

Cuadernos de Investigación Geográfica	2013	Nº 39 (1)	pp. 97-116	ISSN 0211-6820
---------------------------------------	------	-----------	------------	----------------

© Universidad de La Rioja

EL PALEOLAGO DE LA LARRI (VALLE DE PINETA, PIRINEOS): SIGNIFICADO EN EL CONTEXTO DEL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR EN EL PIRINEO

A. SALAZAR-RINCÓN^{1*}, P. MATA-CAMPO¹, M.T. RICO-HERRERO²,
B.L. VALERO-GARCÉS², B. OLIVA-URCIA², P. IBARRA¹,
F.M. RUBIO¹, Grupo HORDA^{1,2,3,4}

Grupo HORDA: Aida Adsuar, Josu Aranbarri, Fernando Barreiro, Miguel Bartolomé, Beatriz Bueno, Eduardo García-Prieto, Begoña García, Graciela Gil, Penélope González, Juan Cruz Larrasoña, Josep M. Parés, Ana Pérez, Mayte Rico, Ariadna Salabarnada, Ángel Salazar, Miguel Sevilla-Callejo, Pol Tarrats.

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid.

² Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus Aula Dei, Av. Montañana 1005, 50059 Zaragoza.

³ Universidad de Barcelona, Fac. Biología, Avinguda Diagonal 643, 08028 Barcelona.

⁴ Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana, Paseo Sierra de Atapuerca, s/n, 09002 Burgos.

RESUMEN. *El singular contexto geológico de los llanos de La Larri (Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido, Pirineo Oscense) facilitó la formación de un importante complejo sedimentario de carácter yuxtaglaciario durante el último ciclo glacial en el Pirineo central. En este estudio se ha realizado un análisis conjunto de cartografía geomorfológica, descripción de afloramientos, levantamiento e interpretación de perfiles de tomografía eléctrica y estudio de las principales unidades sedimentarias encontradas en 3 sondeos de hasta 17 m de profundidad. Los resultados han puesto de manifiesto la existencia de un importante paleolago con una potencia superior a 40 m, así como ha permitido definir la geometría del depósito y sus principales unidades. Las dataciones mediante radiocarbono de algunas muestras de superficie y subsuelo permiten afirmar que la sedimentación en el paleolago se inició antes de los 35 ka y finalizó, por la colmatación completa de su cuenca, hace unos 11 ka.*

The paleolake of La Larri (Pineta valley, Pyrenees): explanation in the framework of the last glacial maximum in the Pyrenees

ABSTRACT. *The unique geological framework of the “los Llanos de La Larri” (Ordesa-Monte Perdido National Park) facilitated the genesis of a relevant juxtaglacial sedimentary record during the last glacial phase in the central Pyrenees. In this study we conducted a geomorphological and outcrop survey, an electric tomography study and the definition of the main sedimentological units by means of the study of 3 cores up to 17 m long. The combined study of surface and*

underground data has allowed us to define a paleolacustrine sedimentary sequence more than 40 m thick and the geometry and nature of the units of the infilling sequence. Radiocarbon dating indicate that the minimum age of this deposit is 35 ky (BP) at 17 m depth, and the infilling of the basin ends at 11 ky BP.

Palabras clave: paleolago, último máximo glaciar, geomorfología, tomografía eléctrica, Pirineo Central.

Key words: paleolake, last glacial maximum, geomorphology, electric tomography, Central Pyrenees.

Enviado el 15 de diciembre de 2012

Aceptado el 20 de enero de 2013

* Correspondencia: Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ La Calera, 1, Tres Cantos, 28760-Madrid. E-mail: a.salazar@igme.es

1. Introducción

Los trabajos sobre el glaciario y los cambios climáticos del Cuaternario en el entorno pirenaico, basados en el estudio de depósitos de morrenas, sedimentos glaciolacustres y de turberas, son numerosos (Martí-Bono y García-Ruiz, 1994; Calvet, 2004; González-Sampériz *et al.*, 2006). A pesar de ello, siguen existiendo incógnitas, y consiguiente interés, en temas tan relevantes como la cronología a escala local de la máxima extensión de los hielos durante el último ciclo glaciar y las posteriores fases de deshielo (García-Ruiz *et al.*, 2003 y 2010; Moreno *et al.*, 2012; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013). Este interrogante también despierta el interés de los investigadores en el ámbito internacional, pues la variación y diacronía existente entre el último máximo glaciar global (*Last Glacial Maximum*, LGM) y la edad de los últimos máximos glaciares locales (*Local Last Glacial Maxima*, LLGM) en las áreas de montaña ha sido recientemente puesta de manifiesto tanto en el entorno mediterráneo (Hughes y Woodward, 2008), como también a nivel global para diversas latitudes (Clark *et al.*, 2009). Por ello, los registros sedimentarios de origen glaciar relacionados con el LLGM o con las fases post-máximo más antiguas tienen un atractivo singular, puesto que pueden aportar nuevos datos relevantes para esclarecer dichas cuestiones.

Por diversas razones, los paisajes de la alta montaña desarrollados sobre rocas carbonatadas, los paisajes glacio-kársticos, suelen ser menos gratos a la hora de aportar datos paleoclimáticos que los paisajes homólogos desarrollados sobre un substrato de rocas silíceo-cristalinas. El rápido drenaje del agua hacia niveles freáticos profundos dificulta o impide la presencia de ambientes de sedimentación post-glaciares bajo lámina de agua, ya sean lacustres o turberas, y las materias minerales que forman sus *tills* y superficies de abrasión no suelen ser adecuadas para realizar dataciones con técnicas OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) o de elementos cosmogénicos. El macizo glacio-kárstico de Marboré - Monte Perdido (Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido) no es, en este sentido, una excepción, y aunque el conocimiento actual de las morrenas

y demás formaciones superficiales es bastante completo y ha permitido establecer la máxima extensión alcanzada por los glaciares en este macizo durante el Pleistoceno y las principales fases de retirada de los hielos (Martí-Bono y García-Ruiz, 1993; García-Ruiz y Martí-Bono, 2001), existen muy pocos datos cronológicos, siendo estos de carácter puntual y en relación con las fases de máxima extensión del hielo (Martí Bono *et al.*, 2002; Lewis *et al.* 2009).

El singular contexto geológico en el que se emplaza el valle de La Larri le confiere características bien diferentes, ya que se aloja en una estructura geológica peculiar, una ventana tectónica, en la que aflora un substrato impermeable, compuesto por rocas granitoides, migmatitas y areniscas y lutitas rojas del Triásico (Ríos *et al.*, 1989; Robador *et al.*, 2010; Samsó, en prensa), lo que facilitó que, en relación con los procesos glaciares ocurridos durante el Pleistoceno, se produjera una importante acumulación de sedimentos glaciares, glacio-lacustres y fluviales. A pesar de su interés, debido al reducido tamaño de los afloramientos y a la labilidad de los materiales, la presencia de sedimentos glacio-lacustres en un lugar tan accesible y visitado como el valle de La Larri (Parque Nacional de Ordesa - Monte Perdido, Pirineo Oscense) había pasado desapercibido hasta hace pocos años (Robador *et al.*, 2010; Salazar *et al.*, 2011; Samsó, en prensa).

En este trabajo se ha realizado un reconocimiento y muestreo de las formaciones superficiales presentes en el valle de La Larri combinando las técnicas de trabajo de superficie, cartografía geomorfológica y descripción de afloramientos, con las de subsuelo, sondeos mecánicos y tomografía eléctrica. Los resultados han permitido poner de manifiesto que la potencia total del relleno de la cubeta de los llanos de La Larri sobrepasa los 60 m, de los cuales cerca de 40 m corresponden a facies glacio-lacustres. Se ha procedido posteriormente a la descripción y análisis de los testigos obtenidos en los sondeos y a la datación de algunas muestras seleccionadas, lo que ha permitido acotar temporalmente el registro lacustre existente y su significado e importancia en el contexto del glaciario pirenaico.

2. Contexto geológico - geomorfológico

El valle de La Larri es el afluente principal del valle de Pineta (cabecera del río Cinca), uniéndose ambos en el fondo del circo de Pineta, en las proximidades del Parador de Bielsa (límite nororiental del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido). El Cinca nace en el circo de Marboré (o de Tucarroya) y el lago Helado, a unos 2500 m de altitud, en el corazón del macizo orográfico de Marboré-Monte Perdido y rodeado de los picos de Pineta (2859 m), Tucarroya (2818 m) y Astazu (3071 m) por el norte; y Marboré (3251 m), Cilindro de Marboré (3325 m) y Monte Perdido (3348 m) por el sur. El Cinca desciende mediante cascadas y rápidos 1200 m de altura, desde el borde del circo de Marboré (Balcón de Pineta), para alcanzar en poco más de 3 km de recorrido el fondo de un nuevo anfiteatro, el circo de Pineta, donde comienza propiamente el valle del mismo nombre.

El valle de Pineta tiene una dirección NW – SE y separa el anteriormente citado macizo de Marboré - Monte Perdido, al sur, del de La Munia (3133 m), situado al norte (Fig. 1). Este valle de Pineta sigue la traza de un plano de cabalgamiento de vergencia sur, que separa la unidad o escama tectónica de Monte Perdido de la del manto de Gavarnie (en la que se incluye el macizo de la Munia). Ambos macizos presentan marcadas diferencias en cuanto a su estructura y composición geológica, pues se trata de unidades superpuestas por la tectónica.

El macizo de la Munia, situado al norte del valle de Pineta, que aloja en su interior el valle de La Larri, forma parte de la denominada Zona Axial Pirenaica (Barnolas y Pujalte, 2004), constituida fundamentalmente por el basamento varisco de la cadena, e incluye entre sus materiales geológicos metasedimentos carbonatados, calizas y mármoles, y siliciclásticos, pizarras y cuarcitas, de bajo grado de metamorfismo y cuya edad es Devónico, rocas granitoides intrusivas (granodioritas y monzogranitos del plutón de Bielsa) en su extremo oriental y un tegumento discordante constituido por carbonatos del Cretácico superior, que solamente aparece en las laderas bajas de los valles, por haber sido erosionado en las zonas más elevadas (Ríos et al., 1989; Robador et al., 2010; Samsó, en prensa). Su estructura está constituida por una elevación del basamento, involucrado junto con la cobertera mesozoica en los cabalgamientos alpinos de la cadena pirenaica, y que muestra una clara vergencia hacia el sur. El macizo de La Munia forma parte del cabalgamiento o manto de Gavarnie (Bresson, 1902 y 1903; Seguret, 1972), que se superpone a un autóctono relativo que es visible solamente en las ventanas tectónicas situadas en el fondo del circo de Garvanie (Francia) y en la parte inferior del valle de La Larri. En la ventana tectónica de La Larri aflora un basamento de alto grado de metamorfismo, constituido por granitoides leucocráticos y gneises migmatíticos, sobre los que se apoyan de forma discordante conglomerados, areniscas y lutitas rojas del Pérmico y carbonatos del Cretácico superior; todo ello cobijado bajo el Paleozoico del cabalgamiento de Gavarnie (Ríos et al., 1989; Robador et al., 2010; Samsó, en prensa).

El macizo de Marboré - Monte Perdido forma parte de las llamadas Sierras Interiores de la Zona Surpirenaica Occidental, en la que predominan las rocas carbonatadas del Cretácico superior, del Paleoceno y del Eoceno inferior, y que queda comprendida entre la Zona Axial, al norte, y el dominio del *flysch* del grupo Hecho (Eoceno inferior y medio), al sur, este último en relación ya con la Cuenca Jaca - Pamplona (Barnolas y Pujalte, 2004). Se trata de una unidad tectónica superpuesta a la del manto de Gavarnie, la unidad o escama de Monte Perdido, y cuya estructura interna es muy compleja, con apilamiento y superposición de pliegues y cabalgamientos menores de vergencia sur (Ríos et al., 1989; Robador et al., 2010; Samsó, en prensa).

Las acciones erosivas de los glaciares del Pleistoceno son importantes en ambos macizos (Fig. 1), si bien es cierto que, sobre todo en el de Monte Perdido - Marboré, existe también una marcada influencia morfoestructural y kárstica en el relieve que enmascara la huella glaciaria. El sistema glaciario La Larri - Pineta formó parte de un sistema glaciario mucho mayor, puesto que, valle abajo, confluía en las proximidades de la localidad de Bielsa con el sistema glaciario de La Barrosa; siendo este último resultado a su vez de la confluencia sucesiva de los procedentes de los valles y circos localizados en

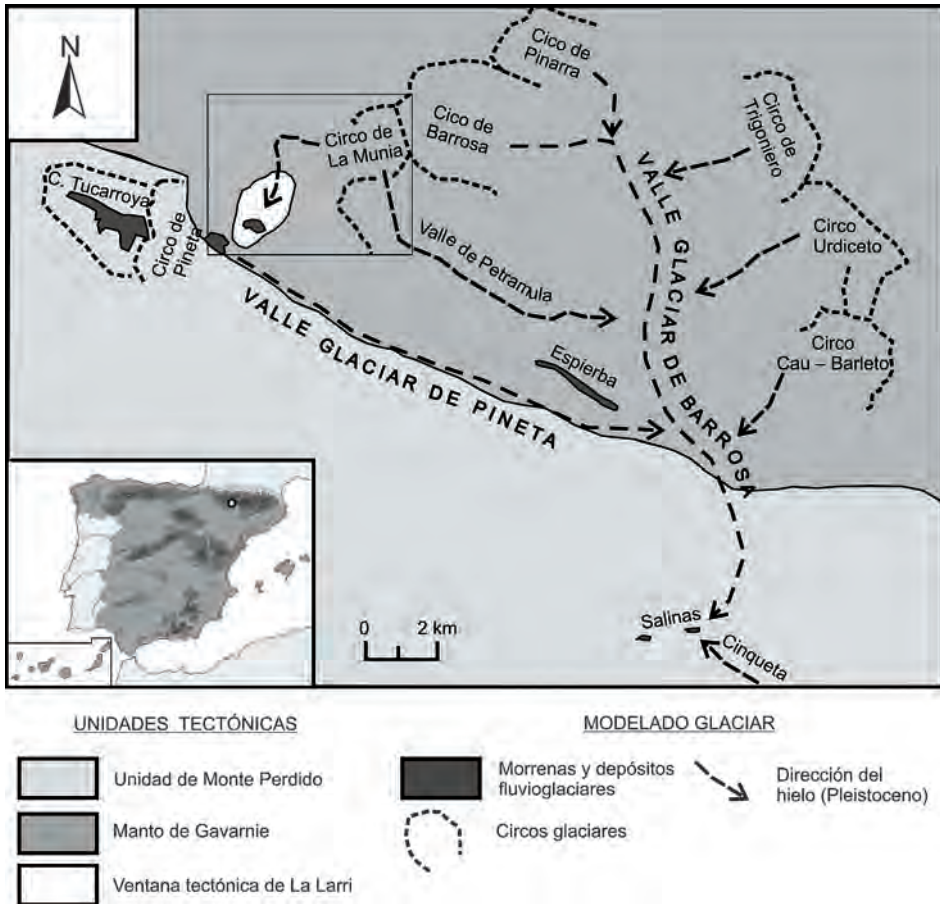


Figura 1. Situación geográfica y contexto geológico-geomorfológico de la zona estudiada.

sector oriental del macizo de La Munia (Pinarra, Barrosa y Petramula) y en el sector occidental del macizo de Punta Suelza (Trigoniero, Urdiceto y Cau - Barleto, este último con confluencia con el Cinca por debajo de Bielsa).

Como señalan Martí-Bono y García-Ruiz (1993), no resulta fácil establecer la máxima extensión y límite meridional alcanzado por el sistema glaciar del Cinca, como tampoco lo es establecer su relación con el que, procedente de los macizos de Culfreda, Bachimala, Posets y Cotiella, descendía por el valle del Cinqueta. El estudio de los depósitos de terraza fluvioglaciares situados inmediatamente aguas abajo de la confluencia de ambos valles (Hostal de Salinas y San Marcial, a unos 800 m de altitud), llevaron a esos autores a concluir que los glaciares del Cinca y Cinqueta tuvieron su fase de estacionamiento cerca de su confluencia, a unos 800 m de altitud, sin que se pueda asegurar que el hielo en una fase de expansión anterior llegase hasta el desfiladero de las Devotas, como había afirmado Penck (1883).

Lewis *et al.* (2009) han reinterpretado nuevamente el afloramiento de Salinas, identificando y datando mediante OSL unos depósitos glaciares y fluvioglaciares; cuya media de edad, basado en tres muestras es 64 ± 11 ka. También indican que el afloramiento está deformado y que otra muestra proporcionó una edad bastante menor (46 ± 4 ka), lo que interpretaron como el resultado de una segunda fase de empuje del hielo, con mezcla de depósitos.

Por su localización (1600 m sobre el nivel del mar y 435 m sobre el fondo del valle de Pineta), también debe relacionarse con el LLGM, o una fase próxima, la amplia morrena lateral izquierda del valle de Pineta, situada en los llanos de Dierra, al este de Espierba (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1946; García-Ruiz y Martí-Bono, 2001). Por encima de la población de Bielsa existen otros depósitos que fueron interpretados también como morrenas (Hernández Pacheco y Vidal Box, 1946), pero que más recientemente han sido atribuidos a grandes deslizamientos (Martí-Bono y García-Ruiz, 1993; García Ruiz y Martí-Bono, 2001).

Entre los depósitos relacionados con fases glaciares posteriores al LLGM, cabe señalar la morrena lateral que cierra el valle de La Larri, a 1580 m de altitud y 300 m sobre el fondo del valle de Pineta y, junto a la cual se han descrito recientemente otros sedimentos relacionados con la obstrucción del valle (Samsó, en prensa; Robador *et al.*, 2010; Salazar *et al.*, 2011), de los que se hablará después detalladamente; así como el depósito de morrena situado al pie mismo del circo de Pineta (a 1400-1300 m de altitud, aproximadamente) y que se ha atribuido a una fase tardía, en relación con lo que otros autores ha sido denominada “fase de glaciares de altitud” del Pirineo (Martí-Bono y García-Ruiz, 1993; Bordanau, 1992). Por último, existe otro importante conjunto de morrenas en el circo de Marboré o de Tucarroya (2500 m), relacionadas ya directamente con los últimos restos glaciares de Marboré y Monte Perdido y atribuidas al Tardiglaciario, las más externas, y al Holoceno, el resto de ellas (Nicolás Martínez, 1981; Martí-Bono y García-Ruiz, 1993; García-Ruiz y Martí-Bono, 2001).

3. Métodos

Se ha levantado una cartografía geomorfológica del valle de La Larri, desde su cabecera hasta su unión con el Cinca, incluyendo en ella los principales rasgos denudativos y unidades morfosedimentarias. Para ello, se realizó una fotointerpretación detallada y toma de datos de campo, incluyendo un reconocimiento general, fotografías y levantamiento de columnas generales de los afloramientos de materiales recientes. Se ha limpiado y levantado una columna de detalle de un pequeño afloramiento de sedimentos glacio-lacustres, con el fin también de muestrear posibles macro restos para su posterior datación por ^{14}C .

Posteriormente, se realizó una campaña de perforación mecánica para la toma de sondeos a testigo continuo con un equipo de perforación mecánica para geotecnia, montado sobre un vehículo 4x4, que trabajó tanto mediante percusión como por rotación. El muestreo mediante percusión se realizó golpeando con un martillo de 70 kg de peso,

usando un tomamuestras de pared gruesa (del tipo TM), para muestras inalteradas, con estuche interior de PVC, obteniéndose tramos de sedimento de 60 cm de longitud. En el caso de los tramos obtenidos a rotación, el sedimento fue extraído directamente con tubo tomamuestras simple y directamente etiquetado y envuelto en film transparente para su posterior conservación.

Todos los sondeos fueron abiertos longitudinalmente separándose en dos mitades, una de las cuales se guarda como archivo y la otra mitad fue fotografiada y destinada a futuros análisis. La mitad de archivo de cada sección fue adecuadamente envuelta en film transparente y posteriormente introducida en una funda termosellada, para su óptima conservación en las cámaras frías que el IPE-CSIC posee en su sede de Zaragoza. Posteriormente, se procedió a tomar imágenes de alta resolución con la cámara digital integrada del equipo Avaatech XRF Core Scanner del laboratorio del Departamento de Geociencias Marinas de la Universidad de Barcelona y a la descripción sedimentológica detallada.

Se han obtenido 4 dataciones por radiocarbono (Tabla 1), una de ellas realizada con una muestra tomada en afloramiento de superficie y las otras 3 realizadas con muestras procedentes del sondeo LL-2; las medidas fueron realizadas en los laboratorios *Poznan Radiocarbon Laboratory*, la primera de ellas, y *DirectAMS*, las tres restantes. Las edades radiocarbónicas obtenidas fueron calibradas mediante el programa Calib 6.0 (Stuiver y Reimer, 1993) y con la base de datos de calibración INTCAL09 (Heaton *et al.*, 2009; Reimer *et al.*, 2009).

Tabla 1. Dataciones mediante radiocarbono de las muestras del sondeo LL-2 y de la columna levantada en superficie.

Código laboratorio	Profundidad	Edad ¹⁴ C (años BP)	Edad cal. años BP (2 sigma)	Tipo material	Calibración
Poz-37964	Superficie	11350±60	11401-11160	Carbón vegetal	INTCAL09
D-AMS 001107	8.30 m	25333±147	29616-30488	Sedimento total	INTCAL09
D-AMS 001108	15.50 m	31172±202	35085-36345	Sedimento total	INTCAL09
D-AMS 001109	17.40 m	27417±132	31262-31863	Sedimento total	INTCAL09

Por último, y con el objeto de poder evaluar la representatividad real de los sondeos y la profundidad a la que se localiza el substrato rocoso, se realizó una campaña de prospección geofísica por tomografía eléctrica, una técnica que permite determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo mediante la realización de lecturas en superficie. Las medidas se obtienen introduciendo corriente en el terreno a través de un par de electrodos denominados de “corriente”, y midiendo la diferencia de potencial creada mediante otro par de electrodos, denominados de “potencial”. La resistividad de las formaciones geológicas está relacionada con la litología, la porosidad, el fluido de relleno de poros, el grado de saturación de la roca y la temperatura, por lo que, conociendo el modelo geológico local, se puede establecer una correlación entre las resistividades obtenidas y la natu-

raleza de los del subsuelo. Se utilizó el sistema *LUND Imaging*, junto con el resistivímetro *Terrameter SAS4000*, de la casa sueca *ABEM*, propiedad del IGME. Los perfiles realizados se han medido con dispositivo Wenner y con dispositivo Schlumberger, cada dispositivo tiene sus características: mayor sensibilidad a cambios laterales y/o verticales del subsuelo, diferente profundidad de investigación, cobertura horizontal del dispositivo y la intensidad de la señal. El empleo de estos dos dispositivos permite comparar los resultados aprovechando sus ventajas y desventajas y confirmando las anomalías obtenidas. El programa empleado para la inversión de los datos de campo ha sido el *RES2DINV* v. 3.46b de M.H. Loke y el algoritmo de inversión para la obtención de los perfiles de resistividad finales el *robust constrain*.

4. Geomorfología y formaciones superficiales del valle y llanos de La Larri

El valle del río La Larri presenta un trazado y orografía peculiar, resultado conjunto de su adaptación a la estructura geológica del Macizo de La Munia y a la combinación de acciones erosivas fluviales y glaciares. La cabecera del valle se localiza en el circo de La Munia, que están rodeado por un conjunto de *horns* y aristas rectilíneas con una marcada morfología glaciar (Punta o Peña Blanca, La Munia y Robiñera) y que lo separan de los circos de Troumouse (Francia) y Barrosa. El circo muestra dos cubetas de sobreexcavación glaciar, ambas alineadas según un eje norte - sur, la superior o norte (2670 m de altitud) carece de masas de agua y queda abierta hacia la inferior, en la que se localizan dos lagos (ibones de La Larri, 2524 m) separados por un pequeño umbral rocoso. Inmediatamente al sur del circo, en alineación con su eje longitudinal y apenas una decena de metros por encima del nivel del lago, se abre un collado hacia el valle de Petramula (collado de Las Puertas), que se interpreta como un collado de difluencia (Martí-Bono y García-Ruiz, 1993). El drenaje de los lagos, sin embargo, es en dirección oeste, contraria al Cinca, por un valle encajado entre la Punta o Peña Blanca (2902 m), al norte, y el Pico del Chinipro (2795 m), al sur, hasta alcanzar una cota aproximada de 2000 m, donde el río y valle giran seguidamente 90° hacia el sur y desciende mediante cascadas y rápidos un desnivel de 400 m en poco más de 1 km de distancia, alcanzando así otro circo inferior, los llanos de La Larri. Este amplio circo inferior constituye la morfoestructura conocida como ventana tectónica de La Larri, descrita anteriormente. En los llanos de La Larri existe un importante cúmulo de materiales detríticos, en los cuales se encaja el propio río La Larri, y a los que se les había prestado escasa atención hasta el presente. Tras cruzar los llanos, el río desciende nuevamente en cascada hasta unirse al Cinca en el fondo del circo de Pineta, constituyendo así un magnífico ejemplo de valle glaciar colgado.

Los llanos de La Larri, están cerrados por una morrena lateral perteneciente al sistema glaciar de Pineta, y cuyos materiales quedan al descubierto por la erosión del propio río (García-Ruiz y Martí-Bono, 2001). Los aluviales actuales del río de La Larri están encajados en otros depósitos anteriores, y que forman tres niveles de terraza (Figs. 2 y 3). La terraza más alta (10-12 m de altura) es la mejor conservada, está presente en ambos lados del valle y debe interpretarse como una terraza de relleno (*fill-terrace*), asociada a la obstrucción del valle por la morrena lateral del glaciar de Pineta,

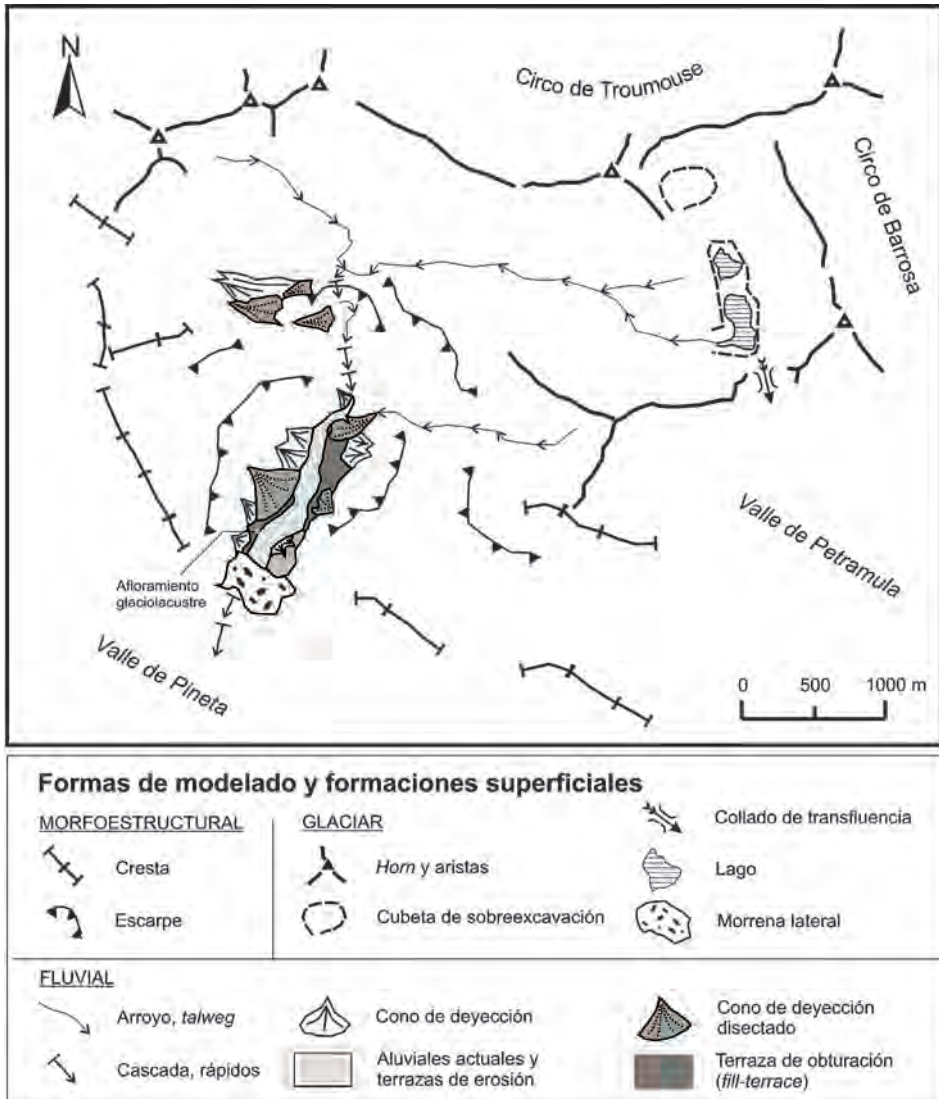


Figura 2. Esquema geomorfológico de la zona de estudio.

pues enlaza casi a un mismo nivel topográfico. Los otros dos niveles de terrazas están presentes sólo en la orilla este del valle y se deben a los procesos de encajamiento posteriores (*cut-in-terraces*). El encajamiento del *talweg* actual deja al descubierto amplios afloramientos de los materiales de la terraza superior, midiendo el principal de ellos más de 400 m de longitud. Los sedimentos proximales (norte) aflorantes en este corte de la terraza alta están compuestos exclusivamente por cantos y gravas con textura clasto soportada, generalmente masivos (código de litofacies Gcm de Miall) y

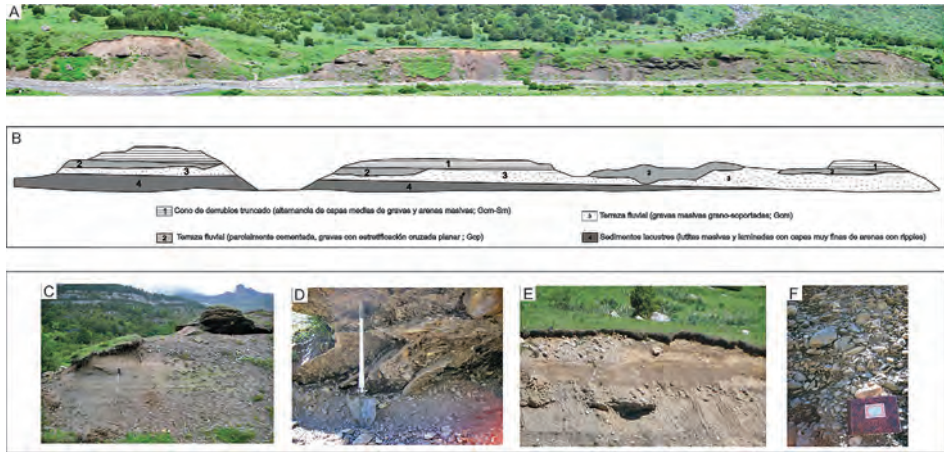


Figura 3. Fotografías de campo y esquema de las formaciones superficiales en dirección N-S de la margen derecha del río en los llanos de La Larri. A) fotocomposición del afloramiento; B) Esquema de las litofacies descritas en el texto correspondientes a la fotocomposición; C) Afloramiento de litofacies lacustre; D) Litofacies de barras con estratificación cruzada planar; E) Litofacies de alternancia de arenas y gravas (cono de derrubios) y F) Detalle de la litofacies de las gravas masivas de las terrazas superiores.

localmente con estratificación cruzada planar (Gcp), esta estratificación cruzada se hace especialmente visible en los tramos que están algo cementados por carbonato. Estas facies se corresponden con toda probabilidad a depósitos de un sistema fluvial de tipo trenzado, equivalentes a los que los que actualmente deposita el La Larri al pie de la terraza. El corte principal de la terraza está parcialmente cubierto por una alternancia de estratos de espesor decimétrico, compuestos por gravas y arenas masivas (Gcm-Sm), que constituyen un cono de derrubios disectado por el arroyo que lo alimentaba de sedimento. En su zona más distal, los sedimentos de la terraza alta incluyen un nivel en su base de lutitas laminadas, recubiertas por los depósitos fluviales descritos anteriormente, y que constituyen un depósito glacio-lacustre en posición yuxtacial. Este afloramiento de pequeñas dimensiones representa una mínima parte de una potente secuencia lacustre, como se verá más adelante. De muro a techo, presenta la siguiente litología y estructuras sedimentarias (Fig. 4):

- 1.4 m de lutitas finamente laminadas que se hacen masivas hacia el techo, de color gris oscuro. Cerca de la base se observa un nivel decimétrico de arenas mostrando gradación inversa de más finas a más gruesas y 4 intercalaciones centimétricas de arenas de grano muy fino a medio.
- 1.2 m de lutitas finamente laminadas de color gris, que pasan a marrón grisáceo hacia techo. Hay abundantes intercalaciones muy delgadas de arenas muy finas con *ripples* (estratificación tipo *wavy* y *flaser*), así como niveles deslizados (*slumping*) en la base.

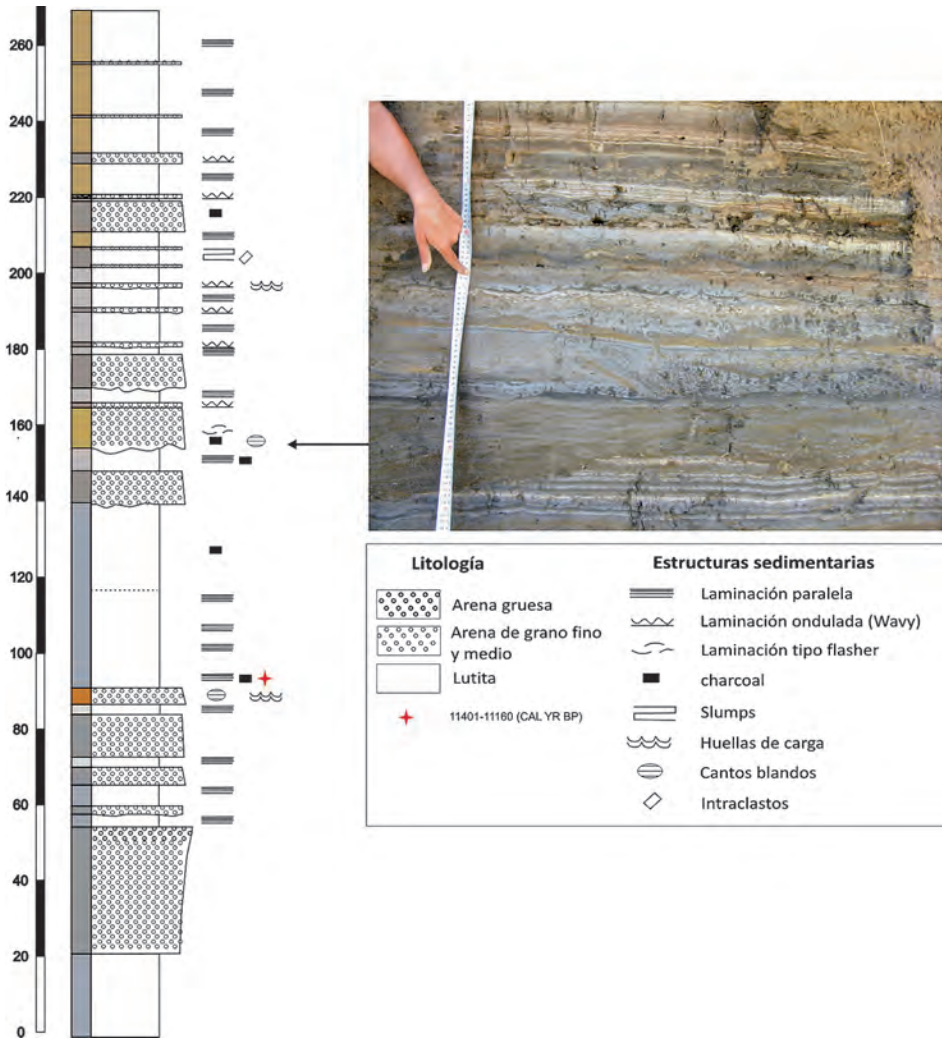


Figura 4. Columna detallada del afloramiento lacustre y fotografía de su parte central, donde se observan algunas estructuras sedimentarias (laminación tipo flasher, contactos erosivos, ripples y slumps). Estrella: localización de la datación de radiocarbono (cal BP).

Estos materiales pasan bruscamente a techo a las litofacies fluviales, tipo Gcm y Gcp, de la terraza.

Se tomó una muestra de materia vegetal carbonizada, *charcoal*, en esta columna, cerca de su base, que fue datada mediante radiocarbono, resultando una edad muy próxima al límite Holoceno-Pleistoceno ($11\,350 \pm 60$ años BP, sin calibrar, y 11 401-11 160 años Cal. BP; ver Tabla 1).

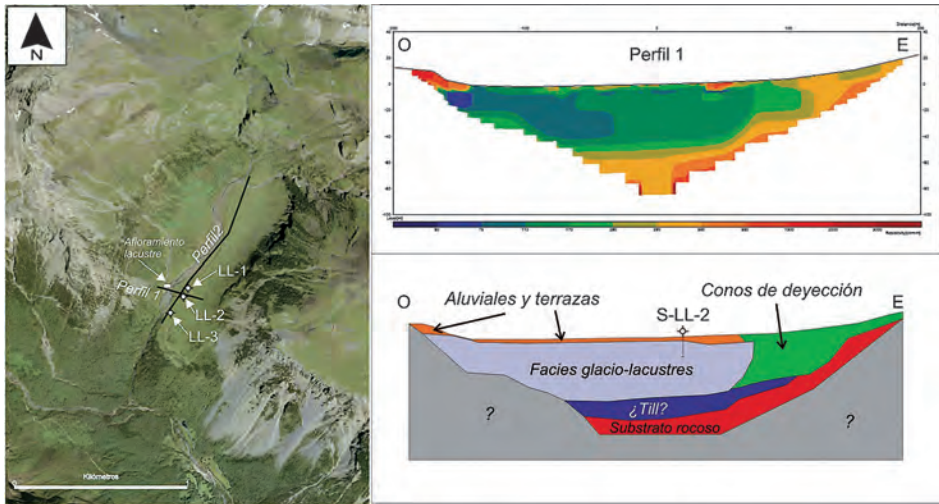


Figura 5. Ortofoto (SITAR) con la posición del afloramiento estudiado, sondeos (LL-1, LL-2, LL-3) y trazado de las líneas de tomografía eléctrica (perfil 1 y 2). Derecha. Perfil 1, transversal al valle, de tomografía eléctrica obtenido con el dispositivo Schlumberger e interpretación del mismo.

5. Estudio de subsuelo de los sedimentos glacio-lacustres

La investigación geofísica realizada, ha permitido determinar la geometría y espesor total del sedimento glacio-lacustre, lo que junto con el estudio de los sondeos nos han permitido definir el tipo de relleno sedimentario del paleolago de la Larri (Figs. 5, 6 y 7). Se han medido dos perfiles de tomografía eléctrica: el primero con dirección E-O, ortogonal al valle, con espaciado interelectródico de 5 m y una longitud total de 400 m; el segundo de dirección N-S, longitudinal al valle, espaciado interelectródico de 15 m y con una longitud de 1200 m. Una vez procesados los perfiles se aprecia que la información proporcionada con los dos dispositivos, Wenner y Schlumberger, es bastante similar, lo que sirve de confirmación de los resultados obtenidos. Con el apoyo de los datos geológicos de superficie y de los sondeos perforados, el modelo físico de resistividades obtenido ha permitido establecer un modelo geológico de las formaciones superficiales presentes.

En el perfil 1 (Fig. 5) se observa que la potencia de los materiales conductores que rellenan la cuenca supera los 60 m, correspondiendo unos 40 m a las lutitas glacio-lacustres atravesadas por el sondeo LL-2, que es el material más conductor (< 170 ohm-m). La morfología del material conductor aparece mejor definida con el dispositivo Schlumberger que con el Wenner. En la parte occidental del perfil se observa el paso lateral de las facies más conductoras, lutíticas, hacia materiales más resistivos (170-580 ohm-m), que pueden relacionarse con los conos de deyección que aparecen en superficie. En la terminación oriental del perfil 1, muy próximo al afloramiento donde se levantó la columna,

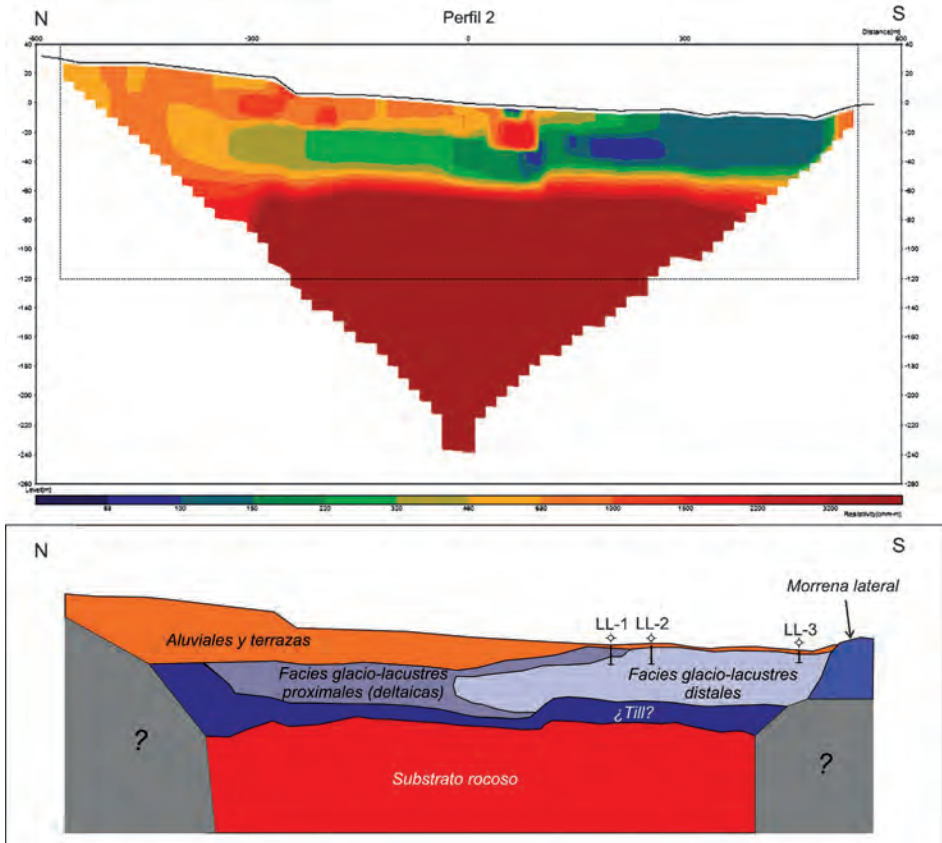


Figura 6. Arriba: Perfil 2, longitudinal al valle, de tomografía eléctrica obtenido con el dispositivo Schlumberger e interpretación del mismo.

se observa la superposición de las facies fluviales y mucho más resistivas (880-2000 ohm-m) de la terraza alta sobre las lutitas glacio-lacustres, mucho más conductoras.

El perfil 2 (Fig. 6) atraviesa de manera longitudinal el valle y es perpendicular al 1, situándose el corte de ambos muy próximo al sondeo LL-2. El aumento del espaciado interelectródico en este segundo perfil proporcionó una mayor profundidad de investigación, a costa de una pérdida de resolución. Este perfil, permitió establecer sin ninguna duda la profundidad del substrato rocoso (resistividades de 1500-3200 ohm-m), la geometría general del sistema sedimentario y la distribución de facies dentro del mismo. Próximo al centro del perfil existe un punto con medidas anómalas, que corresponde al cruce sobre un arroyo, y que no se ha tenido en cuenta en la interpretación. Ambos dispositivos confirman el espesor total del relleno y de las facies glacio-lacustres indicado para el perfil 1. El brusco cambio de resistividades hacia el final sur del perfil muestra el choque entre los sedimentos glacio-lacustres, conductores, contra los depósitos de

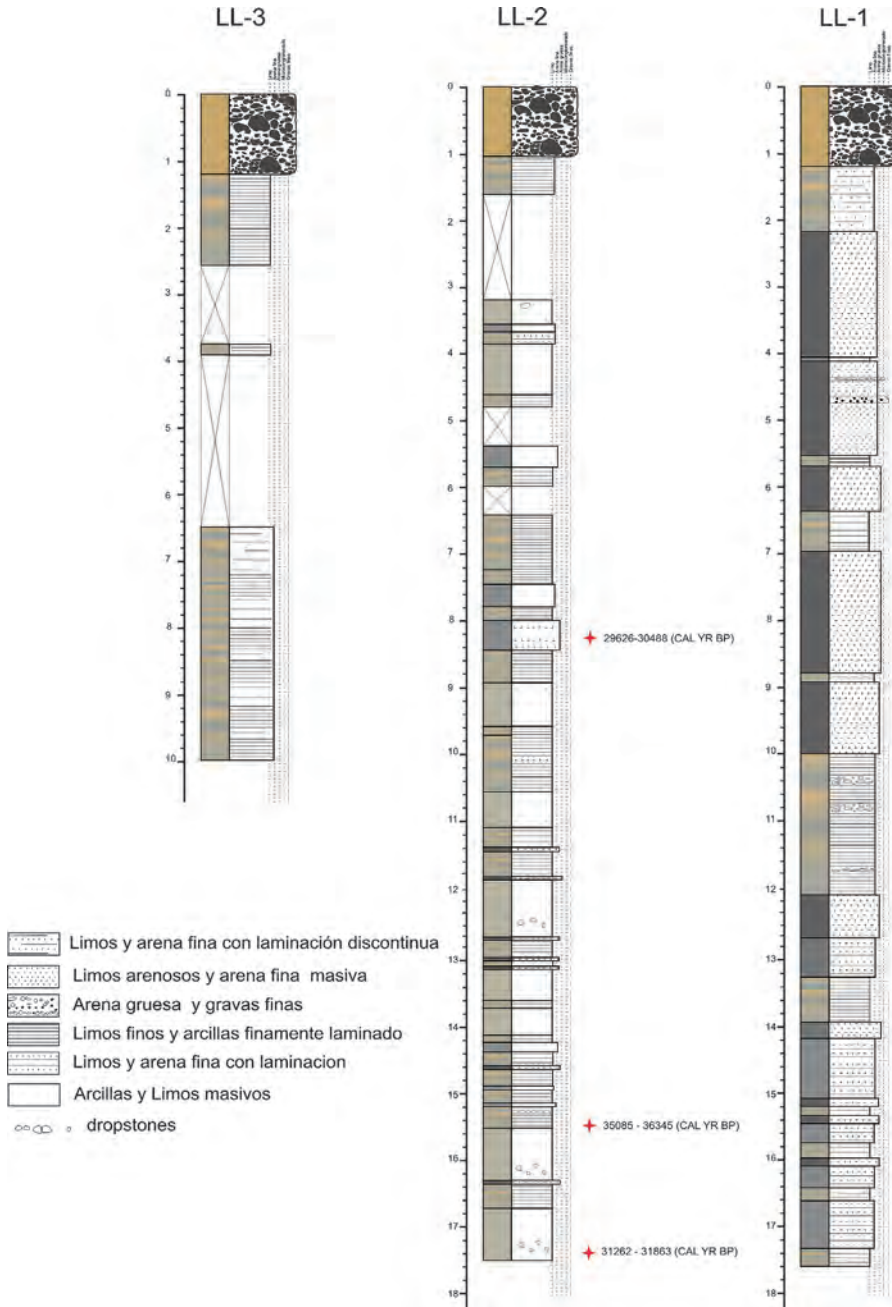


Figura 7. Descripción sintética de las columnas correspondientes a los sondeos LL-1, LL-2 y LL-3. A la izquierda color representativo de cada unidad. Derecha: litología y principales estructuras sedimentarias. Estrellas: localización de las edades de radiocarbono (cal BP) obtenidas.

morrena, más resistivos (460-1000 ohm-m). A lo largo de todo el perfil es posible observar un paulatino aumento de resistividades del relleno sedimentario en dirección norte y hacia el techo, lo que, junto con los datos obtenidos en los sondeos, permite diferenciar unas subfacies lacustres más proximales, posiblemente de tipo deltaico (150-460 ohm-m). Por último, cabe señalar que entre los materiales netamente conductores, lutitas glacio-lacustres, y el substrato rocoso resistivo pudiera existir un material de resistividad intermedia (460-1500 ohm-m), cuyo espesor sería de 15 a 20 m y que podría corresponder a un *till* basal, como aparece en otros sistemas equivalentes a éste en el entorno del Pirineo (Bordanau, 1993), o bien al substrato rocoso fracturado y alterado.

Se han perforado tres sondeos a lo largo de un transecto longitudinal, paralelo al perfil 2 de tomografía eléctrica (Figs. 5 y 6). Las columnas esquemáticas se pueden observar en la Fig. 7. En los tres sondeos se puede diferenciar una unidad superior, de aproximadamente 1 m, formada por gravas, correspondientes a facies fluviales de una terraza baja, y que han erosionado un par de metros de la parte superior de la secuencia lacustre, justo aquellos que son visibles en el afloramiento descrito anteriormente. Existen claras diferencias entre los 3 sondeos desde el LL-1, situado más al N, al LL-3, al S, y próximo a la morrena de cierre del lago. La recuperación fue excelente para el sondeo LL-1, y de un 50% para el sondeo LL-3, pues el alto nivel freático, dada su posición cercana al río, y la naturaleza arcillosa del material dificultó la perforación y extracción de testigos, por lo que se concluyeron los trabajos a los 10 metros de profundidad. Los 3 sondeos están formados por materiales predominantemente lutíticos, limos y arcillas, de colores grises y pardos, de origen glacio-lacustre, siendo los primeros más abundantes en el sondeo LL-1, y las últimas en el LL-3.

El sondeo LL-1 (Fig. 7) atraviesa las facies más proximales, dentro del sistema lacustre, como así lo refleja también el modelo de distribución de resistividades observado y que se puede ver en la Figs. 5 y 6. Bajo las gravas de la terraza fluvial y de techo a muro se diferencia una unidad de 1 metro de limos y arcillas ligeramente laminadas. Del metro 2 al 10 el testigo está formado por limos y arenas de grano fino negras o grises oscuras, en su mayor parte masivas y con algunos niveles esporádicos de arcillas laminadas que no superan los 80 cm y niveles de grava y arenas gruesa de varios centímetros. Sigue un nivel de 2 metros de arcillas y limos finamente laminados con algunos cantos sueltos (*dropstones*). Del metro 12 al 17 m predominan los limos y arena finas con intercalaciones de niveles de arcillas de unos 20 cm de espesor, donde se pueden observar bandeados o ritmitas de limos y arenas finas de color negro de 1 cm de espesor, junto con niveles delgados de arenas masivas. En conjunto, se trata de una secuencia claramente grano-creciente y estrato-creciente a techo, típica de un sistema deltaico lacustre, en el que, como consecuencia de la colmatación de la cubeta, se produce la progradación generalizada de las facies proximales sobre las distales. Esta secuencia grano-creciente coincide plenamente con la distribución de resistividades creciente hacia techo observada en el perfil 2.

Por su posición, el sondeo LL-2 (Figs. 5, 6 y 7) representa la continuación en subsuelo del pequeño afloramiento lacustre descrito en el anterior apartado. La parte superior, hasta el metro 6, tiene mala recuperación, pero se han podido obtener niveles de

hasta 1 m de potencia de arcillas y limos masivos de color pardo-gris. A partir de 6.20 m y hasta 11 m, predominan los niveles de hasta 1 metro de arcillas y limos claramente laminados, que en ocasiones forman parejas de láminas claro/oscuro de espesor milimétrico, en este tramo aparecen también niveles intercalados de arcillas y limos masivos. Desde 11.20 m hasta el final del sondeo aparecen niveles de arcillas masivas con *drops-tones*, que alternan con niveles de arcillas laminadas con intercalaciones de capas muy delgadas de arenas. En este sondeo se escogieron tres muestras para su datación mediante radiocarbono (Tabla 1), insuficientes para establecer un modelo de edad fiable, pero que, unidas a la muestra datada en la columna de superficie, permiten acotar temporalmente los sedimentos del paleolago de La Larri entre más de 35 000 y el límite Holoceno-Pleistoceno. Cabe señalar que existe un “salto” de edades de las muestras localizadas a 15.50 m y 17.40 m, lo que podría explicarse por la existencia de algún nivel deslizado (*slumping*), similar a los que se han observado en el afloramiento de superficie, o a algún otro proceso de resedimentación, que por lo tanto no invalida esta acotación inicial de edades.

Aunque en el sondeo LL-3 (Figs. 6 y 7) la recuperación no fue buena, el tipo de sedimentos encontrado, arcillas y limos, masivos y laminados, ha permitido asegurar que se trata de las facies más distales del paleolago, tal y como predice la distribución de resistividades deducida del perfil 2 de tomografía.

6. Discusión y conclusiones

El relleno sedimentario de los llanos de La Larri constituye un complejo sedimentario de carácter yuxtaglaciario, similar en varios aspectos a otros que han sido estudiados previamente en el Pirineo, como el situado en Cerler (Bordanau, 1993) o en Linás de Broto (Martí-Bono *et al.*, 2002), pero en relación con un importante sistema glaciario, el del Cinca, sobre el que se dispone de escasos datos. La exploración geofísica del subsuelo pone de manifiesto la gran potencia de relleno de este paleo-lago, que supera los 40 m en su parte más profunda. Este registro, junto con el citado de Linás de Broto, constituye uno de los ejemplos de sedimentos glacio-lacustres más largos y, posiblemente, más continuos del Pirineo, alcanzando un intervalo temporal que comprende, al menos, los últimos 25 000 años del Pleistoceno superior, incluyendo por tanto los momentos correspondiente al último máximo glacial global (LGM) y la transición al clima interglaciario actual. Hay que destacar que la presencia de este paleo-lago está íntimamente relacionada con la peculiar estructura geológica de la ventana tectónica de La Larri, constituyendo así un lugar de gran interés tectónico y geomorfológico.

La tomografía eléctrica ha resultado ser una técnica de trabajo excelente en estos materiales, lo que ha permitido, junto con los datos de los sondeos, delimitar la geometría, espesor y distribución de facies de los sedimentos lacustres. Los perfiles de resistividad permiten afirmar que existe un registro de más de 40 m de lutitas glacio-lacustres, cuya naturaleza queda corroborada por los testigos obtenidos en los sondeos. En este sentido, como se puede observar en la Fig. 7, los testigos procedentes de los sondeos LL-2 y LL-3, más distales, están compuestos por materiales predominantemente lutíti-

cos y conductores, mientras que los del sondeo LL-1, más proximal, son de materiales arenosos y limosos más resistivos.

Durante el máximo glacial local (LLGM), que debió ocurrir hace 64 ± 11 ka (Lewis *et al.*, 2009), el hielo acumulado en el circo de Pineta alcanzó un espesor de al menos 450-500 m sobre el nivel actual del suelo, deducible de la posición que guardan las morrenas laterales más elevadas del valle de Pineta, y a lo que habría que sumar el que se acumularía en la más que probable sobreexcavación bajo el nivel actual del suelo que debió de existir en este lugar (Nicolás Martínez, 1981). Es posible que, en relación con esta fase o con una inmediatamente posterior, se acumulara en el fondo de la cubeta de los llanos de La Larri un cierto espesor de *till*, según parece indicar los perfiles de tomografía eléctrica realizados.

La morrena lateral que cierra los llanos de La Larri y dio origen al paleo-lago, debe relacionarse con una fase posterior, durante la cual el espesor de hielo en el circo de Pineta quedó reducido a unos 300-350 m de espesor (diferencia de cota entre la morrena de los llanos de La Larri y el fondo actual del circo de Pineta). El glaciar de La Larri se desconectó del de Pineta, una disyunción temprana que debió verse favorecida por la existencia en la zona principal de acumulación de hielo en la cabecera del valle, el circo de La Munia, de un collado de difluencia hacia el sur, que comunicaba el circo con el valle de Petramula.

Las dataciones realizadas en el sondeo LL-2 permiten afirmar que la sedimentación en el paleo-lago se inició antes de los 35 ka, una edad que viene a coincidir con la de la base de otros registros glacio-lacustres del Pirineo, 33.9 ka en el lago Tramacastilla del valle del Gállego (García-Ruíz *et al.*, 2003), como de otras localidades del norte de la Península: 38 ka del Lago Enol en los Picos de Europa (Moreno *et al.*, 2010) o 31.3 ka en la laguna del Hornillo en los Montes de Urbión (Vegas, 2007). Por ello, la morrena de La Larri está probablemente relacionada con la fase glacial de edad 39-32 ka propuesta para el Pirineo por Lewis *et al.* (2009).

Las facies y estructuras sedimentarias encontradas en el afloramiento de superficie y los sondeos, donde alternan arcillas masivas y laminadas, corresponden a ambientes lacustres de cierta profundidad, abundando también las estructuras que indican inestabilidad sedimentaria en el medio (deslizamientos o *slumpings*, cicatrices de erosión interna, cantos blandos) y una tasa de sedimentación elevada (estructuras de carga). La disposición de las facies lacustres indica así mismo que el aporte detrítico principal procedía del norte, del valle de La Larri, lo que dio lugar a la formación de un delta lacustre de carácter progradante, que avanzó en dirección sur a medida que el lago era colmatado de sedimentos. Así mismo, la presencia ocasional de clastos de tamaño grava embebidos en las lutitas lacustres (*dropstones*) indican condiciones de frío intenso, con presencia de hielo como agente de transporte, durante la sedimentación lacustre.

La sedimentación progradante en el lago dio como resultado final su colmatación y desaparición total, hace unos 11 ka, bajo los depósitos fluviales del río, que cubrieron con un espesor de unos 10 m los sedimentos glacio-lacustres. Este hecho permitió que el río

alcanzase así la morrena y comenzase a erosionarla, encajándose en ella y en los propios sedimentos fluviales, cuya superficie superior quedo colgada en forma de terraza.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado mediante 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 durante el Holoceno; referencia: 083/2009), en el marco de ayudas a la investigación en materias relacionadas con la Red de Parques Nacionales del Plan Nacional I+D+i del MAGRAMA. Agradecemos al personal del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido la ayuda prestada en la realización de este trabajo.

Referencias bibliográficas

- Barnolas, A., Pujalte, V. 2004. La Cordillera Pirenaica: Definición límites y división. En *Geología de España*, J.A. Vera (ed.), SGE – IGME, Madrid, pp. 231-241.
- Bresson, A. 1902. La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gedre. Comparaisons des bassins crétacés d'Eaux Chaudes, de Gedre et de Gavarnie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 134, 63-66.
- Bresson, A. 1903. Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute-Chaîne). *Bulletin du Service de la Carte géologique de France* 93 (XIV), 276 pp.
- Bordonau, J. 1992. La cronología del último ciclo glacial en los Pirineos. En *Simposio. III Congreso Geológico de España*, Universidad de Salamanca, Salamanca, pp. 48-53.
- Bordonau, J. 1993. The upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Esera Valley, central southern Pyrenees: Spain). *Quaternary International* 18, 5-14.
- Calvet, M. 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. En *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Part I: Europe*, J. Ehlers, P.L. Gibbard (eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 119-128.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovika, J.X., Hosterler, S.W., McCabe, A.M. 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710-714.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C.E. 2001. *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Ministerio de Medio Ambiente-OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 106 pp. (+ 1 mapa a 1:25.000).
- García-Ruiz, J.M., Moreno, A., González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B., Martí-Bono, C. 2010. La cronología del último ciclo glacial en las montañas del sur de Europa: una revisión. *Cuaternario y Geomorfología* 24 (1-2), 35-46.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampérez, P. 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18, 61-72.
- González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38-52.
- Heaton, T.J., Blackwell, P.G., Buck, C.E. 2009. A Bayesian approach to the estimation of radiocarbon calibration curves: the IntCal09 methodology. *Radiocarbon* 51, 1151-64.

- Hernández Pacheco, E., Vidal Box, C. 1946. La tectónica y la morfología del macizo de Monte Perdido y de las zonas de cumbres inmediatas en el Pirineo central. *Pirineos* 4, 69-108.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 575-588.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Fariás, P., Valero-Garcés, B., Oreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. 2013. A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*. Doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.009.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J. 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, 141-152.
- Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. 1993. La extensión del glaciario cuaternario en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. *Geographicalia* 30, 271-282.
- Martí-Bono, C., García-Ruiz, J.M. (eds.) 1994. *El Glaciario Surpirenaico: Nuevas Aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, 142 pp.
- Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., García-Ruiz, J.M. 2002. El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. En *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio: Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología*, A. Pérez González, J. Vegas Salamanca, M.J. Machado (eds.), Madrid, pp. 77-83.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 36, 139-153.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Fariás, P., Morellón, M., Corella, P., Rico, M. 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076-1091.
- Nicolás Martínez, P. 1981. Morfología del circo de Tucarroya (Macizo de Monte Perdido, Pirineo aragonés). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 7, 51-80.
- Penck, A. 1883. La période glaciaire dans les Pyrénées. *Bulletin Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 19, 105-200.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hu-ghen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., Van der Pligh, J., Wyhenmeyer, C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Ríos Aragüés, L.M., Galera Fernández, J.M., Baretino Fraile, D. 1989. *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja nº 146 - Bujaruelo*. ITGE, 65, Madrid. (+ 1 mapa a 1:50.000).
- Robador, A., Samsó, J.M., Pujalte, V., Oliva, B., Gil, I., Soto, R., Payros, A., Rosales, I., Tosquella Angrill, J. 2010. Cartografía Geológica a Escala 1:25.000 del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido y su Aplicación a la Gestión e Interpretación del Medio Natural del Parque Nacional. En *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales: 2006-2009*, L. Ramírez, B. Asensio (eds.), Ministerio de Medio Ambiente - OAPN, Madrid, pp. 7-28.
- Salazar, A., Mata, P., Valero-Garcés, B.L. 2011. Late glacial lacustrine sediments in La-Larri (Pineta valley, Pyrenees, N. Spain). En *28th IAS Meeting of Sedimentology Zaragoza, Abstracts*, pp. 28760-28760.

- Samsó, J.M. En prensa. *Mapa Geológico del Parque Nacional de Ordesa Monte Perdido (Escala 1:25.000)*. IGME, Madrid.
- Seguret, M. 1972. *Étude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Tesis doctoral. Publications Ustela, Série Géologie Structurale 2, Montpellier, 160 pp.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. 1993. Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Vegas, J. 2007. Análisis digital de imágenes de microscopía electrónica de ritmitas siliciclásticas. Interpretación limnogeológica de los registros lacustres de origen glaciario (NO Sistema Ibérico). *Cuaternario y Geomorfología* 21, 49-75.