



**LA CRONOLOGÍA DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAR
EN LAS MONTAÑAS DEL SUR DE EUROPA.
UNA REVISIÓN**

*The chronology of the last glacial cycle in the Southern European
mountains. A review*

J. M. García-Ruiz, A. Moreno, P. González Sampériz, B. Valero Garcés &
C. Martí Bono

Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apartado 13034, 50080 Zaragoza

Resumen: Este trabajo revisa las principales cronologías glaciares obtenidas en los macizos montañosos del sur de Europa mediante diferentes procedimientos. Los resultados permiten distinguir entre (i) glaciares que alcanzan su máxima extensión hacia 50,000 o incluso 80,000 años BP, es decir, con mucha antelación al Último Máximo Global, y (ii) glaciares que coinciden en su máximo avance con el Último Máximo Global (20,000-18,000 años calendario BP). En los primeros se han datado depósitos glaciolacustres y depósitos morrénicos mediante radiocarbono, OSL y series de Uranio-Torio, mientras en los segundos se ha datado la edad de exposición de superficies y bloques mediante elementos cosmogénicos (^{10}Be y ^{36}Cl). Los autores concluyen que un máximo muy anticipado en las montañas mediterráneas sería posible teniendo en cuenta su alta sensibilidad frente a cambios climáticos durante el último ciclo glacial. Sin embargo, las diferencias entre glaciares situados en montañas del sur de Europa no pueden explicarse sólo atendiendo a factores geográficos (latitud, exposición) o de circulación general atmosférica. También hay que considerar los posibles errores en los distintos procedimientos de datación o las peculiares características de algunos de los puntos de muestreo seleccionados.

Palabras clave: Cronología glacial, Último Máximo Global, Radiocarbono, OSL, Cosmogénicos, Montañas mediterráneas.

Abstract: This paper reviews the available glacial chronology in the Southern European mountains based on different dating procedures. The results distinguish between glaciers that reach their maximum extent ca. 50,000 or even 80,000 years B.P., that is, much earlier than the global Last Glacial Maximum, and (ii) glaciers whose maximum advance coincides with the global Last Glacial Maximum (20,000 – 18,000 cal. years BP). In the former ones glaciolacustrine and morainic deposits were dated using radiocarbon, OSL and U-Th series techniques, whereas in the second ones cosmogenic exposure ages of surfaces and boulders were obtained.



J. M. García-Ruiz, A. Moreno, P. González Sampériz, B. Valero Garcés &
C. Martí Bono (2010). La cronología del último ciclo glacial en las montañas del sur de
Europa. Una revisión. *Rev. C. & G.*, 24 (1-2), 35-46.

The authors conclude that an early maximum advance of the Southern European glaciers would be possible taking into account their high sensitivity to climate changes during the last glacial cycle. Nevertheless, the differences between the glaciers located in the Southern European mountains can not be only explained by the geographic location (latitude, exposure) and the changes in the General Atmospheric Circulation. Errors in the dating procedures or in the selection of the sampling points have to be evaluated as responsible for the remarkable differences between Mediterranean mountains.

Keywords: Glacial chronology, Last Glacial Maximum, Radiocarbon, OSL, Cosmogenics, Mediterranean mountains.

1. Introducción

Recientemente, Hughes y Woodward (2008) han publicado una revisión de la cronología del último ciclo glaciar en las montañas mediterráneas. Estos autores han trabajado sobre todo en los Balcanes (Grecia y Montenegro) (por ejemplo, Woodward *et al.*, 1992; Hughes *et al.*, 2006 a; Woodward *et al.*, 2008) y han llevado a cabo varios esfuerzos de interpretación global del glaciario en el Mediterráneo durante el Pleistoceno Superior (Hughes *et al.*, 2006 b; Hughes *et al.*, 2006 c). Sus trabajos han despertado el interés de la comunidad científica especializada en el estudio de los glaciares pleistocenos debido a que en las montañas mediterráneas se produce una clara confrontación entre dos grupos bien diferentes de resultados en cuanto a la datación de los eventos más importantes del último ciclo glaciar.

Durante décadas se dio por supuesta la sincronía entre el avance del *inlandsis* escandinavo y el de los glaciares del sur de Europa. Sin embargo, desde los años ochenta del siglo XX el empleo de procedimientos de datación cada vez más sofisticados introdujo crecientes dudas acerca de esa sincronía. En la actualidad, es notable el contraste existente entre dos grupos de dataciones: (i) las que mantienen una correlación temporal muy próxima al Último Máximo Global (en torno a 20,000-18,000 años BP), y (ii) las que atribuyen una edad mucho más temprana a la máxima expansión de los glaciares en las montañas mediterráneas y en otros macizos del mundo (en torno a 50,000 e incluso hasta más de 80,000 años BP). Este trabajo es una revisión y recopilación de las fechas obtenidas para el Último Máximo

Glaciar en las montañas del sur de Europa y discute las posibles contradicciones.

2. Las teorías clásicas y las dataciones iniciales

Desde finales del siglo XIX se ha discutido mucho acerca del número y datación de los ciclos glaciares en las montañas del sur de Europa, especialmente en los Pirineos, (Martí Bono, 1996). Sin embargo, hasta mediados de los años ochenta la discusión fue muy especulativa, apoyada en la posición relativa de los depósitos glaciares, su relación con terrazas fluviales y algunos rasgos como el color, el grado de frescura del depósito y su forma). En todo caso, se consideró como normal la correspondencia entre las etapas glaciares pirenaicas y las de los Alpes, hasta el punto de que términos como Mindel, Riss y Würm han sido habituales a la hora de fechar algunos depósitos y periodos glaciares.

El trabajo pionero de Penck (1883) en los Pirineos llega a la conclusión de que hubo tres fases glaciares, debido a la existencia de terrazas escalonadas que, durante mucho tiempo, tanto en España como en el resto de Europa, se han relacionado con los grandes cambios morfológicos causados por la alternancia de fases glaciares e interglaciales. Además, este autor encontró en un valle afluente del Gállego unos bloques de origen claramente morrénico a mucha distancia del eje del valle principal, que atribuyó a una etapa muy antigua, denominada posteriormente *pre-pleniglacial* por Serrano (1992). En el mismo valle del Gállego, Panzer (1926) ya señaló que la de Senegüé no era la morrena más externa, pues el glaciar se había extendido varios

kilómetros más al sur, como más tarde apuntaron Barrère (1966), Martí Bono (1996) y Serrano (1998).

En el valle del Aragón, Panzer (1926) planteó la existencia de dos glaciaciones diferentes (Riss y Würm) separadas por un interglaciar a partir del estudio del complejo morrénico de Castiello de Jaca. Las dos glaciaciones se identificaban en otras tantas grandes morrenas frontales, la más externa enlazando con la terraza de 60 m sobre el río Aragón y la interna con la terraza de 20 m. Esas morrenas fueron denominadas M1 y M2 respectivamente por Llopis Lladó (1947), quien también llamó m1, m2, m3 y m4 a otros tantos arcos menores. En cambio, para Barrère (1963) sólo cabía hablar de una única glaciación con distintos episodios de reavance o estancamiento, pues no acepta el enlace descrito por Panzer (1926) y Llopis Lladó (1947) entre las morrenas del valle del Aragón y los dos niveles de terrazas. De acuerdo con Barrère (1963), el glaciar, en el momento de su máximo avance, habría venido a apoyarse sobre un flanco preexistente de la terraza de 60 m, dando lugar a una engañosa continuidad topográfica. No obstante, estudios detallados de Höllermann (1971) y Martí Bono (1973) confirmaron el carácter fluvio-glaciar de la terraza de 60 m, de manera que, con independencia de que la morrena más externa enlazase o se empotrara contra la terraza de 60 m, no cabía duda de la existencia de dos fases glaciares bien diferenciadas. De edades no se tenía ninguna información, aunque se suponía que, durante el último ciclo glaciar, los avances del inlandsis escandinavo o de las lenguas glaciares alpinas tenían su respuesta paralela en los glaciares pirenaicos.

Sin embargo, los trabajos de Etlicher y De Goer de Hervé (1988) en el Macizo Central francés y de Seret *et al.* (1990) en los Vosgos cambiaron algunos esquemas cronológicos, al considerar la posibilidad de que el último máximo glaciar no se hubiera alcanzado a la vez en toda la Tierra, ya que presentaron dataciones de radiocarbono anteriores a 30,000 años BP para el máximo avance glaciar de esas zonas. De hecho, no debe olvidarse que Mardones y Jalut (1983) ya habían aportado mediante radiocarbono unas fechas sorprendentes

para la época en el frente morrénico del valle de Pau, cerca de Lourdes: 38,400 años BP cerca de la base de la secuencia lacustre cerrada por las morrenas de piedemonte (con una extrapolación de 45,000 años BP en la base de ese depósito). Además, atribuyeron una edad de entre 50,000 y 70,000 años BP para las morrenas. La máxima extensión de los glaciares pirenaicos sería, pues, anterior en varios miles de años (entre 30 y 50,000) al máximo global. En la misma época, Vilaplana (1983) dató mediante radiocarbono el depósito de obturación glaciolacustre de Llestui (valle del Noguera Ribagorzana), que no corresponde al momento de máxima expansión del hielo, entre 34,000 y 31,500 años BP, si bien un trabajo posterior de Bordonau *et al.* (1993) lo fechó en $21,650 \pm 900$ años BP. Por su parte, Montserrat (1992) y Bordonau (1992) aportaban nuevas fechas que insistían en la misma dirección. Montserrat (1992) estudió en detalle el depósito glaciolacustre de Tramacastilla, en un interfluvio entre los valles de Escarra y Lana Mayor, afluentes a su vez del gran glaciar del Gállego. Este autor dató, también mediante radiocarbono, la base del depósito glaciolacustre en $29,400 \pm 600$ años BP, fecha en la que el interfluvio ocupado por el lago quedó libre del hielo. Para entonces debía hacer muchos años que se había alcanzado la máxima extensión de los glaciares de Escarra y Lana Mayor. De hecho, unos 100 m por encima del lago se localizan unas morrenas laterales que debieron corresponder al máximo avance del glaciar (García Ruiz *et al.*, 2001). Montserrat (1992) también dató en 20,800 años BP los sedimentos que rellenaban una dolina en el fondo del valle del Gállego, en el umbral karstificado de Búbal, lo que significa que, de aceptar como válida esa fecha, el glaciar del Gállego habría alcanzado unas dimensiones modestas durante el Último Máximo Global.

Algunas de estas dataciones, especialmente la de Mardones y Jalut (1983), fueron criticadas por Turner y Hannon (1988) al estudiar la vegetación del suroeste de Europa, sugiriendo que las fechas estaban envejecidas por un efecto de aguas duras (*hard-water effect*) o por mezcla de materia orgánica reabajada. Este último argumento ha sido posteriormente reiterado por Pallàs *et al.* (2007).

3. Las dataciones recientes

Con la información obtenida parecía claro que el máximo glaciar se había alcanzado mucho antes en el Pirineo que en el centro y norte de Europa. Eso no significa que durante el último máximo glaciar global (ca. 20,000 – 18,000 años BP) los glaciares pirenaicos no hubieran experimentado también un avance. De hecho, el estudio detallado de los depósitos morrénicos en el valle de Escarra muestra un claro reavance muy posterior al máximo, con potentes morrenas laterales, aunque sin alcanzar las mismas dimensiones (García-Ruiz *et al.*, 2003). Algunos trabajos más recientes vinieron a corroborar los resultados de los años ochenta y principios de los noventa.

En efecto, González-Sampérez *et al.* (2006) estudiaron en detalle las características sedimentarias y el contenido palinológico del depósito glaciolacustre de El Portalet, en la cabecera del valle del Gállego. Se trata de un antiguo lago de origen glaciar en el fondo de un circo, hoy relleno de sedimentos. La base del depósito se dató en 32,977 años BP, que sería la fecha de inicio de la sedimentación tras la fusión del glaciar. Además, un hiato en la secuencia lacustre se interpretó como consecuencia de la erosión provocada por un reavance glaciar en $19,250 \pm 120$ años BP. Muy cerca de El Portalet se localiza una turbera en el fondo del mismo valle del Gállego (Turbera del Corral de las Mulas). Esta turbera está asociada a un gran movimiento en masa que bloqueó temporalmente el curso del río Gállego, y se dató en $20,120 \pm 150$ años BP, indicando que durante el máximo avance global el glaciar del Gállego quedaba muy confinado espacialmente a áreas de cabecera exclusivamente (García-Ruiz *et al.*, 2003). Estas dataciones fueron obtenidas mediante radiocarbono en fragmentos de materia orgánica o en muestras de polen concentrado, por lo que el efecto de aguas duras se descartaría. Además, estas fechas se complementan con otras obtenidas mediante OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) en el mismo valle del Gállego. Así, Peña *et al.* (2003) dataron la morrena frontal de Aurín en 85,000 años BP, y la de Senegüé, que representa un nuevo reavance próximo al máximo, en torno a 36,000 años BP. Además, una terraza del río Gállego se ha datado en $68,000 \pm 7,000$ años BP

(Lewis *et al.*, 2009). En el valle del Cinca, Sancho *et al.* (2003) dataron en $62,700 \pm 3,900$ años BP unas arenas fluvio-glaciares en el frente de avance máximo de los glaciares en Salinas de Sin, descrito por Martí-Bono y García-Ruiz (1993). Esta fecha, obtenida mediante OSL, guarda buena relación con las dataciones realizadas en algunas de las terrazas del Cinca medio, cuya edad media es de $64,000 \pm 4,000$ años (Sancho *et al.*, 2003). En definitiva, de acuerdo con las fechas obtenidas por Lewis *et al.* (2009) la glaciación en el Pirineo habría experimentado cuatro fases: (i) entre 90,000-80,000 años BP, (ii) en torno a 64,000 años BP (estadio isotópico 4), (iii) hacia 36,000 años BP (estadio isotópico 3), además de un reavance de cierta entidad coincidiendo con el Último Máximo Global (entre 22,000 y 17,000 años BP). El último avance aparece representado por unos depósitos de loess en el valle del Cinca, que reflejan la existencia de un estadio frío hacia $20,000 \pm 3000$ años BP. Estos autores señalan la excelente correspondencia cronológica entre morrenas y terrazas fluviales. Por último, es interesante tener en cuenta que el último avance glaciar (estadio isotópico 2) enlaza con una terraza de escasa entidad, a diferencia de los avances de los estadios isotópicos 4 y 3, que enlazan con terrazas de notable extensión. Esto sugiere que, efectivamente, el Último Máximo Global tuvo en los Pirineos una impronta menor (Sancho *et al.*, 2008).

En la Cordillera Cantábrica también se han obtenido resultados mediante datación por radiocarbono que pueden considerarse similares a los registrados en el Pirineo. El estudio de Jiménez-Sánchez y Farias (2002) en el Parque Natural de Redes permitió fechar un depósito glaciolacustre bloqueado por una morrena lateral en $34,177 \pm 516$ años BP, que es una edad mínima. En la cuenca de Comella, Picos de Europa, unos depósitos proglaciares se dataron en $40,480 \pm 820$ años BP, mientras que los depósitos glaciolacustres de la base del sondeo del próximo Lago de Enol proporcionaron una edad de 38,000 años BP (Moreno *et al.*, 2010). Estas dataciones significan que el máximo en este sector de la Cordillera Cantábrica también fue notablemente anterior al Último Máximo Glaciar global.

Sin embargo, existen en España otras dataciones obtenidas mediante técnicas diferentes,

pero también en depósitos glaciares, que contrastan con las señaladas hasta ahora. Son dataciones publicadas muy recientemente, que se han obtenido en el Sistema Central y en los Pirineos mediante isótopos cosmogénicos. Así, en la Sierra de Gredos Palacios *et al.* (2007) han datado un depósito morrénico en unos 18,000 años BP, es decir, una fecha muy próxima al Máximo Global. En los Pirineos, las fechas aportadas por Pallàs *et al.* (2007) mediante exposición de ^{10}Be entran en conflicto con las demás publicadas hasta la fecha. El trabajo se basa en el análisis de 25 superficies erosivas y bloques en granodioritas del alto valle del Noguera Ribagorzana. La fecha correspondiente a la máxima expansión de la lengua glaciar durante el último ciclo está en $21,000 \pm 4,400$ años BP para un bloque errático. Otras dataciones para superficies o depósitos más internos oscilan entre 16,000 y 11,000 años BP. Es importante señalar, no obstante, que algunas dataciones aberrantes han tenido que ser desechadas, como es el caso de una edad de $6,600 \pm 1,400$ años BP en la misma unidad estratigráfica

que la datación correspondiente al máximo. De igual forma, las llamadas morrenas de Hospital, cerca del Túnel de Viella y, por lo tanto en una clara posición de cabecera, fueron datadas en $25,300 \pm 2,400$ años BP. Este hecho no descalifica *per se* ni el procedimiento de datación empleado ni los restantes resultados obtenidos en el valle del Noguera Ribagorzana. En todo caso, es evidente que algunos resultados, aunque no todos, se ajustan bien a las fechas aceptadas como correspondientes al Último Máximo Glaciar Global. Más al este, Delmas *et al.* (2008) estudiaron el complejo morrénico del valle del Têt mediante datos obtenidos por exposición de ^{10}Be . Los resultados indican que la máxima expansión de las masas glaciares coincidió con el Máximo Global, es decir, durante el estadio isotópico marino 2.

También mediante datación con cosmogénicos de superficies rocosas pulidas y de bloques localizados sobre morrenas se han obtenido fechas relacionadas con la glaciación de los macizos de Queixa (Galicia) y Xurés (entre Galicia y Portugal), en el noroeste de la Península Ibérica



Figura 1. Localización de los macizos montañosos citados en el trabajo. 1: Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). 2: Sierra de Gredos (Sistema Central). 3: Valles del Aragón y del Gállego (Pirineo Centro-occidental). 4: Valles del Cinca y Noguera Ribagorzana (Pirineos Centrales). 5: Valle del Têt (Pirineo Oriental). 6: Gran Sasso (Apeninos). 7: Macizo de Durmitor (Montenegro). 8: Montes Pindo (Grecia). 9: Monte Sandiras (Turquía). 10: Montañas Kaçkar (Turquía).

Figure 1. Location of the mountain massifs cited in this paper.

(Vidal Romaní *et al.*, 1999). Las dataciones permiten distinguir glaciaciones antiguas, anteriores al último ciclo glaciar: La más antigua procede de la Sierra de Xurés y se sitúa en el estadio isotópico 8, en torno a $238,300 \pm 17,200$ años BP; y en ambas sierras hay fechas del estadio isotópico 6, entre 126,000 y 162,000 años BP. También se han registrado glaciaciones más modernas, aunque con una gran variabilidad temporal y un alto intervalo de error $21,600 \pm 16,800$ años BP y $15,400 \pm 6,900$ años BP, que no necesariamente corresponden a ningún momento del Último Máximo Glaciar. Por último, la base de un depósito glaciolacustre en la Sierra de Queixa se ha datado en $13,400 \pm 400$ años BP mediante radiocarbono (Vidal-Romaní y Santos-Fidalgo, 1994).

En el resto de las montañas del sur de Europa también se mantiene el conflicto cronológico, muy relacionado con los sistemas de datación. Así, en el valle de Campo Imperatore (Gran Sasso, Apeninos Centrales), Giraudi y Frezzotti (1997) dataron en $27,230 \pm 868$ años BP la máxima extensión del glaciar. Otros avances y estabilizaciones se han fechado entre 20,000 y 10,000 años BP. Ninguna de las dataciones obtenidas hasta ahora en las montañas de Montenegro (en torno a los picos de Meded y Savin Kuk) aclara nada del problema cronológico de los glaciares mediterráneos. En esta zona, las fechas han sido obtenidas mediante series de Uranio-Torio y corresponden a morrenas de entre 10,605 y 9575 años BP, es decir, formadas durante el último episodio frío del Tardiglaciar (Dryas Reciente) o ya en pleno Holoceno, con extensiones parecidas a las alcanzadas por los mismos glaciares durante las Pequeña Edad de Hielo (Hughes y Woodward, 2008). No obstante, estos autores apuntan la existencia de más fechas aún no publicadas, obtenidas también con series de Uranio, que llevan hasta el Pleistoceno Medio.

En las montañas de Grecia las referencias cronológicas más importantes pertenecen a Woodward *et al.* (2004), y Hughes *et al.* (2006 b) y son el resultado de aplicar métodos de datación por termoluminiscencia y series de Uranio para fechar tanto cementos secundarios de calcita como acumulaciones arenosas en depósitos fluviales aguas debajo de los frentes glaciares. Los resultados, obtenidos en la cuenca de Voidomatis, en la vertiente sur del pico Tymphi (Montes Pindo),

apuntan la existencia de tres estadios aluviales que sugieren agradación fluvial como respuesta a un aumento de los aportes sedimentarios desde la parte glaciada de la cuenca: (i) $80,000 \pm 7,000$ años BP, (ii) $53,000 \pm 4,000$ años BP, y (iii) entre 28,200 y 24,300 años BP. Esta cronología no queda muy lejos de las etapas definidas para los Pirineos por Sancho *et al.* (2003), García-Ruiz *et al.* (2003), Peña *et al.* (2003, 2004) y González-Sampérez *et al.* (2006).

Por último, varios estudios han aportado muy recientemente información cronológica del glaciario en Turquía mediante cosmogénicos. Akçar *et al.* (2007) han obtenido numerosas edades de exposición de ^{10}Be a partir de superficies graníticas en las vertientes meridional (valle Kavron) y septentrional de las montañas Kaçkar, en el nordeste de Turquía. En el valle Kavron el máximo se alcanzó hacia $18,300 \pm 900$ años BP, con un rápido retroceso posterior que limitó el área glaciada a los circos. Nuevos avances se han datado en $13,000 \pm 800$ años BP y $11,500 \pm 800$ años BP. En la vertiente norte se han obtenido fechas muy parecidas, con avance glaciar hasta el $18,800 \pm 1,000$ años BP. De igual forma, en el oeste de Turquía (vertiente septentrional del Monte Sandiras), Sarikaya *et al.* (2008) han datado bloques en la superficie de morrenas mediante el cosmogénico ^{36}Cl y concluyen que el máximo avance del glaciar se alcanzó hacia $20,400 \pm 1,300$ años BP. Desde entonces se produjo un retroceso interrumpido hacia $19,600 \pm 1,600$ y $16,200 \pm 500$ años BP. El empleo de un modelo glaciar sugiere que durante el Último Máximo Glaciar la temperatura fue entre 8,5 y 11,5° más baja y la precipitación media anual, casi el doble que la actual.

4. Una interpretación de los resultados

La Fig. 2 ofrece una síntesis de cronologías glaciares correspondientes a diferentes macizos mediterráneos. Es evidente que, *grosso modo*, puede deducirse la existencia de dos conjuntos de cronologías:

(i) En unos casos el máximo avance glaciar se alcanza muy tempranamente, incluso varias decenas de miles de años antes que el Último

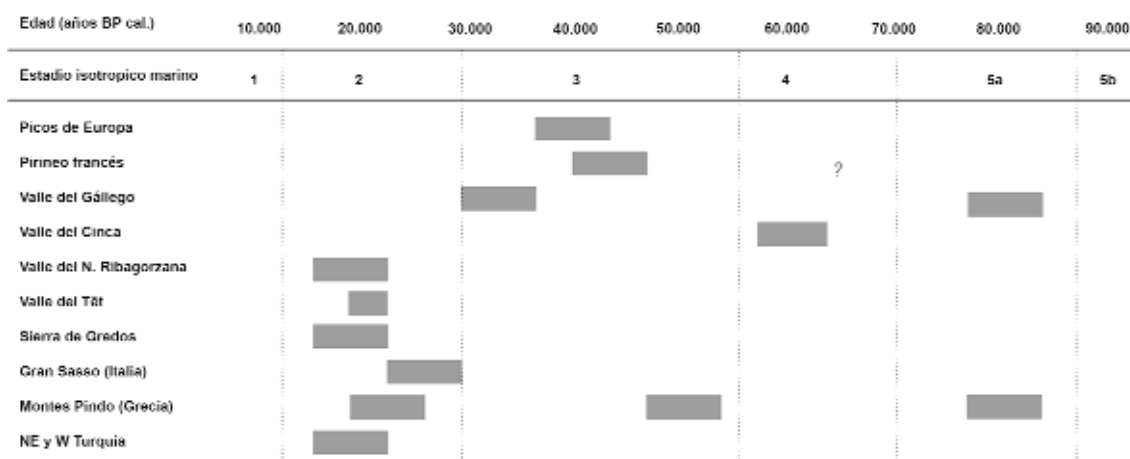


Figura 2. Fechas del máximo avance glaciar obtenidas mediante diferentes métodos en las montañas mediterráneas europeas.
 Figure 2. Dates of the maximum glacier advances obtained by different methods in the European Mediterranean mountains.

Máximo Global, probablemente entre 50,000 y 60,000 años BP, o incluso en torno a 80,000 años BP. Así sucede con las dataciones obtenidas en el Pirineo Central aragonés (valles del Gállego y del Cinca), Pirineo francés (valle de Pau), Cordillera Cantábrica (Parque Natural de Redes, Picos de Europa), Grecia (Montes Pindo) y, con mayores reparos, Gran Sasso (Apeninos, Italia).

(ii) En otros casos el máximo y otras etapas posteriores muestran una clara coincidencia con las fechas aceptadas de manera general para el Último Máximo Global, es decir, en torno a 20,000 – 18,000 años. Éste es el caso de algunas fechas obtenidas en el Sistema Central español (Sierra de Gredos), Pirineo Central aragonés y catalán (valle del Noguera Ribagorzana) y Turquía (montañas de Kaçkar y Sandiras).

Las notables diferencias en la cronología glaciar pueden deberse a tres conjuntos de razones.

En primer lugar, el procedimiento de datación parece tener un peso muy importante: la datación usando radiocarbono y OSL se ha aplicado en las montañas donde las fechas corresponden a avances tempranos, mientras que la datación por exposición de cosmogénicos (^{10}Be y ^{36}Cl) ha proporcionado fechas coincidentes con el Último Máximo Global. Los dos procedimientos han sido ampliamente criticados. Las dataciones con radiocarbono pueden dar fechas más antiguas debido a la circulación de aguas duras o a la contaminación

por carbonatos reciclados de periodos anteriores. Sin embargo, aun aceptando esta posibilidad en las muestras analizadas en Pirineos y en la Cordillera Cantábrica, no debe olvidarse la excelente coincidencia entre algunas dataciones con radiocarbono y mediante OSL. Además, en algunos casos se ha llevado a cabo una selección de muestras para datar por radiocarbono, utilizando polen concentrado o restos orgánicos (y no sedimento total), lo que reduce considerablemente el problema del envejecimiento. Por otro lado, es muy importante tener en cuenta la consistencia de las fechas obtenidas mediante OSL por Lewis *et al.* (2009) para morrenas y terrazas de los valles del Gállego y del Cinca, con coincidencias generalizadas para los mismos contextos morfoestratigráficos. La fiabilidad de las fechas OSL parece asegurada por la proximidad de fechas obtenidas en, por ejemplo, 8 puntos de una misma terraza del Cinca, así como por la alta correspondencia entre las fechas OSL y las dataciones deducidas del desarrollo de suelos en restos de terraza.

En el caso de los cosmogénicos, la elección de las superficies analizadas constituye un factor crítico, pues no deben haber estado cubiertas por sedimentos glaciares ni pueden haber sido erosionadas. Es absolutamente necesario que se conserve la superficie original, sometida a exposición continua desde el momento de la fusión

del hielo (en el caso de las superficies erosionadas), o desde el momento en que se depositó un bloque errático o un cordón morrénico. Estas condiciones no son sencillas de discriminar, y de ahí las dudas que producen muchos de los resultados obtenidos, que aportan fechas erráticas usando este método de datación por isótopos cosmogénicos. Aún así, debe aceptarse que la coincidencia con las fechas correspondientes al Último Máximo Global incorpora un marcado valor añadido a los resultados, y que deben ser tenidos en cuenta.

En segundo lugar, podría admitirse que no en todos los macizos montañosos estudiados se haya trabajado con material correspondiente al máximo avance de los glaciares. Los estudios realizados en el valle del Gállego demuestran que el avance más extremo sólo se identifica en dos pequeños restos, sin apenas significación topográfica (Martí Bono, 1996), y que incluso aún cabe la posibilidad de que el glaciar llegase hasta Sabiñánigo (Peña *et al.*, 2004), de manera que los frentes de avance de los glaciares son difícilmente identificables para las etapas más antiguas. ¿Estamos seguros de que las dataciones mediante cosmogénicos incluyen a las superficies y depósitos más externos del último ciclo glaciar?

En tercer lugar, la propia dinámica de los glaciares de las montañas mediterráneas podría explicar algunas diferencias de comportamiento entre sí, y en comparación con los Alpes o el gran *inlandsis* escandinavo. Es evidente que la capacidad de respuesta frente a las fluctuaciones climáticas del último ciclo glaciar no tiene que ser necesariamente similar en todos los glaciares del mundo. Además, la posición latitudinal y longitudinal de los glaciares, así como su exposición frente a los vientos húmedos, introduce notables modificaciones en la respuesta frente a esas fluctuaciones. En principio, cabe pensar que los glaciares de menores dimensiones reaccionan más rápidamente que los grandes, de manera que ante un enfriamiento o un aumento de la innivación se produciría una casi inmediata expansión de la masa glaciar en cabecera. Así sucedió, por ejemplo, en los macizos más elevados del Pirineo o en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica) durante la Pequeña Edad del Hielo, cuando se regeneraron numerosos glaciares y se formaron frentes morrénicos de envergadura (Chueca *et al.*, 2002;

Alonso y González-Suárez, 1998; González-Trueba *et al.*, 2008). De igual forma, el calentamiento global desde mediados del siglo XIX, acentuado durante las últimas décadas del siglo XX, ha representado un rápido retroceso de estos glaciares, llegando a la desaparición de muchos de ellos (Chueca *et al.*, 2002). Un ejemplo excelente de la sensibilidad de los glaciares frente a las fluctuaciones climáticas lo proporciona Hughes (2008) en el glaciar Debeli Namet, Macizo de Durmitor, Montenegro. Este glaciar, de muy reducidas dimensiones (menos de 10 hectáreas), experimentó un fuerte retroceso después del cálido verano de 2003, una notable expansión entre 2004 y 2006 con la formación de una nueva morrena frontal tras veranos más frescos e inviernos más húmedos, y un nuevo retroceso con el cálido verano de 2007. Si trasladamos este problema al Pleistoceno Superior, cabe pensar en la posibilidad de que el crecimiento sostenido del *inlandsis* escandinavo entre 80,000 y 50,000 años BP tuviera su paralelismo en las montañas mediterráneas, con un rápido crecimiento que llevaría a algunas lenguas glaciares a alcanzar su máxima extensión. Después, durante el estadio isotópico 3, el *inlandsis*, dotado de una gran inercia temporal, pudo seguir creciendo o estabilizarse, mientras que todos los glaciares mediterráneos experimentarían un marcado retroceso, como sugieren algunas de las dataciones obtenidas en el Pirineo Central (valle del Gállego, sobre todo). Hay que considerar las fuertes oscilaciones climáticas detectadas durante el estadio isotópico 3, que incluyen periodos relativamente cálidos (interestadiales) alternando con otros extremadamente fríos (estadiales) (Dansgaard *et al.*, 1993). Los glaciares mediterráneos, generalmente de menor envergadura y más sensibles a las fluctuaciones climáticas, podrían retroceder durante esos periodos cálidos del estadio isotópico 3 (por ejemplo, los interestadiales 8 y 12, datados en 37,000 y 45,000 años respectivamente).

Hacia el 26,000 BP, una reactivación del frío (descenso de entre 8 y 11°C) tuvo como consecuencia que el *inlandsis* escandinavo alcanzase su máxima extensión (entre 20,000 y 18,000 años BP), y paralelamente volvieran a crecer los glaciares de las montañas mediterráneas, como se deduce de la cartografía geomorfológica y

de las últimas dataciones. Este crecimiento no tuvo por qué ser de alcance similar o superior al de la primera expansión. Pudo ser menor, o incluso claramente menor, debido al carácter más seco del clima, como se ha aceptado para la mayor parte de Europa. Los datos paleoclimáticos de las grandes secuencias sureuropeas muestran unas condiciones muy frías para el Último Máximo Global (con una importante expansión de herbáceas estépicas y mínimos de vegetación arbórea), que sin embargo no son tan intensas para el Pleniglacial Inferior (aproximadamente 75,000-45,000 años BP), en el que se observa una sucesión de fases relativamente húmedas, intercaladas con otra extremadamente fría (Antoine *et al.*, 2001; Guiter *et al.*, 2003). Es importante, por otro lado, tener en cuenta que también en el Hemisferio Sur se ha detectado un avance glaciar más extenso durante el estadio isotópico 4 que durante el estadio isotópico 2. Así, en Nueva Zelanda, McCarthy *et al.* (2008) dataron la base de un depósito glaciolacustre en $64,900 \pm 10,000$ años mediante OSL, mientras que una expansión menor fue datada entre $18,200 \pm 1,000$ años BP y $17,800 \pm 900$ años BP por exposición de cosmogénicos. Resultados similares se han obtenido en otras regiones montañosas del mundo, como Tasmania (Mackintosh *et al.*, 2006), Sierra Nevada, California (Phillips *et al.*, 1996) y algunas regiones de los Andes (Smith *et al.*, 2005).

En el Pirineo, algunos depósitos se atribuyen a esta etapa (estadio isotópico 2): morrenas laterales bien definidas en el valle de Escarra (García-Ruiz *et al.*, 2001, 2003) y en el valle del Aragón Subordán (Martí-Bono, 1996). En contraste con este ambiente muy frío y muy seco, y coincidiendo con el Último Máximo Global (20,000 – 18,000 años BP), Hughes *et al.* (2006 c) señalan que el máximo local de los glaciares en el norte de Grecia tendría lugar con una precipitación anual de 2300 ± 300 mm y una temperatura media de verano de 4.9° , una situación similar a la de los actuales glaciares marítimos de Noruega. Según Hughes y Woodward (2008) estas condiciones favorables al crecimiento de los glaciares de valle tienden a darse preferentemente, no en las situaciones climáticas extremas (cuando el clima sería frío y seco o cálido y seco y por lo tanto menos favorable para la expansión de los glaciares), sino en las intermedias (un clima fresco y, en todo caso, más húmedo). Una situación como ésta se habría

repetido hasta, al menos, nueve veces durante el último ciclo glaciar, desde 111,000 – 105,000 años BP hasta 11,000 – 10,000 años BP (Dryas reciente). En todo caso, esto haría posible la asincronía entre el máximo glaciar en algunas montañas mediterráneas y los grandes campos de hielo del norte de Europa, aunque no explica, más allá de la metodología de datación empleada, por qué se dan tantas diferencias cronológicas entre algunas de las montañas mediterráneas, a veces situadas a muy corta distancia entre sí (como los valles del Gállego y del Cinca, por un lado, y el valle del Noguera Ribagorzana, por otro, en el Pirineo Central español). Estas diferencias no están todavía explicadas, y la coincidencia entre resultados cronológicos y procedimientos de datación sugiere que factores tales como la exposición o la altitud no son suficientes, y que probablemente hay errores en los resultados o en los puntos de muestreo.

Florineth y Schlüchter (2000) aportan una interpretación paleoclimática para explicar las diferencias de desarrollo glaciar en Escandinavia, Alpes y Sur de Europa. Estos autores apuntan que durante los estadios isotópicos 4 y 3 la localización del Frente Polar hacia 46° N favoreció el predominio de la circulación meridiana y de ahí el crecimiento de las masas glaciares en el occidente de Escandinavia, los Pirineos, Vosgos y Alpes septentrionales, a los que añadiríamos la Cordillera Cantábrica. En cambio, después de 30,000 BP las condiciones climáticas fueron cada vez más secas y no permitirían una reconstrucción de los glaciares del sur de Europa al mismo nivel que habían tenido durante los estadios isotópicos 4 y 3. Hubo crecimiento de las masas de hielo, pero menor, y no puede hablarse de un avanzado estado de deglaciación durante el Último Máximo Global salvo en el caso de algunos sectores montañosos de menor altitud (cabecera del valle del Gállego, por ejemplo: García-Ruiz *et al.*, 2003).

De todo lo expuesto hasta el momento, se deduce que todavía son necesarios más estudios para entender las complejas relaciones entre el clima (incluyendo sobre todo el balance entre innivación y ablación) y la expansión de los glaciares de valle en regiones relativamente marginales desde un punto de vista glaciar, como es el caso de los macizos montañosos mediterráneos.

5. Conclusiones

Las dataciones obtenidas en diferentes macizos montañosos del sur de Europa permiten distinguir dos posibles escenarios: (i) El máximo avance glaciar habría ocurrido tempranamente durante el último ciclo glaciar, en relación con periodos frescos y húmedos que habrían favorecido una rápida respuesta de los glaciares de circo y de valle frente a las fluctuaciones climáticas. A favor de este primer escenario juega la gran capacidad de los pequeños glaciares, localizados en posiciones relativamente marginales, para reaccionar frente a los cambios en las condiciones de innivación y ablación, de manera que un crecimiento rápido de los glaciares sería posible muy tempranamente, mientras las grandes masas de hielo del *inlandsis* estarían sujetas a una inercia temporal mucho mayor. (ii) El máximo avance coincidiría con el Último Máximo Global, es decir, con la mayor extensión del *inlandsis* escandinavo y de los glaciares de los Alpes, si bien el clima frío y muy seco exigiría temperaturas de verano mucho más bajas que las actuales para permitir un balance de acumulación nival lo suficientemente favorable como para permitir una marcada expansión de los hielos.

El mayor problema es explicar las diferentes fechas que se han venido obteniendo para la máxima expansión de los glaciares en los macizos mediterráneos. No es muy probable que, por ejemplo, las montañas del norte de Grecia y las del oeste y nordeste de Turquía hayan estado sometidas a rasgos climáticos muy diferentes, o menos aún si se comparan los resultados obtenidos en los valles del Gállego, Cinca y Noguera Ribagorzana. Que haya diferencias de varios miles de años entre montañas relativamente próximas sólo puede justificarse por deficiencias en los procedimientos de datación, o porque quizás en algunas montañas no se han muestreado los depósitos o superficies relacionados con el máximo avance glaciar y, por lo tanto, se están datando depósitos que corresponden a momentos diferentes. En este sentido es indispensable establecer criterios de muestreo correlacionables entre distintas zonas de estudio, así como llevar a cabo una valoración morfoestratigráfica de las unidades morfosedimentarias o morfologías erosivas que se van a datar.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo con el apoyo de los proyectos LIMNOCAL (CGL2006-13327-C04-01-CLI) y GRACCIE (CSD2007-00067), financiados por la CICYT (Ministerio de Ciencia y Tecnología), PN 53/2005, financiado por el Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, y DGA-PM073/2007, financiado por el Gobierno de Aragón. Los autores agradecen la valoración y comentarios por parte de los Dres. Enrique Serrano y Carlos Sancho.

Referencias

- Akçar, N., Yavuz, N., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Vardar, M. & Schlüchter, C. (2007). Paleoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: field and cosmogenic exposure dating evidence. *Quaternary International*, 164-165, 170-183.
- Alonso, V. & González-Suárez, J.J. (1998). Presencia de hielo glaciar en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro. *Cuaternalio y Geomorfología*, 12 (1-2), 35-44.
- Antoine, P., Rousseau, D., Soller, L., Lang, A., Munaut, A., Hatté, V. & Fontugne, M. (2001). High resolution record of the last interglacial cycle in the Nussloch loess palaeosol sequences. Upper Rhine area. Germany. *Quaternary International*, 76-77, 211-229.
- Barrère, P. (1963). La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales Franco-Espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (5), 516-525.
- Barrère, P. (1966). La morphologie quaternaire dans la région de Bisecas et de Sabiñánigo (Aut. Aragón). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2, 83-93.
- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, Logroño, 251 pp.
- Bordonau, J., Vilaplana, J.M. & Fontugne, M. (1993). The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, 807-813.
- Chueca, J., Julián, A. & Peña-Monné, J.L. (2002). Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 3, 13-41.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-Kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. & Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231-241.

- Etlicher, B. & De Goer de Hervé, A. (1988). La déglaciation würmienne dans le Massif Central Français: Le point de travaux récents. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 34-35, 103-110.
- Florineth, D. & Schlüchter, C. (2000). Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54, 295-308.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Valero, B. & González-Sampériz, P. (2001). La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (1-2), 103-120.
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. & González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the Central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.
- Giraudi, C. & Frezzotti, M. (1997). Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy. *Quaternary Research*, 48, 280-290.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- González-Trueba, J.J., Martín-Moreno, R., Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (2008). Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18, 551-568.
- Güiter, F., Andrieu-Ponel, V., De Beauville, J.L., Cheddadi, R., Clavez, M., Ponel, P., Reille, M., Séller, T. & Goeury, C. (2003). The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International*, 111, 59-74.
- Höllermann, P. (1971): Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd, 12*, 205-237.
- Hughes, P.D. (2008). Response of a Montenegro glacier to extreme summer heatwaves in 2003 and 2007. *Geografiska Annaler*, 90 A (4), 259-267.
- Hughes, P.D. & Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 575-588.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., Macklin, M.G., Gilmour, M.A. & Smith, G.R. (2006 a). The glacial history of the Pindus mountains, Greece. *Journal of Geology*, 114, 413-434.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. & Gibbard, P.L. (2006 b). Glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30, 334-364.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. & Gibbard, P.L. (2006 c). Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 46, 83-98.
- Jiménez-Sánchez, M. & Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidence of 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.
- Lewis, C.L., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes, E. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) base on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2009.01.001
- Llopis Lladó, N. (1947). El relieve del alto valle del Aragón. *Pirineos*, 5, 81-166.
- Mackintosh, A.N., Barrows, T.T., Colhoun, E.A. & Fifield, L.K. (2006). Exposure dating and glacial reconstruction at Mt. Field, Tasmania, Australia, identifies MIS 3 and MIS 2 glacial advances and climatic variability. *Journal of Quaternary Science*, 21, 363-376.
- McCarthy, A., Mackintosh, A., Rieser, U. & Frink, D. (2008). Mountain glacier chronology from Boulder Lake, New Zealand, indicates MIS4 and MIS2 ice advances of similar extent. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40 (4), 695-708.
- Mardones, M. & Jalut, G. (1983). La Tourbière de Biscaye (Alt. 409 m, Hautes Pyrénées): Approche paléocologique des 45,000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25, 163-212.
- Martí-Bono, C. (1996). *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 254 pp., Col.lecció de Tesis Doctorals Microfitxades, nº 3708, Barcelona.
- Martí-Bono, C. (1973). Nota sobre los sedimentos morrénicos del Alto Aragón. *Pirineos*, 107, 39-46.
- Martí-Bono, C. & García-Ruiz, J.M. (1993). La extensión del glaciario cuaternario en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. *Geographicalia*, 30, 271-282.
- Montserrat, J. (1992). *Evolución glaciario y postglaciario del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 147 pp.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, P. & Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, doi:10.1002/jqs.1265
- Palacios, D., Marcos, J., Andrés, N. & Vázquez, L. (2007). Last glacial maximum and deglaciation in Central Spanish mountains. *Geophysical Research Abstracts*, 9, 05634.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlés, D., Vilaplana, J.M., Massana, E. & Santanach, P. (2007). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: A critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963.
- Panzer, W. (1926). Talentwicklung und Eiszeitklima in nordöstlichen Spanien. Traducido en *Estudios Geográficos*, 30, 79-130, 1948.
- Penck, A. (1883). La période glaciario dans les Pyrénées. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 19, 105-200.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.

- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares & M. Sánchez, eds.), Universidad de Zaragoza e Institución Fernando El Católico, Zaragoza, pp. 71-84.
- Phillips, F.M., Zreda, M.G., Benson, L.V., Plummer, M.A., Elmore, D. & Sharma, P. (1996). Chronology for fluctuations in late Pleistocene Sierra Nevada glaciers and lakes. *Science*, 274, 749-751.
- Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): Chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region* (B. Ruiz-Zapata, M. Dorado-Valiño, A. Valdeolmillos, M.J. Gil-García, T. Bardají, I. Bustamante e I. Mendizábal, eds.). Universidad de Alcalá de Henares-Ministerio de Ciencia Tecnología-INQUA, Alcalá de Henares, pp. 169-173.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2008). Actividad glaciar y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno Superior en Pirineos-Cuenca del Ebro. *Geotemas*, 10, 763-766.
- Sarikaya, M.A., Zreda, M., Çiner, A. & Zweck, C. (2008). Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandiras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modelling. *Quaternary Science Reviews*, 27, 769-780.
- Seret, G., Dricot, J. & Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453-456.
- Serrano, E. (1992). Huellas de una glaciación pre-pleniglaciación en la Ribera de Biescas (cuenca del Gállego, Pirineo aragonés). *Cuadernos de Sección Historia*, 20, 213-227.
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego, Pirineo aragonés*. Institución Fernando El Católico, Zaragoza, 501 pp.
- Smith, J.A., Seltzer, G.O., Farber, D.L., Rodbell, D.T. & Finkel, R.C. (2005). Early local last glacial maximum in the Tropical Andes. *Science*, 308, 678-681.
- Turner, C. & Hannon, G.E. (1988). Vegetational evidence for late Quaternary climate changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, B318, 451-485.
- Vidal-Romaní, J.R. & Santos-Fidalgo, L. (1994). La deglaciación fincuaternaria en el NW peninsular. Sierra de Queixa, Ourense. Datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 8, 33-44.
- Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., Martí, K. & De Brum-Ferreira, A. (1999). Nuevos datos para la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos de Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-29.
- Vilaplana, J.M. (1983). Quaternary glacial geology of Alta Ribagorçana Basin (Central Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, 18, 217-233.
- Woodward, J.C., Macklin, M.G. & Smith, G.R. (2004). Pleistocene glaciation in the mountains of Greece. En: *Quaternary glaciations: extent and chronology, Part I, Europe* (J. Ehlers & J. Gibbard, eds), Elsevier, Amsterdam, pp. 155-173.
- Woodward, J.C., Lewin, J. & Macklin, M.G. (1992). Alluvial sediment sources in a glaciated catchment: The Voidomatis basin, northwest Greece. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 205-216.
- Woodward, J.C., Hamlin, R.H.B., Macklin, M.G., Hughes, P.D. & Lewin, J. (2008). Pleistocene catchment dynamics in the Mediterranean: glaciation, fluvial geomorphology and the slackwater sediment record. *Geomorphology*. Doi: 10.1016/j.geomorph.2008.05.018