

Reconstrucción y cronología del glaciar de meseta de la Sierra de Béjar (Sistema Central Español) durante el máximo glaciar

Reconstruction and chronology of the Sierra de Béjar plateau glacier (Spanish Central System) during the glacial maximum

Rosa M. Carrasco¹; Javier de la Villa¹; Javier de Pedraza²,
David Dominguez-Villar³ & Jane K. Willenbring⁴

¹ Departamento de Ingeniería Geológica y Minera, U. de Castilla-La Mancha, Avda. Carlos III, s/n, 45071 Toledo, España, Rosa.Carrasco@uclm.es; Javier.Villa@uclm.es

² Departamento de Geodinámica, U. Complutense, C/ José Antonio Novais, nº 2, 28040 Madrid, España, javierp@geo.ucm.es

³ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, España, d.dominguezvillar@bham.ac.uk

⁴ Department of Earth and Environmental Science, U. of Pennsylvania, Philadelphia (PA), USA, jane.willenbring@sas.upenn.edu

PALABRAS CLAVE: Glaciar de meseta, Reconstrucción de paleoglaciares, Cronología, Sistema Central Español
KEY WORDS: Plateau glacier, Paleoglaciers reconstruction, Chronology, Spanish Central System

RESUMEN

Durante el Último Ciclo Glaciar (Pleistoceno Superior) en la Sierra de Béjar se desarrolló un glaciario de meseta que presentaba dos tipologías: campo de hielo (*plateau icefield*) y domo de hielo (*plateau icecap*). El primero ocupó el sector sur y se trataba de un sistema de glaciares de valle coalescentes en cabecera. El segundo ocupaba el sector norte de esta sierra, se trataba de una masa de hielo con fisonomía cupuliforme y no confinada por la topografía.

El estudio detallado de la morfología glaciar actual de la Sierra de Béjar, ha permitido obtener excelentes indicadores para la reconstrucción de las masas de hielo en el máximo glaciar (MG) y calcular así diferentes parámetros morfológicos, dinámicos y cronológicos útiles en las interpretaciones paleoclimáticas y evolutivas. Con los datos obtenidos se ha establecido que el borde de la meseta glaciar (*plateau glacier*) a partir del cual irradiaban las lenguas, se localizó alrededor de los 2100 m de cota absoluta. Su extensión total era de 57,40 km² y el espesor máximo estimado fue entre 80 y 130 m. Durante el periodo de máxima extensión (MG), el conjunto de la meseta tenía una morfología próxima al *icecap*, al iniciarse los primeros retrocesos la masa de hielo quedó reducida pasando a funcionar como un verdadero *icefield* y, finalmente, como simples glaciares de valle o residuales de circo.

Los primeros datos obtenidos de los trabajos que se están realizando para determinar la cronología precisa del máximo glaciar (MG) mediante ¹⁰Be y que pertenecen a muestras de los valles de Duque-Trampal, Endrinal, y Cuerpo de Hombre, establece una edad entre 27,2 ± 2,7 y 26,2 ± 0,8 ka BP para la etapa de máximo desarrollo de las mesetas de hielo correspondientes al máximo glaciar (MG) en estas áreas.

ABSTRACT

During the last glaciation (Late Pleistocene) Sierra de Béjar hosted a plateau glacier with two morphologies: a plateau icefield and a Plateau icecap. The former developed in the southern sector and was formed by a set of valley glaciers coalescent in the upper sectors. The later occupied the northern sector of the range, being a non-confined dome-shaped ice mass, which was favoured by the plateau morphology of the bedrock.

The detailed study of the glacier morphology in Sierra de Béjar has conducted to identify reliable indicators to reconstruct the ice masses during the Glacial Maximum (MG). These indicators were used to calculate different morphologic, dynamic and chronologic parameters, very useful in unravelling the glacier evolution and to extract paleoclimate interpretations. Based on the new data, the edges of the plateau glacier were established around 2100 m above sea level, its extension was of 57.4 km² and the maximum thickness ranges from 80 and 130 m along the summits of the range. During the period of maximum extension of the glacier (MG) the plateau had a morphology close to an icecap, whereas with the onset of glacier retreat the ice mass reduced and the glacier become a truly icefield. Finally, during successive stages of retreat the glaciers were individualized and become valley and cirque glaciers.

The on-going research regarding the chronology of the glacier maximum (MG) based on ¹⁰Be dates, that consider samples from Duque-Trampal, Endrinal and Cuerpo de Hombre glaciers from Sierra de Béjar, provides preliminary dates of 27.2 ± 2.7 and 26.2 ± 0.8 ka BP for the maximum extent of the plateau glacier in this area.

1. INTRODUCCIÓN

La extensión y el tipo de glaciario existente en el Sistema Central Español a lo largo de Pleistoceno Superior, tradicionalmente se ha determinado utilizando los signos geomorfológicos más evidentes en el relieve actual, es decir, las morrenas con una geometría bien definida y las cuencas de acumulación con excavaciones muy netas. De acuerdo con ello, estos glaciares se han clasificado como de valle, circo y ladera, con una morfología y unos límites que han quedado reflejados en la cartografía geológica de la serie MAGNA y en algunas monografías y tesis doctorales especializadas (PEDRAZA & CARRASCO, 2005).

En investigaciones realizadas en la Sierra de Gredos, esencialmente en las sierras de Béjar y La Nava, se reconocieron una serie de elementos geomorfológicos no considerados hasta ese momento y que permitían modificar las interpretaciones previas. Se trata de nuevos depósitos glaciares localizados en zonas externas a la morrena de mayores dimensiones (definida hasta ese momento como la más externa) y pulidos y sobreexcavaciones existentes en las cimas. De acuerdo con estos datos, en las sierras de Béjar y la Nava se determinó la existencia de un glaciario de meseta tipo domo de hielo (*plateau icecap*) y tipo campo de hielo (*plateau icefield*), respectivamente, (CARRASCO & PEDRAZA, 1995) y, en general, se apuntó la posible separación entre la máxima extensión de los glaciares y su máxima estabilización que se venían considerando como una misma etapa (CARRASCO, 1997). A partir de estos nuevos datos, nuestras investigaciones sobre el glaciario del Sistema Central Español se ha centrado en tres objetivos prioritarios (CARRASCO *et al.*, 2009): uno es la revisión de los indicadores geomorfológicos, para determinar si esa nueva etapa evolutiva que separa máxima extensión y estabilización de los glaciares es local o general; otro, que se apoya en el anterior, es la asignación de edades precisas a las principales etapas evolutivas utilizando para ello métodos de datación absoluta; y finalmente la correlación del glaciario de estas áreas con el de Serra da Estrela, tanto por ser el primer macizo del Sistema Central en el que se reconoció y analizó un glaciario de meseta (LAUTENSACH, 1929; DAVEAU, 1971; VIEIRA, 2008), como por las posibles deducciones paleoclimáticas basadas en la variabilidad del glaciario debido a la variabilidad de los factores geográficos.

La Sierra de Béjar, por sus características geomorfológicas y posición geográfica, es el sector del Sistema Central más adecuado para las correlaciones con el glaciario de Serra da Estrela e incluso otras montañas de la Meseta como Sanabria-La Cabrera-Segundera. Para realizar ese trabajo y de acuerdo con los datos obtenidos en esas otras áreas montañosas, era necesario profundizar en los estudios sobre la

reconstrucción de las antiguas masas de hielo en la Sierra de Béjar, utilizando para ello las técnicas y procedimientos más actuales. Éste es el objetivo principal del presente trabajo que, entre otras aportaciones, consolida y mejora otros previos de reconstrucción de las masas de hielo basados únicamente en la geometría de los indicadores geomorfológicos (CARRASCO & PEDRAZA, 1995) o realizado mediante cálculos matemáticos pero aplicados únicamente a uno de los valles de la Sierra de Béjar (CARRASCO *et al.*, 2010; CARRASCO *et al.*, 2011), que es el área de estudio considerada aquí.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Béjar es una alineación orográfica de dirección general NE-SW que forma la divisoria entre los valles tectónicos del Jerte (falla de Odemira-Plasencia) y del Alagón-Ambroz (falla del Ambroz) (Fig. 1). Es uno de los principales batolitos graníticos del Macizo Hespérico (VILLASECA *et al.*, 1999, VILLASECA, 2003) y las litologías dominantes son los granitos, granodioritas, y migmatitas.

Esta sierra se localiza en el sector más occidental de la Sierra de Gredos y como el resto de Sistema Central, forma parte de la región geológica denominada Macizo Hespérico o Ibérico, que son los terrenos de la Península Ibérica correspondientes al Macizo Antiguo (Hercínico o Varisco). Se trata de una cordillera intraplaca, formada durante la Orogenia Alpina (esencialmente durante al Mioceno-Plioceno) como respuesta a la trasmisión de esfuerzos hacia el interior de la microplaca Ibérica desde sus bordes de colisión con la Placa Africana (CASAS-SAINZ & DE VICENTE, 2009).

Desde el punto de vista biogeográfico, se sitúa en el interior de la Región Mediterránea de la Península Ibérica, y consecuentemente su clima es el mediterráneo continentalizado en la variante de montaña. Morfológicamente, es una montaña estructurada en bloques cuya cima presenta una cota media superior a los 2000 metros (culmina en el Canchal de la Ceja con 2428 m) y una fisonomía de altiplanicie o meseta, es decir, la característica de la penillanura a partir de la cual se originó el relieve actual durante la Orogenia Alpina por reactivación de antiguas fracturas tardihercínicas o variscas (PEDRAZA, 1994). Ese rasgo morfológico de las cimas, fue uno de los factores condicionantes del tipo de glaciario que se desarrolló en esas áreas durante el Pleistoceno Superior.

3. MORFOLOGÍA GLACIAR DE LA SIERRA DE BÉJAR

La Sierra de Béjar culmina en una gran planicie en la que son frecuentes los afloramientos rocosos con signos de erosión subglaciar

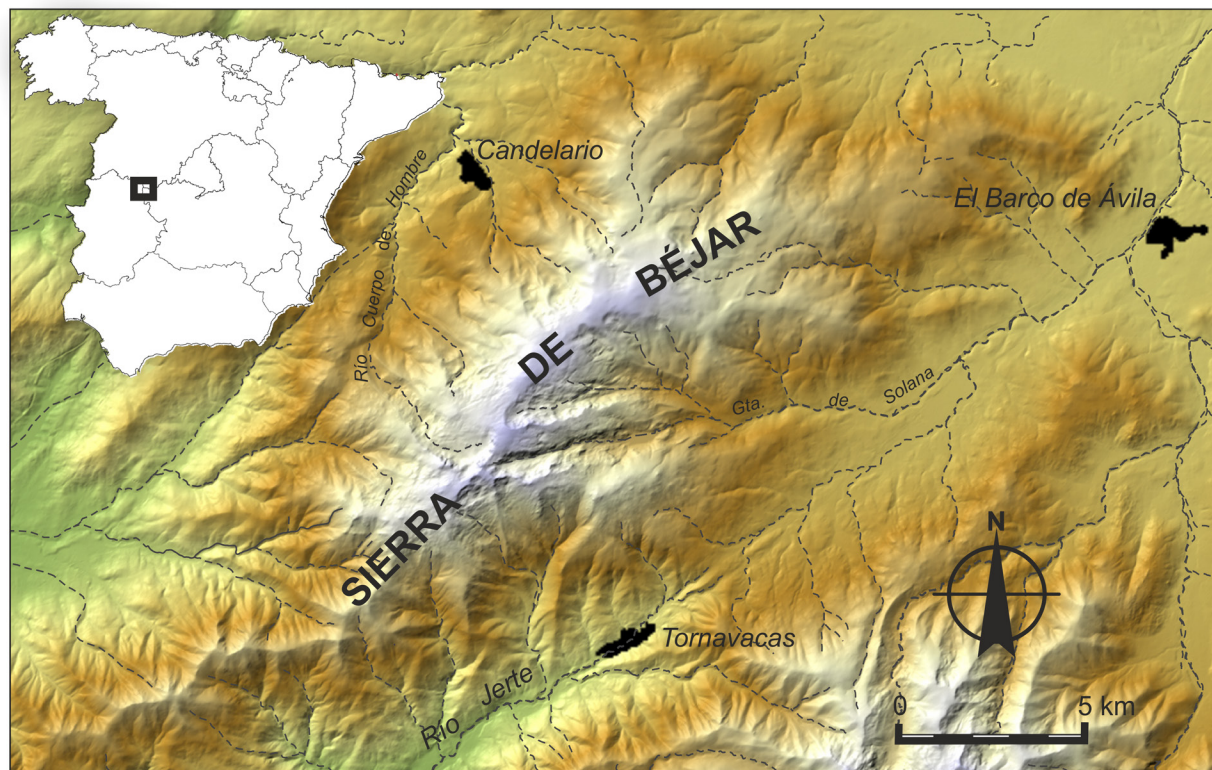


Figura 1. Situación geográfica de la Sierra de Béjar (Sistema Central Español).
- Location sketch of the Sierra de Bejar (Spanish Central System).

(pulidos, rocas aborregadas, estrías y cubetas de sobreexcavación), y bloques erráticos. La presencia de bloques erráticos es especialmente abundante en el sector norte, donde la superficie culminante presenta una morfología de meseta bien definida (casi una llanura) y con escasos resaltes rocosos formando pequeños tors que han sido remodelados por el periglacialismo post-glaciar.

En las zonas marginales de ese sector norte y coincidiendo con la ruptura de pendiente que marca el límite de la superficie culminante, a partir de los 2200 m (varía según las zonas, hasta los 2300 m), aparecen excavadas una serie de cuencas de acumulación tipo circos. Su orientación (se localizan esencialmente en la vertiente occidental) y encajamiento, fueron factores favorables para la presencia de una gran acumulación y escasa ablación que mantuvo el hielo allí confinado durante las etapas de retroceso. Estas áreas dieron origen a las lenguas que irradiaban desde la meseta constituyendo un sistema de glaciares de valle menores (por ejemplo: Arroyo del Oso, Canchalón, Candelario, Hornillo, Regajo Vicioso). En las vertientes de este sector también aparecen algunos cordones de bloques formados por los desbordamientos de tipo *outlet* (por ejemplo: el Canterón), que llegaron a desarrollar circos de escasa dimensión (Hornillo E y W) y una excavación muy limitada. Finalmente, hay algunos casos que deben clasificarse como intermedios: son glaciares de valle con complejos morrénicos bien

definidos, con una excavación muy escasa y en los que la alimentación se producía directamente desde las cimas; es el caso del Endrinal, cuya cuenca de alimentación llegaba hasta culminación del relieve en el Canchal Negro (2369 m).

Frente al sector anterior, en el sector sur la cima presenta una topografía irregular y alomada debida a una serie de cerros entre los que se incluyen las máximas elevaciones topográficas de la Sierra de Béjar (Canchal de la Ceja, 2428 m). Esta zona se caracteriza por un sistema de cuencas coalescentes desde las que irradiaban una serie de valles con un control estructural muy notable, lo que favoreció los procesos de excavación. Este sistema de cuencas coalescentes posibilitó grandes acumulaciones de hielo y unas lenguas de notables dimensiones como es el caso de El Duque-Trampal y Cuerpo de Hombre.

Aunque la meseta de hielo de la Sierra de Béjar era un sistema glaciar único, las diferencias señaladas entre los sectores norte y sur permiten deducir que el flujo del hielo en el primero estaba poco condicionado por la topografía del lecho, mientras en el segundo el condicionante topográfico era casi total. Considerando que el condicionante topográfico es determinante para establecer el tipo de glaciarismo (SUGDEN & JOHN, 1976; BENN & EVANS, 2010), podríamos concluir que el sector norte se aproximaba a un glaciar de meseta tipo domo (*plateau icecap*) y la sur a un glaciar de meseta tipo campo de hielo (*plateau*



Figura 2. Vista general de la cima de la Sierra de Béjar. Se puede observar el contraste entre el sector norte (a la izquierda de la imagen) en el que domina la morfología de planicie y el sector sur con un sistema de valles coalescentes. Foto cedida por Carlos García Royo.

- General view of the summit of the Sierra de Béjar. It can be seen the contrast between the sectors northern (left of the image) and southern (right of the image). The former has plateau morphology. The second is a set of valley glaciers coalescent in the upper sectors. Image courtesy of Carlos García Royo.



Figura 3. Valle glaciar de Cuerpo de Hombre. Se pueden observar las dimensiones y morfología de la morrena principal (MP). Esta morrena se ha tomado como referencia para establecer las etapas evolutivas.

- Cuerpo de Hombre glacier valley. It can see the size and morphology of the main moraine (or principal moraine, MP). This moraine has been taken as reference for establishing the evolutionary stages.

icefield) (Fig. 2).

Los indicadores geomorfológicos utilizados preferentemente para establecer los límites de las masas de hielo y las etapas evolutivas han sido las morrenas y depósitos y morfologías asociados (bloques erráticos, *trimlines*, escarpes de circo y umbrales, etc.). En todos los casos, se ha tomado como referencia la morrena de mayor desarrollo o morrena principal (MP; Fig. 3) que es el indicador de mayor estabilización de los hielos (ME). En la parte externa de esta morrena aparecen una serie de depósitos denominados genéricamente como periféricos (DP; Fig. 4) que están formados por

bloques dispersos (DPB) y morrenas menores (DPM), siendo los indicadores de la máxima extensión de los hielos o máximo glaciar (MG) y de una etapa de retroceso precoz y limitado o retroceso menor (RM). En la parte interna de la morrena principal y progresando hacia las cabeceras, aparece un complejo sistema compuesto por varias morrena menores de recesión (MR) con una serie de crestas secundarias asociadas y varias secuencias de bloques erráticos; todo este conjuntos de depósitos son los indicadores de las etapas de deglaciación (PEDRAZA *et al.*, 2011).

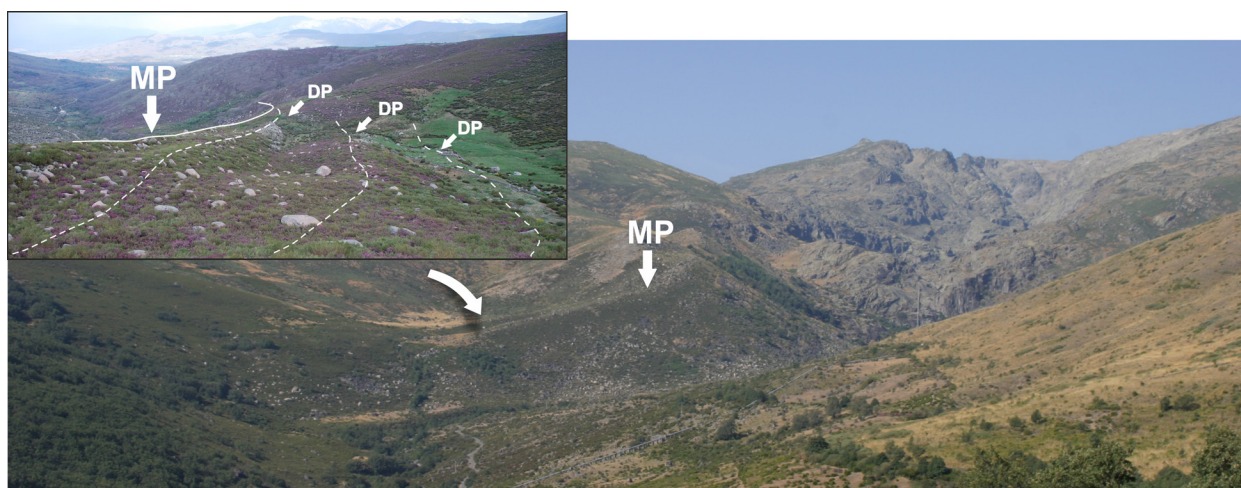


Figura 4. Valle glacial del complejo Duque-Trampal. La imagen superpuesta corresponde a la morfología de las morrenas adosadas a la principal (MP) y que forman parte del conjunto de depósitos denominados como periféricos (DP).

- The Duque-Trampal system glacial valley. The superimposed image correspond to the morphology of moraines attached to the principal (MP) and are part of the deposits referred as peripheral (DP).

4. RECONSTRUCCIÓN DE LAS MASAS DE HIELO. METODOLOGÍA

Para establecer la cronología y los límites de las masas de hielo durante el máximo glacial (GM) y calcular sus espesores, los indicadores geomorfológicos utilizados han sido los depósitos periféricos (DP). La identificación de estos depósitos es problemática, ya que en algunos lugares han quedado parcialmente fosilizados por la morrena principal (MP) que representa una etapa evolutiva posterior. En esos lugares fue necesario realizar trabajos complementarios de campo e interpretación geomorfológica para delimitar ambas formaciones, depósitos periféricos y morrena principal, en el conjunto de los depósitos.

La reconstrucción de los paleoglaciares a partir de indicadores geomorfológicos bien definidos, presenta pocos problemas. Sin embargo, cuando no existen indicadores geomorfológicos o estos son poco precisos, como ocurre en las antiguas áreas de acumulación de los paleoglaciares de la Sierra de Béjar, el cálculo del espesor del hielo es más complejo y debe basarse en métodos empíricos. Uno de los procedimientos más utilizados es el que combina modelos con base física apoyados en datos geomorfológicos que permiten la validación de los resultados (SCHILLING & HOLLIN, 1981; ACKERLY, 1989; REA & EVANS, 2007, VIEIRA, 2008). Siguiendo este procedimiento, la reconstrucción se realiza mediante la elaboración de perfiles de la superficie teórica del glaciar, utilizando modelos sencillos de equilibrio estacionario que asumen la plasticidad perfecta como comportamiento reológico del hielo. En el presente trabajo se ha utilizado la metodología descrita por BENN & HULTON (2010), aplicando la alternativa propuesta en la hoja de cálculo denominada Profiler v.2.

Concretamente, se ha aplicado para realizar la reconstrucción de la topografía de la masa de hielo que pudo acumularse en las cimas de la Sierra de Béjar, en aquellas zonas donde el glaciar de meseta tenía continuidad mediante lenguas generalmente confinadas en valles.

Esta hoja de cálculo se basa en la ecuación de VAN DER VEEN (1999) y asume que el flujo del hielo (deformación) como respuesta al esfuerzo de impulso (*driving stress*; σ_D) debido a su peso (función de la densidad del hielo y su potencia en ese punto) y al gradiente topográfico, es solo posible cuando se iguale un valor límite de esfuerzo (*yield stress*; σ_L) indispensable para que se supere la fuerza de rozamiento del lecho sobre el que se desplaza el glaciar. El procedimiento permite incorporar los valores de potencia de hielo (H), obtenidos a partir de los indicadores geomorfológicos.

La ecuación utilizada [1] permite calcular los valores de altura de hielo sobre puntos equidistantes hacia la cabecera partiendo de la morrena frontal, lugar donde se establece el origen de coordenadas. El espesor en un punto, es función de su valor en el punto anterior a lo largo de un perfil.

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(B_i + B_{i+1}) + h_i(B_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \sigma_{Li}}{\rho g} = 0 \quad [1]$$

Donde h_i es la altura calculada del hielo, B_i la altura de la base rocosa del glaciar, H_i potencia del hielo conocida en ciertas coordenadas), Δx incremento de paso (equidistancia sobre el perfil entre niveles $i+1$ e i), σ_{Li} valor límite de esfuerzo para cada incremento de paso en el sentido del movimiento del glaciar, ρ densidad del hielo ($\sim 900 \text{ kg/m}^3$) y g aceleración de la gravedad ($9,81$

m/s²)

La forma de la ecuación [1] se corresponde con la de una cuadrática $ay^2 + by + c = 0$. De este modo:

$$\mathbf{y} = h_{i+1}, \quad \mathbf{a} = 1, \quad \mathbf{b} = -(B_i + B_{i+1}) \mathbf{y}$$

$$\mathbf{c} = h_i (B_{i+1} - H) - ((2 \Delta x \sigma_{Li}) / \rho g),$$

siendo viable únicamente el resultado para h_{i+1} , cuando $h > B$.

Aun cuando este modelo es válido y proporciona buenos resultados para las superficies reconstruidas del glaciar, no es una aproximación realista en el caso de glaciares confinados al relieve (BENN & HULTON, 2010). En estos casos, el control topográfico se incorpora al modelo mediante un "factor de forma" [2] (NYE, 1952).

$$f = \frac{A}{Hp} \quad [2]$$

donde A es el área de la sección transversal del valle en el punto del perfil escogido, H es la diferencia entre la cota máxima y la cota mínima de la sección y p es su perímetro.

En la Sierra de Béjar se han realizado 27 perfiles longitudinales siguiendo las líneas de máximo flujo obtenidas a partir de indicadores geomorfológicos (Fig. 5) y se han trazado 192 perfiles transversales a los que se ha calculado su factor de forma. Para el cálculo de todos estos parámetros se ha utilizado el MDE (PNOA, 2007) con un tamaño de malla de 5 m.

De acuerdo con este procedimiento el valor del espesor obtenido se sobreestima en un promedio de 0,78, si bien presenta un valor extremo de 1,99.

Sin embargo, este modelo no es aplicable en las zonas donde la excavación fue escasa (el hielo no quedaba confinado) y el máximo glaciar está determinado únicamente por los depósitos periféricos de bloques dispersos. En este caso,

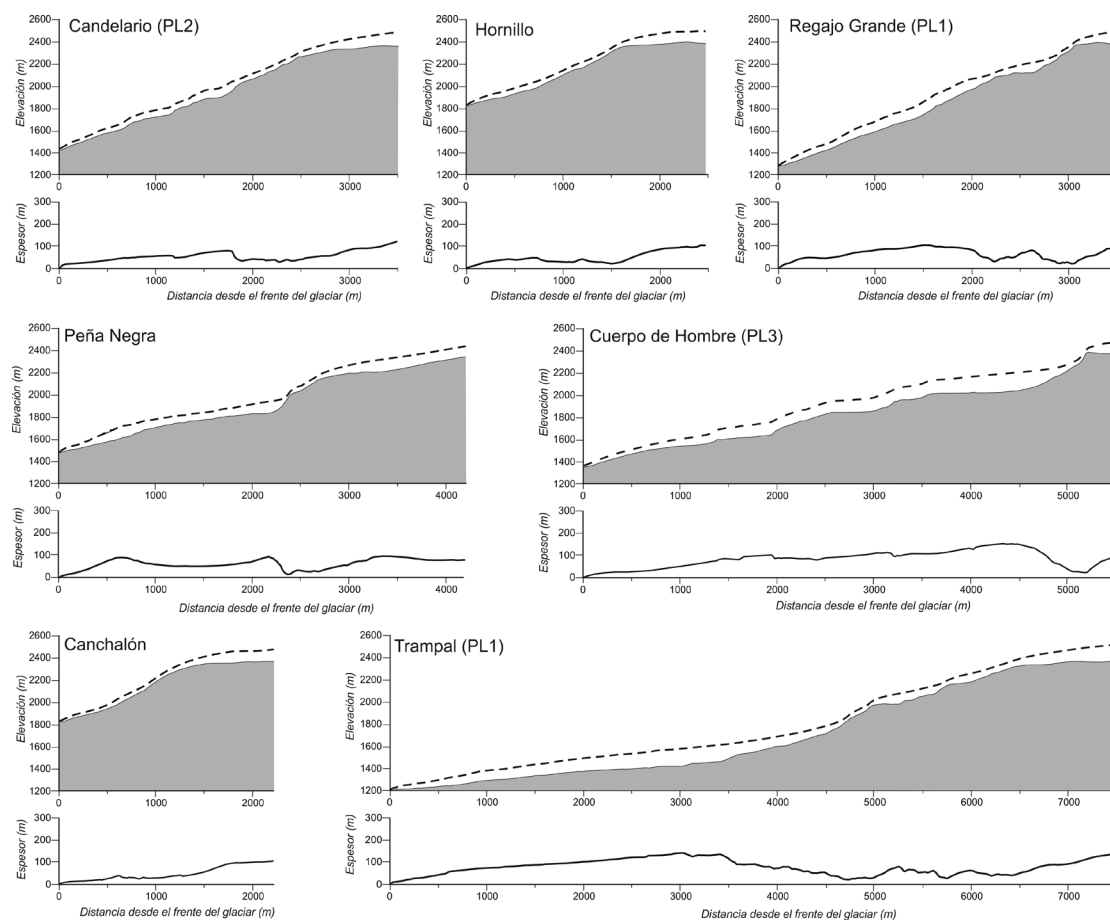


Figura 5 Ejemplos de perfiles longitudinales de los paleoglaciares de la Sierra de Béjar. En cada caso se ha representado el perfil (gráfica superior) y el espesor obtenido (gráfica inferior). La superficie de hielo reconstruida está representada mediante línea discontinua, la topografía del lecho subglaciar en color gris y el espesor de hielo en línea continua.

- Examples of longitudinal profiles from the Sierra de Béjar paleo-glaciers. In each case the profile is shown (upper graph) and the thickness obtained (lower graph). Reconstructed Ice surface (dashed line), bedrock topography in the center of the valley (grey area) and ice thickness (solid line).

para la obtención de la topografía del hielo se ha recurrido al método basado en la distancia al límite de la masa de hielo (OROWAN, 1949; REA *et al.*, 1998; EVANS *et al.*, 2002; McDOUGALL, 1995). De acuerdo con ello, se han realizado 6 perfiles longitudinales correspondientes a la Dehesa Boyal, Collado de la Nijarra, El Canterón y Las Cobatillas.

Para obtener la geometría final de la masa de hielo, se implementa un SIG con los datos obtenidos a partir de los 33 perfiles longitudinales. Posteriormente fue interpolado a un MDE con un tamaño de malla de 50 m² (GOLLEDGE, 2007; CARRASCO *et al.*, 2010, 2011) utilizando ArcGIS 10. El espesor de la masa de hielo se obtuvo mediante la sustracción de la superficie topográfica actual y el MDE de la superficie de hielo.

La cartografía final de la meseta de hielo de la Sierra de Béjar, ha sido la base para calcular de forma precisa la altura de la línea de equilibrio (ELA) mediante el método AAR (*Accumulation Area Ratio*, PORTER, 1975; NESJE, 2007) y AABR (*Area Altitude Balance Ratio*, OSMASTON, 1975; FURBISH & ANDREWS, 1984).

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El principal resultado de este trabajo ha sido la cartografía de la masa de hielo, calculando sus espesores durante el máximo glaciar (MG), siguiendo los procedimientos que ya se han descrito en la metodología (Fig. 6a).

La masa de hielo acumulada en la Sierra de Béjar durante el máximo glaciar (MG) ocupó una extensión de 57,40 km². Los espesores de hielo en las grandes cuencas coalescentes presentan valores máximos de 211 m en el paleoglaciar del Duque y 180 en el de Cuerpo de Hombre; en las cimas los valores oscilan entre 60 y 105 m (Fig. 6b). Estos datos permiten deducir que en ese periodo evolutivo estas masas de hielo prácticamente cubrían todo el sustrato rocoso originando una culminación de geometría en domo.

A partir de los indicadores geomorfológicos presentes en los valles, se deduce que la etapa evolutiva posterior corresponde a un retroceso breve y limitado de los glaciares o retroceso menor (RM) con la disminución de los espesores de hielo acumulado en la meseta. Inicialmente esto se interpretó como la desaparición del glaciar de meseta dando paso a una etapa de glaciares de valle (CARRASCO, 1997) y así pudo ocurrir en el sector norte donde los espesores del hielo eran menores. Sin embargo, el trabajo más detallado para abordar la reconstrucción de los paleoglaciares ha permitido establecer una continuidad entre la morrena principal (MP), que representa la mayor estabilización de los glaciares, y las *trimlines* originadas en las cuencas de acumulación del sector sur de la meseta de Béjar. La continuidad de estas *trimlines* entre diferentes valles significa que las masas de hielo

permanecían aún interconectadas durante la etapa de mayor estabilización (ME). Por otra parte, la existencia de esas *trimlines* indica que parte del sustrato de la meseta topográfica ya no estaba cubierto por el hielo y formaba resaltes rocosos tipo *nunataks* lo que es un signo de la presencia de cuencas de acumulación coalescentes formando una meseta tipo *icefield*. (Fig. 7). Otro indicador que sirve para apoyar esta tesis de la exhumación de relieves previamente cubiertos por el hielo, es el notable aumento de aporte de derrubios debidos a procesos extraglaciares o paraglaciares que posibilitaron el desarrollo de la gran morrena principal (MP) (CARRASCO *et al.*, 2010, 2011).

La secuencia evolutiva de estos paleoglaciares se completa con la desconexión progresiva de las cabeceras desapareciendo el glaciar de meseta y dando paso a verdaderos glaciares de valle y circo que, finalmente, quedan reducidos a pequeños glaciares de circo y glaciares rocosos residuales. Estos procesos tienen lugar durante las etapas de deglaciación, representadas por los complejos de morrenas internas o morrenas recesionales (MR).

Nuestras estimaciones sobre la cronología de estos depósitos basadas en los primeros resultados de los trabajos de datación mediante ¹⁰Be, apuntan una edad de $27,2 \pm 2,7$ y $26,7 \pm 2,8$ ka BP para el máximo glaciar (MG); esta cronología solapa parcialmente con los resultados obtenidos mediante dataciones de ³⁶Cl en la Garganta de Gredos (PALACIOS *et al.*, 2011). Sin embargo, ambas difieren de la cronología presentada en Serra da Estrela mediante dataciones de termoluminiscencia, que sitúan el máximo glaciar entre $30,0 \pm 4,5$ y $33,1 \pm 5,0$ ka BP (VIEIRA *et al.*, 2001).

Los valores obtenidos para la estimación de la ELA mediante el método MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraines*) se sitúan en general por encima 1750 m; únicamente los glaciares del Duque-Trampal y Talamanca dan valores inferiores. Con el método AAR resultan valores significativamente más elevados pero con una variabilidad muy alta. Los valores espacialmente más homogéneos se obtienen por el método AABR, pues evitan los posibles errores debidos al efecto hipsométrico del método AAR. Esto está de acuerdo con las conclusiones obtenidas por otros investigadores a partir de los trabajos realizados en campos de hielo (*plateau icefield*) (BENN & GEMMELL, 1997; REA & EVANS, 2007).

El valor obtenido de la ELA regional para los glaciares de la Sierra de Béjar a partir de un análisis estadístico ANOVA es de 2010 msnm para BR 1.5. Este resultado difiere del BR utilizado en la reconstrucción de la ELA en la meseta glaciar de Serra da Estrela en Portugal (VIEIRA, 2008). En este caso ha utilizado un BR 2 asumiendo que es representativo de los glaciares actuales de latitudes medias con un clima de influencia marítima (BENN & GEMMELL, 1997; REA, 2009). De haber utilizado un BR 2, en la Sierra de Béjar el valor promedio de la ELA sería sensiblemente más bajo (1980 m).

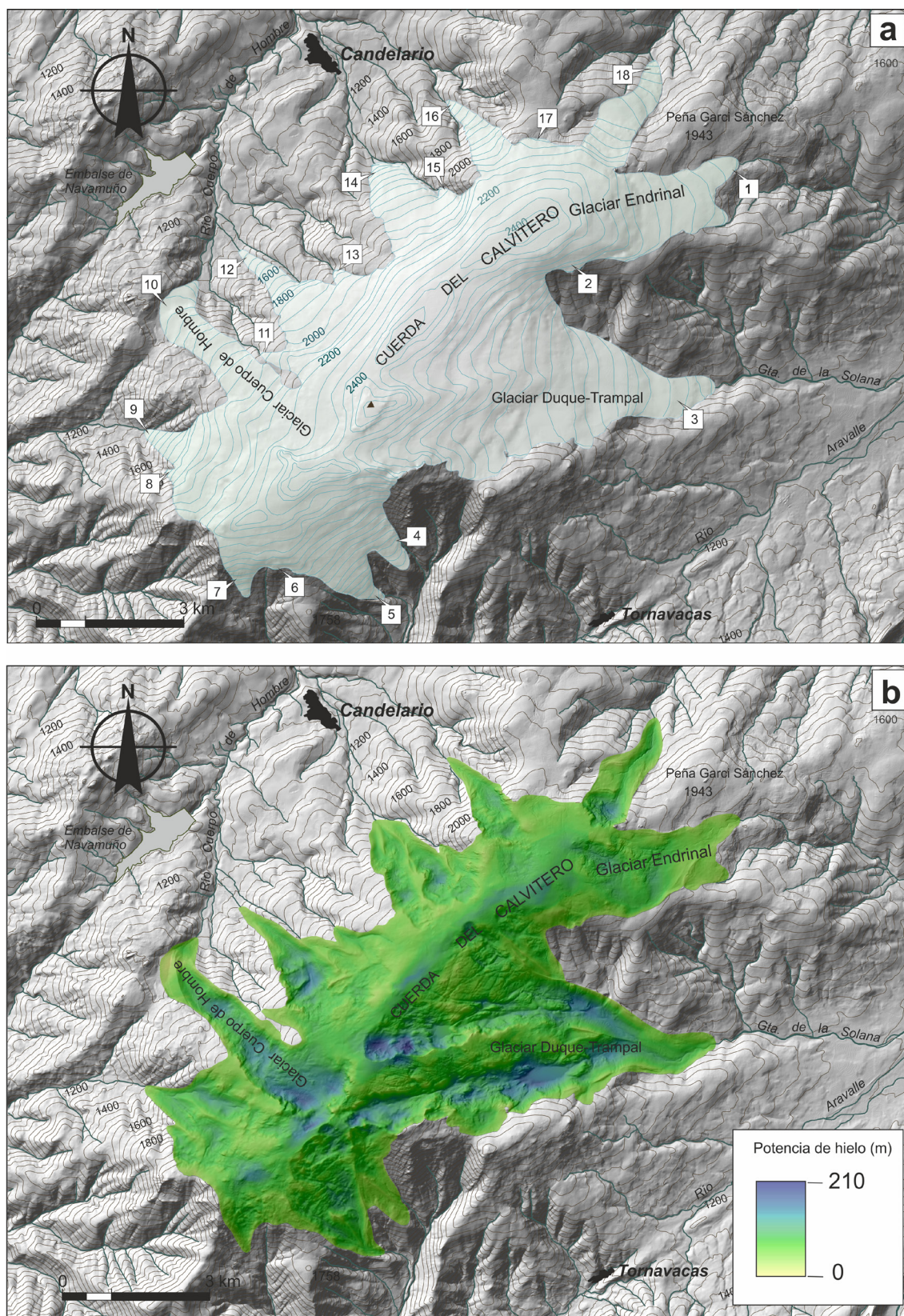


Figura 6. Cartografía de la meseta glaciar de la Sierra de Béjar durante el máximo glaciar (MG): a, isohipsas correspondientes a la topografía de la masa de hielo; b, espesores obtenidos para la masa de hielo. 1. Endrinal; 2. Dehesa Boyal; 3. Duque-Trampal; 4. Talamanca; 5. Regajo Grande; 6. Collado de la Nijarra; 7. Nijarra; 8. Pinajarro; 9. Espinarejo; 10. Cuerpo de Hombre; 11. Canterón; 12. Regajo Vicioso; 13. Hornillo; 14. Candelario; 15. Canchalón 16. Oso; 17. Las Cobatillas; 18. Peña Negra.

- Cartography of the Sierra de Béjar plateau icefield during the Glacial Maximum (GM): a, contours to the topography of ice mass; b, thicknesses obtained for mass of ice.



Figura 7. Vista general de la cima sur de la altiplanicie de la Sierra de Béjar. Se puede observar la interconexión entre los circos de los paleoglaciares de Cuerpo de Hombre (a la derecha) y Duque-Trampal (a la izquierda).
 - General view of the southern summit of the Sierra de Béjar plateau. It can see the interconnection between the cirques of Cuerpo de Hombre (right) and Duque-Trampal (left) paleoglaciers.

Sin embargo, la Sierra de Béjar es una montaña mediterránea localizada en el interior de la Meseta Ibérica en la que la influencia marítima es escasa debido al aumento del factor continentalidad. Por tanto, su glaciario no puede considerarse como equiparable estrictamente al de latitudes medias con influencia marítima, como se asume en el caso de Serra da Estrela y también en otras montañas del Meseta Ibérica como las de Sanabria (COWTON *et al.*, 2009).

En principio estas diferencias en los valores de las ELAs y las hipsometrías de esos indicadores geomorfológicos se explican por los efectos de la meridionalidad y la continentalidad. Sin embargo, considerando que actualmente la precipitación media anual de la Sierra de Béjar es similar a la de Serra da Estrela y Sanabria, entre 1400-1800 mm (AEMET/IM 2011), no se descarta que alguna de esas diferencias tenga un origen asociado a las modificaciones en los patrones de circulación atmosférica durante los periodos glaciares y a sus efectos en la regiones mediterráneas, tema aún en discusión (ver al respecto: BUTZER, 1957; RUDDIMAN & MCINTYRE, 1981; HUGHES & BRAITHWAITE, 2008; FELIS & RIMBU, 2010).

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, los 50 m de descenso que experimenta la ELA en las vertientes orientales (las más expuestas a las situaciones climáticas del sureste) de la Sierra de Béjar frente a las occidentales (más expuestas a las situaciones climáticas del noroeste), pueden explicarse como un exceso de acumulación debida a la deriva de la nieve por los vientos predominantes del noroeste.

Finalmente, la homogeneidad de los valores obtenidos para el factor de forma, puede explicarse por el predominio en la Sierra de Béjar de los materiales cristalinos transformados por los procesos de meteorización. Los valores más elevados (>0,65) están asociados a las áreas que presentan una densa red de fracturación y por tanto son menos resistentes a la erosión. Por el contrario, los valores inferiores a 0,40 se asocian con los procesos de erosión diferencial en las

litologías más resistentes (granodioritas de grano fino y esquistos cuarcíticos).

6. CONCLUSIONES

Durante el último ciclo glacial (Pleistoceno Superior), en la Sierra de Béjar se generó un glaciar de montera que presentaba notables diferencias entre el sector norte y sur. En el primero fue más próximo a una meseta tipo domo (*plateau icecap*) con escasos condicionantes topográficos, en el segundo era un sistema de glaciares de valle coalescentes en cabecera, es decir, un campo de hielo (*plateau icefield*).

En el máximo glacial (MG), estimado aquí entre $27,2 \pm 2,7$ y $26,7 \pm 2,8$ ka BP, la meseta de hielo tenía una extensión 57,40 km², con unos espesores de hasta 211 m en las cuencas coalescentes y 105 m en la zona de plataforma o altiplano topográfico. Estos volúmenes de hielo permiten deducir que en ese periodo evolutivo, los hielos cubrían prácticamente todo el sustrato rocoso originando una culminación cuya geometría era próxima a un glaciar de meseta en domo (*plateau icecap*). Como muestran los indicadores geomorfológicos (morrenas, umbrales, *trimlines*), en la etapa inmediata posterior previa a la mayor estabilización, se produjo un retroceso limitado de los glaciares. Esto dio lugar a una disminución del espesor de hielo y la meseta pasó a ser mayoritariamente un campo de hielo (*plateau icefield*). Este tránsito de un glaciar de meseta tipo domo (*icecap*) a otra tipo campo de hielo (*icefield*), es un proceso confirmado en algunos paleoglaciares de las mesetas escocesas (GOLLEDGE, 2007). Tras esa etapa, ya en la deglaciación, las cuencas fueron desconectándose dando lugar a glaciares de valle y finalmente de circo. Por tanto, esta secuencia evolutiva establece una etapa de transición hacia los glaciares de valle que no se había identificado en las secuencias propuestas previamente para esta zona (CARRASCO, 1997) u otras similares (COWTON *et al.*, 2009).

La ELA regional para los glaciares de la Sierra de Béjar es de 2010 msnm para BR 1.5. De haber utilizado un BR 2 en la Sierra de Béjar, el valor promedio de la ELA sería sensiblemente más bajo (1980 m). Sin embargo, la Sierra de Béjar es una montaña mediterránea en la que la influencia marítima es escasa debido al aumento del factor continentalidad. Por tanto, su glaciario no puede considerarse como equiparable estrictamente al de latitudes medias con influencia marítima, que es donde se utiliza normalmente un BR 2. De acuerdo con ello, las notables diferencias entre la ELA regional en la sierra de Béjar y las que se estiman en otras montañas correlacionables como Serra da Estrela o Sanabria-La Cabrera-Segundera debe explicarse inicialmente en base al factor continentalidad.

AGRADECIMIENTOS

A las autoridades del Parque Regional de la Sierra de Gredos de la JCYL y al Ayuntamiento de Candelario. Este trabajo constituye una contribución a los proyectos de investigación CGL2008-03396/BTE financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y PII109-0138-6113 financiado por la Consejería de Educación y Ciencia de la JCCM.

Los autores quieren agradecer la labor de los revisores, el Dr. José Francisco Martín Duque y el Dr. Pedro Martínez Santos de la Universidad Complutense de Madrid, cuyos comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar este trabajo.

Recibido el día 18 de julio de 2011

Aceptado el día 20 de octubre de 2011

Publicado en formato electrónico el día 21 de noviembre de 2011

BIBLIOGRAFÍA

- ACKERLY, S.C. 1989. Reconstructions of mountain glacier profiles, northeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 561-572.
- AEMET/IM. 2011. *Atlas Climático Ibérico- Iberian Climate Atlas*. 80 págs. AEMET & IM. Madrid.
- BENN, D.I. & GEMMELL, A.M.D. 1997. Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology* (<http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>).
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. 2010. *Glaciers & Glaciation*. 816 págs. Hodder Education. London.
- BENN, D.I. & HULTON, N.R.J. 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences*, **36**: 605-610.
- BUTZER, K.W. 1957. Mediterranean pluvials and the general circulation of the Pleistocene. *Geografiska Annaler*, **39**: 48-53.
- CARRASCO, R.M. 1997. *Estudio Geomorfológico del Valle del Jerte (Sistema Central Español): secuencia de procesos y dinámica morfo-genética actual*. 343 págs. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- CARRASCO, R.M. & PEDRAZA, J. 1995. Morfología glaciar de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. In: T. ALEIXANDRE & A. PÉREZ-GONZÁLEZ, Eds. *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. págs. 227-238. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. Madrid.
- CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., WILLENBRING, J., RAZOLA, L., EDWARDS, L., WANG, Y., FAIRCHILD, I.J., BAKER, A., RUIZ-ZAPATA, M.B. & CENTENO, J. 2009. Chronology and causes of the Last Glacial Maximum in Spanish Central System: the project methodology. *7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG)*. Conference Abstracts, Melbourne: IAG (<http://www.geomorphology2009.com>).
- CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., SANZ-SANTOS, M.A., DOMINGUEZ-VILLAR, D. & WILLENBRING, J. K. 2010. El glaciar de Cuerpo de Hombre (Sierra de Béjar, Sistema Central Español) durante la deglaciación: génesis primaria del till supraglaciar de Los Hermanitos. *Geogaceta*, **49**: 39-42.
- CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J. & DOMÍNGUEZ-VILLAR, D. 2011. The supraglacial debris supply in Cuerpo de Hombre paleoglacier (Spanish Central System). Reconstruction and interpretation of a rock avalanche event. *Geophysical Research Abstracts* **13**, EGU2011-1808 (<http://www.geophysical-research-abstracts.net/volumens.html>).
- CASAS-SAINZ, A.M. & DE VICENTE, G. 2009. On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics*, **474**: 214-235.
- COWTON, T., HUGHES, P.D. & GIBBARD, P.L. 2009. Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, **108**: 282-291.
- DAVEAU, S. 1971. La glaciación de la Serra da Estrela. *Finisterra*, **6**: 5-40.
- FELIS, T. & RIMBU, N. 2010. Mediterranean climate variability documented in oxygen isotope records from northern Red Sea corals—A review. *Global and Planetary Change*, **71**: 232-241.
- FURBISH, D.J. & ANDREWS, J.T. 1984. The use of hypsometry to indicate long term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, **30**: 199-211.
- GOLLEDGE, N.R. 2007. An ice cap landsystem for palaeoglaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, **26**: 213-229.
- HUGHES, P.D. & WOODWARD, J.C. 2008. Timing of glaciación in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, **23**: 575-588.
- LAUTENSACH, H. 1929. Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **17**: 324-369.
- NYE, J.F. 1952. A method of calculating the thickness of ice-sheets. *Nature*, **169**, 529-530.
- NESJE, A. 2007. Paleo ELAs. In: S.A. ELIAS, Ed. *Encyclopedia of Quaternary Science*. págs. 882-892. Elsevier. Amsterdam.
- OSMASTON, H. 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance

- Index methods and their validation. *Quaternary International*, **138-139**: 22–31.
- PALACIOS, D., MARCOS, J. DE & VÁZQUEZ-SELEM, L. 2011. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, **233**: 16-26.
- PEDRAZA, J. 1994. Geomorfología del Sistema Central. In: M. GUTIÉRREZ ELORZA, Ed. *Geomorfología de España*. págs. 63-100. Rueda. Madrid.
- PEDRAZA, J. & CARRASCO, R.M. 2005. El glaciario pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **13(3)**: 278-288. (<http://www.raco.cat/index.php/ect/article/viewFILE/89053/133821>).
- PEDRAZA, J., CARRASCO, R.M., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D. & WILLENBRING, J. K. 2011. Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Spanish Central System. XVIII INQUA, Abstract, ID 1438, Bern, Switzerland. (<http://www.inqua2011.ch/?a=programme&subnavi=abstract&id=1438>).
- REA, B.R. & EVANS, D.J.A. 2007. Quantifying climate and glacier mass balance in North Norway during the Younger Dryas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **246**: 307–330.
- REA, B.R. 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, **28**: 237–248.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. 1981. The North Atlantic during the last deglaciation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **35**: 145–214.
- SCHILLING, D.H. & HOLLIN, J. 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In: G.H. DENTON & HUGHES, Eds. *The Last Great Ice Sheets*, págs. 207–220. Wiley. New York.
- SUGDEN, D.E. & JOHN, B.S. 1976 *Glaciers and Landscape*. 376 págs. Arnold. London.
- VAN DER VEEN, C.J. 1999. *Fundamentals of Glacier Dynamics*. 462 págs. Balkema. Rotterdam.
- VIEIRA, G. 2008. Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*, **97**: 190–207.
- VIEIRA, G., FERREIRA, A.B., MYCIELSKA-DOWGIALLO, E., WORONKO, B. & OLSZAK, I. 2001. Thermoluminescence dating of fluvio-glacial sediments (Serra da Estrela, Portugal). *Actas V REQUI-I COPLI*, págs 85-88. Lisbon. Portugal.
- VILLASECA, C. 2003. Sobre el origen del batolito granítico del Sistema Central Español. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, **98**: 23-39.
- VILLASECA, C., BARBERO, L. & HERREROS, V. 1999. A re-examination of the typology of peraluminous granite-types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **89**: 113-119.

