



**Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en las Montañas Pasiegas
(Cordillera Cantábrica)**

*Pleistocene glacial fluctuations and chronology in the Pas Mountains
(Cantabrian Mountains)*

Serrano, E. ⁽¹⁾; Gómez Lende, M. ⁽¹⁾; González Trueba, J.J. ⁽²⁾; Turu, V. ⁽³⁾; Ros, X. ⁽⁴⁾

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid. Pº Prado de la Magdalena s/n. 47011 Valladolid. España.
serrano@fyl.uva.es.

(2) CIESE-Comillas. Universidad de Cantabria. 39520 Comillas. España.

(3) Fundació P. Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66, Dpto 307. AD 500, Andorra la Vella. Principat d'Andorra.

(4) Geo3 SL, Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 406. AD 500, Andorra la Vella. Principat d'Andorra.

Resumen

En este trabajo se muestra la evolución de los glaciares de las Montañas de Pas, en la Cordillera Cantábrica Oriental. Se han realizado una cartografía geomorfológica, análisis morfoestratigráfico, prospección eléctrica y sísmica y dataciones en turberas intramorrénicas y till. El complejo morrénico externo (F-I) muestra una edad para la máxima extensión glacial anterior a 29.1509-28.570 cal a BP. En todo el macizo se ha detectado un segundo avance y equilibrio glacial (F-II), con sus frentes en posiciones cercanas a la fase anterior. Por último, dos fases (F-III y F-IV) se caracterizaron por la presencia de glaciares muy pequeños, alojados en los circos. La última fase de equilibrio glacial se ha atribuido a las fases tardías del Pleistoceno, coetáneas o anteriores al Tardiglacial. Las dataciones realizadas en las Montañas Pasiegas son acordes con dataciones previas realizadas en otros macizos de la Cordillera Cantábrica y confirma la existencia de un máximo glacial local anterior al LGM Europeo.

Palabras clave: Geomorfología glacial, glaciaciones Pleistocenas, Último Máximo Glacial, Cordillera Cantábrica.

Abstract

This paper analyses the glacial evolution of the Pas Mountains, in the Eastern Cantabrian Mountains, the glacial landforms and deposits by geomorphological mapping, electric and seismic surveys, and dating intramorainic peat bog and till deposits. The external morainic complex (S-I) shows a glacial extension maximum before



29.150-28.570 cal a BP. A second glacial advance and equilibrium (S-II) have been studied in the entire massif, with glaciers reaching similar positions to the previous phase. Finally, two phases (S-III and S-IV) with very small glaciers developed in the cirque. The last equilibrium glacial phase has been attributed to Late Pleistocene cold phases, previous to Tardiglacial ones. Dating in the Pas Mountains are in agreement with previous dating in the Cantabrian Range and bears out the existence of a glacial maximum, previous to the European LGM.

Keywords: Glacial Geomorphology, Pleistocene glaciations, Last Glacial Maximum, Cantabrian Range.

1. Introducción

Las montañas pasiegas constituyen un ámbito geográfico singular en varios aspectos (cultural, paisajístico, etnográfico), y entre ellos destaca su modelado glaciar, en una montaña de baja altitud (Castro Valnera, 1718 m) pero con un glaciario de amplio desarrollo. En ellas se emplazaron glaciares extensos respecto a otros macizos glaciados de la Cordillera Cantábrica (Frochoso y Castañón, 1996; Serrano *et al.* 2012, 2013) lo que aporta un especial interés, no sólo para conocer su máxima extensión, si no la evolución a lo largo del Pleistoceno reciente y sus múltiples conexiones con los cambios del clima y el poblamiento prehistórico. Diversos autores se han ocupado de la descripción de las formas y los problemas de interpretación de estas montañas (Saenz, 1935; Hernández Pacheco, 1961; Lotze, 1962 y 1963; Mugnier, 1968; Hazera, 1968; Martínez de Pisón y Arenillas, 1979, 1984; Moñino *et al.* 1987, 1988; Castañón y Frochoso, 1992; Serrano, 1995, 1996; Frochoso y Castañón, 1998; Serrano y Gutiérrez, 2002; Turu *et al.* 2007a, 2007b, Serrano *et al.* 2011, 2012; Frochoso *et al.* 2012) y hoy existe un conocimiento más o menos disperso de los testigos glaciares, sin que exista una comprensión general de la extensión del glaciario pasiego y su evolución durante el Cuaternario en el marco de las montañas peninsulares.

La cronología glaciar Pleistocena es aún poco conocida, del mismo modo que la de la Cordillera Cantábrica. En Redes, el Alto Sil y los Picos de Europa (Jiménez y Farias, 2002; Jiménez *et al.*, 2002, 2012; Moreno *et al.* 2010; Jalut *et al.*

2010; Serrano *et al.* 2012, 2013) se ha constatado un máximo avance glaciar previo anterior a 40-36 ka y por tanto al periodo de frío más intenso registrado en los fondos oceánicos y hielos groenlandeses, que está acorde con las observaciones y dataciones realizadas en los Pirineos (Jalut *et al.* 1992; Hughes y Woodward, 2008; García Ruiz *et al.* 2010, 2013). Existen numerosos indicios para Europa meridional de una fase glaciar de mayor extensión previa al Último Máximo Glaciar (LGM) (Woodward *et al.* 2004; Pérez-Alberti *et al.* 2004; Allen *et al.* 2007; Hughes *et al.* 2006; Hughes and Woodward, 2008; García Ruiz *et al.* 2010) y la mayoría de las dataciones realizadas en el norte de la Península Ibérica, tanto en ambientes atlánticos como mediterráneos, muestran esa asincronía (Mardones y Jalut, 1983; Andrieu *et al.* 1988; Vilaplana and Montserrat, 1989; Jalut *et al.*, 1992; 2010; Turu, 2002; Jiménez *et al.* 2002; González-Sampériz *et al.* 2006; Calvet, 2008; Moreno *et al.*, 2010; García Ruiz *et al.* 2003, 2010, 2012; Serrano *et al.* 2012). Las dataciones muestran un avance máximo hacia los 40 ka, la retirada temprana de los glaciares, en torno a 30 ka, y una fase de equilibrio glaciar, ya en el interior de los valles, a partir de los 20-18 ka, coincidiendo con el LGM. Existen también dataciones en la Península Ibérica basadas en métodos diferentes del ^{14}C que muestran cronologías más acordes con la sucesión noreuropea (Jiménez y Farias, 2002; Pallás *et al.* 2006; Lewis *et al.* 2009; Hughes y Woodward, 2008; Pérez Alberti *et al.* 2011; Palacios, 2011), de modo que en la actualidad se ha reabierto la discusión sobre la explicación y la certeza de esta cronología glaciar (Hughes y Woodward, 2008;

Delmas *et al.* 2008; García Ruiz *et al.* 2010) respecto a la posición cronológica de la máxima extensión glaciaria en la Península Ibérica. La asincronía ha sido atribuida a la proximidad entre el Frente Polar del Atlántico Norte y la Península Ibérica durante el LGM (Ruddiman y McIntyre, 1981; Florineth y Schluchter, 2000). La mayor frecuencia en el acceso de masas de aire desde el sur debió propiciar el incremento de precipitaciones nivales en las montañas del SW de Europa con una rápida respuesta de los glaciares de montaña.

En la montaña Cantábrica el incremento de la precipitación en un medio atlántico posibilitó una sobrealimentación de nieve y crecimiento de los glaciares, similar a lo que ya expuso en su día Viers (1971) para los Pirineos Orientales. La distribución geográfica de los glaciares y su expansión ha permitido asociar un avance inicial al acceso de masas de aire húmedas del SW, seguida de un periodo de frío intenso, más largo en el tiempo. Este propiciaría glaciares en algunos casos más potentes que los anteriores, pero más cortos, a favor de accesos de masas de aire frías y secas del N y NW (Serrano *et al.* 2012, 2013). El acceso de las masas de aire y sus condiciones de humedad o sequedad condicionan respuestas diferenciadas en cada macizo, con variaciones en la extensión glaciaria y en su evolución. Se trata de una respuesta de los glaciares de montaña a las condiciones regionales derivada de la sensibilidad de los ambientes de montaña a cambios climáticos menores a escala planetaria. Esta sensibilidad se concreta en rápidas respuestas a los cambios de precipitación y temperatura por variaciones en el acceso de las masas de aire en relación con la topografía y la continentalidad, de modo que la evolución glaciaria difiere entre el centro-norte y el sur de Europa. La topografía, la continentalidad y el acceso de las masas de aire condicionan el comportamiento diferente de cada ámbito geográfico. Aunque en la Cordillera Cantábrica parece existir una asincronía respecto a los glaciares europeos, son necesarios más estudios precisos sobre la evolución glaciaria y más dataciones, para reconstruir con detalle su historia glaciaria Pleistocena.

El objetivo de este trabajo es presentar la evolución glaciaria de la montaña pasiega en su conjunto mediante la correlación de las formas y depósitos morrénicos y su ubicación temporal a partir de las dataciones existentes, como aportación al establecimiento de la cronología glaciaria de la Cordillera Cantábrica.

2. La zona de estudio

El alto valle del río Trueba (43° 11' 5'' N / 43° 3' 52'' N / 3° 42' 23'' W / 3° 32' 9'' W) se localiza en la Montaña Cantábrica oriental (Burgos), en la montaña Pasiega (Figura 1). Es un valle que parte de la divisoria entre las cuencas Cantábrica y Mediterránea, formada por un cordal de moderada altitud que alcanza los 1718 m s.n.m. en Castro Valnera. La divisoria forma, al norte, una importante barrera orográfica de más de 1200 m. de altura, situada a 25 km del mar. Estas condiciones topográficas, altitud moderada, fuertes desniveles y proximidad al mar, condicionan su clima. Se trata de un clima de montaña atlántico con intensas precipitaciones todo el año, que superan los 2500 mm/año. Existen indicadores para la zona de cumbres que apuntan mayores precipitaciones. Entre ellas, las turberas de cobertera (de ladera, cumbre y collado), cuyas condiciones para su desarrollo exigen unas precipitaciones mayores de 3000 mm/año (Martínez-Cortizas y García Rodeja, 2001), y precipitaciones horizontales, garantizadas por la elevada nubosidad. Estas condiciones estuvieron presentes durante el Pleistoceno, con frío intenso derivado de la altitud y extrema oceanidad por el efecto pantalla de la barrera montañosa cercana al mar.

Las montañas pasiegas se sitúan en el contacto entre el dominio silíceo wealdense (cretácico inferior) y el complejo calcáreo urgoniano del aptiense-albiense (cretácico inf.-medio), discordantes sobre las sedimentaciones areniscosas jurásicas del Grupo Pas, localizadas en las cabeceras de los valles del Pas y Pisueña (Pujalte *et al.*, 2004). En el surco de Espinosa de los Monteros afloran areniscas calcáreas, margas y calizas arcillosas del complejo su-

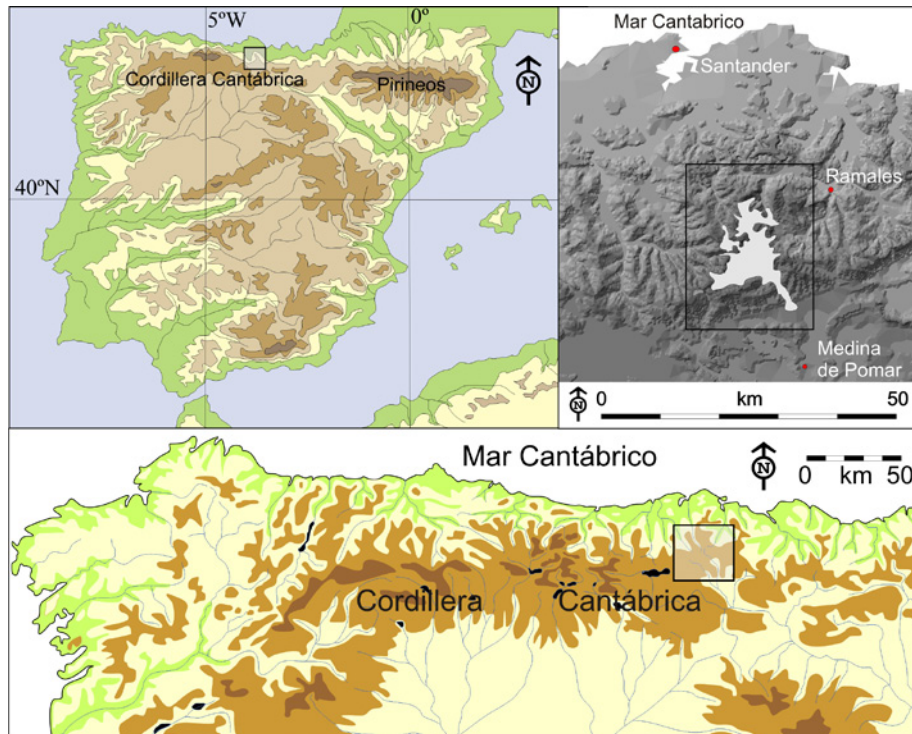


Figura 1. Localización de la zona de estudio.
 Figure 1. Location of the study area.

praurgoniano (Vraconiense-Cenomaniense) (Rat, 1959, 1983; Ciry *et al.* 1967; García Mondéjar, 1979; Pascal, 1982, 1983).

Su localización en el flanco septentrional del sinclinal de Villarcayo, pliegue sinclinal de dirección NNE-SSO y NO-SE y las fracturas de dirección ENE-OSO organizan y ordenan el relieve (Figura 2). Las fracturas ENE-OSO son continuidad de la Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga (fallas de Esles-Saro, Arredondo, Selaya-Arredondo y de Ramales) y limitan el área de estudio por el N, entrecruzadas con fracturas secundarias y pliegues menores (Ancillo, Arredondo). El resultado final es un relieve monoclinal (Hazera, 1968) de escaso buzamiento hacia el SE, compartimentado por fracturas menores NO-SE, en grandes bloques basculados con frentes N-NO retranqueados diferencialmente por las cabeceras de los ríos cantábricos (Pas, Pisueña, Miera, Asón y Gándara) y dorsos suaves sobre cuyas fracturas se encajan las aguas vertien-

tes a la cuenca del Ebro en una erosión diferencial menos marcada (ríos del Trueba y Lunada) (Gómez Lende, 2010). La presencia de calizas en todo el conjunto urgoniano implica un modelado kárstico (dolinas, poljés, extensos lapiaces, simas, pozos) bien desarrollado en la vertiente septentrional, asociado a los afloramientos, y un endokarst dirigido por la estructura. La disposición de los estratos y fracturas condiciona trasvases hídricos desde las cuenca mediterránea a la atlántica (Ruiz García, 2006).

3. Metodología

La metodología de estudio se basa en la cartografía geomorfológica, el análisis morfoestratigráfico, la estimación de las ELAs (Línea de Equilibrio Glaciar), la realización de una prospección geofísica y las dataciones de los depósitos relacionados con las morrenas frontales del Trueba y del Asón.

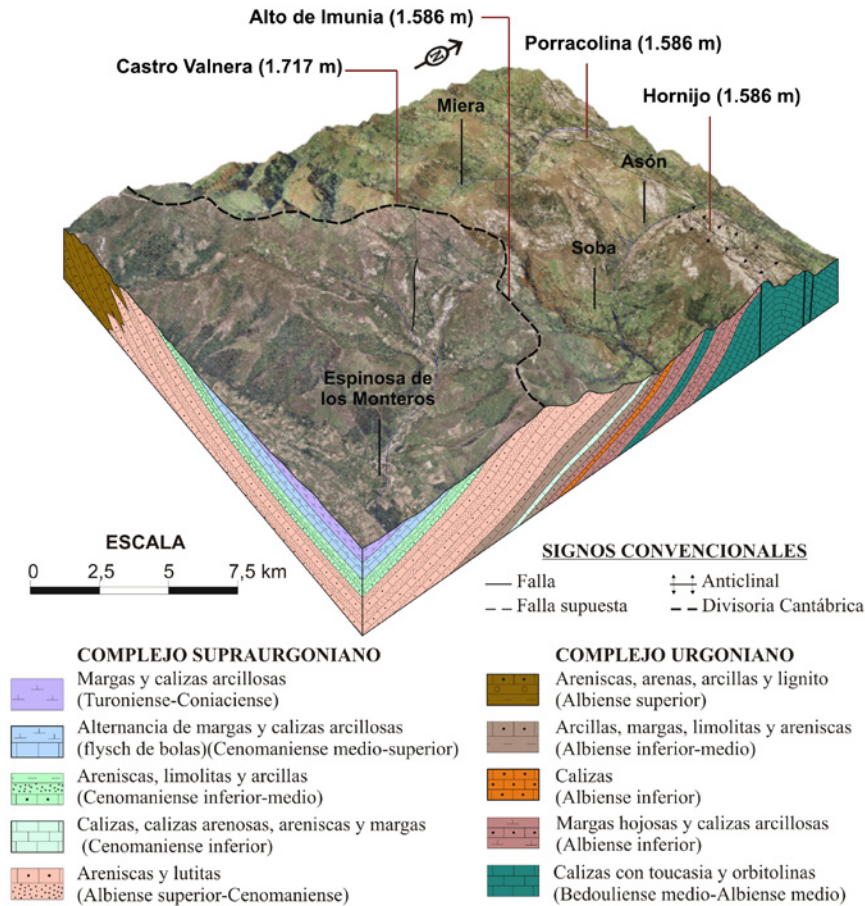


Figura 2. Relieve y litología de la zona de estudio.
 Figure 2. Relief and lithology in the study area.

La cartografía geomorfológica, con especial atención a las formas y depósitos glaciares, ha permitido la reconstrucción detallada de la morfoestratigrafía de la zona estudiada. El análisis morfoestratigráfico es útil para establecer la localización temporal de cada huella glaciar y mediante la correlación de orientaciones, altitudes de los frentes y ELAs, y el tipo de glaciar reconstruir la secuencia relativa de la evolución glaciar Cuaternaria (Lukas, 2006; Hughes, 2010). El mapa glaciomorfológico es la base de la reconstrucción de las ELA de cada antiguo glaciar. La ELA, la altitud donde el balance de masa es igual a 0, es un parámetro útil y muy utilizado para la caracterización ambiental de entornos glaciados (Porter, 1975, 2001; Hawkins, 1985; Ohmura

et al. 1992; Seltzer 1994; Serrano y González Trueba, 2004; Benn *et al.* 2005). Para la reconstrucción de las paleoELAs, la ELA de glaciares Cuaternarios, se ha aplicado el método Accumulation Area Ratio (AAR), basado en la relación entre el balance de masa y el porcentaje del área de acumulación respecto a su área total, asumiendo un porcentaje del AAR de $0,6 \pm 0,05$ o $60\% \pm 5\%$, característico de los glaciares de valle en latitudes medias (Hawkins, 1985; Kuhle 1988; Dahl y Nesje 1992).

En el valle del Trueba se han realizado una prospección geofísica con catorce sondeos eléctricos verticales (SEV) y tres perfiles sísmicos de refracción con la medidas de ondas longitudinales y transversales, para conocer

unidades sedimentarias principales de las artesa glaciares y los complejos morrénicos donde se ha estudiado la profundidad y tipología del depósito (Turu *et al.* 2007a, 2007b).

Los sondeos mecánicos en las turberas intermorrénicas han permitido obtener cuatro muestras datadas por ^{14}C con acelerador de espectrometría de masas (AMS, Lab.¹⁴ChronoCenter), calibradas utilizando el software 5.0.2 CALIB (Reimer *et al.*, 2004). En la zona de estudio se han datado cinco muestras mediante técnicas OSL (Frochoso *et al.* 2012). La determinación de cronologías por diferentes técnicas favorece la comparación cronológica, de modo que las posibles desviaciones derivadas de contaminaciones de las muestras o disfunciones de las técnicas utilizadas permiten más precisión en el rango de edad de los sucesos geomorfológicos estudiados. En este sentido, la coincidencia de las dataciones mediante técnicas diferentes permite confirmar las tendencias cronológicas propuestas para la evolución glaciar de las montañas pasiegas.

4. Morfología glaciar en la montaña pasiega

El sector central de las montañas pasiegas estuvo compuesto por un gran campo de hielo (icefield) con un eje SW-NE (Figura 3) en el que sobresalían tres sectores o domos coalescentes (Valnera-Trueba, Picón del Fraile-Asón y Colina-Carrio-La Madera) de los que se derramaban varias lenguas glaciares (Trueba, Miera, Asón, Brenía, Saco, Rolacías o Valdició entre las más grandes). A estos tres domos se sumaban cuatro glaciares individualizados desarrollados en las porciones marginales, bajo crestas bien orientadas (Porracolina, Peña Lusa) y pequeños glaciares con lenguas incipientes, de tipo alpino (Peña Lusa) o de circo (Mortero, Bucebrón e Imunia) (Figura 3). Todo el hielo ocupó una extensión aproximada de 76,5 km², una de las más extensas en la Cordillera Cantábrica, junto a los Picos de Europa, aprox. 150 km² (divididos en tres macizos de 50, 68,5 y 31,5 km²) y la Montaña Palentina, con 95,7 km² (Pellitero *et al.* 2012; Serrano *et al.* 2013).

4.1. Lenguas glaciares de los domos de hielo

Destacan entre las que han dejado los restos morfológicos más importantes:

- **Glaciar del Trueba:** La morfología glaciar del valle del Trueba, que drena hacia el Ebro, es bien conocida y existen una decena de estudios desde los años 30 del s.XX orientados a la descripción e interpretación del máximo glaciar. En la zona alta del macizo sobresale la ausencia de circos glaciares, lo que se interpreta como un gran domo glaciar del que partirían sucesivas lenguas divergentes (Lotze, 1962; Serrano y Gutiérrez, 2002). En cabecera el modelado se caracteriza por las pendientes suaves derivado de la escasa impronta de una amplia acumulación de hielo de poca potencia. Hacia el sur se desarrolla la artesa glaciar del Trueba, valle en U de 8 km de longitud rellena de sedimentos glaciares (Serrano y Gutiérrez, 2002; Turu *et al.* 2007a) que finaliza en la depresión de Espinosa de los Monteros (Figura 4), donde se localiza el complejo morrénico frontal (Serrano, 1995, 1996; Serrano *et al.* 2011). La artesa glaciar se articula en cubetas y umbrales, las primeras rellenas por tres unidades sedimentarias, la inferior glaciolacustre, la intermedia con till glaciar a techo y la superior con relleno de abanicos aluviales y depósitos fluviales (Turu *et al.* 2007b). En la porción media de la artesa glaciar se sitúa el complejo morrénico frontal de Bárcena, y en los márgenes del valle se suceden los complejos morrénicos de obturación lateral (Rioseco, La Sía, La Toba, La Cubilla y Maillo), algunos de gran desarrollo y complejidad (Figura 3) que señalan con nitidez el espesor máximo del hielo durante el Pleistoceno (Serrano y Gutiérrez, 2002).

En el Trueba se ha establecido una fase de Máxima expansión (fase Espinosa-Polideportivo), seguido de una fase de retroceso que permitirá el relleno glaciolacustre del valle glaciar y la deposición de la unidad inferior (Turu *et al.*, 2007b), y un posterior reavance señalado por el till, hasta posiciones cercanas a las de máxima extensión glaciar que genera los arcos morrénicos sucesivos y más voluminosos (Fase de Espinosa-Los Cuetos). Durante ambas

fases, una lengua glaciér de 8 km de longitud alimentada por un domo glaciér de aprox. 30 km² y moderada altitud (< 2000 m s.n.m.) ocupó la artesa y generó el complejo morrénico frontal del Trueba, que finalizaba a 750 m s.n.m. Aguas arriba, se ubica la morrena frontal de Bárcena, una fase de avance y equilibrio (Fase de Bárcena), con una lengua glaciér de 5 km de longitud ocupando la artesa alimentada por un domo glaciér en cabecera. No existen complejos frontales hacia la cabecera.

• **El glaciér del Miera:** El valle del Miera dreña hacia el Atlántico y en su cabecera presenta una neta morfología glaciér (Moñino *et al.* 1987, 1988; Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.* 2011) bajo las cumbres de Castro Valnera (1.707 m) y Picón del Fraile (1.632 m), donde se observan tres fases mayores (Moñino *et al.* 1987, 1988; Serrano y Gutiérrez, 2002). El máximo avance alcanza los 620 m s.n.m y está señalado por un complejo morrénico bien conservado constituido por sendas

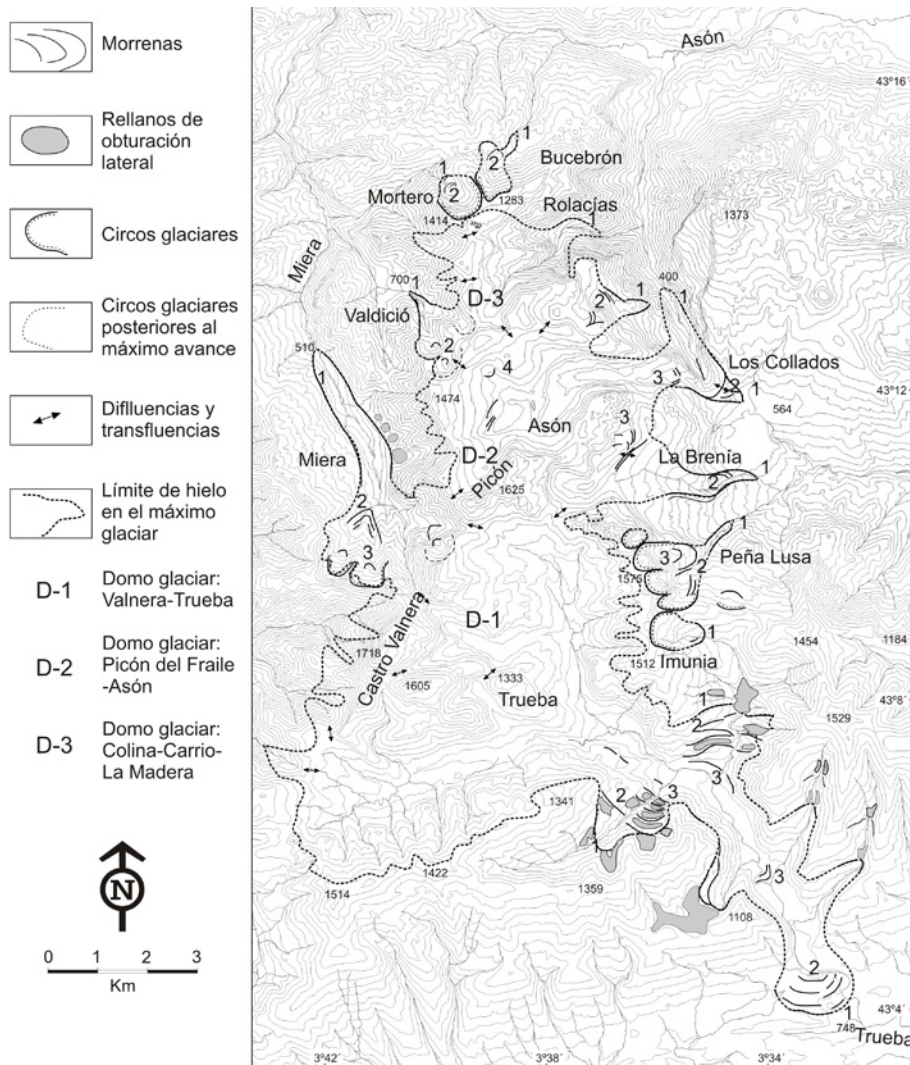


Figura 3. Formas glaciares y límite del hielo en las Montañas de Pas. 1, Fase I, avance glaciér local. 2, Fase II, avance y estabilización. 3, Fase III, retroceso y estabilización. 4, Fase 4, de glaciares de circo.
 Figure 3. Glacial landforms and ice limit in the Pas Mountains. 1, Stage I, local glacial advance. 2, Stage II, advance and stabilisation. 3, Stage III, retreat and stabilisation. 4, Stage IV, cirque glaciers.

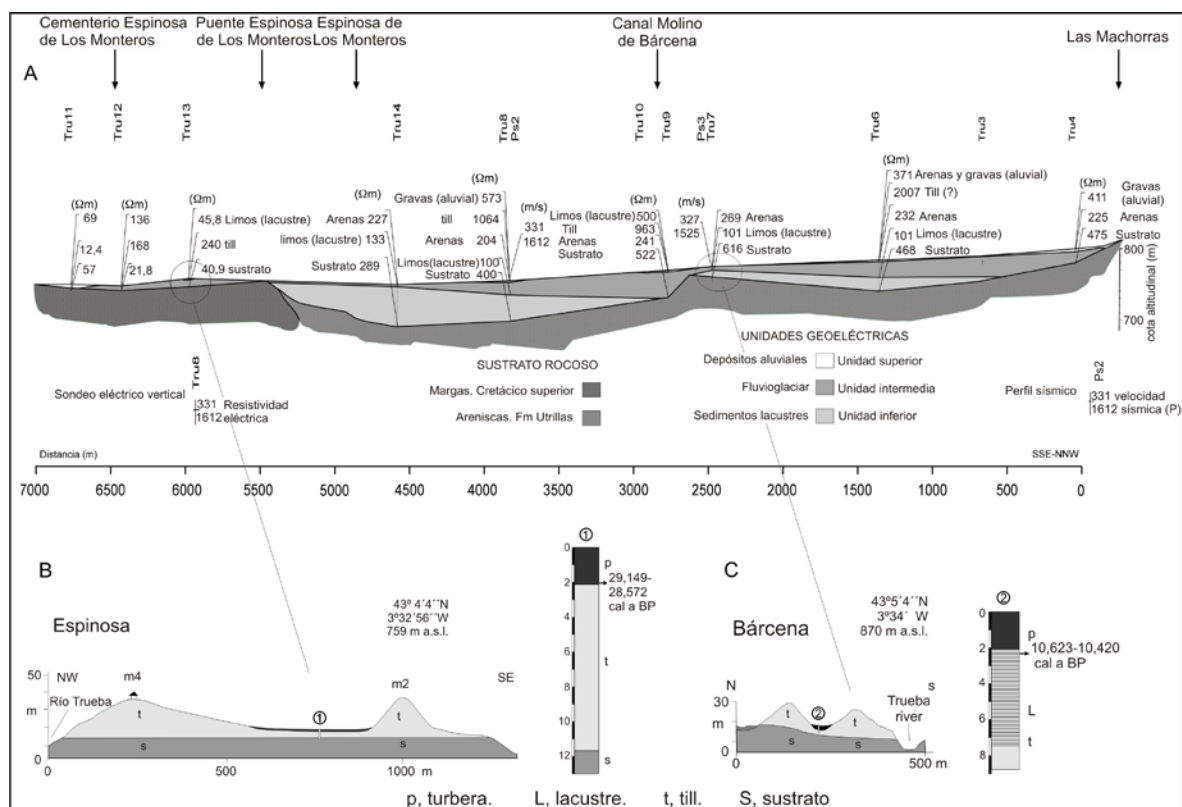


Figura 4. Unidades sedimentarias principales del valle del Trueba (A), y detalle del perfil litoestratigráfico de los complejos morrénicos de Espinosa (B) y Bárcena (C), donde se ha muestreado para realizar las dataciones.
 Figure 4. Main sedimentary units of the Trueba glacial valley (A) and lithostratigraphic profiles of the morainic complex of Espinosa (B) and Bárcena (C), where datations has been made.

morrenas laterales que enlazan con la frontal y con una terraza fluvio-glacial muy deteriorada por la incisión postglacial. Las morrenas laterales obturaron la sucesión de valles laterales, generando cinco rellanos colmatados por depósitos lacustres. Estas señalan una longitud de 5 km y un espesor de hielo para la máxima expansión del glaciar de 70 m en la porción final de la lengua glaciar, alimentado por el domo de Castro Valnera y un circo individualizado. En la cabecera se conserva en muy buen estado un complejo frontal con su frente a 850-900 m s.n.m. que señala un avance y equilibrio glaciar de lengua simple y de muy reducida longitud con dos avances menores. Restos morrénicos frontales se localizan de nuevo a 1000-1100 m, señalando un último periodo de equilibrio glaciar, con un glaciar de circo de muy reducidas dimen-

siones. Favorecidos por la orientación septentrional, las paredes con desarrollo de más de 800 m, los fuertes desniveles y el efecto pantalla respecto al mar, con abundantes precipitaciones procedentes del Cantábrico, se acumulaban grandes cantidades de nieve y hielo capaces de modelar circos glaciares cuando los campos de hielo hubieron desaparecido.

- **El glaciar del Asón:** El glaciar del Asón, procedente de las zonas altas de Bustalveinte y Colina, ocupadas por un domo glaciar y con formas glaciares de cabecera desdibujadas, presenta en su porción inferior la artesa glaciar del Asón. En ella, y en el collado de difluencia de Los Collados, donde el hielo derramaba hacia el valle del Gándara, se alojan tres complejos morrénicos. En la artesa glaciar, la fase de máxima expansión la señala

un depósito de till, adosado a la ladera y en la zona terminal del glaciar (Figura 5), resto de una morrena lateral, situado a 425 m s.n.m. y aprox. 40 m sobre el fondo del valle (Serrano, 1995, 1996). Este depósito (Figura 5), formado por un till alojado sobre el que reposa un till supraglaciario y recubierto por un derrubio ordenado, señala que el glaciar alcanzó una cota más baja que 400 m s.n.m, coincidiendo con los cambios morfológicos y la presencia de una terraza continua a lo largo del valle. No se han detectado por ahora restos morfológicos ni depósitos de origen glaciar en el fondo del valle. El complejo morrénico frontal de los Collados muestra un mínimo de cuatro arcos frontales pertenecientes al periodo de máxima expansión glaciar y una fase de equilibrio y avance. Su frente, situado a 600 m s.n.m estuvo alimentado por los hielos difluentes y su estudio ha revelado la presencia de till subglaciario, till alojado y dos cuerpos superiores diferenciados (Frochoso *et al.* 2012). En el interior del macizo los restos glaciares de Bustalveinte y Hoyo Ojón muestran una fase de equilibrio, con lenguas de reducidas dimensiones e individualizadas, una vez desaparecido el domo glaciar de la zona de cumbres. El primer complejo se ubica a 780 m s.n.m. sobre el umbral de la cubeta glaciokárstica de Horneo y está constituido por restos de till esparcido y formas muy desdibujadas por la erosión kárstica y los deslizamientos de ladera, y en Hondojoón se sitúan a 1000 m s.n.m. Estos depósitos pueden reflejar una fase dinámica del glaciar, incapaces de superar los umbrales, pero la existencia de ambos, con la lengua ya disociada, permite interpretarlos como una fase climática de equilibrio y avance.

• **El glaciar de La Brenía:** Las morrenas laterales dibujan la máxima extensión de una lengua glaciar de 5,3 km de longitud procedente del domo de Asón, en el valle de Gándara. El frente morrénico señala el máximo avance a 500 m s.n.m. Hacia arriba dos arcos de retroceso, a 600 m s.n.m. señalan un último periodo de avance y equilibrio glaciar. Esta lengua procedía de una difluencia lateral proveniente de la artesa de Hoyo Ojón, donde el hielo superaba los 100 m de espesor.

• **El glaciar de Valdició:** En la vertiente NW, drenando hacia el Miera, una morrena latero-frontal a 780 m s.n.m fue modelada por una lengua glaciar procedente del domo del Asón. En la base de los circos de cabecera sendas morrenas frontales (Figura 3) señalan un equilibrio glaciar con pequeños glaciares de circo.

• **Glaciar de Rolacías:** El valle drena hacia el Asón y su cabecera no presenta morfología glaciar bajo las cumbres de Porracolina (1414) y Colina (1434). En él se aloja una morrena lateral bien conservada, entre 450 y 600 m s.n.m., que señala un espesor de hielo de 100 m, posee un surco de obturación y permite situar el frente de la fase de máximo avance en una cota extremadamente baja, aprox. 300 m s.n.m. En la cabecera, en la ladera SW del Porracolina, se conserva una sucesión de arcos que señalan un avance y equilibrio glaciar de muy reducida longitud, con el frente a 1220 m s.n.m.

• **Glaciar de Hoyón de Saco:** Al este de Colina (1434 m) una corta lengua alimentada por este domo y las crestas orientales, depositó sendos complejos morrénicos escalonados que muestran un avance máximo y morrenas de retroceso de un nuevo periodo de equilibrio y avance.

4.2. Glaciares de circo y alpinos

Estos glaciares son de dimensiones reducidas, presentan lenguas poco desarrolladas y se alojaron prioritariamente en orientaciones septentrionales y orientales. Generaron circos bien modelados y cubetas glaciokársticas de cabecera (Figura 3). Los restos glaciares son simples, por lo que se presentan agrupados en función de sus características morfoestratigráficas.

• **Glaciares de Mortero, Bucebrón e Imunia:** Presentan morrenas del máximo y un complejo frontolateral interior con glaciares de circo, excepto en Bucebrón, donde una pequeña lengua se alarga 500 m. En estas morrenas se han descrito dos cuerpos sedimentarios (Frochoso *et al.* 2012).

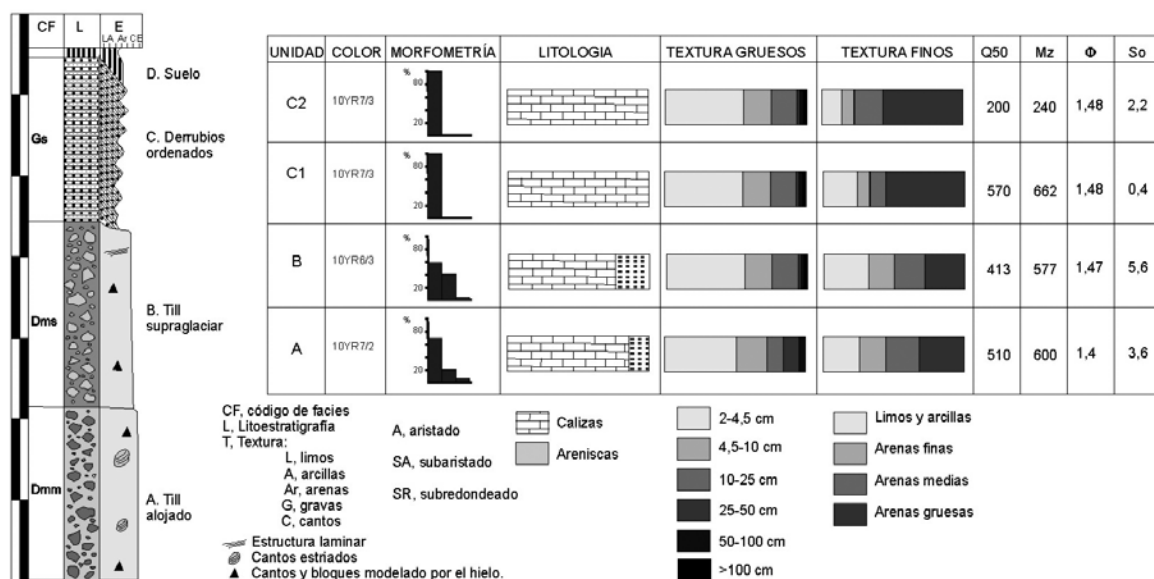


Figura 5. Perfil litoestratigráfico y características sedimentológicas del afloramiento de la ladera oriental del valle del Asón, a 450 m s.n.m.

Figure 5. Lithostratigraphic profil and sedimentological characters of the Eastern slope outcrop located in the Ason valley at 450 m a.s.l.

• **Glaciares de Peña Lusa:** En su vertiente oriental, alimentado por tres circos glaciares, se desarrolló un glaciar de 3,3 km de longitud que elaboró un complejo frontolateral bien conservado cuyo frente finaliza a 640 m s.n.m. Al interior se localizan dos complejos, uno de ellos en Zucía, con los circos ya individualizados, y separados del anterior más de dos kilómetros, formados por glaciares de circo con sus frentes a 1040 m s.n.m. y 1050 m s.n.m.

5. Evolución glaciar y significado ambiental

Los complejos morrénicos frontales y laterales y las unidades sedimentarias analizadas permiten reconstruir la evolución glaciar de las Montañas del Pas y realizar una adscripción cronológica relativa (Tabla 1), que junto con las dataciones efectuadas permite obtener una cronología absoluta de las fases glaciares (Tabla 2). Para todo el conjunto se aprecian cuatro fases glaciares con diferente representatividad entre las lenguas y circos estudiados.

• **Máximo Avance Glaciar Local (fase I):** Es la fase de máxima expansión glaciar en las Montañas del Pas, caracterizada por la existencia de una gran Campo de Hielo con tres domos de hielo coalescentes en dirección N-S del que partían lenguas terminales en direcciones este y oeste (Serrano y Gutiérrez, 2002). Este icefield (Figura 6) muestra una neta disimetría, con las acumulaciones principales de nieve al este de la divisoria, desde donde derramaban hacia la vertiente cantábrica (Figura 7). El Máximo glaciar se ha reconstruido a partir de las formas externas de los complejos frontales y laterales de las grandes artesas (Trueba, Miera, Asón y La Brenía), así como de los complejos externos de glaciares de circo, en algunos casos con lenguas incipientes, como Peña Lusa, Valdició o Porracolina. Están señaladas por las morrenas externas de los complejos laterales y frontales del Trueba, Asón, Miera, Valdició, La Brenía y Los Collados.

Las principales formas de erosión y acumulación pertenecen a una fase de expansión glaciar dominada por el amplio campo de hielo

y con la MELA (ELA media) ubicada a 1188 m s.n.m. La diferencia de las ELAs entre la vertiente norte y sur son menores, de 80 metros, apuntando una escasa disimetría en la alimentación. Por el contrario, la diferencia de desarrollo procede de la topografía y los fuertes desniveles en la vertiente cantábrica, que condicionaron su rápida fusión a cotas bajas. Las estimaciones de la ELA en los domos de hielo conllevan errores mayores que en los glaciares alpinos, si bien su proximidad en ambas vertientes apunta a un desarrollo glaciar condicionado por la sobreacumulación

por encima de los 1150 m, terrenos localizados prioritariamente en la vertiente oriental de la divisoria.

Las morrenas externas han sido datadas en Espinosa de los Monteros (Serrano *et al.* 2011), donde un depósito lacustre y de turbera que reposa sobre till en el último vano intermorrénico ha sido datado en 29.149-28.572 cal. a BP (Tabla 2). Esta datación señala una edad mínima anterior a los 29 ka para el complejo morrénico del Trueba. Las dataciones realizadas mediante OSL en Los Collados y La Bernía

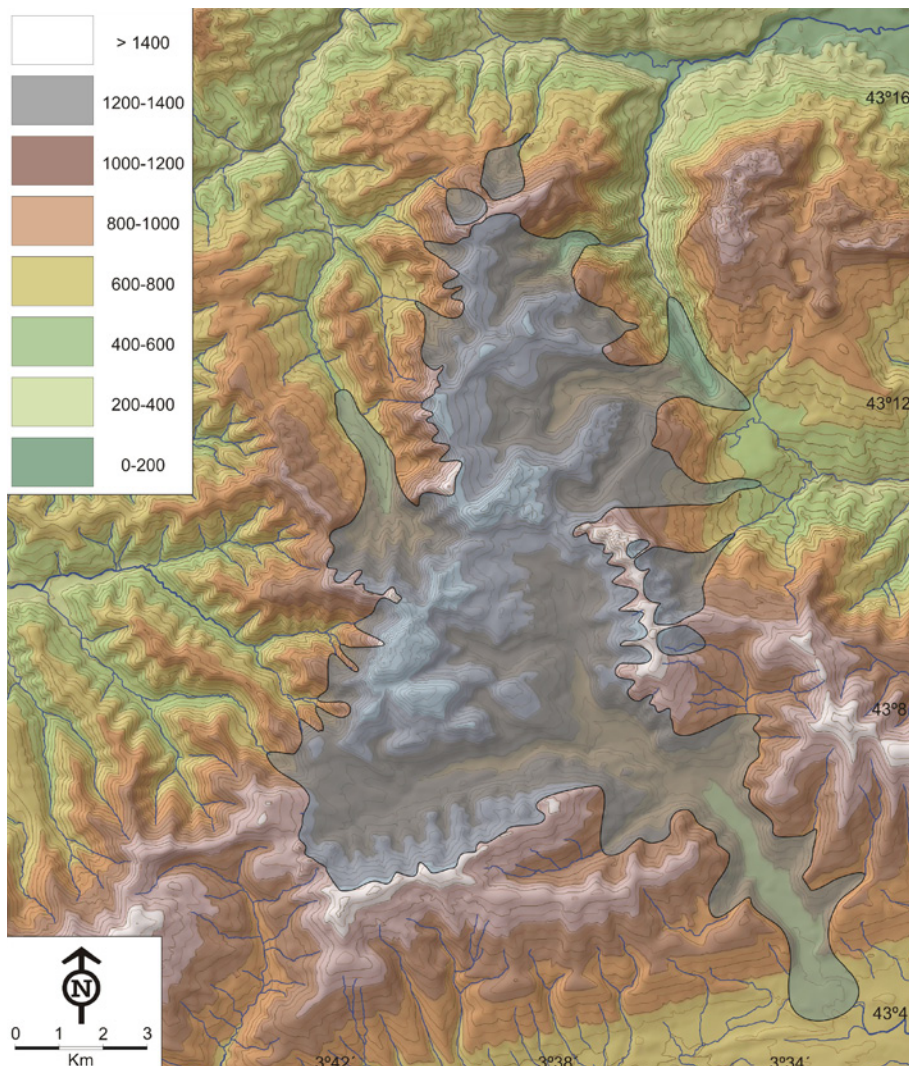


Figura 6. Reconstrucción de la máxima extensión glaciar en la Montaña Pasiega.
Figure 6. Reconstruction of the maximum extending of the Pas Mountains glaciers.

señalan edades entre 44-40 ka (Frochoso *et al.* 2012). La máxima expansión se sitúa, pues en un periodo de avance glaciario anterior a LGM europeo, en el MIS3.

• **Fase de avance y estabilización (fase II):**

En los complejos frontales de Los Collados (Asón) y Espinosa (Trueba), así como en los laterales del Trueba existen múltiples arcos morrénicos que denotan una evolución glaciaria compleja. En el Trueba, tras el avance máximo de Espinosa-Polideportivo (1 en Figura 3), se constata un retroceso glaciario y la colmatación fluvio-lacustre de las cubetas de sobreexcavación. La presencia de till a techo de la unidad sedimentaria intermedia (Figura 4) confirma un nuevo avance glaciario que modela múltiples arcos en Espinosa y los complejos laterales del Trueba (Río Seco y La Sía), La Brenía, Los Collados, Mortero y Saco. En las principales artesas de la vertiente cántabra (Asón, Miera, Valdició y Peña Lusa) no se constata esta fase, posiblemente derivado de su dinámica, condicionada por lenguas muy cortas y fuertes pendientes, o por su destrucción postglaciaria.

Pero la presencia en el resto de los complejos (Figura 3) permite atribuir un comportamiento homogéneo en todo el macizo durante la Fase II, como respuesta climática de los glaciares. Las ELAs ascienden sólo entre 10 y 40 metros respecto a la fase anterior. Esta proximidad de las ELAs denota unas condiciones ambientales similares en la alimentación y extensión del hielo a la fase glaciaria previa, similar a lo expuesto por Pallàs *et al.* (2006) para Pirineos. No existen dataciones de este periodo, por lo que sólo se puede afirmar que son posteriores a 29 cal ka BP. En un contexto regional Jalut *et al.* (2010) identifican esta fase de retroceso glaciario a partir del inicio de la sedimentación de los complejos glaciolacustres de Villaseca de Laciana, lago Enol y Comeya, en el noroeste peninsular, pero también en Estarres, Biscaye, Barbazan, Tramacastilla y Portalet en el noreste (Pirineos), siguiéndole un nuevo recrudescimiento climático con un gradiente cronológico de Este a Oeste (Figura 8 de Jalut *et al.*, 2010) entre 32 Ka (en Barba-

zan) y 26 Ka (en Comeya). Este periodo de recrudescimiento del frío coincide en la zona de estudio con la construcción del complejo morrénico de Espinosa, en torno a 29 cal Ka BP.

• **Retroceso y estabilización glaciario (F-III):**

En el interior de los valles glaciares de Asón, Miera y Trueba, así como en Peña Lusa, existe un conjunto de sistemas morrénicos alejados de los anteriores que señalan una fase de equilibrio y avance. En el valle de Trueba, el complejo morrénico frontal de Bárcena señala una lengua glaciaria de 4,5 km de longitud con su frente a 783 m s.n.m. La proximidad altitudinal de los frentes entre Espinosa y Bárcena (20 metros) y la diferencia de las ELAs, más acusada (100 m) salvo en Bárcena, apuntan a un retroceso importante en una misma fase glaciaria, cuando los domos son en unos casos de reducidas dimensiones (Picón del Fraile-Asón y Colina-Carrio-La Madera) y en otras mantendrían un volumen importante (Valnera-Trueba). Estas huellas las adscribimos a una fase glaciaria dominada por la presencia de un campo de hielo residual en la porción septentrional, del que partían lenguas de hielo.

La turbera intermorrénica de Bárcena está actualmente desconectada de cualquier escorrentía superficial, quedando aislada de aportes sedimentarios externos y evitando así su colmatación, dada su escasa dimensión. A partir de las dataciones absolutas de que se dispone, todo parece indicar que los 7,5 metros de espesor de sedimento que muestra la prospección geofísica (Serrano *et al.* 2011) corresponden a una etapa a caballo entre el inicio del Holoceno y el final del Pleistoceno. Efectivamente, el conjunto datado entre los 0,5 m y los 1,60 m de profundidad presenta una edad entre 9.785±87 cal a BP y los 12.403±168 cal a BP (Tabla 2), mientras que la muestra situada a 1,4 m de profundidad no puede ser considerada como válida ya que se ha obtenido una edad de 9.143±80 cal a BP. A partir de las dataciones que se han estimado válidas se deduce una tasa de sedimentación de 0,42 mm/año, lo que permite plantear un posible origen de la sedimentación lacustre intramorrénica de Bárcena en torno a los 26

Tabla 1. Reconstrucción de los parámetros principales de los glaciares y lenguas glaciares Pleistocenas más importantes de las Montañas Pasiegas.

Table 1. Reconstruction of the main parameters of the most important Pleistocene glaciers and the tongues of the glaciers in the Pas Mountains.

Glaciar	Fase	Altitud Máxima (m)	Altitud del frente (m)	Longitud (m)	Or.	Tipo de glaciar	Vertiente	E.L.A. (AAR) (m)
Trueba	I	1718	740	16500	SE	Icefield	Ebro	1340
	II	1718	750	16400	SE	Icefield	Ebro	1340
	III	1718	783	12500	SE	Icefield	Ebro	1350
Imunia	I	1512	1030	1480	SE	Circo	Ebro	--
Miera	I	1563	600	6200	N	Icefield	Cantábrico	1120
	II	1563	810	2000	N	Circo	Cantábrico	1350
	III	1512	870	900	N	Circo	Cantábrico	1470
Asón	I	1637	425-590*	8500	E	Icefield	Cantábrico	1230
	II	1637	¿?-630*	--	E	Icefield	Cantábrico	--
	III	1637	780	5500	E	Icefield	Cantábrico	--
	IV	1474	1120	1070	SE	Circo	Cantábrico	--
Valdició	I	1449	780	2500	N	Icefield	Cantábrico	1150
	II**	1290-1449	980-1180	375-800	N	Circo	Cantábrico	--
Mortero	I	1414	1040	1000	NW	Circo	Cantábrico	1265
	II	1414	1060	900	NW	Circo	Cantábrico	1255
La Uriza	I	1158	700	2500	NE	Circo	Cantábrico	1100
La Bernia	I	1640	500	5920	E	Icefield	Cantábrico	1125
	II	1640	600	5250	E	Icefield	Cantábrico	1160
Peña Lusa	I	1568	640	3300	NE	Alpino	Cantábrico	1140
	II	1568	1040	1100	NE	Circo	Cantábrico	--
Rolacías	I	1414	300	3900	SW	Icefield	Cantábrico	750-50
	II	1414	1220	640	SW	Circo	Cantábrico	1350-10
Peña Lusa	I	1536	640	3300	NNE	Alpino	Cantábrico	1140
	II	1536	920	1400	NNE	Circo	Cantábrico	--
	II	1536	950	1050	NNE	Circo	Cantábrico	--
Los Castros	I	1434	600	1750	E	Domo	Cantábrico	--
	II	1434	750	1600	E	Domo	Cantábrico	--
Bucebrón	I	1339	760	1600	NNE	Circo	Cantábrico	--
	II	1339	890	1150	NNE	Circo	Cantábrico	--

* Altitudes en Los Collados de Asón. ** Altitudes de los dos circos.

Ka, siendo pues la morrena exterior anterior a esta fecha y el arco morrénico interior sincrónico a la misma.

• **Fases de glaciares de circos (Fase IV):** Aguas arriba no hay complejos morrénicos en los grandes circos y artesas. Sólo existen mo-

rrenas asociadas a circos menores en Miera, Asón, Rolacías y Valdició, todos orientados al norte. Son glaciares alojados en altura y de muy reducidas dimensiones. En la vertiente SW de Porracolina también se ha depositado un complejo morrénico de circo, y finalmente en Peña Lusa existe un arco morrénico bien

Tabla 2. Dataciones en la zona de estudio.
 Table 2. Datations in the study area.

Lugar	Técnica	Código de laboratorio	Edad	
			¹⁴ C BP	Cal. a BP
Valle del Trueba	AMS (1)	UBA-15876	26082±118	29160- 28570
	AMS (1)	UBA-15877	8768±42	9700 - 9870
	AMS (1)	UBA-15878	8186±35	9060-9220
	AMS (1)	UBA-15879	10467±42	12234-12571
Valle de Soba	OSL (2)	MAD-5499rBIN	44,98±2,3 ka	
	OSL (2)	MAD-5498rBIN	41,56±2,4 ka	
	OSL (2)	MAD-5514BIN	44,53±2,45 ka	
Altos Asón	OSL (2)	MAD-5677rBIN	40,43±5,14 ka	
Zucía	OSL (2)	MAD-5893SDA	13,42±1,25 ka	

(1) Serrano *et al.* 2011; 2012a. (2) Frochoso *et al.* 2012.

conservado, a cota mucho más baja y con orientación SW, que no encaja morfoestratigráficamente con los anteriores. Estos glaciares de circo de reducidas dimensiones poseen una adscripción dudosa, perteneciente a una fase Finpleistocena. La datación de la morrena interior de Zucía, en Peña Lusa (Frochoso *et al.* 2012), de una edad mínima de 13,4 Ka la hace más acorde con este periodo que con los anteriores.

6. Discusión

La morfología glaciar de la Montaña Pasiega revela un comportamiento diferenciado frente al resto de las montañas cantábricas (Serrano *et al.* 2012, 2013). La posición geográfica y la altitud de las cumbres han condicionado una evolución glaciar con diferencias internas entre las vertientes septentrionales y meridionales (Figura 7). En las meridionales las fases I y II muestran una gran complejidad, desapareciendo los testigos posteriores, mientras en las septentrionales, la simplicidad del máximo se complementa con la complejidad y escalonamiento de los restos morrénicos en altura.

Las dataciones muestran una mayor antigüedad de la fase de máxima expansión glaciar respecto al LGM europeo, constatable tanto

en las dataciones AMS realizadas en el Trueba, como mediante OSL en el Asón y Gándara (29 y 44 ka respectivamente). Este avance glaciar está acorde con el gradiente E-W Pirineos-Cantábrica señalado por Jalut *et al.* (2010) y puede correlacionarse con la fase de sedimentación mayor, entre 48 y 38 Ka, de Jalut *et al.* (2010) y la máxima expansión glaciar acaecida entre 34-35 ka en Picos de Europa (Serrano *et al.* 2012). Se trata, pues, de un avance glaciar capaz de remodelar las montañas pasiegas, anterior al LGM europeo, y ubicado en el MIS3. En la Cordillera Cantábrica existen dataciones de la máxima extensión de los glaciares Pleistocenos en Redes (28 ka BP, Jiménez y Farias, 2002), en el Sil (aprox. 44 ka, Jalut *et al.*, 2010), en los Picos de Europa (anteriores a 40 ka BP en Enol, Moreno *et al.*, 2010; y 38 ka BP en Áliva, Serrano *et al.* 2012) y en la Montaña Palentina (35-40 ka, Pellitero, 2011; Serrano *et al.* 2013). Los resultados de las Montañas del Pas coinciden, pues, con estas dataciones en la existencia de máximo avance glaciar anterior al LGM del norte y noreste de Europa. En el Pirineo también se han señalado diferentes retrocesos de los glaciares hasta 32 ka (Jalut *et al.* 2010; García Ruiz *et al.* 2010), un período caracterizado por el frío intenso y la máxima expansión de los glaciares. En la Montaña Cantábrica este periodo se ha caracterizado (Serrano *et al.* 2012) por un dominio del acceso de masas de aire del SW, en el Pas

complementado por la llegada de masas de aire húmedas del NW y N, pero todavía con desarrollo de lenguas glaciares en el fondo del valle, como demuestra el glaciar del Trueba.

La Cordillera Cantábrica ha registrado un período de equilibrio glaciar posterior, entre 20-18 ka en Redes, Enol y Áliva (Jiménez y Farias, 2002; Moreno *et al.* 2010; Serrano *et al.* 2012). Este periodo es anterior o coetáneo con el LGM, señalando la presencia de una nueva fase fría, que en Picos de Europa hemos atribuido a unas condiciones más frías pero más secas, generando glaciares más voluminosos y cortos (Serrano *et al.* 2012), po-

siblemente glaciares de hielo basal frío. En el estudio de contexto regional de Jalut *et al.* (2010), el período comprendido entre los 32 Ka y los 18 Ka corresponde en gran parte al Villars Glacial de Genty *et al.* (2006), con un clima marcadamente frío y seco (observando en éste período una importante dinámica de los frentes glaciares, *surge events*). A partir de los datos de la artesa del Trueba y de Áliva, se considera una fase de retroceso y avance glaciar (F-II) separada de la fase de máxima expansión. En la Montaña Pasiega, donde la alimentación está condicionada por su oceanidad y proximidad al mar, este periodo se reflejaría en un acortamiento de las lenguas

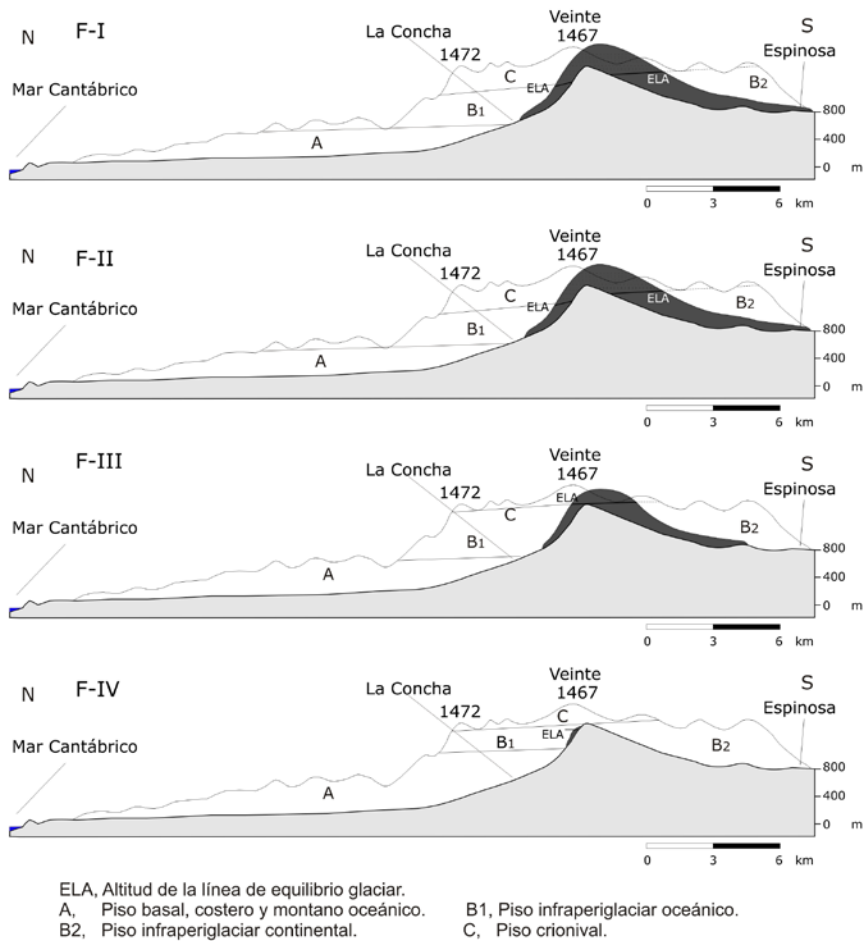


Figura 7. Evolución glaciar y cambios ambientales en la Montañas Pasiega.
 Figure 7. Glacial evolution and environmental changes in the Pas Mountains.

y reducción de los domos de hielo, más frío y con menos aportación de humedad por el dominio del acceso de masas oceánicas del NW y del N.

Las morrenas de estabilización interna (F-III) son, pues, posteriores al LGM, y por tanto de algún momento Finiglaciario. En Áliva se ha detectado una fase fría inmediatamente posterior al LGM, y bien podría tratarse de una fase de equilibrio durante el retroceso y desaparición de los glaciares, si bien las morrenas de Bárcena parecen señalar un periodo de equilibrio climático. La longitud de este glaciar (12,5 km) no permite atribuirlo al periodo Tardiglaciario, pues no se puede correlacionar morfoestratigráficamente con los restos Tardiglaciares de otros macizos cantábricos y peninsulares. Su edad es más acorde con la atribución del complejo morrénico de Bárcena a los 26 Ka, a partir de las tasas de sedimentación de sus depósitos intramorrénicos. En Enol (Moreno *et al.* 2010) y en Áliva (Serrano *et al.* 2012) se ha detectado un periodo frío Tardiglaciario correlacionado con los restos morrénicos de la alta montaña de los Picos de Europa (Serrano *et al.* 2012). La existencia de complejos morrénicos glaciares en circos de altitud es común en muchos macizos de la Cordillera Cantábrica (desde Ancares hasta Campoo), pero siempre en montañas de altitud mayor de 2000 metros y generadas por glaciares de reducidas dimensiones. Por ello, el complejo de Bárcena (F-III), anterior a 10.500 años B.P. es más factible correlacionarlo con una fase de deglaciación final. En la Montaña Pasiega el Tardiglaciario se limitaría a reducidos glaciares alojados en los circos (F-IV), predominantemente orientados al norte y a favor de la sobrealimentación de nieve y las condiciones de umbría, pero son necesarias más dataciones para una correcta adscripción temporal de las fases III y IV. En el Pleistoceno finaliza la historia glaciar de las Montañas Pasiegas.

7. Conclusiones

En la Montaña Pasiega se han correlacionado cuatro fases glaciares Pleistocenas. Al máxi-

mo avance glaciar (F-I), le sigue una fase de reavance y equilibrio caracterizada por ser muy pulsadora (F-II), una fase de retroceso y estabilización glaciar alojada en el interior de la montaña en un periodo de reducción y desaparición de los domos de hielo (F-III) y finalmente, un periodo glaciar menor (F-IV), de glaciares de circo en condiciones topoclimáticas favorables.

La cronología glaciar muestra una expansión glaciar máxima entre 44 y 29 Ka cal BP, acorde con las dataciones realizadas en otros macizos de la Cordillera Cantábrica, y que permite confirmar un máximo glaciar cantábrico anterior al LGM del norte de Europa, al igual que en Pirineos. Con posterioridad, una nueva fase de retroceso y estabilización se atribuye también al Pleistoceno, si bien no se puede realizar una adscripción absoluta al Finiglaciario o al Tardiglaciario. Son necesarias nuevas dataciones y correlaciones de este periodo para una atribución más precisa de esta fase glaciar. Finalmente las morrenas ubicadas en circos y en altitud, a pesar de su baja altitud, por sus características glaciomorfológicas, correlación con otras zonas estudiadas y las dataciones realizadas en Zucía, podrían pertenecer al último periodo frío del Pleistoceno, el Tardiglaciario. Este estudio muestra el interés de las turberas de la montaña cantábrica para la datación de la evolución glaciar y la reconstrucción paleoambiental, siendo necesarias más dataciones en los niveles más profundos de las turberas y depósitos lacustres existentes en muchos de los valles y circos.

El glaciario Cuaternario de la Montaña Pasiega refleja una evolución acorde con el resto de la montaña Cantábrica, si bien en todo caso a muy bajas altitudes para los frentes morrénicos, que son similares a los de Pirineos, Picos de Europa o Montaña Palentina para el máximo avance, a pesar de que las cumbres son entre 1000 y 2000 metros más bajas. La componente oceánica habría mitigado la falta de altitud. El resto de fases siempre se caracterizan por presentar los frentes más bajos que lo habitual, a favor de las condiciones de oceanidad del conjunto y

topoclimáticas de cada glaciar. Este hecho ha condicionado una respuesta diferencial para cada fase glaciar entre la vertiente cantábrica, con mayor complejidad en las fases más recientes, y la mediterránea, más compleja en las fases antiguas.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de los proyectos CGL2010-65295/BTE (MCINN) y OAPN 053/2010 (MMARM).

Bibliografía

- Allen, R.J.; Siegert, M.J.; Payne, T. (2007). Reconstructing glacier based climates of LGM Europe and Russia: Part 3. Comparison with alternative palaeoclimate reconstructions. *Climate of the Past Discussions*, 3, 1199-1233.
- Andrieu, V.; Hubschmann, J.; Jalut, G.; Herail, G. (1988). Chronologie de la glaciation des Pyrénées Françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: applications á la interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 2-3, 55-67.
- Benn, D.I.; Owen, L.A.; Osmaston, H.A. ; Seltzer, G.O. ; Porter, S.C. ; Mark, B. (2005). Reconstructions of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139, 8-21.
- Calvet, M. (2008). The Quaternary glaciation of the Pyrenees. En: *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology. Part I: Europe* (Ehlers, J., Gibbard, P.L., Eds.). Elsevier, London, 119-128.
- Castañón, J.C.; Frochoso, M. (1992). La glaciation Würm en las montañas cantábricas. En: *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (Cearreta, C., Ugarte, F., Eds.). Universidad del País Vasco, Bilbao, 319-332.
- Ciry, R.; Rat, P.; Manguin, J.P.; Feuille, P.; Amiot, M.; Colchen, M.; Delance, J.H. (1967). Des Pyrénées aux Asturies. *C.R. des Séances de la Société Géologique de France*, 9, 390-444.
- Dahl, S.O.; Nesje, A. (1992). Paleoclimatic based on equilibrium line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque in Inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 87-97.
- Delmas, M.; Gunnell, Y.; Braucher, R.; Calvet, M.; Bourlés, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the Eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231-241.
- Florineth, D.; Schlüchter, C. (2000). Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54, 295-308.
- Frochoso, M.; Castañón, J.C. (1996). El relieve heredado de la glaciation cuaternaria en el macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica). *Polígonos*, 6, 25-43.
- Frochoso, M.; Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A., eds.). Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65- 138.
- Frochoso, M.; González, R.; Allende, F.; Martínez, A. (2012). Morfología glaciar y postglaciar en el "Parque Natural de los Collados del Asón" (Cantabria). En: *Avances de Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Publican Ediciones-Universidad de Cantabria, Santander, 609-612.
- García Mondéjar, J. (1979). *El complejo urgoniano del sur de Santander*. Universidad de Bilbao, Bilbao, 673 pp.
- García-Ruiz, J.M.; Valero, B.L.; Martí, C.; González, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.
- García-Ruiz, J. M.; Moreno, A.; González, P.; Valero B.; Martí, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24, 35-46.
- García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Peña-Monné, J.L.; Sancho, C.; Rhodes, E.J.; Valero-Garcés, B.; González-Sampériz, P.; Moreno, A. (2012). Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 95, 15-32.
- Gómez Lende, M. (2010). *Evolución y dinámica morfoestructural de la Montaña Cántabro-Burgalesa Oriental*. Tesis de licenciatura, Universidad de Cantabria, Santander, 162 pp.
- González Sampériz, P.; Valero, B.L.; Moreno, A.; Jalut, G.; García-Ruiz, J.M.; Martí, C.; Delgado, A.; Navas, A.; Otto, T.; Dedoubat, 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.
- Hazera, J. (1968). *La región de Bilbao et son arrière-pays. Etude géomorphologie*. Munibe, San Sebastián, 358 pp.
- Hawkins, F.J. (1985). Equilibrium Line altitude and paleoenvironment in the Merchant Bay area, Baffin island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 31 (109), 205-213.
- Hernández Pacheco, F. (1961). La pequeña cuenca glaciar de la Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, secc. Geología, 59(2), 191-205.
- Hughes, P.D. (2010). Geomorphology and quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology*, 123, 189-199.
- Hughes, P.D.; Woodward, J.C.; Gibbard, P.L. (2006). Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 50, 83-98.
- Hughes, P.D.; Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23, 575-588.
- Jalut, G.; Andrieu, V.; Delibrias, G.; Fontugne, M.; Pagés, P. (1992). Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. *Pollen et Spores*, 30, 357-393.
- Jalut, G.; Turu, V.; Dedoubat, J.J.; Otto, T.; Ezquerro, J.; Fontugne, M.; Belet, J.M.; Bonnet, J.; García, A.; Redondo, J.M.; Vidal, J.R.; Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 330-350.
- Jiménez, M.; Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.
- Jiménez, M.; Ruíz, M.B.; Farias, P.; Dorado, M.; Gil, M.J.; Valdeomillos, A. (2002). Palaeoenvironmental research in Cantabrian Mountains: Redes Natural Park and Comella basin. En: *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region* (Ruiz, B., Dorado, M., Valdeomillos, A., Gil, M.J., Bardají, T., Bustamante, I., Martínez, J., Eds.). Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, 229-240.
- Jiménez-Sánchez, M.; Rodríguez-Rodríguez, L.; García-Ruiz, J.M.; Domínguez-Cuesta, M.J.; Farias, P.; Valero-Garcés, B.; Moreno, A.; Rico, M.; Valcárcel, M. (2012). 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.
- Kuhle, M. (1988). Topography as a fundamental element of glacial systems. A new approach to ELA calculation and typological classification of palaeo and recent glaciations. *GeoJournal*, 17-4, 545-568.
- Lewis, C.J.; McDonald, E.V.; Sancho, C.; Peña, J.L.; Rhodes, E. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits of the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.
- Lotze, F. (1962). Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). *Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse Jahrgang*, 2, 3-21.
- Lotze, F. (1963). Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). *Notas y Comunicaciones del IGME*, 72, 257-262.
- Lukas, S. (2006). Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction -a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography*, 30, 719-736.
- Mardones, M.; Jalut, G. (1983). La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrénées): approche paléocéologique des 45.000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25, 163-212.
- Martínez Cortizas, A.; García Rodeja, E.(coord.) (2001). *Turberas de montaña de Galicia*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela. 254 p.
- Martínez de Pisón, E.; Arenillas, M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 445-450.
- Martínez de Pisón, E.; Arenillas, M. (1984). Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios Geográficos*, 45 (175), 160-174.
- Moñino, M.; Cendrero, A.; Díaz de Terán, J.R. (1987). Glaciarismo en el Alto Miera (Cantabria). En: *Actas V Reunión Sobre el Cuaternario*, AEQUA, Santander, 179-182.
- Moñino, M.; Rivas, V.; Cendrero, A. (1987). El valle glaciar de Lunada. En: *Guía de excursiones, V Reunión Sobre el Cuaternario*, AEQUA, Santander, 35-41.

- Moñino, M.; Cendrero, A.; Díaz de Terán, J.R. (1988). Dinámica glaciaria cuaternaria en la vertiente Norte de Castro Valnera. En: *Congreso Geológico de España*, vol. 1, 39-402.
- Moreno, A.; Valero, B.L.; Jiménez, M.; Domínguez, M.J.; Mata, M.P.; Navas, A.; González, P.; Stoll, H.; Farias, P.; Morellón, M.; Corella, J.P.; Rico, M.T. (2010). The last glaciation in the Picos de Europa Nacional Park (Cantabria Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25, 1076-1091.
- Mugnier, C. (1968). *El karst de la región de Asón y su evolución morfológica*. Cuadernos de Espeleología, 4. Santander.
- Ohmura, A.; Kasser, P.; Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38, 397-411.
- Palacios, D.; De Marcos, J.; Vázquez-Selem, L. (2011). Last glacial maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 233, 16-26.
- Pallás, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Carcaillet, J.; Ortuño, M.; Bordonau, J.; Bourles, D.; Vilaplana, J.; Masana, E.; Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, Southcentral Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963.
- Pascal, A. (1982). Sedimentologie de L'Urgonien Basco-Cantabrique: caracterisation des principaux motifs sedimentaires composant les systemes biosedimentaires. Region clef de Ramales-Soba-Valnera (Province de Santander). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 85-97.
- Pascal, A. (1983). L'Urgoniense. Systemes biosedimentaires et tectogenese. En *Vue sur le Cretace basco-Cantabrique et nord-Iberique*. Memoires Géologiques de la Université de Dijon, 45-75.
- Pellitero, R. (2011). El complejo morrénico de Vega Naranco (León, Cordillera Cantábrica). Evolución y correlación de fases glaciares durante el Último Máximo Glaciar. En: *El Cuaternario en España y áreas afines. Avances en 2011* (Turu, V. & Constante, A. Eds.). AEQUA-Fundación M. Chevalier, Andorra, 7-9.
- Pellitero, R. (2012). Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina. Tesis doctoral, Universidad de Valladolid, Valladolid, 1040 pp.
- Pérez-Alberti, A.; Valcárcel, M.; Blanco, R. (2004). Pleistocene glaciation in Spain. En: *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology* (Ehlers, J.; Gibbard, P.L. Eds.). Elsevier, London, 389-394.
- Pérez-Alberti, A.; Valcárcel, M.; Martini, P.; Pascucci, V.; Andreucci, S. (2011). Upper Pleistocene glacial valley-connection sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. En: *Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments* (Martini, I.P., French, H.M., Pérez Alberti, A. Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 354, 93-110.
- Porter, S.C. (1975). Equilibrium line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27-47.
- Porter, S.C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067-1091.
- Pujalte, V.; Robles, S.; García Ramos, J.C.; Hernández J.M. (2004). El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). IGME, Madrid, 288-291.
- Rat, P. (1959). *Les pays cretacés basco-cantabriques (Espagne)*. Publication Université de Dijon, 18, Dijon. 525 pp.
- Rat, P. (Ed.) (1983). *Vue sur le Cretace basco-cantabrique et nord-Ibérique*. Memoires Géologiques de la Université de Dijon, Institut des Sciences de la terre, Dijón.
- Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, G.; Manning, S.; Ramsey, C.B.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E. (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0 to 26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Ruddimann, W.F.; McYntire, A. (1981). The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35, 145-214.
- Ruiz García, F. (2006). El karst de los Montes del Somo y Valnera (Sierra de los Morteros, Castro Valnera, Lunada, Picón del Fraile, Lusa e Imunía). *Cubía*, 9, 22-31.
- Saenz, C. (1935). Restos glaciares de Castro Valnera. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural*, 35, 236-237.
- Seltzer, G.O. (1994). Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, 41, 154-159.
- Serrano, E. (1995). Geomorfología glaciaria del Alto Trueba (Burgos). En: *XI Jornadas de campo de Geografía Física* (Meaza, M. ed.). AGE. Vitoria, 91-102.

- Serrano, E. (1996). El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de los Montes, Burgos). *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 737-747.
- Serrano, E.; Gutiérrez, A. (2002). El glaciario Pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). En: *Geomorfología y Paisaje* (Serrano, E. y García, A. eds.). Sociedad Española de Geomorfología-UVa, Valladolid, 91-161.
- Serrano, E.; González Trueba, J.J. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera cantábrica). *Cuadernos de investigación Geográfica*, 30, 7-33.
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; Turu, V.; Ros, X. (2011). Cronología glacial pleistocena en el valle de Trueba (Cordillera Cantábrica): primeras dataciones. En: *El Cuaternario en España y Áreas Afines. Avances en 2011* (Turu, V., Constante, A. Eds.). AEQUA-Fundación M. Chevalier, Andorra, 3-6.
- Serrano, E.; González Trueba, J.J.; González García, M. (2012a). Mountain Glaciation and Paleoclimate Reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314.
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; Pellitero, R.; González-García, M.; Gómez-Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82.
- Turu, V. (2002). Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glacial obtenido intermitentemente. Relación con el último ciclo glacial. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. parte II : Aplicación. En: *Geomorfología y Paisaje* (Serrano, E. y García, A. eds.). Sociedad Española de Geomorfología-UVa, Valladolid, 555-563.
- Turu, V., Boulton, G.S.; Ros, X.; Peña, J.L.; Martí, C.E.; Bordonau, J.; Serrano, E.; Sancho, C.; Constante, A.; Pous, J.; Fàbregas, J.; González, J.J.; Palomar, J.; Herrero, R.; García-Ruiz, J.M. (2007b). Structure des grands bassins glaciaires dans le Nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées D'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18-4, 309-325.
- Turu, V.; Ros, X.; Serrano, E.; González Trueba, J.J. (2007a). Prospección geofísica y geomecánica del valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): estructura del relleno sedimentario del fondo del valle glacial. En: *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario. XII Reunión Nacional de Cuaternario*. (Lario, J. y Silva, P.G., Eds.), AEQUA, Ávila, 57-58.
- Viers, G. (1971). L'englaçament des Pyrénées Orientales et ses problèmes climatiques. En : *Colloque «Les Milieux atureles Supraforestieres des Montagnes du Bassin Occidental de la Méditerranée»*, Perpignan, 57-64.
- Vilaplana, J.M.; Montserrat, J. (1989). Recent progress in Quaternary stratigraphy: the lake Llauset sequence in the Spanish Pyrenees. En: *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?* (Rose, J. & Schlüchter, C., Eds.). Balkema, Rotterdam, 113-124.
- Woodward, J.C.; Macklin, M.G.; Smith, G.R. (2004). Pleistocene glaciation in the mountains of Greece. In: *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology* (Ehlers, J. & Gibbard, P.L., Eds.). Elsevier, London, 155-174.