

## ESTIMACIÓN DE PALEOTEMPERATURAS DURANTE EL PLEISTOCENO FINAL: PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL

POR

JAVIER CHUECA CÍA

### *Introducción*

La caracterización de paleotemperaturas inferidas a partir del análisis de las evidencias geomorfológicas conservadas en antiguas áreas glaciadas, o del estudio de la distribución espacial-altitudinal de morfologías de glaciar rocoso, ha centrado un buen número de trabajos durante los últimos años. En la mayoría de las ocasiones, los espacios analizados se sitúan en zonas que —como la pirenaica— fueron deglaciadas en su práctica totalidad hace ya largo tiempo, o en las que la abundancia de testimonios de glaciares rocosos fósiles es patente. La elevada similitud obtenida en la estimación de paleotemperaturas a partir del empleo de esta metodología y de técnicas independientes (palinología, bioestratigrafía, etc.), ha permitido afirmar la fiabilidad del procedimiento, constituyéndose en una valiosa aproximación a la reconstrucción paleoclimática del Cuaternario. Una de las premisas esenciales de partida es, no obstante, la necesidad de trabajar a una escala regional que ayude a filtrar y eliminar las tendencias locales anómalas que puedan alterar la representatividad general de los resultados.

Javier Chueca Cía. Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza.

Estudios Geográficos  
Tomo LIII, n.º 207, abril-junio 1992

En nuestro estudio, el análisis ha sido realizado abarcando un amplio sector del Pirineo Central meridional localizado entre las cuencas de los ríos Aragón y Noguera Pallaresa (figura 1), llevándose a cabo la caracterización de los valores térmicos para dos momentos cronológicamente ubicables en el Pleistoceno Final y morfodinámicamente significativos en la historia glaciaria de la Cadena: la fase terminal de retroceso de los cuerpos glaciares caracterizada por el desarrollo de glaciares de circo, y el período Tardiglaciario. Las estimaciones se han conseguido por comparación del límite altitudinal actual de la línea de nieves permanente (o línea de equilibrio) —establecido a partir de la caracterización regional del valor de la isoterma media anual de 0 °C a través de dos fuentes: a) climatológica: mediante el manejo de los valores térmicos de 46 estaciones meteorológicas localizadas en el ámbito de estudio, y b) geomorfológica: aplicando el método de la ratio del área de acumulación a los principales focos glaciares actuales pirenaicos ubicados en su vertiente meridional— con el desarrollo durante cada uno de los dos momentos mencionados, e identificable con la altitud de sus respectivas líneas relictas de equilibrio.

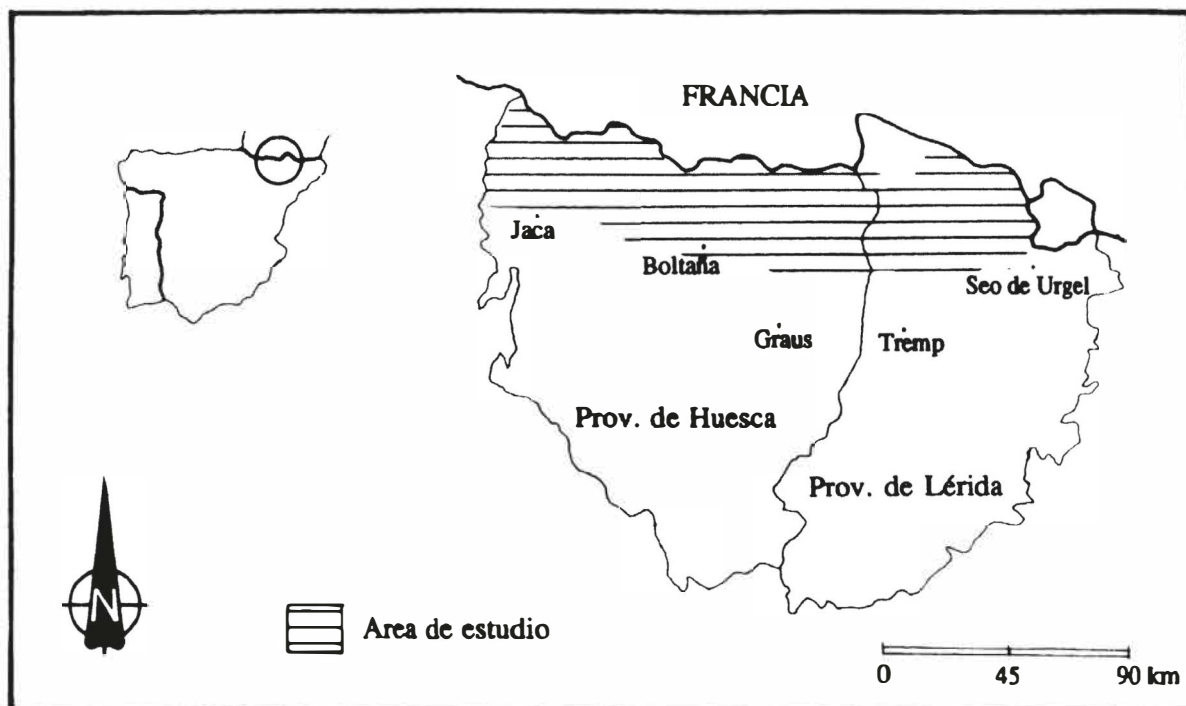


FIGURA 1.—Localización del área de estudio.

Para obtener estas últimas se siguieron dos vías bien diferenciadas y complementarias, de amplia utilización en trabajos de estas características. Por un lado, establecimos la extensión de las antiguas superficies glaciadas en la zona de circos basándonos en la determinación del nivel de glaciación mediante el método de Partsch-Bruckener; por otro, adoptamos el criterio que identifica el desarrollo de morfologías de glaciar rocoso con la acción de un *creep* superficial en áreas caracterizadas por la existencia —en su día— de un permafrost activo. Los resultados así obtenidos nos han permitido llevar a cabo una primera aproximación de carácter general a las condiciones ambientales-térmicas reinantes durante el Pleistoceno Final en este sector pirenaico, susceptible de ser matizada a partir de los datos ofrecidos por otras vías de investigación, o en estudios más concretos de ámbito local.

### *El límite actual de nieves permanentes en el área de estudio*

La definición del límite actual de nieves permanentes en el área de trabajo es necesaria de cara a la realización de comparaciones entre períodos con características paleoambientales diferenciadas. En nuestro caso, se han utilizado dos herramientas complementarias, aunque de valor desigual, para llegar a establecerlo. De este modo, procedimos en primer lugar a la determinación básica —por métodos estrictamente climatológicos— del gradiente térmico vertical y de la localización altitudinal de la isoterma media anual de 0 °C en la zona de análisis. Posteriormente, y pretendiendo tan sólo confirmar o matizar estas apreciaciones, obtuvimos —mediante la aplicación de la ratio del área de acumulación a los principales focos glaciares pirenaicos meridionales (Macizo de la Maladeta, Monte Perdido y Posets)— el límite funcional de su presente línea de equilibrio.

*Determinación climatológica de la isoterma media anual de 0 °C.*—La localización precisa de la altitud de la isoterma media anual de 0 °C pirenaica —teóricamente equivalente al límite de las nieves permanentes, aunque localmente variable en función de la influencia favorable o desfavorable de elementos tales como la exposición, la pendiente o la topografía— es un problema de paisaje de difícil solución (Cuadrat, J. M., 1981; García Ruiz, J. M. *et al.*, 1986, 1990). No obstante, pueden obtenerse aproximaciones fiables al comportamiento térmico de una zona trabajando a una escala global que permita mitigar o reducir las modificaciones locales presentes

en todo macizo montañoso, fundamentalmente ligadas a la acción de los elementos que acabamos de enumerar.

En este estudio, se han manejado los datos térmicos (temperaturas medias anuales del aire: TMAA) correspondientes a 46 estaciones climatológicas del Pirineo Central meridional ubicadas en el área de trabajo (figura 2), y comprendidas en los tramos medios-altos de las cuencas de los ríos Aragón, Gállego, Ara, Cinca, Esera, Noguera Ribagorzana y Noguera Pallaresa. Utilizamos como fuentes de información diversos trabajos recientes (Creus Novau, J., 1987; Cuadrat, J. M., 1981, 1984; Chueca, J., 1990 a; Del Barrio, G., 1990; Del Barrio, G. *et al.*, 1990; García Ruiz, J. M. *et al.*, 1985; Puigdefabregas, J., 1969) en los que se abordaba esta problemática y se ofrecían los valores de TMAA con datos normalizados y de alta fiabilidad, así como los obtenidos por nosotros mismos manejando cierto número de observatorios con largas series de registros y control diario de valores térmicos. A partir de la correlación llevada a cabo entre los valores de las temperaturas medias anuales y su altitud, para cada una de las estaciones analizadas (46 pares de valores) —efectuado por el método de

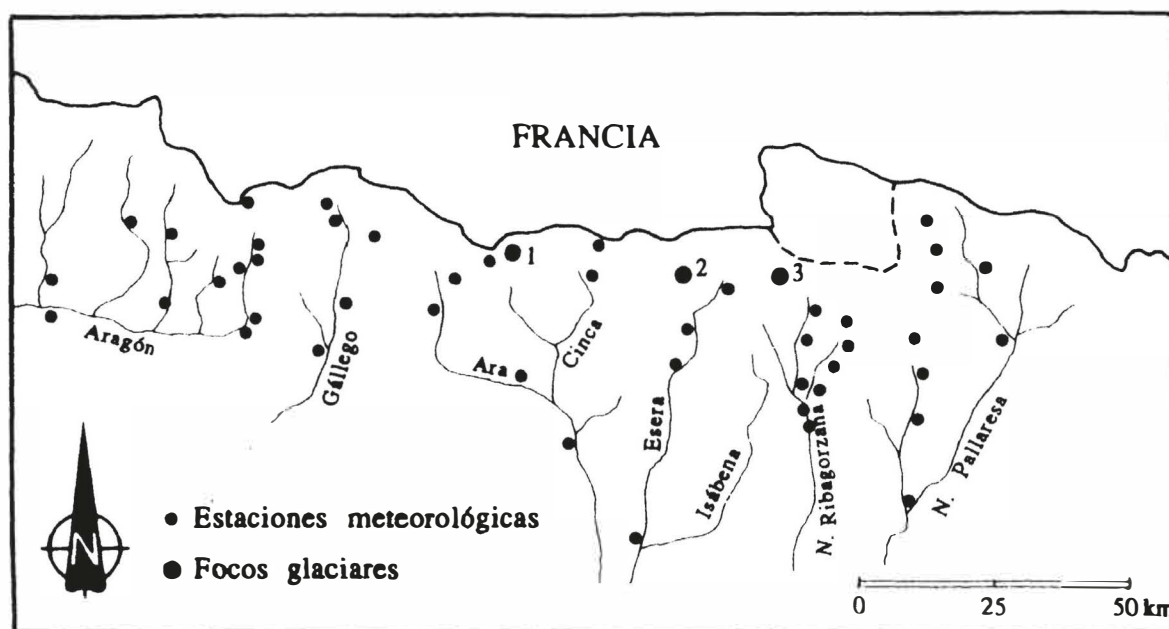


FIGURA 2.—Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas en la determinación climatológica de la isoterma media anual de 0 °C, y de los focos glaciares analizados para establecer la actual línea de equilibrio en el Pirineo Central meridional (1.—Macizo de Monte Perdido; 2.—Macizo de Posets; 3.—Macizo de Maladeta)

## ESTIMACIÓN DE PALEOTEMPERATURAS...

CUADRO I

Estaciones meteorológicas										
	Bonaigua	Estangento	Gonz	Urdiceto	San Mauricio	Baqueira	Cavallera	Bal. Panticosa	Candanchú	Sallent
Altitud (m)	2263	2174	2160	1920	1912	1880	1737	1660	1613	1460
TMAA (°C)	3,1	5,1	4,5	3,4	4,3	5	6,9	6,6	5,4	8,5
	Formigal	Fanlo	Caldas Bohí	Capdella	Arañones	Botaya	Benasque	Bohí	Senet	Torla
Altitud (m)	1430	1320	1280	1270	1260	1222	1130	1096	1093	1053
TMAA (°C)	6,8	7,8	8	9,1	8,1	10,4	9,7	9,5	9,8	11,1
	Bono	Aisa	Canfranc	Ordolés	Llesp	Molinos	Vilaller	Esterrí de Anet	Villanova	Escalés
Altitud (m)	1050	1043	1040	1040	1000	990	960	940	928	878
TMAA (°C)	9,6	9,7	8,2	9,7	9,5	10,7	8,8	10,2	9,5	12,6
	Biescas	Ansó	Pont de Suert	Hecho	Llavorsí	Seira	Jaca	Salinas Bielsa	Sabiñánigo	Embún
Altitud (m)	875	850	845	833	820	816	800	795	790	739
TMAA (°C)	9,1	9,5	9,8	10,9	10,3	8,4	11,5	12	10,6	11,8
	Boltaña	Arteda	Salvatierra	Pobla Segur	Mediano	Graus				
Altitud (m)	643	620	580	530	504	498				
TMAA (°C)	13,6	12	10,4	13	12,7	11,7				

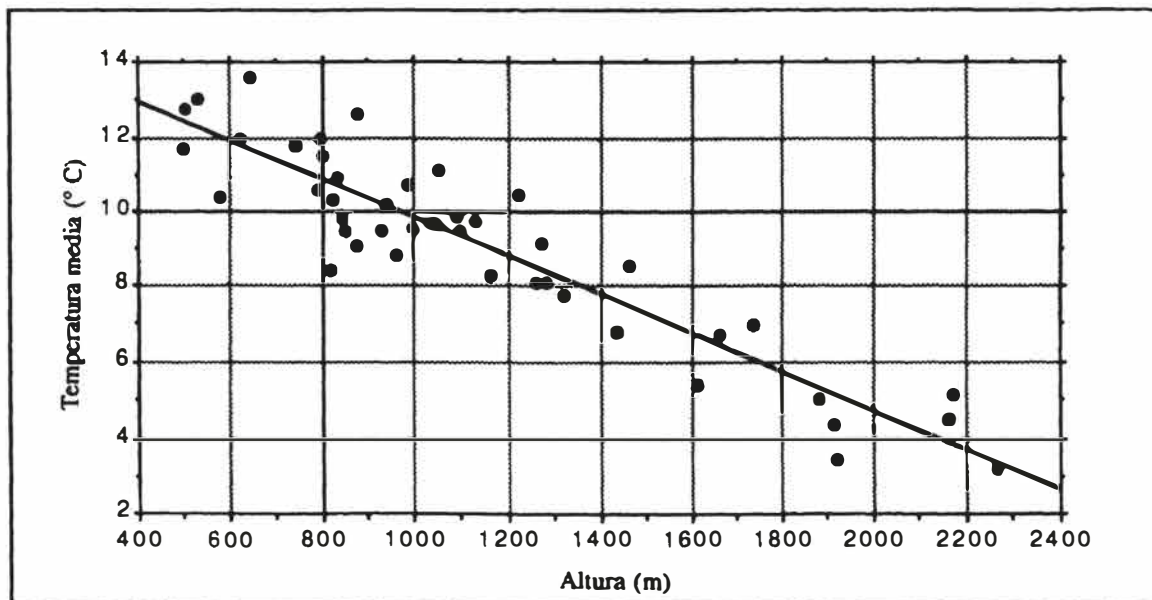


FIGURA 3.—Correlación entre los valores de las temperaturas medias anuales y su altitud para cada una de las estaciones meteorológicas analizadas (coeficiente de correlación  $R$  de Pearson: 0'922; coeficiente de determinación  $R^2$ : 0'85; test  $F$  de Snedecor: 294'577; significación estadística: 0'0001)

regresión lineal simple (figura 3)— obtuvimos la correspondiente ecuación de la recta de tendencia ( $y = -0'005x + 14'975$ ), calculando un gradiente térmico vertical inferido para el Pirineo Central meridional equivalente a  $-0'50\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$ , y una ubicación altitudinal de la isoterma de  $0\text{ }^\circ\text{C}$  en torno a los 2.990-3.000 m. (2.995 m.).

Aunque los resultados varían lógicamente a lo largo del área de estudio —apreciándose un incremento en la localización altitudinal del límite de nieves permanentes conforme nos desplazamos hacia la zona centro-oriental de la cadena, donde la influencia oceánica es menor y aumenta el grado de continentalidad— lo elevado del ajuste temperaturas-altitud para la globalidad del conjunto del trabajo (coeficiente de correlación R de Pearson: 0'922; coeficiente de determinación  $R^2$ : 0'85), y el análisis de su significación estadística (test F de Snedecor: 294'577; probabilidad: 0'0001) permiten aceptar como fundamentalmente correcta la hipótesis que afirma la homogeneidad general —en el plano térmico— de la región analizada.

La similitud de estos valores con los aportados por otros autores en estudios centrados en diversos sectores pirenaicos meridionales es apreciable. Así, y en lo que hace referencia al gradiente térmico altitudinal, podemos apuntar los resultados proporcionados por Llobet, S. (1947), de  $-0'62\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$  en su estudio del Pirineo central andorrano; los  $-0'50\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$  de Gaussen, H. y Barruel, P. (1955) para el conjunto del Pirineo central; los  $-0'5-0'7\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$  de Puigdefábregas, J. (1969), para la zona pirenaica altoaragonesa; los  $-0'57\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$  de Cuadrat, J. M. (1981, 1984), para un extenso tramo pirenaico, comprendido entre el valle de Hecho y el de la Noguera Pallaresa, ofrecidos en dos de los que consideramos estudios más completos (el autor manejó datos diarios de 32 estaciones con registros térmicos de larga duración) del sector abarcado en nuestro trabajo; o los  $-0'6\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$  mencionados en la obra de García Ruiz, J. M. *et al.* (1985), centrada en el análisis de los recursos hídricos superficiales del Altoaragón. Recientemente, Creus, J. (1987); Del Barrio, G. (1990) y Del Barrio, G. *et al.* (1990) han realizado tres valiosos trabajos, a partir de datos comunes, de una serie de estaciones pirenaicas —tanto francesas como españolas— situadas a gran altitud, con los que obtienen valores del gradiente térmico altitudinal en torno a  $-0'56\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m.}$  para el sector pirenaico central. Tan sólo en estas últimas obras se menciona la significación estadística de los resultados obtenidos (superior al 0'001). Sin embargo, el hecho de que se haya manejado un número reducido de

estaciones meteorológicas (al considerar los autores distorsionadora la inclusión de valores de estaciones de fondo de valle), y el que éstas introduzcan datos de estaciones francesas localizadas en la vertiente septentrional pirenaica dificulta un tanto su comparación con nuestras propias estimaciones.

Los límites en los que se ubicaría en la actualidad la línea de nieves permanentes oscilan —según los investigadores y la metodología utilizada (valoración climatológica, obtenida estrictamente a partir de datos térmicos; utilización de inferencias biogeográficas-geomorfológicas, etc.)— entre los 2.500 m. (Gaussen, H., 1926, 1934); 2.725 m. (Creus, J., 1987; Del Barrio, G. *et al.*, 1990); 2.800 m. (Cuadrat, J. M., 1981), 2.900-3.100 m. (Serrano, E., 1991) y los 3.000 m. (Lautensach, H., 1960). En general, creemos que en alguna de estas estimaciones teóricas los resultados aparecen algo apartados de las fronteras reales de la actual línea de equilibrio pirenaica, con una clara tendencia a hacer descender su localización hasta unos límites improbables. La propia experiencia hace considerar como más aproximado —siempre haciendo salvedad de las constatables diferencias ligadas a factores topoclimáticos locales— un nivel mínimo general, para el tramo del Pirineo central considerado en nuestro estudio, cercano a los 2.900-3.000 m. Lo escaso de las superficies pirenaicas ubicadas por encima de tales cotas hace, no obstante, difícil la confirmación última de esta hipótesis. En este sentido, la comparación de las inferencias climatológicas con los datos aportados a través del estudio de las actuales líneas de equilibrio de los focos glaciares pirenaicos ubicados en la vertiente meridional, puede ayudar a precisar estas apreciaciones.

*Determinación de la línea de equilibrio actual de los focos glaciares pirenaicos.*—Para caracterizar de forma estimativa la altura actual aproximada de la línea de equilibrio de los focos glaciares pirenaicos procedimos al cálculo de la ratio del área de acumulación (AAR: *accumulation area ratio*) en sus principales aparatos (Macizos de la Maladeta, Monte Perdido y Posets) (figura 2), procurando eliminar todos aquellos macizos residuales en los que las peculiaridades topográficas influyera drásticamente en sus pautas normales de alimentación. El método, comentado en detalle en Porter, S. C. (1970), se basa en la consideración de la ratio existente entre el área de acumulación y el área total de un glaciar. En numerosos estudios recientes se ha establecido con precisión que la AAR para los glaciares actuales estables se sitúa comúnmente entre unos valores de 0'6-0'7 [con-

firmando, aunque de forma matizada, el antiguo método hipsométrico propuesto por Penck y Brückner (expuesto en Lliboutry, L., 1965)]. De esta forma, la altitud de la línea de equilibrio de cada cuerpo glaciar puede calcularse rápidamente a partir de mapas o fotografías aéreas donde la distribución altitudinal de la superficie glaciada pueda medirse, dada su equivalencia aproximada con el límite inferior del área de acumulación.

En nuestro trabajo, nos hemos basado en la notable cartografía de las superficies recientes de las masas glaciares pirenaicas, y en las mediciones detalladas de altitud de sus zonas distales y de arranque, llevadas a cabo por Martínez de Pison, E. y Arenillas, M. (1988) en su estudio sobre los glaciares españoles actuales. Una vez efectuado el cálculo de las correspondientes líneas de equilibrio para cada uno de los aparatos glaciares (cuadro II A, B y C), agrupamos los resultados a escala de macizo, obteniendo las medias generales siguientes: Macizo de la Maladeta: 2.996'2-2.968'6 m.; Macizo de Posets: 3.006'1-2.987'1 m.; Macizo de Monte Perdido: 2.934'7-2.902'3 m. (media global de ubicación de la línea de equilibrio pirenaica: 2.979-2.952'6 m.).

Como puede apreciarse, la tendencia general al incremento en los valores altitudinales del límite de nieves permanentes conforme nos desplazamos hacia la zona centro-oriental de la cadena (Posets-Maladeta) es

CUADRO II

<b>A</b>										
Macizo Maladeta										
	Alba	Maladeta	Aneto	Barrancs	Tempestades	Salencas	Cregüeña	Coronas	Llosás	Media
ELA-AAR: 0,6	2980,6	2905,4	2994,4	3019,1	2997,5	2939,3	2964,8	3093,5	3071,2	2996,2
ELA-AAR: 0,7	2975,8	2860,5	2946,8	2984,3	2965,9	2910,5	2951,7	3065,1	3057,4	2968,6

<b>B</b>				
Macizo Posets				
	Llardana	La Paul	Posets	Media
ELA-AAR: 0,6	2935,6	3005,8	3077,1	3006,1
ELA-AAR: 0,7	2907,8	2992,3	3061,3	2987,1

<b>C</b>					
Macizo Monte Perdido					
	M-Cilindro	M. Perdido	S. Ramond SE	S. Ramond SO	Media
ELA-AAR: 0,6	2769	2892,7	3021,5	3055,9	2934,7
ELA-AAR: 0,7	2733,8	2846,6	3002,8	3026,1	2902,3



también constatable, aunque lo limitado de los datos en el sector occidental reduce su significación. Por otro lado, las cotas medias globales de localización de la línea de equilibrio pirenaica obtenidas a través de esta metodología vienen a coincidir de forma notable con los resultados inferidos a partir de la aproximación climatológica, proporcionando a esta última un grado de confianza elevado, y confirmándonos su plena validez. Consideramos así, en suma, adecuada y suficientemente representativa —siempre a nivel general— la estimación que sitúa en torno a los 2.900-3.000 m. la localización actual de la línea de nieves permanentes en el tramo del Pirineo central analizado. La importancia de este extremo es considerable, en tanto que redundará en la precisión de las inferencias paleoambientales a desarrollar en los siguientes apartados del trabajo.

### *Estimaciones de paleotemperaturas*

Durante el Pleistoceno Final la morfodinámica glaciaria pirenaica entra en un período terminal, caracterizado, en un primer momento, por el retroceso y acantonamiento temporal de los focos glaciares en los circos de cabecera y, posteriormente, por su práctica desaparición, completada ya —casi totalmente— hacia finales del período Tardiglaciario. Para llevar a cabo la determinación de las paleotemperaturas presentes en el área de estudio a lo largo de los dos momentos elegidos, nos basamos en la delimitación previa de la altitud de las líneas de nieve permanente durante la fase de glaciares de circo y el Tardiglaciario, y su posterior comparación —a partir de la aplicación del pertinente gradiente térmico altitudinal— con la hoy en día existente, cuyo proceso de establecimiento acabamos de exponer.

*Fase de glaciares de circo.*—En buena parte de la literatura especializada reciente (ver al respecto los excelentes trabajos recopilatorios de Bru, J. *et al.*, 1985, o Serrano, E., 1989) se hace mención al desarrollo —a lo largo de las últimas etapas de retroceso glaciario— de un estadio caracterizado por la existencia de glaciares de circo, de pequeñas dimensiones, en numerosos sectores del Pirineo centro-oriental. La localización de morrenas de boca de circo en abundantes tramos de la cordillera (desde el valle de Hecho-Acherito, Bco. de Ansotiello, Laraille, Rincón de Alano, etc. —hasta el de la Noguera Pallaresa— Argull, Pico de Moredo, Peguera, etc., siempre dentro del marco de este estudio), concede a esta hipótesis un soporte

morfológico adecuado. En nuestro trabajo, nos hemos basado en el reconocimiento visual exhaustivo de la totalidad de los espacios glaciados del área de análisis (asumiendo la contemporaneidad regional en su grado de máxima ocupación) para, combinando la utilización de fotografías aéreas y mapas topográficos, caracterizar el límite de glaciación-línea de equilibrio regional existente durante esta etapa (a partir del método de Partsch-Brückner). El examen de la cartografía de determinados sectores pirenaicos efectuada recientemente por diversos autores (Martí i Riba, J., 1981; Vilaplana, J. M., 1983 b; García Ruiz, J. M., 1989; Martínez de Pison, E., 1989; Chueca, J., 1990 a; Serrano, E., 1991) nos ha ayudado igualmente a la hora de confirmar la adscripción cronológica de algunos casos dudosos, y el grado de validez general de los resultados. Sin embargo, hemos de resaltar que no existe hasta la fecha en la vertiente española (a diferencia de como ocurre para el período Tardiglaciario) un encuadre cronológico ampliamente admitido en el que enmarcar esta etapa con precisión, asimilándose —en la mayoría de las ocasiones— los resultados, con los obtenidos en los últimos años en el Pirineo francés a partir del estudio y datación de numerosos enclaves sedimentológicos de interés (ver Herail, G. *et al.*, 1986; Andrieu, V. *et al.*, 1988; Jalut, G. *et al.*, 1988), que han permitido ubicar el comienzo de la etapa de glaciario de montaña y la subsiguiente fase de glaciares de circo en torno al 20.000-18.000 B. P.

Existen varios métodos básicos para calcular de forma estimativa la altura aproximada de la línea de equilibrio en superficies glaciares reconstruidas [la altitud de la línea de equilibrio (ELA; *equilibrium line altitude*) es la cota que, en un cuerpo glaciar, separa el área de acumulación de la de ablación. Un término frecuentemente usado como sinónimo es el de altitud de la línea de neviza (FLA; *firn line altitude*), que define la altitud en la que en un glaciar la nieve granular consolidada (firn o neviza) no sobrevive al período de fusión veraniego; Lowe, J. J. y Walker, M. J. C., 1984]. Un valioso resumen de las opciones más frecuentemente utilizadas puede hallarse en el trabajo de Osmaston, H. (1975), donde se analizan varias posibilidades obtenidas a partir de aproximaciones diversas, con grados de sofisticación y resolución muy diferentes: métodos de Kurowski, Penck y Brückner, Lichtenecker, Partsch y Brückner, Hess, Finsterwalder, Østrem y Liestøl, etc. En nuestro caso, optamos por la elección del método de Partsch-Brückner (desarrollado en detalle en Østrem, G., 1966), dada su relativa facilidad de manejo y su especial adaptación al estudio de los glaciares residuales de circo al tener en cuenta de modo primordial el papel

jugado por el relieve en la distribución espacial de los focos glaciares. Lo amplio del área a analizar hacía también aconsejable, por otra parte, eliminar los métodos más complejos que exigen cálculos detallados de las antiguas superficies glaciadas. El método adoptado tiene en cuenta, de cara al establecimiento del denominado nivel de glaciación, la comparación altitudinal entre las elevaciones montañosas que albergaron circos en sus límites, y aquellas otras que no muestran evidencias morfológicas de haber sido glaciadas. Dado que la línea de nieves permanentes regional es asimilable a la ELA de los glaciares de circo, aquélla puede estimarse para etapas pasadas a partir del análisis de la altitud del nivel de glaciación. El método asume dos premisas: a) que los glaciares reconstruidos se encontraban en su etapa de máxima expansión (en contacto con las morrenas de boca de circo) y, por tanto, en equilibrio estable, y que la línea de equilibrio al final de la estación de ablación marcaba el límite donde la acumulación total y la ablación estaban exactamente equilibradas; b) que existía una relación lineal —similar a la hoy en día observable— entre el gradiente de ablación (la tasa de disminución en el grado de ablación con la altitud) y el de acumulación (la tasa de disminución de la acumulación con el descenso de altitud), y c) que el grado de contemporaneidad en el desarrollo de los glaciares de circo era elevado.

En el cuadro III-A se han recogido, agrupados por cuencas, los resultados obtenidos para la totalidad de la zona de trabajo. El estudio de estos valores —oscilantes entre los 1.880 m. en la cuenca del río Aragón; los 2.010 m. en la del Gállego; los 2.035 m. en la del Ara; los 2.080 m. en la del Cinca; los 2.145 m. en la del Esera; los 2.160 m. en la de la Noguera Ribagorzana y los 2.220 m. en la de la Noguera Pallaresa— confirma la existencia de un apreciable gradiente longitudinal en la distribución del límite de nieves permanentes durante la fase de glaciares de circo, muy similar al que puede registrarse en la actualidad, y del que ya hemos hecho mención en el apartado anterior. No obstante, la necesidad de trabajar con

CUADRO III

Cuencas analizadas								
	Aragón	Gállego	Ara	Cinca	Esera	N. Ribagorzana	N. Pallaresa	Media
<b>A: ELA / FLA (m)</b>	1880	2010	2035	2080	2145	2160	2220	2018
<b>B: ELA / FLA (m)</b>	1995	2110	2185	2290	2380	2430	2500	2270

estimaciones generales (de cara a minimizar el grado de error en la muestra y filtrar las tendencias locales) hace obligatorio el reducir a un único valor la totalidad de los resultados obtenidos. De este modo, hemos inferido una altitud media general de la línea de equilibrio para el Pirineo Central situada en torno a los 2.020 m. (figura 4-A) que, por comparación con los límites actuales de nieves permanentes, y tras la aplicación del gradiente térmico vertical obtenido previamente, permite estimar un descenso aproximado de las temperaturas medias anuales en el área de análisis —durante la etapa terminal de glaciares de circo— cercano a los 4'8°/4'9 °C.

Los elementos de comparación con los que contamos son inexistentes para el período considerado, aunque para el máximo glacial, y a una escala igualmente general, hay algunos datos que pueden servir como referencia y que confirman la ubicación a menor cota, durante esa fase, de la línea de equilibrio. Así, en un breve trabajo, pocas veces mencionado, Paschinger, H. (1957) establece el límite de nieves permanente desde el sector pirenaico atlántico hasta el mediterráneo entre 1.400 y 2.200 m. con diferencias altitudinales entre la vertiente francesa y la española superiores a los 700 m. Lotze, F. (1962) lo sitúa hacia los 1.850-2.150 m. para el área de estudio. Lautensach, H. (1967), recopilando datos de Büdel, Fränzle, Nussbaum, Gygax y el propio Paschinger, llega a conclusiones muy similares, y localiza el límite meridional en torno a los 1.700-2.000 m. En ámbitos más reducidos, Serrat, D. (1980) lleva a cabo el tratamiento estadístico de las alturas de los glaciares de diferentes valles del Pirineo oriental (Puigmal-Costabona) según el método de Lichtenecker, obteniendo un nivel regional de nieves permanentes igual a 2.150 m. para la vertiente meridional; mientras Serrano, E. (1991), aplicando el método de Kurowski para buena parte de la cuenca alta del río Gállego (Panticosa-Biescas), establece en 1.975 m. la altura de la línea de nieves permanentes durante el máximo glacial. La adopción por cada uno de los autores de diferentes aproximaciones impide, no obstante, comparar estadísticamente sus resultados o generalizar las conclusiones, dificultando el establecimiento de inferencias paleoclimáticas de carácter global.

*Tardiglacial.*—La utilización de formas de glaciar rocoso fósiles como indicadores paleoclimáticos se ha venido acentuando en los últimos años. Se parte, en general, de su consideración como morfologías resultantes de la acción de un *creep* superficial en áreas caracterizadas por la existencia

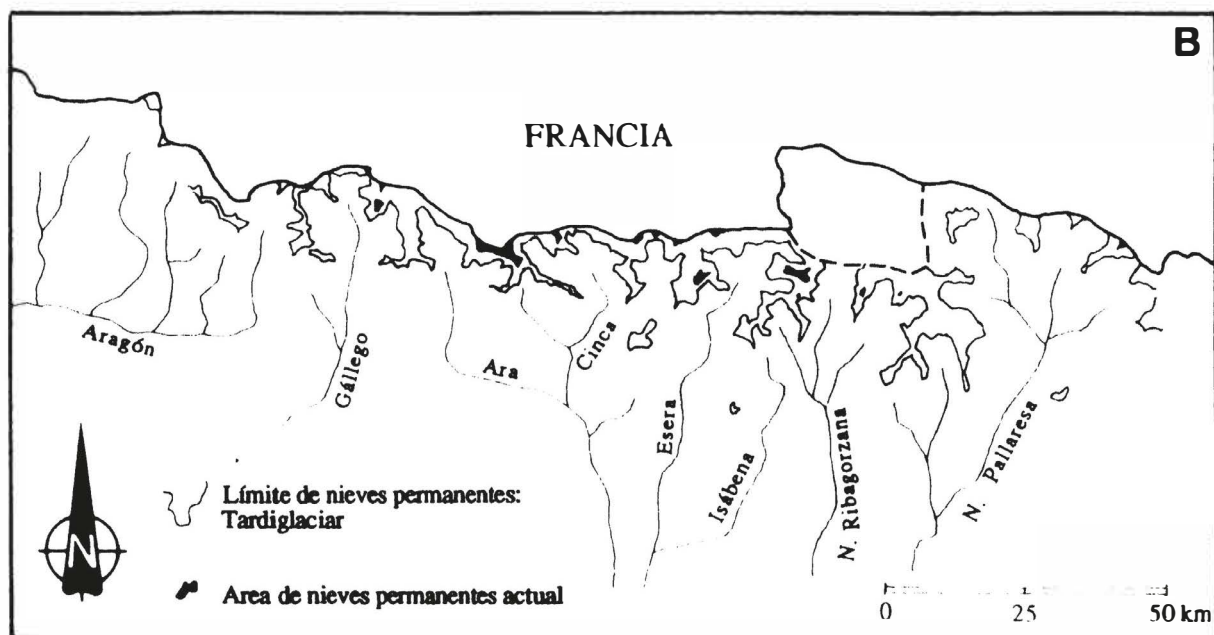
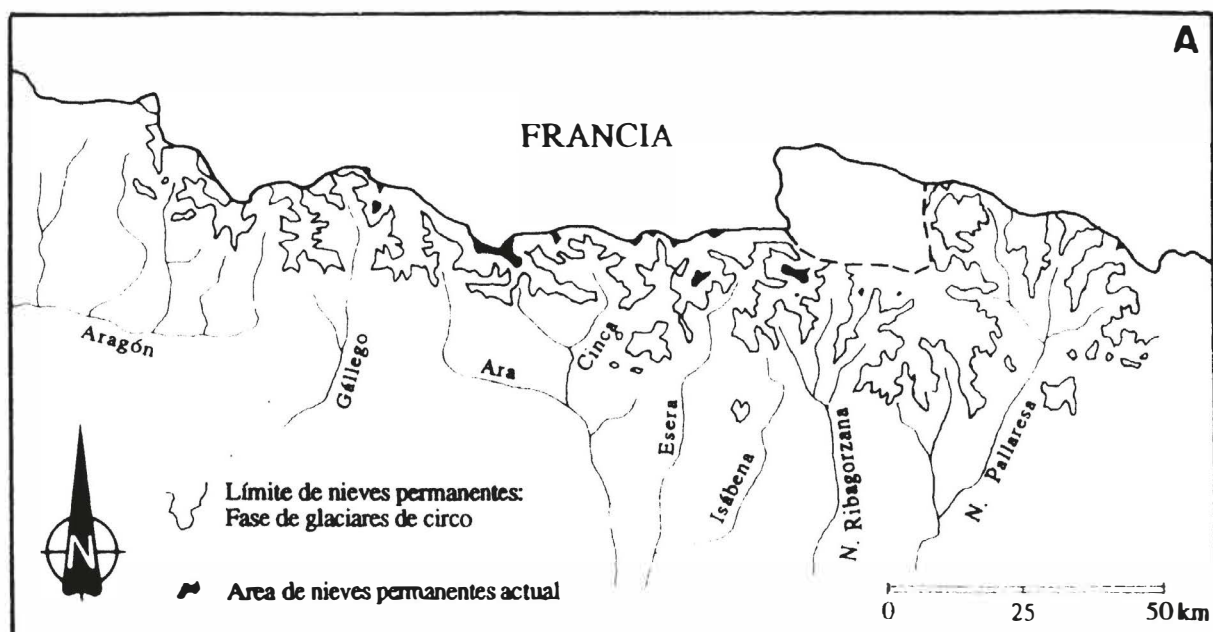


FIGURA 4.—Límite estimado de la extensión máxima del nivel de nieves permanentes en el Pirineo Central meridional: A.—Fase de glaciares de circo; B.—Tardiglacial

—en su día— de un permafrost activo (Haeberli, W., 1985; Barsch, D., 1988, y, en general, la mayoría de los autores de la denominada «escuela suiza»), desechando otra de las hipótesis generalmente expuestas para explicar la génesis de los glaciares rocosos: el flujo ligado a la presencia de hielo de origen glaciar (ver Potter, N., 1972; Whalley, B., 1974, 1983). En realidad, parece que —en el estado actual de los conocimientos— la primera de las hipótesis está lo suficientemente avalada por resultados experimentales (evidencias geotérmicas por sondeos profundos; determinación de la geometría de los depósitos por métodos geofísicos: sondeos eléctricos, sísmicos, radar, etc.) como para ser reconocida como básicamente correcta. No se niega la posibilidad de que, en cierto número de casos, haya podido existir un aporte inicial de hielo glaciar que desencadenara mecanismos de flujo. Sin embargo, se aduce que el entorno climático al que se ligaría la conservación estacional del hielo así generado se enmarcaría de lleno en zonas caracterizadas por la existencia de permafrost de tipo continuo o, marginalmente, discontinuo (por definición existe permafrost cuando el material subsuperficial permanece helado durante dos —como mínimo— o varios años consecutivos; cf. Washburn, A. L., 1979; Harris, S. A., 1988).

De este modo, por analogía con condiciones reales hoy en día observables en numerosos macizos montañosos, en la mayoría de los trabajos centrados en la reconstrucción paleoambiental de zonas alpinas a partir de la utilización de morfologías de glaciar rocoso (Barsch, D., 1978; Kerschner, H., 1978, 1983; Haeberli, W., 1983; King, L., 1986; De Jong, M. G. G. y Kwadijk, J. K., 1988; Kotarba, A., 1988; Schoeneich, P., 1991), se suelen estimar unas condiciones térmicas mínimas para el momento de su máxima actividad oscilante en torno a los  $-1/-2$  °C de temperatura anual media, margen inferior a partir del cual comienzan a aparecer y desarrollarse pergelisoles de tipo discontinuo (King, L., 1983). Así, una vez conocidos los límites altitudinales precisos de los glaciares rocosos fósiles (generalmente indicados por su altitud media, obtenida por combinación de sus valores de raíz y frente) presentes en un espacio y momento dados —y mediante la utilización de gradientes térmicos verticales suficientemente precisos y significativos— puede extrapolarse con rapidez el grado de variación que han experimentado las temperaturas medias anuales entre los dos períodos considerados.

Con frecuencia, el período tardiglaciar en el ámbito pirenaico meridio-

nal ha sido considerado como una etapa de clima frío y seco de corta duración subsecuente al retroceso generalizado de los últimos vestigios glaciares pleistocenos (aunque recientemente se han planteado dudas sobre la validez de este esquema, cuando menos para el Pirineo Central; *ver* Serrano, E., 1991). Cronológicamente, las estimaciones realizadas en ambos lados de la cordillera vienen a situarlo en un momento comprendido entre los 13.500-10.000 años B. P. (*vid.* un buen resumen y actualización de los últimos avances para el sector septentrional de la cadena en Jalut, G., 1990; o en Vilaplana, J. M. *et al.*, 1989, para el meridional). Uno de los elementos morfológicos claramente asociados en la literatura a esta etapa —aun a pesar de la ausencia de dataciones de una fiabilidad contrastada— lo constituyen los glaciares rocosos. Tanto en el sector pirenaico central —Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1981), en la zona leridana de la Bonaigua; Vilaplana, J. M. (1983 a), en la Ribagorza catalano-aragonesa; Chueca, J. (1989, 1991 b), en Panticosa y en la totalidad del Alto Pirineo aragonés; Martínez de Pison, E. (1989), en el área de Benasque; Chueca, J. y Julián, A. (1991), en el Macizo del Turbón— como oriental —Serrat, D. (1979, 1980), en Puigmal-Costabona; Gómez Ortiz, A. (1980, 1987), en el sector de la Cerdanya y el Alto Urgell; Serrat, D. y Vilaplana, J. M. (1984), en Andorra; Martí, M. y Serrat, D. (1990), en el Pirineo central y oriental catalán—, se citan referencias que afirman la existencia de gran número de formas fósiles ligadas a este período, localizadas a lo largo de extensos tramos de la cadena. No se han descartado, por supuesto, génesis más recientes relacionadas con la última pulsación fría marcada por la Pequeña Edad del Hielo, e incluso una actividad actual o subactual muy posiblemente heredada (Hamilton, G., 1988, en el ejemplo de glaciar rocoso de Posets; Agudo, C. *et al.*, 1989, en Los Gemelos; Serrano, E. y Rubio, V., 1989, para el glaciar rocoso de Argualas; Chueca, J. *et al.*, 1992, para el de Besiberris). De hecho, la posible presencia de etapas intermedias de creación o reactivación de glaciares rocosos entre el Tardiglacial y la Pequeña Edad del Hielo parece, al menos en el Pirineo Central, más que plausible, aunque todavía por confirmar.

El primer paso que abordamos de cara a la caracterización de las paleotemperaturas desarrolladas en nuestra zona de trabajo durante el período Tardiglacial, consistió en llevar a cabo la catalogación y el inventario de todas aquellas morfologías de glaciar rocoso identificables en ella. Para ello procedimos al examen de la práctica totalidad del área de estudio mediante la utilización de fotografías aéreas de escala semi-detallada

(1:25.000 para la provincia de Huesca, y 1:33.000 para la de Lérida). Posteriormente cartografiamos, con la ayuda de un pantógrafo, las superficies de cada uno de los glaciares rocosos en mapas 1:50.000 (hojas números: 118, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 178, 179, 180, 181 y 213), a partir de los que realizamos medidas de su longitud, anchura, área, perfil longitudinal, elevaciones en la zona de raíz y frente, y orientación. En un trabajo preliminar (Chueca, J., 1991 c), mediante la aplicación de métodos estadísticos de análisis factorial, establecimos una tipología básica de los glaciares rocosos altoaragoneses que nos sirvió como referencia a la hora de delimitar su grado de actividad y adscribirlos a un momento genético concreto. Tomando como base esta clasificación, eliminamos todas aquellas morfologías claramente atribuibles a las fases post-tardiglaciares que anteriormente mencionamos, trabajando únicamente con los casos más inequívocamente ligados a la etapa a analizar.

Los resultados obtenidos del examen de la localización altitudinal de los glaciares rocosos muestran la existencia de un claro sesgo —marcado por el incremento general de sus alturas medias en dirección E— en sus pautas de distribución espacial (Chueca, J., 1990 b, 1991 a), confirmando igualmente para el período Tardiglacial la ya expuesta tendencia general hacia un mayor grado de continentalidad, con precipitaciones reducidas y temperaturas más contrastadas, en el ámbito centro-oriental de la cadena (cuadro III-B). Generalizando, no obstante, los valores a la totalidad del Pirineo Central meridional —tal y como hemos hecho anteriormente al definir la actual línea de nieves permanentes, o su relicto límite durante la fase terminal de glaciares de circo— puede concluirse que la altura media a la que se localizaban las morfologías de glaciar rocoso a lo largo de esta etapa se situaba en torno a los 2.460-2.480 m. (ajustándose a los datos aportados por Martí, M. y Serrat, D., 1990, para el sector oriental del Pirineo catalán), viniendo a señalar con una cierta precisión el margen inferior de actividad de los pergelisoles de tipo discontinuo (TMAA  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). La aplicación del gradiente térmico vertical obtenido con anterioridad para la zona ( $-0'5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m.}$ ) ha permitido ubicar la altura de la línea de equilibrio tardiglacial hacia los 2.260-2.280 m. (figura 4-B), pudiéndose inferir un descenso neto de la TMAA —en comparación con los valores actuales de las temperaturas— cifrado en los  $3'5^{\circ}$ - $3'6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La mejoría térmica en relación a la fase terminal de glaciares de circo alcanzaría así, por otro lado, un valor relativamente considerable, próximo a los  $1'2^{\circ}$ - $1'4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , confirmando el carácter más benigno de la pulsación fría tardiglacial.



Estas estimaciones generales coinciden con las aportadas a través de otras vías de investigación (análisis polínicos y sedimentológicos de depósitos lacustres o glacio-lacustres localizados en el ámbito pirenaico; *cf.* Jalut, G. *et al.*, 1982, 1988; Mardones, M., 1982; Mardones, M. y Jalut, G., 1983; Andrieu, V., 1984, 1989; Jalut, G., 1988, para los ejemplos franceses de Barbazan, Estarrès, Biscaye, Lourdes o la Ariège; o Vilaplana, J. M. *et al.*, 1983, 1989; Montserrat, J. M. y Vilaplana, J. M., 1987; para el caso de Llauset, en la Alta Ribagorza oscense), donde se plantea —a partir del registro a inicios del Tardiglaciario de una preponderancia clara de taxones arborescentes de *Betula* y *Pinus* sobre las especies herbáceas de carácter más continental hasta entonces dominantes (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, etc.)— la existencia de una mejora climática global (con temperaturas suavizadas y aridez relativa) para esta etapa, identificable a lo largo de toda la cadena, y muy posiblemente relacionada con el retroceso del frente polar en las costas atlánticas noreuropeas y el apreciable aumento de las temperaturas registrado en buena parte de la Europa occidental durante el mismo período (Coope, G. R., 1970; Ruddiman, W. F. y McIntyre, A., 1981). Las repercusiones en la dinámica glaciario del incremento térmico y del descenso en la cantidad de precipitaciones se hacen, de hecho, patentes en la aparición de las numerosas morfologías de glaciario rocoso ligadas a esta fase, consecuencia directa del mantenimiento de temperaturas lo suficientemente bajas como para conceder al área de estudio un *status* plenamente periglaciario, pero sin el grado de aporte nivoso necesario para desarrollar o conservar un sistema morfogenético glaciario de una cierta entidad.

### *Conclusiones*

La expansión de las masas de hielo a lo largo de la última glaciación en las regiones de latitud media fue consecuencia directa de unas temperaturas globales más bajas que provocaron el descenso generalizado de la altitud de la línea de nieves permanentes. En este trabajo, hemos pretendido delimitar los rasgos térmicos generales existentes en un amplio tramo del Pirineo Central meridional durante dos momentos morfodinámicamente significativos desarrollados en el Pleistoceno Final —la fase terminal de glaciares de circo, y el Tardiglaciario— partiendo de la reconstrucción espacial de las relictas líneas de equilibrio y su comparación con la hoy en día observable. Los resultados así obtenidos —que aunque generales e hipoté-

ticos son similares a los estimados a través de otras metodologías— han permitido inferir una disminución en el valor de las temperaturas medias anuales en torno a los  $4'8''/4'9''$  °C- $3'5''/3'6''$  °C, ligada a un descenso neto en la ubicación altitudinal media de las relictas líneas de equilibrio cercano a los 970-510 metros, respectivamente, para cada una de las dos etapas mencionadas.

#### BIBLIOGRAFÍA

- AGUDO, C.; SERRANO, E. y MARTÍNEZ DE PISON, E. (1989): «El glaciar rocoso activo de Los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo aragonés)», *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3, pp. 83-91.
- ANDRIEU, V. (1984): *La tourbière de l'Estarrès (Pyrénées atlantiques); environnement géomorphologique et étude palynologique*, Mém. DEA Géographie Physique, Univ. Toulouse-Le Mirail, 71 pp.
- (1989): «La serie glaciolacustre de Barbazan». En HUBSCHMAN, J. y JALUT, G. (eds.), *Glaciaire pyrénéen, versant nord/versant sud (Ossau-Gállego. Garonne-Noguera Ribagorçana). Paléoenvironnements du Pleistocene Supérieur et de l'Holocène*, Livret-Guide de l'excursion annuelle de l'A.F.E.Q., Toulouse, pp. 36-45.
- ANDRIEU, V.; HUBSCHMAN, J.; JALUT, G. y HERAIL, G. (1988): «Chronologie de la déglaciation des Pyrénées Françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paleolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire», *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 34-35, pp. 55-67.
- BARSCHE, D. (1978): «Rock glaciers as indicators of discontinuous Alpine permafrost. An example from the Swiss Alps», *Third Internat. Conf. on Permafrost*, NRC-Ottawa, vol. 1, pp. 349-352.
- (1988): «Rockglaciers», en CLARK, M. J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Londres, Wiley & Sons, pp. 69-90.
- BRU, J.; GÓMEZ, A.; SERRAT, D.; VENTURA, J. y VILAPLANA, J. M. (1985): «Síntesis de la dinámica glaciaria cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán», *I Reunión do Cuaternario Iberico*, I, pp. 165-183.
- COOPE, G. R. (1970): «Climatic interpretations of Late-Weichselian, *Coleptera* from the British Isles», *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, 12, pp. 149-155.
- CREUS NOVAU, J. (1987): «Algunas características climáticas de la Alta Montaña en los Pirineos Centrales», *X Congr. Nac. Geografía*, Zaragoza, vol. I, pp. 137-146.
- CUADRAT, J. M. (1981): *El clima del Pirineo Central. Ensayo de aplicación al turismo de montaña*, tesis doctoral, Universidad de Zaragoza.
- (1984): «El descenso de las temperaturas con la altitud en el Pirineo Central español», *VIII Reunión de Bioclimatología*, Zaragoza, pp. 57-64.
- CHUECA, J. (1989): «Características de los glaciares rocosos del área meridional del Batolito de Panticosa (Pirineo oscense)», *Geographicalia*, 26, pp. 61-74.
- (1990 a): *Análisis geomorfológico de la fenomenología glaciaria y periglaciaria en el Macizo del Turbón-Sierra de Ballabriga (Pirineo oscense)*, memoria de licenciatura, Universidad de Zaragoza, 245 pp. (+anexo cartográfico).
- (1990 b): «Distribución de los glaciares rocosos en el Pirineo Central (Huesca, España). Una aplicación de la técnica del Análisis de Tendencias Superficiales», *Conferencia*

- Internacional sobre el Medio Natural y el Ser Humano en los Pirineos occidentales y Montes Vascos durante el Pleistoceno Superior y Holoceno*, Vitoria, pp. 156-157.
- (1991 a): «Análisis de la distribución espacial de los glaciares rocosos en el Pirineo Central oscense», *Geographicalia*, 28, pp. 93-108.
- (1991 b): «Spatial distribution patterns of rock glaciers in the Spanish Central Pyrenees», *Permafrost and Periglacial Processes* (en prensa).
- (1991 c): «Aplicación de métodos de análisis factorial en el establecimiento de una tipología de los glaciares rocosos del Pirineo Central oscense», *Cuaternario y Geomorfología* (en prensa).
- CHUECA, J. y JULIÁN, A. (1991): «Génesis de glaciares rocosos a partir de desprendimientos rocosos masivos: Macizo del Turbón (Pirineo oscense)», *Alisios. Revista de Geografía Canaria*, (en prensa).
- CHUECA, J.; JULIÁN, A. y LAMPRE, F. (1992): «Nota sobre la I Campaña de control de la dinámica superficial del glaciar rocoso activo de Besiberris (Pirineo Central)», *Pirineos*, (en prensa).
- DE JONG, M. G. G. y KWADIJK, J. K. (1988): «Fossil rock glaciers in Central Vorarlberg, Austria», *Arctic and Alpine Research*, 20-1, pp. 86-96.
- DEL BARRIO, G. (1990): «El régimen térmico estacional en alta montaña», en GARCÍA RUIZ, J. M. (ed.), *Geoecología de las áreas de montaña*, Geoforma, pp. 115-143.
- DEL BARRIO, G.; CREUS, J. y PUIGDEFABREGAS, J. (1990): «Thermal seasonality of the high mountain belts of the Pyrenees», *Mountain Research and Development*, vol. 10, 3, pp. 227-233.
- GARCÍA RUIZ, J. M. (1989): *Mapa Geomorfológico de Sallent (M.T.N. 145)*, Geoforma, 29 pp. (+1 hoja escala 1:50.000).
- GARCÍA RUIZ, J. M.; PUIGDEFABREGAS, J. y CREUS, J. (1985): *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*, Colección de Estudios Altoaragoneses, 2, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, 224 pp.
- (1986): «La acumulación de nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica», *Pirineos*, 127, pp. 27-72.
- GARCÍA RUIZ, J. M.; ALVERA, B.; DEL BARRIO, G. y PUIGDEFABREGAS, J. (1990): «Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees», *Mountain Research and Development*, vol. 10, 3, pp. 201-214.
- GAUSSEN, H. (1926): *Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Sol, climat, végétation*, P. Lechevalier, París, 559 pp.
- (1934): «Sol, climat et végétation des Pyrénées espagnoles», *Rev. Ac. Cienc. Exact. Fis. Quim. y Nat. de Zaragoza*, Zaragoza, 18, pp. 109-175.
- GAUSSEN, H. y BARRUEL, P. (1955): *Montagnes*, Horizons de France, París, 9 pp.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1980): *Estudio geomorfológico del Pirineo catalán: morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Lles y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell)*, tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 480 pp.
- (1987): *Contribució geomorfológica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*, Inst. Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161 pp.
- GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J. L. (1981): «Los glaciares rocosos y el modelo acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida)», *Bol. Geol. y Minero*, 92, pp. 101-110.
- HAEBERLI, W. (1983): «Permafrost —glacier relationships in the Swiss Alps— today and in the past», *Proc. Fourth Internat. Conf. on Permafrost*, pp. 415-420.
- (1985): *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Mitt. der Vers. für Wass. Hydr. und Glaz., 77, ETH-Zürich, 142 pp.

- HAMILTON, G. S. (1988): «The development, age and present status of a rock glacier en the Posets Massif, Spanish Pyrennes», *Pirineos*, 131, pp. 43-56.
- HARRIS, S. A. (1988): «The alpine periglacial zone», en CLARK, M. J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Londres, Wiley & Sons, pp. 369-413.
- HERAIL, G.; HUBSCHMAN, J. y JALUT, G. (1986): «Quaternary glacial development in the French Pyrennes», en SIBRAVA, V., BOWEN, D. Q. y RICHMOND, G. M. (eds.), *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere, Quaternary Sciences Review*, 1, pp. 397-402.
- JALUT, G. (1988): «Les principales etapes de l'histoire de la forêt Pyrénéenne française depuis 15.000 ans», *Monogr. Inst. Pir. Ecol.*, 4, Jaca, pp. 609-615.
- (1990): «Le paleoenvironnement de la moitié occidentale du versant nord del Pyrénées de 40.000 BP à l'actuel: etapes de la deglaciation et histoire de la vegetation», en CEARRETA, A. y UGARTE, F. M. (eds.), *The environment and the Human Society in the Western Pyrennes and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene*, Vitoria, pp. 67-78.
- JALUT, G.; DELIBRIAS, G.; DAGNAC, J.; MARDONES, M. y BOURHOURS, M. (1982): «A palaeoecological approach to the last 21.000 years in the Pyrennes: the peat bog of Freychinède (alt. 1.350 m., Ariège, South France)», *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40, pp. 321-359.
- JALUT, G.; ANDRIEU, V.; DELIBRIAS, G.; FONTUGNE, M. y PAGES, P. (1988): «Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrennes) during the last 27.000 years», *Pollen et Spores*, 25, pp. 357-394.
- KERSCHNER, H. (1978): «Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria», *Arctic and Alpine Research*, 10-3, pp. 635-644.
- (1983): «Überlegungen zum Klima während des Egesen-stadiums (Jüngere Dryas, 11.000-10.000 BP) in den Zentralen Ostalpen (Westtirol, Osterreich)», en SCHRÖDER-LANZ (eds.), *Late and Post-Glacial Oscillations of Glaciers: Glacial and Periglacial Forms*, Rotterdam, Balkema, pp. 65-72.
- KING, L. (1983): «High mountain permafrost in Scandinavia», *Proc. Fourth Internat. Conf. on Permafrost*, pp. 612-617.
- (1986): «Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia», *Geografiska Annaler*, 68-A, pp. 131-139.
- KOTARBA, A. (1988): Fossil rock glacier in the Polish Tatra Mountains: origin and age. En PÉCSI, M. y STARKEL, L. (eds.), *Paleogeography of Carpatian regions*, Geogr. Res. Inst. Acad. Sci., Budapest, pp. 161-169.
- LAUTENSACH, H. (1960): «Die Temperaturverhältnisse der Iberischen Halbinsel und ihr Jahresgang», *Die Erde*, 91, pp. 86-114 (trad. cast. «Características y ritmo anual de la temperatura en la Península Ibérica», *Est. Geogr.*, 23, 1962, pp. 259-292).
- (1967): *Geografía de España y Portugal*, Vicens-Vives, Barcelona, 814 pp.
- LOTZE, F. (1962): *Pleistozäne vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien)*, Wiesbaden, Akademie de Wissenschaften und der Literatur.
- LOWE, J. J. y WALKER, M. J. C. (1984): *Reconstructing Quaternary Environments*, Londres, Longman, 389 pp.
- LLIBOUTRY, L. (1965): *Traité de glaciologie*, T. II, Masson, París, pp. 429-1.040.
- LOBET, S. (1947): *El medio y la vida en Andorra. Estudio geográfico*, Inst. J. S. Elcano, C.S.I.C., Barcelona.
- MARDONES, M. (1982): *Le Pleistocene supérieur et l'Holocène du piémont de Lourdes: le gisement de Biscaye (Hautes Pyrénées, France). Etude palynologique, sédimentologique et géomorphologique*, Thèse 3.º Cycle, Univ. Toulouse-Le Mirail, 96 pp.
- MARDONES, M. y JALUT, G. (1983): «Evolution climatique et dynamique glaciaire en Ariège

- et sur le piémont de Lourdes depuis environ 50.000 BP jusqu'à 10.000 BP», *Rev. Geogr. des Pyr. et du Sud-Ouest*, Montagnes et Piémonts, pp. 299-312.
- MARTÍ I RIBA, J. (1981): «Estudio del glaciario cuaternario de un sector de la Alta Ribagorça», *Notes de Geografia Física*, 5, pp. 33-47.
- MARTÍ, M. y SERRAT, D. (1990): «Los glaciares rocosos del Pirineo catalán: primeros resultados», *I Reunión Nac. de Geomorfología*, Teruel, pp. 191-201.
- MARTÍNEZ DE PISON, E. (1989): «Morfología glaciaria del valle de Benasque (Pirineo aragonés)», *Ería*, 18, pp. 51-64.
- MARTÍNEZ DE PISON, E. y ARENILLAS, M. (1988): «Los glaciares actuales del Pirineo español», en MOPU, *La nieve en el Pirineo español*, Madrid, pp. 29-98.
- MONSERRAT, J. y VILAPLANA, J. M. (1987): «The paleoclimatic records of the Upper Pleistocene and Holocene in the Llauset valley (Central southern Pyrenees)», *Pirineos*, 129, pp. 107-113.
- OSMASTON, H. (1975): «Models for the estimation of firnlines of present and Pleistocene glaciers», en PEEL, R.; CHISHOLM, M. y HAGGETT, P. (eds.), *Processes in Physical and Human Geography*, Heinemann, Bristol, pp. 218-245.
- ØSTREM, G. (1966): «The height of the glacial limit in southern British Columbia and Alberta», *Geogr. Annlr.*, 48-A, pp. 126-138.
- PASCHINGER, H. (1957): «Die würmzeitliche Schneegrenze im Mittelmeergebiet», *R. u. Klebelsberg-Festschrift Geol.*, Wien, pp. 201-205.
- PORTER, S. C. (1970): «Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan», *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, pp. 1.421-1.446.
- POTTER, N. (1972): «Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming», *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 3.025-3.058.
- PUIGDEFABREGAS, J. (1969): «Avance para el estudio climático del Alto Aragón», *Actas V Cong. Int. Est. Piren.*, Zaragoza, pp. 79-80.
- RUDDIMAN, W. F. y MCINTYRE, A. (1981): «The North Atlantic Ocean during the last deglaciation», *Paleogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.*, 35, pp. 145-214.
- SCHOENEICH, P. (1991): «Fossil rock glaciers in the Western Swiss Prealps, I Int. Cong. on Permafrost and Periglacial environments in Mountain areas, Interlaken», *Permafrost and Periglacial Processes* (en prensa).
- SERRANO, E. (1989): «Las aportaciones más recientes sobre las glaciaciones cuaternarias de los Pirineos», *Ería*, 18, pp. 74-77.
- (1991): *Geomorfología glaciaria de las montañas y valles de Panticosa y de la ribera de Biescas (Pirineo aragonés)*, tesis doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, 957 pp. (+anexo cartográfico).
- SERRANO, E. y RUBIO, V. (1989): «El glaciar rocoso activo de Las Argualas. Pirineo aragonés», *Ería*, 19-20, pp. 195-198.
- SERRAT, D. (1979): «Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees», en SCHLÜCHTER, Ch. (ed.), *Moraines and varves*, Balkema, Rotterdam, pp. 93-100.
- (1980) «Estudio geomorfológico del Pirineo oriental (Puigmal, Costabona)», *Notes de Geografia Física*, 2, pp. 39-55.
- SERRAT, D. y VILAPLANA, J. M. (1984): «El relleu i la xarxa hidrogràfica; Sistema nival», en FOIÇH, R. (dir.), *El patrimoni natural d'Andorra*, Ketres, Barcelona, pp. 41-53; 141-146.
- VILAPLANA, J. M. (1983 a): «Quaternary glacial geology of the Alta Ribagorça basin (Central southern Pyrenees)», *Acta Geol. Hisp.*, 18 (3-4), pp. 217-233.
- (1983 b): «Sobre la geomorfología de la vall de Llauset: Pirineu Ribagorça», *Rev. Inv. Geol.*, 36, pp. 97-120.

JAVIER CHUECA CÍA

- VILAPLANA, J. M., SCHLUCHTER, Ch. y VERDAGUER, A. (1983): «Sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene sediments in Lake Llauset (Southern Pyrenees, Spain). A first approach», *Acta Geol. Hisp.*, 18 (3-4), pp. 235-248.
- VILAPLANA, J. M.; MONTSERRAT, J. y SCHLUCHTER, Ch. (1989): «Recent progress in Quaternary stratigraphy: the Lake Llauset sequences in the Spanish Pyrenees», en ROSE, J. y SCHLUCHTER, Ch. (eds.), *Quaternary type sections: Imagination or reality?*, Balkema, Rotterdam, pp. 123-134.
- WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology*, E. Arnold, Londres, 406 pp.
- WHALLEY, W. B. (1974): *Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system*, Geographical Papers, 24, University of Reading, 60 pp.
- (1983): «Rock glaciers, permafrost features or glacial relics?», *Proc. Fourth Internat. Conf. on Permafrost*, pp. 1.396-1.401.

RESUMEN.—A partir de la determinación de la altitud de las líneas de nieve permanente (ELA/FLA) obtenidas mediante la utilización de evidencias geomorfológicas conservadas en antiguas superficies glaciadas y el estudio de la distribución espacial-altitudinal de glaciares rocosos, se ha procedido —por comparación con datos climáticos actuales— a la caracterización de las paleotemperaturas existentes en un amplio tramo del Pirineo Central meridional durante dos momentos, morfodinámicamente significativos, de su historia glacial última: la fase terminal de glaciares de circo y el período tardiglacial, ambos ubicables en el Pleistoceno Final y generadores de morfologías fácilmente reconocibles en extensos sectores de la Cadena (morrenas de boca de circo, glaciares rocosos). Los resultados ofrecen una primera aproximación general a las paleocondiciones térmicas desarrolladas en el área, marcadas por un descenso neto en las temperaturas medias anuales del orden de los  $4^{\circ}8/4^{\circ}9'$ - $3^{\circ}5/3^{\circ}6'$  para cada una de las dos etapas mencionadas.

PALABRAS CLAVE.—Paleotemperaturas. Pleistoceno Final. Pirineo Central español. Glaciares de circo. Glaciares rocosos.

ABSTRACT.—*The palaeotemperatures during the late Pleistocene: Spanish Central Pyrenees.* Starting from the determination of the equilibrium line altitude/firn line altitude (ELA/FLA) obtained through the use of morphological evidences preserved in old glaciated surfaces and the study of the spatial-altitudinal distribution of rock glaciers, we have characterized —by comparison with present-day climatic data—the palaeotemperatures existent in a wide section of the southern Central Pyrenees during two periods, morphodynamically significant, of its late glacial history: the terminal phase of cirque-glaciers, and the Lateglacial, both of them located in the Late Pleistocene and producers of morphologies easily recognizable in vast sectors of this mountainous range (cirque moraines, rock glaciers). The results offer a first general approximation to the thermal paleoconditions developed in the area, marked by a net fall in mean annual air temperatures on the order of  $4^{\circ}8/4^{\circ}9'$  -  $3^{\circ}5/3^{\circ}6'$  for each of the two mentioned stages.

KEY WORDS.—Palaeotemperatures. Late Pleistocene. Spanish Central Pyrenees. Cirque glaciers. Rock glaciers.

**RÉSUMÉ.**—*Caracterisation des paléotemperatures pendant le Pleistocène Supérieur: Pyrénées Centrales espagnoles.* A partir de la détermination de l'altitude des lignes de neige permanente (ELA/FLA) obtenues grâce à l'utilisation des évidences géomorphologiques conservées dans antiques superficies glaciées et de l'étude de la distribution spatiale —altitudinale des glaciers rocheux, on a procédé— par comparaison avec les données climatiques actuelles —à la caractérisation des paléotemperatures existentes dans un ample lot des Pyrénées Centrales méridionales pendant deux moments, morphodynamiquement significatives, de sa dernière histoire glaciaire: la phase terminale des glaciers de cirque et le période tardiglaciaire, qu'on peut les situer dans le Pleistocene Supérieur et qui ont entraînés des morphologies très facilement reconnaissables dans secteurs étendues de la Chaîne (moraines de cirque, glaciers rocheux). Les résultats offrent une première approche générale au paléoconditions thermiques déroulées dans la zone, marquées pour une diminution nette dans les températures moyennes annuelles autour de 4'8°/4'9° - 3'5°/3'6° pour chacune des deux étapes mentionnés.

**MOTS CLÉ.**—Paléotemperatures. Pleistocene Supérieur. Pyrénées centrales espagnoles. Glaciers de cirque. Glaciers rocheux.