud de casi 1,5 km y una anchura que no llega a los 150m impiden la realización de un perfil "lógico" que corte la estructura perpendicularmente a su dirección. La escasa anchura y la terminación lateral en cresta "hog-back" de alta resistencia de contacto y las fuertes pendientes laterales dificultan un estudio al uso con un desarrollo mínimo.

Así, se realizó un perfil en dirección al eje mayor, según se muestra en la figura 7, de fácil ejecución, pero que podía presentar problemas laterales evidentes, debido a la diferente litología a cada lado de la línea y al buzamiento "en dirección" de las estructuras presentes.

Se utilizó un dispositivo simple de 600m de longitud centrado en el punto más bajo, desplazado éste unos metros hacia las pizarras respecto del sondeo mecánico. Se utilizó un espaciado interelectródico de 15m y medido con esquema Schlumberger y modo de mayor resolución. El procesado e inversión se realizó de nuevo con Res2Dinv en inversión de tipo robusto.

El resultado de las medidas se muestra en la figura 9, que incluye debajo la interpretación litoestratigráfica, frente a la posición del sondeo. Éstas, de nuevo presentan un substrato muy

resistivo con forma de cubeta sobre el que descansa una serie de sedimentos más conductores. De entre ellos, puede distinguirse un nivel central muy conductor (50-100 ohm.m), centrado junto al sondeo mecánico, formado por arcillas, limos y gravas, según se deduce de la columna obtenida. Lateralmente a este nivel, la resistividad del sedimento es mayor, en torno a 150-300 ohm.m, que sugiere un ambiente aluvial, posiblemente conformado por arenas y gravas, que en el momento de las mediciones estaban muy secas. De ello se deduciría que la estructura funciona actualmente como una especie de polje, con ocasional acumulación de agua en su centro que justifica la presencia de arcillas y limos y resistividades más bajas y lateralmente la estructura se estaría colmatando además con arenas y gravas arrastradas desde las laderas, sobre todo desde el "lado devónico", que justifican el aumento de resistividad respecto del punto más bajo.

Salvo en el centro de la dolina, no hay niveles fuertemente conductores, que podrían formar arcillas de descalcificación que impermeabilizarían el sistema; de ello se deduce que no existe ni ha existido una laguna de entidad, lo que parece indicar que el aporte es bajo o el funcionamiento como polje es reciente. En este sentido, se ha sugerido que el valle funciona como polje de forma reciente motivado por la disminución de aportes de escorrentía que fueron más importantes en el pasado y que se redujeron por efecto de la obturación del valle por deslizamiento de los niveles devónicos (Mata y Valero, 2012).



Figura 8. Perforación de sondeo mecánico de 22m de profundidad con testigo continuo en el punto bajo del "polje" de La Estiva (Drilling a well to 22m deep in La Estiva "polje" lowest point)

Respecto del substrato resistivo, los valores obtenidos son elevados (>2000 ohm.m), pero su procedencia es difícil de distinguir. Tanto las pizarras de un lado como las calizas secas del otro están en consonancia con los valores encontrados. Por la disposición de las formaciones parece que la resistividad del substrato se debería a las pizarras devónicas sobre todo en la zona central del dispositivo y quizá las calizas tuvieran alguna influencia conjuntamente a las pizarras en los extremos.

Un aspecto que sí resulta claro es la geometría del relleno, al menos en la zona central del dispositivo (en los extremos, la influencia de laderas resistivas muy cercanas puede distorsionar la medida), de modo que el substrato se alcanzaría solo unos 5-10m más abajo del punto inferior del sondeo. Considerando el leve desplazamiento relativo entre sondeo y línea geofísica y los buzamientos hacia el sur de las formaciones en contacto, quizá podrían obtenerse algunos metros más de columna justo debajo del sondeo mecánico. Es decir, aproximadamente bajo el sondeo se estima una potencia máxima de sedimentos de relleno de unos 30m, que sería la máxima para toda la cubeta.

Dados los buzamientos presentes, la geometría que se presenta es la existente debajo de la línea del perfil y no es extensible a toda la cubeta.

Adicionalmente, se aprecia algo al este del sondeo que el resistivo rocoso parece tener unos valores algo menores dentro de un fondo resistivo más alto (entorno a 1000 ohm.m frente a los

3000ohm.m), y dada su forma de “canal” sería interpretable (con reservas) como una posible zona de drenaje del polje.

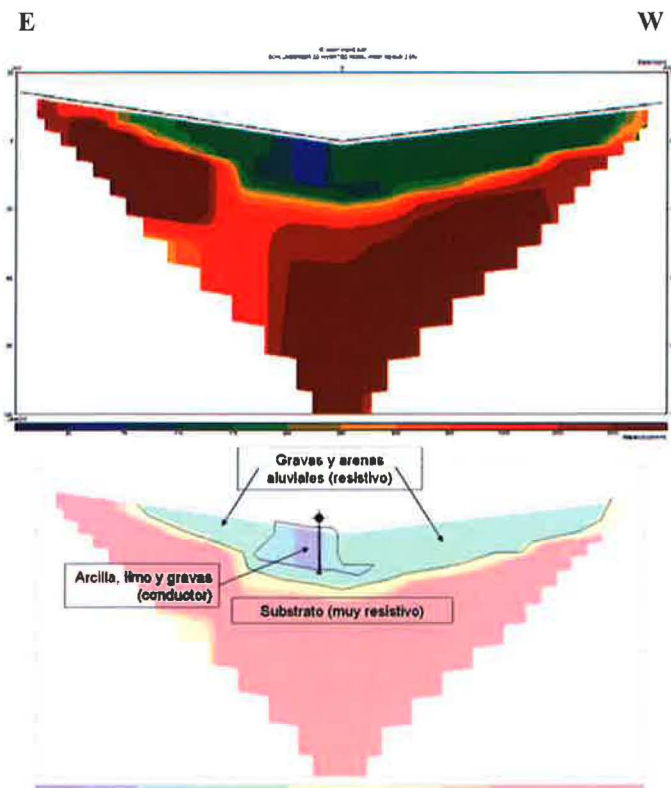


Figura 9 - Perfil geoelectrico longitudinal al eje mayor del valle de La Estiva.

(Electric profile along main axis of La Estiva polje).

#### 4. CONCLUSIONES

El método de tomografía de resistividad (ERT) ha sido empleado para caracterizar y delimitar 2 ambientes sedimentarios próximos, aunque muy diferentes entre sí. En el valle de La Larri, el método funciona muy bien para explicar las diversas litofacies presentes en el valle procedentes de la colmatación progresiva del paleolago allí existente, delimitando su geometría 2D con notable precisión.

En el “pseudo-polje” de La Estiva, las dificultades derivadas de un entorno excéntrico han obligado a realizar un perfil opuesto a la lógica geofísica, obteniendo sin embargo buenos resultados con un solo perfil geoelectrico, para delimitar la geometría, espesor y la litología del relleno, que ayudan a explicar el complejo origen de la estructura.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado gracias a la subvención concedida por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales para la realización del Proyecto HORDA (“Dinámica glacial, clima y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido”, referencia 083/2009), del que este trabajo forma parte. Agradecemos asimismo al personal del Parque la ayuda prestada para la realización de estos trabajos.

#### 6. REFERENCIAS

- Bordonau, J., “The Upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Escra Valley, central southern Pyrenees)”. *Quaternary International* 18, 5-14
- Calvet, M. “Quaternary Glaciation of the Pyrenees, en Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, Part I: Europe”. *J. Ehlers and P.L. Gibbard, Elsevier, Amsterdam*, pp 119-128
- García-Ruiz J.M. y Martí-Bono, C.E. “Mapa Geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido”. *Ministerio de Medio Ambiente-OAPN, Madrid*, pp 106 pp y mapa escala 1:25000
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., “Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and

fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers NE Spain) based on OSL dating and soli stratigraphy”, *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.

Loke, M.H. *Res2DInv. SW comercial por Geotomo Software, Malaysia* 1995-2012

Mata-Campo, M.P., Valero-Garcés, B.L., “Dinámica glacial, clima y vegetación, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Proyecto HORDA)”, *Jornadas de seguimiento de proyectos de investigación en la Red De Parques Nacionales de España*, 26, 27 y 28 de septiembre de 2012. Matalascañas, Huelva

Salazar, A., Mata, P., Valero-Garcés, B.L., “Late glacial lacustrine sediments in La Larri, (Pineta Valley, Pyrenees, N.Spain)” en *28th IAS Meeting of Sedimentology, Zaragoza*, 2011 Abstracts, pp. 28760-28760.

Salazar-Rincón A., Mata-Campo, M.P., Rico-Herrero, M.T., Valero-Garcés, B.L., Oliva-Urcia, B., Ibarra, P., Rubio F.M., Grupo Horda, “El paleolago de La Larri, (Vall de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glacial en el Pirineo”. *Cuadernos De Investigación Geográfica, Universidad de La Rioja, Tomo 39 (1), Año 2013*. ISSN: 0211-6820

Samsó, J.M., “Mapa geológico del Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido (escala 1:25000)”, 2013, IGME, Madrid