

Clima de alta montaña y sistemas morfoclimáticos fríos en el macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés)

Fernando Lampre Vitaller

Consejo de Protección de los Glaciares del Pirineo Aragonés

El área de estudio y su contexto

El Macizo de La Maladeta (Pirineo Aragonés) se encuentra ubicado en el extremo nororiental de la provincia de Huesca, entre los ríos Ésera (al Oeste) y Noguera Ribagorzana (al Este), abarcando un conjunto de relieves montañosos modelados en materiales graníticos que superan los 3.000 m de altitud, y culminan a 3.404 m en la cima del Aneto (Figura 1). La gran importancia de este área radica en la existencia todavía de pequeños glaciares residuales, así como en la conservación de suelos helados relictos. Este fenómeno glaciar y periglaciar, junto con el localizado en algunos macizos pirenaicos vecinos, es el más meridional de Europa y único en la Península Ibérica. La relevancia científica y cultural de los macizos pirenaicos glaciados (entre los que se incluye La Maladeta) ha sido merecedora de una figura de protección en Aragón desde 1990: Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos.

El clima de alta montaña en el Pirineo y en el macizo de la Maladeta

El análisis, interpretación y distribución espacio-temporal de la información climática tiene un indudable interés biogeográfico y geomorfológico, debido a la interrelación que se deduce de los elementos y factores climáti-

Figura 1
Localización del área de estudio



cos como desencadenantes de la dinámica de procesos morfogenéticos y biológicos.

El Macizo de La Maladeta presenta una particular ubicación en el contexto de la cordillera pirenaica, con unas características climáticas muy condicionadas por el relieve de la zona, responsable directo de un importante gradiente altitudinal de los elementos climáticos. Sus condiciones topográficas, con altitudes que oscilan entre los 1.360 m de la desembocadura del río de Ballibierna y los 3.404 m del pico Aneto, la definen como un área de alta montaña. Según la clasificación climática realizada para los Pirineos Orientales por Albentosa (1973), podemos diferenciar tres grandes ambientes:

- Clima alpino, con temperaturas medias anuales inferiores a 0°C, precipitaciones no inferiores a 2.000 mm anuales, cubierta nival de 9 a 12 meses y posibilidad de heladas todo el año. Estos parámetros se localizan en La Maladeta por encima de los 2.895-2.900 m de altitud, en la alta montaña glaciada y rocosa (piso bioclimático y geocomplejo crionival).
- Clima de alta montaña, con temperaturas medias anuales inferiores a 5°C, precipitaciones superiores a 1.000 mm e innivación de 6 a 8 meses. La cota 1.900 m de nuestra área define el umbral inferior de este ambiente. Esta altitud es plenamente coincidente con la cota de la isoterma de la temperatura media del aire igual a 0°C durante los meses invernales (diciembre-marzo), considerada como límite inferior del espacio de alta montaña, y también potencial indicador del carácter nivoso de las precipitaciones (RJCKBORST, 1967; GARCÍA RUIZ *et al.*, 1985). Se trata del ambiente característico de la alta montaña con pastos supraforestales y alta montaña forestal (pisos bioclimáticos y geocomplejos alpino y subalpino).
- Clima de media montaña. Prácticamente inapreciable en La Maladeta, puesto que los ambientes climáticos de alta montaña y alpino ocupan el 95 % de la superficie de la cuenca. Se corresponde con un estrato de transición entre la media montaña forestal (piso bioclimático y geocomplejo montano) y la alta montaña forestal (piso y geocomplejo subalpino).

La situación del Macizo de La Maladeta, en una posición interior y central dentro de la cadena pirenaica, le confiere unas características de montaña mediterránea-continental, debido al alejamiento del sector respecto a los flujos generales de las perturbaciones atlánticas, que descargan la humedad sobre los macizos pirenaicos occidentales, hecho constatado en el descenso del volumen de precipitaciones de oeste a este (CUADRAT, 1981; CREUS, 1987). La tendencia continental se detecta en el régimen o distribución estacional de las precipitaciones en el macizo, con un máximo otoñal y otro secundario en primavera, con mínimo relativo invernal e incremento atípico estival debido a los fenómenos tormentosos; bien distinto de los valles pirenaicos occidentales con máximo otoño-invernal y mínimo estival (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1985). Por otra parte las temperaturas también están sujetas a la altitud, exposición y topografía, generándose diversos microclimas, a veces de difícil definición, así como acusados contrastes entre laderas.

En este trabajo se manejan valores termopluviométricos: las temperaturas medias mensuales del aire (con inclusión de las medias de las mínimas y de las máximas), y las precipitaciones mensuales, únicos datos disponibles en 8 estaciones climatológicas ubicadas en la cuenca hidrográfica del río Ésera, en el entorno inmediato del Macizo de La Maladeta: Graus, Perarruga (Perarrúa), Seira, Bilanoba (Villanova), Sesué, Grist (Eriste), Benás (Benasque) y Sarllé (Cerler) (Tabla 1).

Tabla 1
Características de las estaciones meteorológicas utilizadas

Estaciones	Altitud	Serie	Latitud	Longitud
Graus	580 m	1960-88	42° 12'	0° 18'
Perarruga (Perarrúa)	604 m	1940-70	42° 16'	0° 18'
Seira	809 m	1935-88	42° 28'	0° 26'
Bilanoba (Villanova)	982 m	1946-83	42° 32'	0° 27'
Sesué	996 m	1964-89	42° 32'	0° 28'
Grist (Eriste)	1.100 m	1970-83	42° 35'	0° 29'
Benás (Benasque)	1.138 m	1935-70	42° 36'	0° 31'
Sarllé (Cerler)	1.600 m	1988-91	42° 35'	0° 32'

Las fuentes pertenecen al Centro Meteorológico de Aragón, La Rioja y Navarra (Instituto Nacional de Meteorología). La fiabilidad de los datos seleccionados queda avalada por las largas series de observación en la mayoría de las estaciones, exceptuando Sarllé (Cerler), con sólo cuatro años, incluida en este trabajo por su registro climático de altitud (1.600 m), básico para nuestros objetivos. El problema fundamental es la escasez de periodos de registro comunes, solventado mediante procedimientos de homogeneización de series (ajuste de medias realizado por el método de las diferencias para las temperaturas, y método de las razones para las precipitaciones, expuestos ambos por JANSÁ, 1969). El periodo común obtenido para nuestra caracterización climática es 1964-1989.

Puntualmente, hemos optado por introducir en uno de los apartados del marco climático (capítulo sobre innivación y glaciario), los valores termopluviométricos de la estación de Senet (datos de la empresa hidroeléctrica ENHER), también en el entorno inmediato del Macizo de La Maladeta, pero ubicada en la cuenca de la Noguera Ribagorzana, con el fin de caracterizar la serie más larga de que disponemos (1962-1991), en una interpretación climática tendente a descifrar la última gran regresión glacial del macizo a partir de los años 80.

Temperaturas y gradiente térmico vertical

La elaboración de un gradiente térmico vertical se ha realizado mediante la correlación entre las temperaturas mensuales del aire (medias, mínimas y máxi-

mas de las ocho estaciones del Ésera) y la altitud, por medio de la regresión lineal simple (único método que asegura la disminución constante de las temperaturas con la altitud) y la estimación de las correspondientes rectas de tendencia. A excepción de las medias de las temperaturas mínimas, excesivamente afectadas por las inversiones térmicas en los meses invernales, los ajustes se muestran en líneas generales muy elevados, como puede observarse en las tablas de significación estadística (Tabla 2), otorgando una notable fiabilidad a las seis extrapolaciones realizadas en altitud (1.400 m, 1.800 m, 2.200 m, 2.600 m, 3.000 m y 3.400 m).

Tabla 2
Significación estadística de temperaturas y precipitaciones: coeficientes de correlación R de Pearson y coeficiente de determinación R²

	Temp. medias		Medias máx.		Medias mín.		Precipitaciones	
	R	R ²	R	R ²	R	R ²	R	R ²
Enero	0,822	0,67	0,794	0,63	0,242	0,05	0,912	0,83
Febrero	0,868	0,75	0,913	0,83	0,317	0,10	0,911	0,83
Marzo	0,920	0,84	0,963	0,92	0,333	0,11	0,834	0,69
Abril	0,940	0,88	0,969	0,93	0,481	0,23	0,867	0,75
Mayo	0,927	0,86	0,956	0,91	0,716	0,51	0,971	0,94
Junio	0,956	0,91	0,958	0,91	0,893	0,70	0,831	0,69
Julio	0,970	0,94	0,954	0,91	0,801	0,64	0,825	0,68
Agosto	0,954	0,91	0,935	0,87	0,868	0,75	0,928	0,86
Septiem	0,966	0,93	0,915	0,83	0,841	0,70	0,843	0,71
Octubre	0,958	0,91	0,941	0,88	0,631	0,39	0,746	0,55
Noviem	0,865	0,74	0,907	0,82	0,311	0,09	0,942	0,88
Diciem.	0,896	0,80	0,887	0,78	0,294	0,09	0,922	0,85
Anual	0,961	0,92	0,954	0,91	0,712	0,50	0,959	0,92

El gradiente térmico vertical que se deduce para el Macizo de La Maladeta, equivale a $-0^{\circ}49^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, valor resultante que presenta gran similitud con los obtenidos para el Pirineo Central y Oriental en los trabajos de Llobet (1947), Gausson y Barruel (1955), Puigdefabregas (1969), Cuadrat (1981, 1984), Plana (1985), García Ruiz *et al.* (1985), Creus (1987), Del Barrio (1990), Del Barrio *et al.* (1990) o Chueca (1992, 1993) con gradientes térmicos que oscilan entre los $-0^{\circ}48$ y $-0^{\circ}70^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

El examen de los datos mensuales en las estaciones analizadas y en sus correspondientes proyecciones en altura, permite caracterizar la notable variabilidad térmica de nuestra área de estudio (Tablas 3, 4 y 5), con una isoterma media anual de $7^{\circ}6^{\circ}\text{C}$ en la desembocadura del río de Ballibierna (1.360 m), la isoterma de 0°C ubicada en torno a los 2.900 m, y la isoterma de $-2^{\circ}5^{\circ}\text{C}$ en la máxima altitud del macizo (Aneto, 3.404 m).

Tabla 3
Valores anuales y mensuales de las temperaturas
medias del aire

Estación	altitud	año	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Sarllé	1.600	6,4	0,1	1,2	3,1	5,7	8,4	10,8	14,2	12,9	10,3	7,3	2,9	0,3
Benás	1.138	9,5	1,5	2,6	5,6	7,9	11,7	15,8	18,7	18,5	15,3	9,0	5,9	1,8
Grist	1.100	8,4	1,7	1,6	4,2	6-6	9,9	14,8	17,3	16,9	14,0	9,2	4,0	0,9
Sesué	996	9,0	1,5	2,2	4,8	7-4	11,0	15,3	18,2	17,6	14,8	9,9	4,6	1,4
Billanoba	982	9,5	2,2	3,2	5,5	7-9	11,3	14,8	18,2	17,6	14,7	10,5	5,8	2,4
Seira	815	9,8	1,3	2,5	5,5	8-6	11,5	15,9	19,6	18,5	15,8	10,5	5,5	2,2
Perarruga	604	11,2	1,9	4,2	7,6	10,1	14,1	17,9	21,0	20,5	17,3	11,3	6,3	2,6
Graus	580	11,9	3,0	4,8	7,4	10,2	14,2	18,6	22,0	21,2	17,7	12,8	7,0	3,5
PR 1.400	1.400	7,4	0,8	1,4	3,7	6,1	9,2	12,6	15,7	14,8	12,1	8,0	3,8	0,7
PR 1.800	1.800	5,4	0,0	0,1	2,0	4,3	7,0	9,8	12,8	11,9	9,4	6,1	2,3	-0,4
PR 2.200	2.200	3,4	-0,9	-1,2	0,3	2,5	4,8	7,1	10,0	9,0	6,7	4,2	0,9	-1,5
PR 2.600	2.600	1,4	-1,7	-2,5	-1,4	0,7	2,6	4,3	7,2	6,0	4,0	2,2	-0,5	-2,6
PR 3.000	3.000	-0,5	-2,5	-3,8	-3,1	-1,0	0,4	1,6	4,4	3,1	1,4	0,3	-1,9	-3,7
PR 3.400	3.400	-2,5	-3,4	-5,1	-4,1	-2,8	-1,8	-1,1	1,6	0,2	-1,3	-1,6	-3,3	-4,8

Tabla 4
Valores anuales y mensuales de las temperaturas
medias de las mínimas

Estación	altitud	año	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Sarllé	1.600	1,5	-4,5	-3,5	-1,6	0,6	3,1	5,3	8,5	7,6	5,4	2,6	-1,6	-3,9
Benás	1.138	3,3	-4,0	-3,2	0,2	3,2	5,8	9-6	11,1	11,0	8,0	2,4	0,5	-3,1
Grist	1.100	1,1	-4,7	-5,1	-3,2	-0,2	2,4	6-9	8,2	8,5	5,8	2,2	-2,9	-5,1
Sesué	996	1,3	-5,1	-4,7	-2,7	0,3	3,4	7,3	8,9	10,2	6,0	2,0	-2,8	-5,1
Billanoba	982	2,8	-4,0	-3,2	-1,2	1,0	4,0	7,2	10,7	11,2	7,9	4,6	0,1	-3,7
Seira	815	3,6	-4,0	-3,1	-0,8	2,2	5,2	8,9	12,0	12,6	9,0	4,6	0,6	-2,4
Perarruga	604	3,8	-4,5	-3,5	-0,2	2,6	6,9	10,5	12,5	12,7	10,1	3,7	-1,0	-3,6
Graus	580	4,1	-4,0	-2,5	-0,8	2,3	6,5	10,3	13,2	8,2	9,5	5,1	-0,1	-3,3
PR 1.400	1.400	1,6	-4,5	-3,9	-1,8	0,7	3,1	6,2	8,6	6,2	5,8	2,4	-1,5	-4,1
PR 1.800	1.800	0,5	-4,6	-4,3	-2,3	0,0	1,6	4,5	6,8	4,2	3,9	1,4	-2,0	-4,5
PR 2.200	2.200	-0,5	-4,7	-4,6	-2,7	-0,7	0,2	2,4	4,9	2,1	2,1	0,5	-2,5	-4,8
PR 2.600	2.600	-1,6	-4,8	-4,9	-3,2	-1,4	-1,3	0,5	3,0	0,2	0,2	-0,5	-3,1	-5,5
PR 3.000	3.000	-2,6	-5,0	-5,2	-3,7	-2,2	-2,7	-1,3	1,2	-1,6	-1,6	-1,5	-3,6	-5,5
PR 3.400	3.400	-3,6	-5,1	-5,7	-5,8	-2,9	-4,2	-3,2	-0,7	-3,5	-3,5	-2,4	-4,1	-5,8

Tabla 5
Valores anuales y mensuales de las temperaturas medias de las máximas

Estación	altitud	año	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
Sarllé	1.600	11,3	4,6	5,7	7,7	10,8	13,7	16,3	19,8	18,2	15,1	11,9	7,4	4,4
Benás	1.138	15,5	7,0	8,4	10,8	12,5	17,5	21,9	26,3	25,9	22,5	15,5	11,2	6,7
Grist	1.100	15,8	8,2	8,4	11,6	13,6	17,4	22,7	26,4	25,3	22,2	16,2	11,0	7,0
Sesué	996	16,8	8,2	9,2	12,4	14,5	18,6	23,3	27,5	26,4	23,6	17,9	12,0	8,0
Billanoba	982	16,2	8,4	9,6	12,2	14,8	18,6	22,4	25,7	25,0	21,5	16,4	11,5	8,5
Seira	815	15,9	6,5	8,1	11,8	15,0	17,8	22,9	27,2	25,8	22,6	16,4	10,4	6,8
Perarruga	604	18,6	8,4	11,9	15,4	17,6	21,3	25,3	29,5	28,4	24,5	19,0	13,6	8,8
Graus	580	19,7	10,0	12,1	15,6	18,1	21,9	26,9	30,8	29,7	25,9	20,5	14,1	10,3
PR 1.400	1.400	13,2	6,0	6,7	9,0	11,6	15,2	18,9	22,6	21,5	18,4	13,6	9,0	5,5
PR 1.800	1.800	10,3	4,4	4,4	6,1	8,7	15,3	15,3	18,8	17,6	14,9	10,7	6,7	3,6
PR 2.200	2.200	7,4	2,9	2,0	3,1	5,8	9,3	11,7	15,0	13,7	11,3	7,7	4,4	1,7
PR 2.600	2.600	4,5	1,3	-0,3	0,1	3,0	6,3	8,1	11,2	9,9	7,7	4,8	2,1	-0,2
PR 3.000	3.000	1,6	-0,3	-2,6	-2,8	0,1	3,4	4,5	7,4	6,0	4,1	1,8	-0,1	-2,1
PR 3.400	3.400	-1,3	-1,8	-4,9	-4,2	-2,8	0,4	0,9	3,6	2,1	0,5	-1,1	-2,4	-4,0

La oscilación anual de las temperaturas nos permitirá determinar el grado de continentalidad del macizo, efecto brevemente esbozado para el régimen anual de precipitaciones. El índice climático de continentalidad de Gorezyski (K) (BARRY y CHORLEY, 1985), está basado en la amplitud entre las medias mensuales extremas del año, en la latitud de las estaciones y, para las zonas montañosas, en la altitud (RIVAS MARTÍNEZ, 1988 a, introduce para bioclimatología un factor de corrección de 0'7 cada 100 m de altitud que resulta muy útil, debido a que el descenso de las máximas al elevarse es mayor que la caída de las mínimas); K puede oscilar entre -12 en los lugares marcadamente oceánicos y 100 en los lugares marcadamente continentales, y concretamente expresa valores superiores a 20 en todo el macizo de La Maladeta, definiéndolo como moderadamente continental.

Por lo que respecta a la evolución de las temperaturas, realizamos más adelante un análisis minucioso sobre el recalentamiento atmosférico acaecido durante el siglo XX, arrancando desde la última glaciación histórica (Pequeña Edad del Hielo) hasta el momento actual, basado en parámetros climáticos y geomorfológicos: evolución del límite de nieves permanentes, de la línea de equilibrio glaciar y del límite inferior de los suelos helados (*permafrost*).

El régimen térmico estacional y los ciclos hielo/deshielo

El análisis pormenorizado del régimen térmico estacional complementa de forma precisa la visión que nos introduce el gradiente altitudinal, y detalla la fenomenología de la temperatura en la alta montaña, permitiéndonos des-

componer el ciclo anual en una serie de periodos con características morfoclimáticas y geoecológicas bien definidas, imprescindibles para la mejor comprensión de la dinámica de procesos en La Maladeta (Figura 2). El método utilizado está expuesto por Del Barrio (1990) en su estudio sobre el régimen estacional en alta montaña (GARCÍA RUIZ ed., 1990 a), y desarrollado para la Alta Ribagorza por Chueca (1993).

Los periodos estacionales se definen a partir de unos valores umbrales de temperatura: 0°C, como cambio de fase en el agua (congelación-fusión) y 7°C como mínimo generalmente aceptado para que se desarrollen determinados procesos biológicos (periodo vegetativo). De esta forma podemos establecer un modelo de ciclo anual:

- Invierno sin deshielo (ISD): la temperatura media de las máximas no supera los 0°C (no existe fusión).
- Invierno hielo-deshielo (IHD): la temperatura media no supera los 0°C (predomina la congelación sobre la fusión).
- Primavera hielo-deshielo (PHD): la temperatura media de las mínimas no supera los 0°C (predomina la fusión sobre la congelación).
- Primavera sin heladas (PSH): la temperatura media de las mínimas supera los 0°C pero no alcanza los 7°C.
- Periodo vegetativo (PVG): la temperatura media es igual o superior a 7°C.
- Otoño sin heladas (OSH): la temperatura media de las mínimas supera los 0°C pero no alcanza los 7°C.
- Otoño hielo-deshielo (OHD): la temperatura media de las mínimas no supera los 0°C (todavía predomina la fusión sobre la congelación, pero retorno paulatino hacia IHD, ISD, etc).

Siguiendo a Del Barrio (1990), establecemos la duración de estos periodos en función del número de días del año que se encuentran por encima o debajo de las temperaturas umbral, tanto para las medias como para las máximas y mínimas, calculando las fechas límite entre los periodos estacionales. Aplicando esta metodología a nuestras proyecciones en altitud se obtienen los resultados reflejados en las tablas 6 y 7.

Tabla 6
Ciclos hielo/deshielo anuales en La Maladeta

Altitud (m)	Total de ciclos hielo/deshielo PHD+OHD+IHD	Ciclos fundentes PHD+OHD	Ciclos congelantes IHD
1.400 m	154	154	0
1.800 m	169	133	36
2.200 m	200	97	103
2.600 m	256	109	147
3.000 m	166	119	47
3.400 m	136	53	83

Figura 2
Régimen térmico estacional para las proyecciones realizadas en altitud
(1.400m, 1.800 m, 2.200 m, 2.600 m, 3.000 m y 4.000 m)

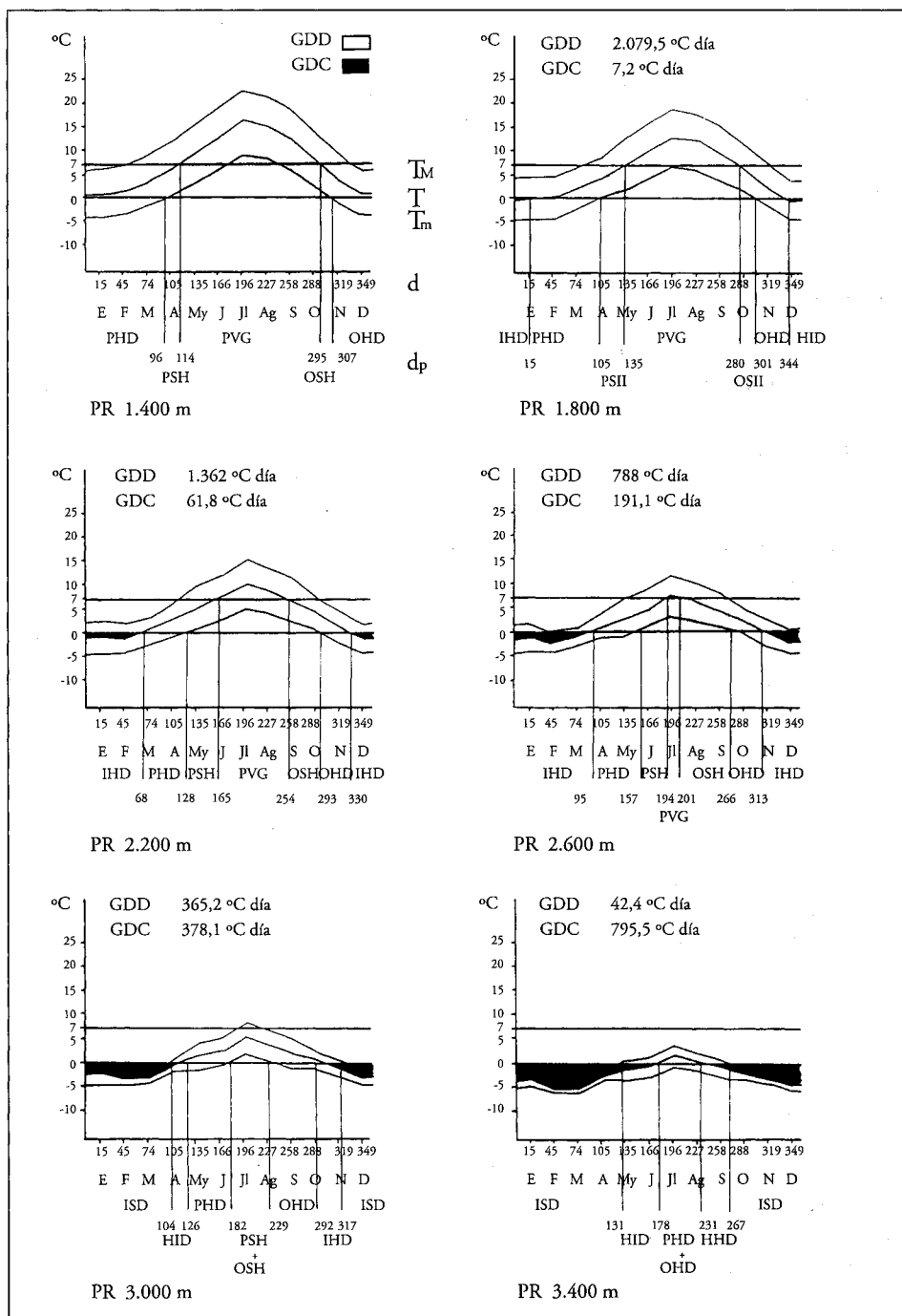


Tabla 7
Periodo vegetativo, días con temperatura media superior a 0°C y días sin deshielo. Valores anuales

Altitud (m)	Días periodo vegetativo PVG	Días temperatura media >0°C	Días sin deshielo ISD
1.400 m	181	365	0
1.800 m	145	329	0
2.200 m	89	262	0
2.600 m	7	218	0
3.000 m	0	166	152
3.400 m	0	53	229

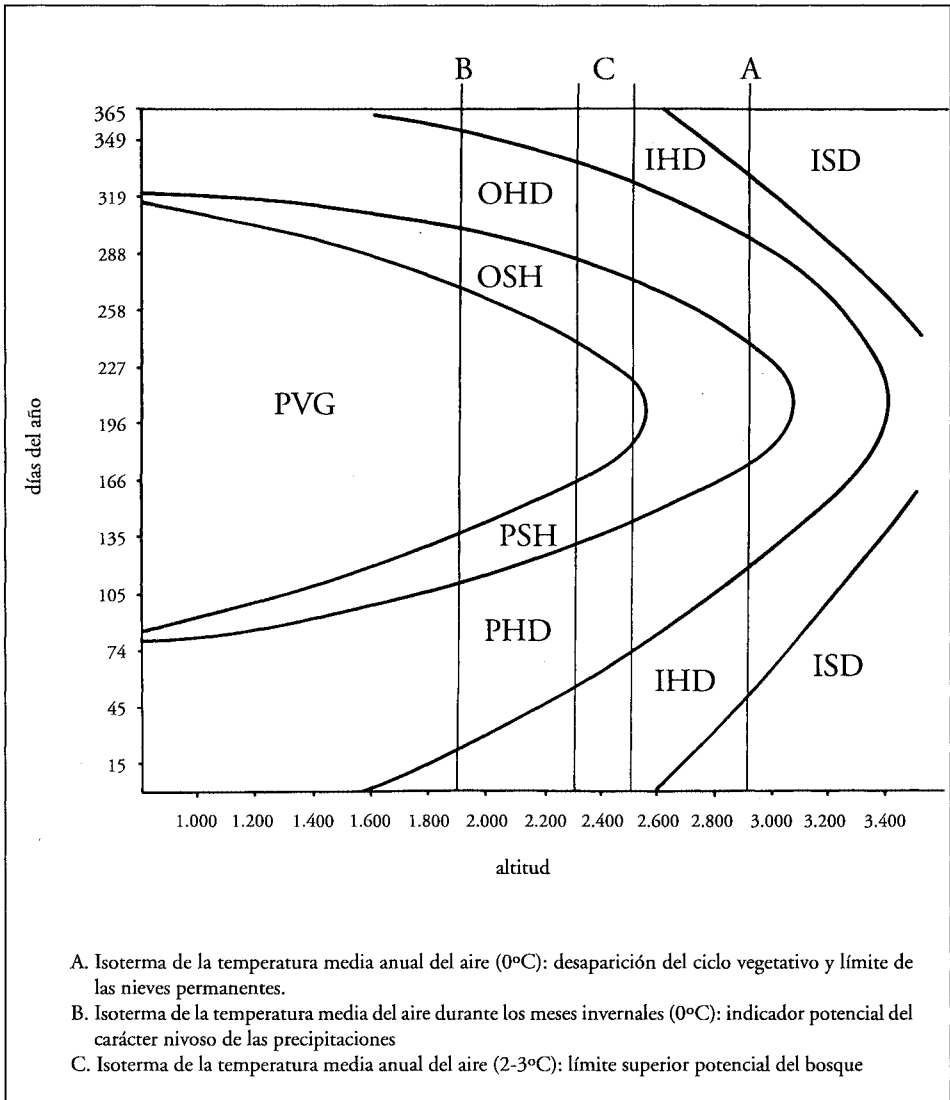
Por otra parte, en la figura 3 se han representado las fechas límite de los periodos estacionales referidos, introduciendo tres isotermas características en la geocología de las áreas de montaña: a) la isoterma de la temperatura media anual del aire (TMAA) igual a 0°C, estimativa de la desaparición del ciclo vegetativo, de la reducción paulatina de los ciclos hielo-deshielo, y por tanto de la fenomenología periglacial, en beneficio de la congelación del suelo o el mantenimiento de neveros y glaciares (límite de nieves permanentes), situada en La Maladeta a 2.900 m; b) la temperatura media del aire (TMAI) igual a 0°C durante los meses invernales (diciembre-marzo), anteriormente citada como límite inferior del espacio de alta montaña y potencial indicador del carácter nivoso de las precipitaciones, ubicada a 1.889 m; y c) la isoterma de la temperatura media anual del aire (TMAA) igual a 2-3°C, apuntada como aproximación empírica al límite superior potencial del bosque, y coincidente en nuestra área de estudio con las cotas 2.500-2.300 m. Las tres isotermas y sus altitudes guardan una más que aceptable similitud con la situación natural de las mismas en el Macizo de La Maladeta, convirtiéndolas de hecho en valiosos instrumentos para los próximos análisis.

La trascendencia morfogenética de la duración o intensidad de los ciclos de hielo-deshielo en los procesos periglaciares, o sobre el balance térmico que opera en el mantenimiento de un suelo helado (*permafrost*), será analizado en su correspondiente capítulo del marco geomorfológico.

Las precipitaciones y su distribución estacional

Anualmente el Macizo de La Maladeta recibe algo más de 1.300 mm en las cotas inferiores, incrementando la cifra hasta los casi 2.900 mm de la cumbre del Aneto (Tabla 8), según nuestras proyecciones, con un gradiente altitudinal de 76'89 mm/100 m. Los casi 2.000 mm de precipitación que probablemente se recogen en torno a los 2.200 m de altitud son muy similares a los

Figura 3
Variaciones de los periodos estacionales según la altitud en el área de estudio. Las líneas verticales representan cuatro isotermas críticas



obtenidos en uno de los pocos observatorios meteorológicos de alta montaña en los Pirineos centrales, el refugio de Góriz, situado a 2.215 m en el Macizo de Monte Perdido (3.355 m).

El reparto estacional de las precipitaciones, brevemente esbozado en la introducción climática, vuelve a reflejar el carácter mediterráneo-continental del Macizo de La Maladeta, registrando los siguientes valores: primavera (26-28%), verano (22%), otoño (30-32%) e invierno (18-19%). Máximos equi-

nociales y mínimos solsticiales, con un verano que disimula la sequía mediterránea con las precipitaciones continentales de tipo convectivo. El periodo seco durante el invierno es tratado detenidamente en el epígrafe de la innivación.

Tabla 8
Ciclos hielo/deshielo anuales en La Maladeta

Altitud (m)	Total de ciclos hielo/deshielo PHD+OHD+IHD	Ciclos fundentes PHD+OHD	Ciclos congelantes IHD
1.400 m	154	154	0
1.800 m	169	133	36
2.200 m	200	97	103
2.600 m	256	109	147
3.000 m	166	119	47
3.400 m	136	53	83

La variabilidad interanual de las precipitaciones es importante, pero mucho más significativas y acusadas resultan las oscilaciones interestacionales de la primavera y el otoño, especialmente este último, muy irregular pese a ser la estación que presenta mayor volumen de precipitaciones, sólo que con una nítida tendencia a ser precipitaciones (lluvias en concreto) torrenciales, de alta intensidad y baja frecuencia en el tiempo, asociadas probablemente a la influencia de los levantes mediterráneos. El papel de estos sucesos lluviosos en la alta montaña es de gran interés desde el punto de vista del desencadenamiento de procesos morfodinámicos que generan inestabilidad en las laderas (GALLART, 1990). Los meses de octubre y noviembre concentran mayoritariamente los días puntuales de máxima precipitación, aunque no debemos olvidar las intensas tormentas estivales, causas potenciales de deslizamientos, desprendimientos, flujos y coladas.

Por lo que respecta a las precipitaciones en forma de nieve, y ante la escasez de datos nivométricos en las estaciones meteorológicas que han sido manejadas en este trabajo, el análisis de este importante elemento climático queda reducido a una aproximación indirecta al fenómeno por métodos estrictamente térmicos.

Ha sido apuntada la isoterma de 0°C para los meses invernales como método para estimar el volumen de precipitaciones en forma de nieve. Otra aplicación, con mayor utilidad morfodinámica, tiene en cuenta las oscilaciones altitudinales de esta isoterma en el periodo invernal, de forma que se delimita una banda de procesos crionivales (ARNÁEZ, 1987). Los resultados que se obtienen en La Maladeta quedan reflejados en la tabla 9. En ella puede deducirse por una parte la amplitud del piso periglacial (por encima de los 1.655 m), y por otra, la cota que conserva el manto nival durante los meses invernales. Por encima de 2.900 m (isoterma media anual de 0°C), todos los meses del año registran la posibilidad de que las precipitaciones sean en forma de nieve.

Tabla 9
Altitud de la isoterma de 0°C durante el periodo invernal

	ALTITUD (m)
Noviembre	2.457 m
Diciembre	1.655 m
Enero	1.800 m
Febrero	1.831 m
Marzo	2.271 m
Abril	2.765 m
Mayo	3.073 m

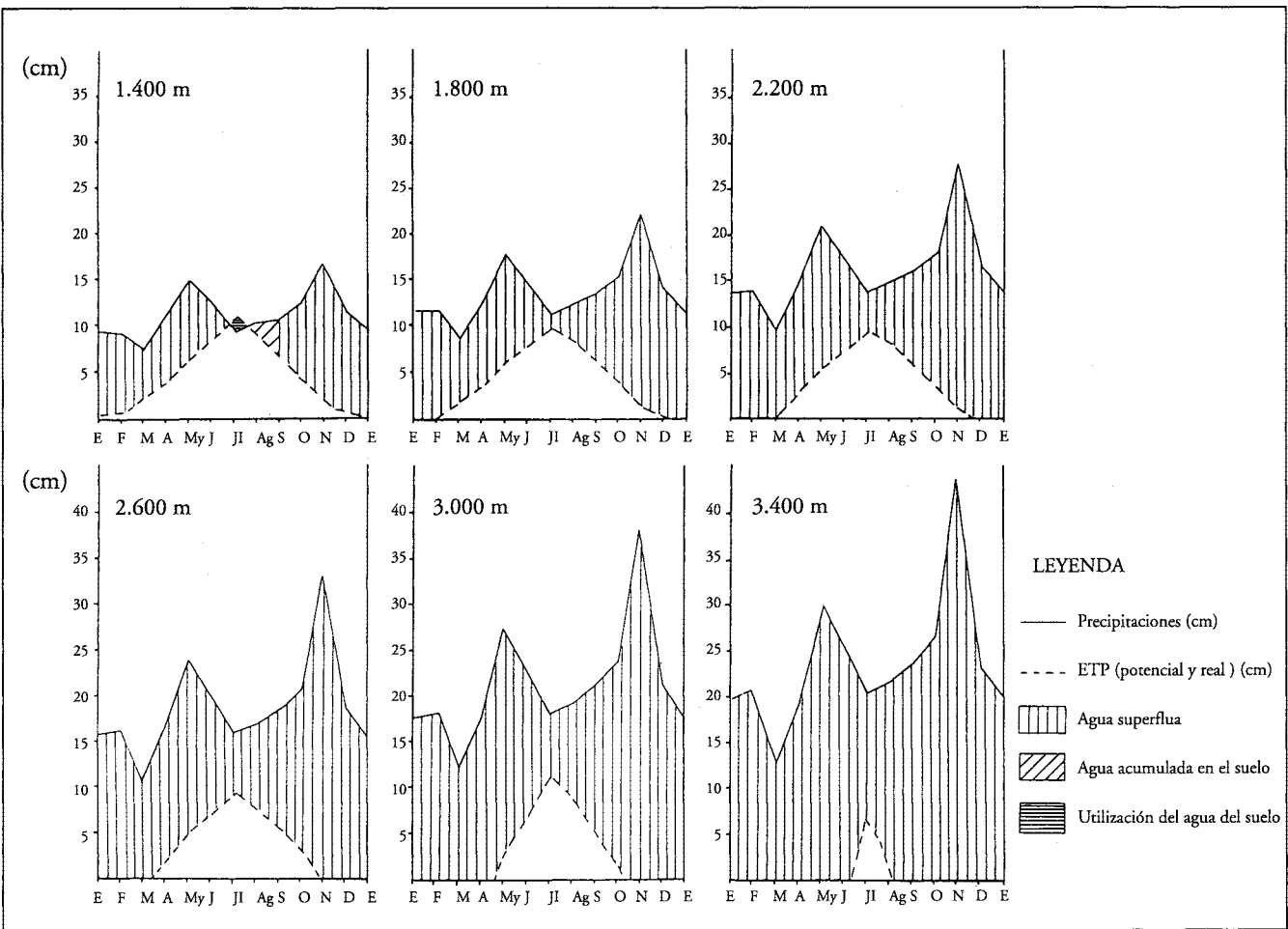
El régimen hídrico y la evapotranspiración

El análisis ombrotérmico permite comparar de forma simultánea temperaturas y precipitaciones, extrayendo conclusiones sobre el régimen hídrico y la existencia o no de periodos secos de incidencia biológica a lo largo del año.

El cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) y del balance hídrico, según el método de Thornthwaite (expuesto por Liso y Ascaso, 1969), complementa la definición climática que venimos realizando del Macizo de La Maladeta, aportando el concepto de superávit hídrico para toda la cuenca, deduciéndose por tanto, importantes consecuencias hidrodinámicas y geomorfológicas. Los valores de ETP potencial oscilan entre los 552 mm a 1.400 m de altitud y los inferiores a 400 mm por encima de los 2.600 m (tan sólo 75 mm en la cima del Aneto, lo que hace suponer un descenso brusco de la ETP en el medio glaciario). En la figura 4 se puede observar como tan sólo la estación de 1.400 m muestra una mínima utilización del agua del suelo (reserva) durante el mes de julio, mientras el resto del año es hídricamente excedentario. Por encima de esta altitud, el superávit hídrico es absoluto, con sus característicos picos de máximos equinocciales. El exceso de agua oscila entre los 779 mm a 1.400 m, 1.145 mm a 1.800 m, 1.503 mm a 2.200 m, 2.193 mm a 3.000 m y los 2.798 mm a 3.400 m. Finalmente hemos calculado los índices de humedad (Ih), de aridez (Ia) e hídrico (Im), según la clasificación climática de Thornthwaite (ver nomenclatura en Liso y Ascaso, 1969), clasificando el Macizo de La Maladeta con un clima perhúmedo (A), de microtérmico (C₂, C₁) a glaciario (E'), con pequeña o ninguna falta de agua a lo largo del verano (r), y aumento de la concentración estival de la eficacia térmica con la altura (de b₄ a d')

- clima AC₂rb₄ (1.400 y 1.800 m)
- clima AC₁rb₄ (2.200 m)
- clima AC₁rb₃ (2.600 m)
- clima AC₁rc₂ (3.000 m)
- clima AE'rd' (3.400 m).

Figura 4
Evapotranspiración (ETP) y balance hídrico para las
proyecciones realizadas en altitud (1.400 m, 1.800 m, 2.200m,
2.600m, 3.000 m y 3.400 m)



El viento y la deflación nival

Este elemento climático resulta primordial a la hora de poder analizar determinados procesos de redistribución nival y deflación eólica sobre superficies desnudas, cuestiones básicas en la dinámica glaciar y periglaciár del macizo. Sin embargo y pese a su importancia morfogenética, el viento o la erosión eólica carecen de trabajos y estudios monográficos, aspecto éste que atribuimos a la inexistencia de una red de observatorios. Son muy pocas las estaciones meteorológicas que disponen de sistemas de medición eólica, y nuestra zona de estudio no escapa a esta situación. Ante la carencia de datos de viento, hemos optado por la observación directa en el campo de algunos fenómenos característicos del modelado eólico, que pueden ayudarnos a esbozar a grandes rasgos la componente y el régimen o frecuencia de los vientos.

El barrido nival o ventisca genera superficies de terreno limpias de nieve (áreas de deflación), proclives a la crioturbación, reduciéndose su potencial biológico y edáfico con la posterior erosión y arrastre (QUIRANTES, 1991). De la misma forma, la nieve transportada por el viento se deposita sobre superficies concretas, desarrollando áreas de acumulación con sobreabundancia nival, factor clave en la interpretación de los mecanismos de alimentación glaciar en La Maladeta. Este es el caso del glaciar de Coronas, puesto que si se observan minuciosamente los fotogramas aéreos del vuelo del IGN en septiembre de 1981, puede detectarse la siguiente situación: los glaciares nororientales del Macizo de La Maladeta, los de mayor extensión y exposición más favorable, aparecen en las secuencias con sus áreas de ablación glaciar desprovistas de nieve (aspecto lógico suponiendo que al final de la fusión estival, en septiembre, la neviza ha desaparecido por debajo de la línea de equilibrio glaciar), mientras que el glaciar de Coronas en Ballibierna, con una orientación meridional muy desfavorable, está completamente cubierto de nieve al final de la estación de ablación (Foto 1). El hecho plantea una posible hipótesis: una nevada reciente (las observaciones de campo desde 1990, constatan ligeras nevadas en altitud a partir del mes de septiembre, certificando los aspectos analizados en el capítulo de las precipitaciones) ha sido barrida desde los aparatos glaciares ubicados al NE del macizo, depositándose a sotavento sobre la vertiente meridional. Los collados del Medio, de Coronas y de Tempestades, constituyen profundas brechas en el seno de la uniforme cresta que culmina el macizo, y han actuado como collados-ventana al paso de esta singular barrido nival. Desconocemos la frecuencia y representatividad del fenómeno, pero intuimos que algunos vientos de componente N, NE o NO desempeñan un papel fundamental en la redistribución nival del Macizo de La Maladeta, originando interesantes fenómenos de sobrealimentación en circos glaciares de orientación meridional. El mismo planteamiento se muestra como básico en zonas del Pirineo Oriental, donde vientos de componente N, como la Tramuntana, realimentaron los glaciares de orientación S (GÓMEZ ORTIZ, 1987). Según Tricart y Cailleux (1967) estos vientos tendrían una mayor intensidad y frecuencia en

Foto 1
Efecto del barrido nival desde el glaciar de Aneto
hacia el glaciar de Coronas



los periodos fríos del Cuaternario, a causa de un supuesto mayor gradiente de presión entre el Atlántico y el Mediterráneo.

Esta interpretación tiene otro argumento de apoyo que también surge de la observación *in situ* y de las encuestas entre montañeros asiduos a La Maladeta:

la formación de cornisas de deflación a sotavento, morfología indicativa de la irregular distribución de la nieve por efecto del viento. Su presencia en las crestas parece ser mayoritaria en relación con los vientos de componente NNO. De cualquier forma, todos estos aspectos son apuntados como una primera estimación, a la espera de trabajos que estudien con detalle este importante efecto morfogénico.

Innivación y dinámica glaciar

Las precipitaciones en forma de nieve constituyen uno de los elementos climáticos de mayor trascendencia ecológica y geomorfológica. Pocos son los datos que podemos encontrar referidos a innivación en alta montaña. Los trabajos pioneros de Plande (1947) y Rijckborst (1967) son apenas los únicos antecedentes que relacionan los fenómenos de la innivación y el glaciario. Más recientemente, mediante el análisis de caudales en estaciones de aforo, se sistematizan algunos estudios sobre acumulación nival e influencia hidrológica en los Pirineos centrales (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1985, 1986). Pero será el Programa ERHIN (Estudio de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival en la alta montaña), el que desde 1984 planifica el establecimiento de una red de puntos de control de la innivación en las montañas españolas, comenzando de forma embrionaria a extraer algunas conclusiones referidas a la evolución glaciar en los Pirineos. Paralelamente el Instituto Nacional de Meteorología también ha comenzado a recabar datos nivométricos en algunas estaciones (refugios de montaña y estaciones de esquí).

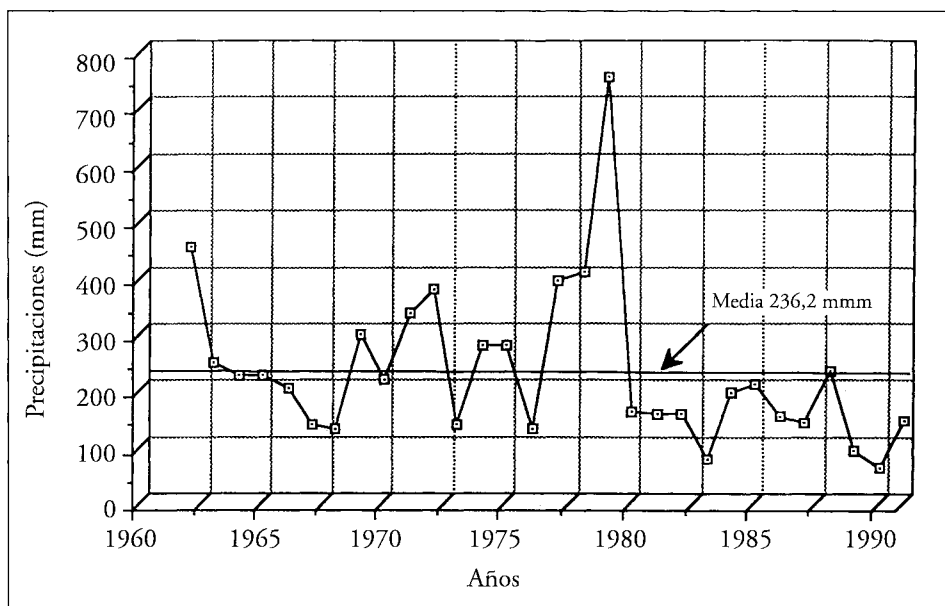
En función de los resultados alcanzados por el ERHIN, a través del análisis de las series invernales de innivación recogidas en el periodo 1987-1991, se han identificado en la cordillera pirenaica ámbitos geográficos regionales, a escala de cuenca hidrográfica, propicios para el desarrollo glaciar, en función de parámetros que explican la capacidad de retención nival a diferentes altitudes (MOPT, 1992). Las cualidades que apunta la cuenca del río Gállego y muy especialmente la del Cinca (donde se incluye nuestra área de estudio), con importantes superficies por encima de los 2.700 m de altitud y fuerte retención nival, son *a priori* propicias a los fenómenos glaciares, frente a otras cuencas con mejores condiciones nivales pero escasa altitud (río Aragón), o el caso contrario, altitudes considerables y escasez de precipitaciones invernales (cuencas pirenaicas orientales). Cinca y Gállego poseen la totalidad de los aparatos glaciares actuales en la Península Ibérica, si bien como veremos, en el límite de su funcionalidad.

El quinquenio 1987-1991 estudiado en el ERHIN presenta la evolución de las precipitaciones invernales y su análisis comparativo en los meses de enero, marzo y abril. Los resultados que se deducen apuntan un valor máximo de acumulación nival en el mes de abril, inmediato al periodo de fusión. La observaciones realizadas en nuestras salidas de campo en los últimos años corrobo-

ran esta tendencia progresiva hacia inviernos secos, con escasa cobertura nival, y nevadas primaverales (última quincena de marzo y mes de abril) en el ámbito del Macizo de La Maladeta, y puede que ampliable de forma regional a toda la cordillera pirenaica. Concretamente Balcells y Gil-Pelegrín (1992) apuntan esta situación en su estudio climático-fenológico basado en los datos recogidos en el observatorio meteorológico del refugio de Góriz (Macizo de Monte Perdido), detectando, como causa de estos inviernos secos, la existencia de una situación anticiclónica relativa sobre la Depresión del Ebro que bloquea el paso de las borrascas atlánticas durante el otoño y primera mitad del invierno. Es por ello deducible un retraso del máximo de innivación hacia la primavera, momento en que las perturbaciones atlánticas anulan los efectos del anticiclón. A esta circunstancia habría que añadir un fenómeno característico de la cordillera: el efecto Föhn, con vientos húmedos en las laderas de barlovento (Pirineos septentrionales), y vientos descendentes de carácter desecante en los Pirineos meridionales (sotavento).

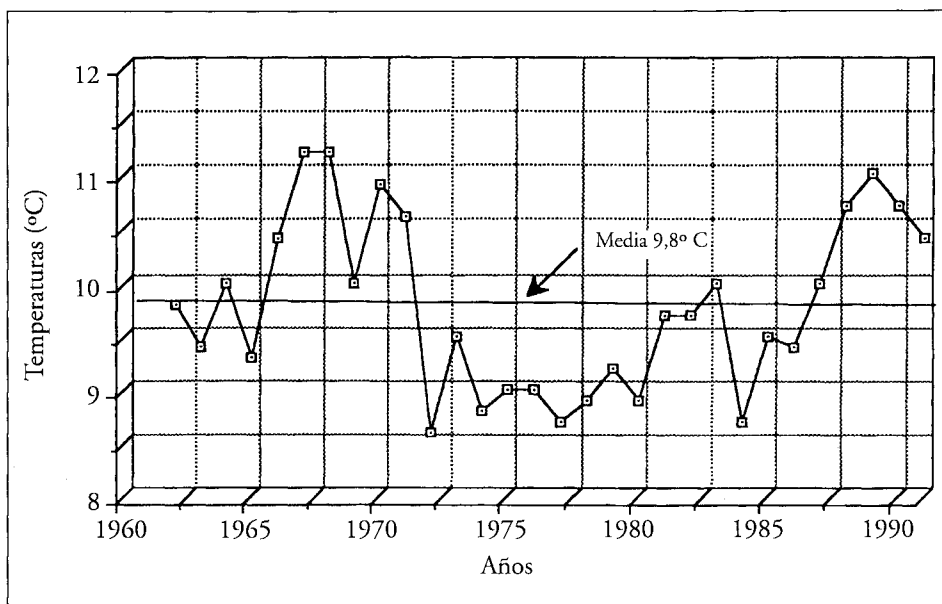
Son pocos los años que disponemos para realizar una lectura que permita modelizar las complejas relaciones entre innivación y dinámica glaciaria, pero se puede establecer una mínima aproximación en su evolución más reciente. Siguiendo los trabajos citados sobre Góriz o el ERHIN, el año 1988 puede ser considerado un año medio de precipitaciones invernales, como se puede comprobar también en los datos que nosotros aportamos con la serie de Senet, situada en el Macizo de La Maladeta, cuenca de la Noguera Ribagorzana (Figura 5).

Figura 5
Evolución de las precipitaciones invernales (enero, febrero y marzo)
para la estación de Senet (1962-1991)



El resto de años pueden calificarse como altamente deficitarios para el desarrollo glaciar (los años de 1989 y 1990 carecían incluso de una cubierta nival apreciable en pleno mes de marzo), y si el análisis lo prolongamos en el tiempo con la serie de Senet, deduciremos un largo periodo deficitario desde 1980 hasta 1991, acentuado con el hecho de que las temperaturas están por encima de la media desde 1987 (Figura 6). Los últimos años, 1992-1993, parecen seguir esta tendencia, sugiriendo una intensificación de la estación de ablación y un presumible balance glaciar negativo.

Figura 6
Evolución de las temperaturas medias anuales del aire para la estación de Senet (1962-1991)



Los sistemas morfoclimáticos fríos. Evolución durante el cuaternario

El gran interés geomorfológico del Macizo de La Maladeta radica tanto en la existencia de un conjunto de glaciares residuales, como en la conservación de suelos helados y glaciares rocosos relictos. Estos dos fenómenos, funcionales en la actualidad pese a su situación marginal, son los máximos testigos de dos sistemas morfoclimáticos fríos (glaciar y periglaciar), ambos ampliamente representados a lo largo de todo el macizo. Estos glaciares, junto con los localizados en algunas montañas pirenaicas vecinas, constituyen el conjunto glaciar más meridional de Europa y son únicos en la Península Ibérica.

La evolución ambiental durante el Cuaternario de los sistemas glaciario y periglaciario, es fundamental para la comprensión de la herencia climática en nuestras montañas, y elemento de partida indispensable en el análisis de los geomorfeos y morfologías asociadas que identificamos en altitud.

Las fases glaciares durante el Pleistoceno

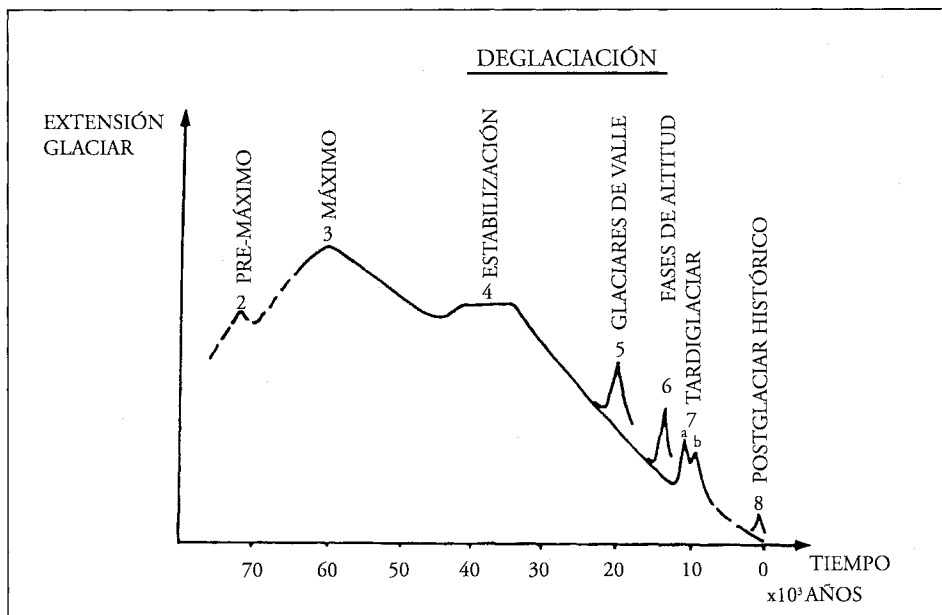
Los más recientes estudios sobre glaciario pirenaico se fundamentan en análisis multidisciplinares, realizados con gran rigor desde la más variadas ópticas: geomorfológica, sedimentológica, palinológica, etc. Sus resultados han permitido una rápida evolución de los conocimientos sobre las fases glaciares durante el Pleistoceno, especialmente los referidos a la cronología y la reconstrucción paleoambiental.

En 1883, Penck realiza un estudio pionero sobre las glaciaciones pirenaicas al que aplica el tradicional esquema alpino (glaciaciones Günz, Mindel, Riss y Würm), estableciendo unas bases cronológicas que se han mantenido vigentes entre los especialistas del Cuaternario hasta los años 70 (Vidal Box, Hernández Pacheco, García Sainz, Gómez de Llarena, Llopis Lladó, Panzer, Nussbaum, Taillefer, Barrère, etc). Los debates y síntesis más recientes sobre glaciario pirenaico (MARTÍ BONO *et al.*, 1977; SERRANO, 1989; MARTÍNEZ DE PISÓN y ALONSO, 1992; GARCÍA RUIZ y MARTÍ BONO, 1994; SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994) certifican una difícil comparación entre ambas cordilleras, constatándose una paulatina desvinculación del modelo alpino, debido a que en los Pirineos se identifica una única fase de máximo glaciario en el Pleistoceno superior (asimilable al Würm), a la que se puede añadir un posible episodio estable anterior o pre-máximo. A partir del máximo glaciario se constatan únicamente episodios o etapas de retroceso que concluyen en el Tardiglaciario, a las puertas del Postglaciario holoceno.

Bordonau (1992) y Bordonau *et al.* (1992), basándose en los primeros esbozos cronológicos realizados en el Pirineo catalán por Bru *et al.* (1985), proponen una caracterización y una datación de las fases glaciares cuaternarias (ver figura 7), producto de una síntesis de los resultados obtenidos en trabajos geomorfológicos y sedimentológicos llevados a cabo desde el Macizo de La Maladeta en la cuenca del Esera, hasta el Macizo del Puigmal en la cuenca del Ter (Pirineos orientales). El esquema, sin negar la existencia de glaciaciones antiguas atribuibles al Pleistoceno inferior o medio, arranca en el último ciclo glaciario y muestra una considerable diacronía con las glaciaciones alpinas y continentales del norte de Europa y América. El esquema glaciario de Bordonau (1992) se estructura de la siguiente forma:

1) *Fase de estabilización pre-máximo glaciario*. Muy pocos registros sedimentarios avalan este periodo, único que carece hasta la fecha de dataciones absolutas. Se le atribuye una cronología anterior a los 50.000 años BP. Lógicamente sus depósitos se encuentran erosionados, retrabajados o deformados por la pul-

Figura 7
Extensión glacial correspondiente al último ciclo glacial en los Pirineos (en BORDONAU *et al.*, 1992)



sación del máximo glacial. Hasta el momento no aparecen sedimentos de esta fase en el Macizo de La Maladeta (los depósitos más cercanos se encuentran en el complejo morrénico lateral de Sarllé —Cerler—, en el valle de Remascaró, afluente del Ésera).

2) *Fase de máximo glacial*. Incluye el periodo de tiempo durante el cual los glaciares pirenaicos alcanzaron su máxima extensión, con lenguas que llegaron a superar los 30 km de longitud (50.000-45.000 años BP). Se caracteriza por una importante erosión y excavación de circos, cubetas y artesas, así como por los depósitos de grandes arcos morrénicos terminales. En el Ésera se encuentra bien representado a lo largo de las morrenas laterales del valle y de una supuesta morrena frontal muy degradada a la entrada del Congosto de Bentamillo, a 900 m de altitud (Martínez de Pisón, 1989). Por su parte, en La Maladeta no encontramos acumulaciones generadas en este episodio, debido a que suponemos que han sido desmanteladas con posterioridad en el marco de un relieve de gran energía, pero sí detectamos morfologías erosivas atribuibles a esta fase (artesas y hombreras), que nos permiten afirmar que nuestra área se identificaba con varios e importantes glaciares de valle que desembocarían en el colector glacial del Ésera (Barrancs, Cregüena, Ballibierna). Eran glaciares bien alimentados en los circos de cabecera, puesto que el límite de las nieves permanentes durante esta fase estaba comprendido entre los 1.700-2.150 m (Serrat, 1980; Serrano, 1991), altitud que engloba la totalidad de los circos del macizo.

3) *Fase de deglaciación*. Periodo que se caracteriza por el retroceso generalizado de todos los aparatos glaciares pirenaicos. Fechable en torno a los 45.000-10.000 años BP, se suele dividir en subfases, definidas por episodios más o menos marcados de estabilización o ligero avance en el contexto de retirada de los hielos:

- Subfase de estabilización post-máximo (45.000-31.000 años BP). Las grandes lenguas glaciares se han estabilizado después de retroceder no más de 5 km aguas arriba respecto a los frentes del máximo glaciar. Este episodio está muy bien datado en algunos complejos de margen glaciar (sedimentos glaciolacustres y yuxtaglaciares) muy próximos a nuestra área de estudio: Llestuí en el río Llauset, afluente de la Noguera Ribagorzana (VILAPLANA, 1983 a; VILAPLANA y BORDONAU, 1989), y Sarllé (Cerler), en el Remascaró, afluente del Ésera al sur de la Sierra Negra (BORDONAU, 1992).

- Subfase glaciar de valle (anterior a 26.000-20.000 años BP). Marca un retroceso acusado en longitud y espesor. El testigo más próximo a La Maladeta se encuentra en el complejo morrénico del Seminari de Vilaller, en la Noguera Ribagorzana (VILAPLANA, 1983 b; BORDONAU, 1992). Sin depósitos que puedan confirmarnos posibles ubicaciones del hielo en nuestra área de estudio, presuponemos todavía la conexión de los glaciares de Ballibierna y Cregüeña con el colector glaciar del Ésera.

- Subfase glaciar de altitud (anterior a 15.000 años BP). El rápido retroceso de los hielos todavía presenta dos estadios estables en la base de los macizos pirenaicos, muy especialmente en todos aquellos que superan los 3.000 m. Se trata de arcos y cordones morrénicos bien conservados, correspondientes a: 1) un primer episodio de valle en altitud, caracterizado todavía por pequeñas lenguas glaciares de menos de 10 km de longitud y frentes situados por encima de los 1.300 m; y 2) un segundo episodio de circos, con frentes situados en torno a los 2.000-2.200 m de altitud. En la vertiente meridional del macizo se puede constatar la desconexión del glaciar de Ballibierna respecto al glaciar del Ésera. De esta forma, reconstruimos una pequeña lengua de hielo con algo menos de un centenar de metros de espesor, acantonada en el interior de la artesa del máximo glaciar de Ballibierna, y que actuaría como colector exclusivo de las lenguas coalescentes de los circos de Coronas, Llosás y Ballibierna. Por otra parte, el complejo morrénico de la Plleta de Llosás puede asociarse al episodio de circos, con los glaciares confinados en sus cabeceras de alimentación, sin posibilidad de confluir en una lengua común. A partir de este momento, el fenómeno glaciar pirenaico queda restringido a los sectores culminantes de cada macizo, sometido a factores topoclimáticos locales que favorecen su conservación: altitud, orientación, características particulares de alimentación, sotaventos...

4) *Tardiglaciar*. Periodo del Pleistoceno final con personalidad propia dentro del proceso general de deglaciación. Su cronología precisa se fundamenta en algunos análisis polínicos, sedimentológicos y geomorfológicos (SERRANO, 1991; MONTSERRAT, 1992; JALUT *et al.*, 1992), pudiéndose detectar dos episodios,

asimilables con el Dryas antiguo (15.000-13.000 años BP) y el Dryas reciente (11.000-10.000 años BP). El Tardiglaciario es conocido por sus condiciones climáticas frías y secas que propiciaron la formación de glaciares rocosos en numerosos circos pirenaicos (SERRAT, 1979; SOUTADÉ, 1980), si bien los altos macizos conservaron glaciares blancos de circo, como constatamos en La Maladeta, en algunos arcos morrénicos reconocibles, ubicados en Paderna, Alba, Cregüeña, Coronas, etc. Aquellos glaciares convivieron con glaciares rocosos en los circos vecinos de menor altitud, deglaciados al comienzo del Tardiglaciario y sometidos desde entonces a una morfogénesis periglaciario dominante.

El Postglaciario Holoceno. La pequeña edad del hielo y la evolución glaciario hasta la actualidad

El Postglaciario europeo (Holoceno) se inicia aproximadamente hace unos 10.000 años, caracterizándose por un incremento rápido, aunque oscilante, de las temperaturas. Se identifican habitualmente una serie de periodos en los que se analizan vegetación, temperaturas y precipitaciones, muy bien datados en general por técnicas palinológicas, dendrocronológicas, sedimentológicas y geoarqueológicas: Preboreal y Boreal (10.000-7.000 años BP), Atlántico (fase denominada como óptimo climático, entre 7.000-5.000 años BP), Subboreal (5.000-2.500 años BP) y Subatlántico (2.500 años BP hasta el presente). Las características ambientales de estos periodos han sido bien definidas en distintos ámbitos de estudio: Lamb, 1969 y 1977; Gutiérrez y Peña, 1992; Montserrat, 1992; y Salas, 1992.

En concreto, la Pequeña Edad del Hielo (300-100 años BP) define a una etapa histórica (s.XVI-XIX) de recrudescimiento del frío dentro del periodo Subatlántico, consecuencia del desplazamiento de la circulación ciclónica en las áreas templadas unos 5° de latitud hacia el sur (LAMB, 1969 y 1977). Esta reciente fase glaciario está constatada a escala mundial (sobre sus evidencias en otras regiones ver Sugden y John, 1976) y supone un pequeño avance de las masas de hielo y por tanto una nueva morfogénesis de los complejos acumulativos.

Si bien durante la Pequeña Edad del Hielo los glaciares pirenaicos no descendieron hasta las cotas alcanzadas durante el Tardiglaciario (Pleistoceno final), las dimensiones del fenómeno son considerables, representando las de máxima extensión holocena (COPONS y BORDONAU, 1994), hecho éste que no niega la existencia de otras fases glaciares holocenas que pudieran tener menor envergadura que la Pequeña Edad del Hielo (algunos trabajos como el de Gellatly *et al.*, 1992, en el circo de Troumouse, vertiente septentrional de los Pirineos centrales, constatan diversas fases glaciares holocenas, punto éste no certificado hasta el momento en ningún otro lugar del Pirineo).

La extensión alcanzada por los hielos durante la Pequeña Edad del Hielo, puede ser reconstruida en función de depósitos morrénicos muy frescos y fácil-

mente reconocibles en el paisaje. A esto se añaden los datos recogidos por pirineistas, científicos y eruditos decimonónicos. En Escudier (1972) y Martínez de Pisón y Arenillas (1988) se relatan los testimonios de Mallada, Packe, Parrot, Russell o Trutat, entre otros, con grabados, cartografía e incluso cálculos aproximados, como los del geógrafo Schrader, sobre la extensión glaciaria pirenaica en el siglo XIX, momento de máxima expansión de los hielos históricos, en contacto con sus correspondientes complejos morrénicos. En concreto, Schrader estima en 692 ha la extensión alcanzada por los glaciares del Macizo de La Maladeta en el año 1894.

Algunos autores como Barrère (1953), Martínez de Pisón (1988 y 1989) y Serrano (1991), también reconocen una estabilización o incluso una pequeña pulsación positiva a partir de 1910 y hasta 1920, sincrónica a la detectada en los Alpes (BACHMANN, 1981; ZUMBÜHL y HOLZHAUSER, 1988; AELLEN, 1989). Pero el retroceso experimentado desde el teórico máximo del siglo XIX, y en especial en el periodo 1948-1957, ha sido muy acentuado en el Pirineo, como pone de manifiesto Serrat (1980) con la extinción concreta de uno de los glaciares de Ballibierna, el de Llosás, reducido a simple helero permanente. Más reciente todavía es un periodo con fuerte incremento de la fusión: las décadas de 1980 y 1990 (ARENILLAS *et al.*, 1992; CHUECA y LAMPRE, 1994), con la desaparición de algunos de los heleros del macizo (Llosás, Russell y Ballibierna), fragmentación de los residuales (Cregüeña, Salenques, Alba) y ablación generalizada de los cinco glaciares restantes (Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades y Coronas). Este proceso de deglaciación tiene características comunes en el resto de macizos pirenaicos glaciados, amenazando seriamente la conservación de nuestro patrimonio glaciológico.

Estimación de paleotemperaturas durante la pequeña edad del hielo

Como ejemplo aplicado de reconstrucción climática holocena, vamos a caracterizar el ambiente glaciario del Macizo de La Maladeta durante la Pequeña Edad del Hielo mediante la determinación de las correspondientes paleotemperaturas. Para ello nos hemos basado en el establecimiento del nivel de nieves permanentes en este periodo, y su comparación, por medio del gradiente térmico altitudinal calculado previamente, con el existente hoy en día.

Para ello, hemos cartografiado el alcance de la Pequeña Edad del Hielo en los cinco glaciares actuales del macizo de La Maladeta (Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades y Coronas), en función de los aparatos morrénicos observados mediante el análisis detallado de fotografías aéreas (vuelo de septiembre de 1981, escala 1:25.000). La adscripción cronológica de los depósitos contemplados se fundamenta en el estudio comparado con las fuentes históricas del siglo XIX y principios del XX (apuntes, observaciones de campo, grabados, fotografías y muy particularmente la cartografía realizada por Franz Schrader a finales del XIX), y en los tratados cartográficos y geomorfológicos

más recientes (Martínez de Pisón, 1988, 1989; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; García Ruiz *et al.*, 1992). Este proceso nos ha permitido realizar una reconstrucción paleogeográfica del fenómeno glaciar, durante la Pequeña Edad del Hielo, en el Macizo de La Maladeta.

El sistema que hemos empleado para estimar la altitud de nieves permanentes es el cálculo de la equivalente línea de equilibrio glaciar (ELA: *equilibrium line altitude*) sobre las masas glaciares reconstruidas. La ELA es la línea teórica que separa sobre un glaciar el área de acumulación de la de ablación, término sinónimo de la altitud de la línea de neviza (FLA: *firn line altitude*), que define la línea bajo la cual la capa de neviza no resiste el periodo de fusión estival. Nosotros hemos optado por emplear el método de la variación de la distribución altitudinal, que parte de los trabajos de Sissons y Cornish para superficies glaciares reconstruidas en los Highlands y Grampianos escoceses (procedimiento expuesto en LOWE y WALKER, 1984). El método asume dos premisas: a) que los glaciares reconstruidos se encontraban en su etapa de máxima expansión, en contacto con sus morrenas terminales y, por tanto, estabilizados; y que la línea de equilibrio al final de la estación de ablación, marcaba el límite donde la acumulación y la ablación estaban exactamente compensadas; y b) que existía una relación lineal, similar a la hoy observable, entre el gradiente de ablación (tasa de disminución de la ablación con el incremento de la altitud) y el de acumulación (tasa de disminución de la acumulación con el descenso de la altitud).

Los resultados obtenidos para la ELA o FLA de la Pequeña Edad del Hielo en los cinco glaciares del macizo oscilan entre los 2.813-2.946 m de altitud (Figuras 8 y 9). Por su parte, los suelos helados en aquel momento descendían hasta los 2.600 m, límite inferior de los glaciares rocosos (BARSCH, 1978, 1992), arrojando según el índice de Gorbunov (ver capítulo de las relaciones entre el permafrost de montaña y los glaciares), valores de continentalidad muy similares a los actuales (0'1/0'3).

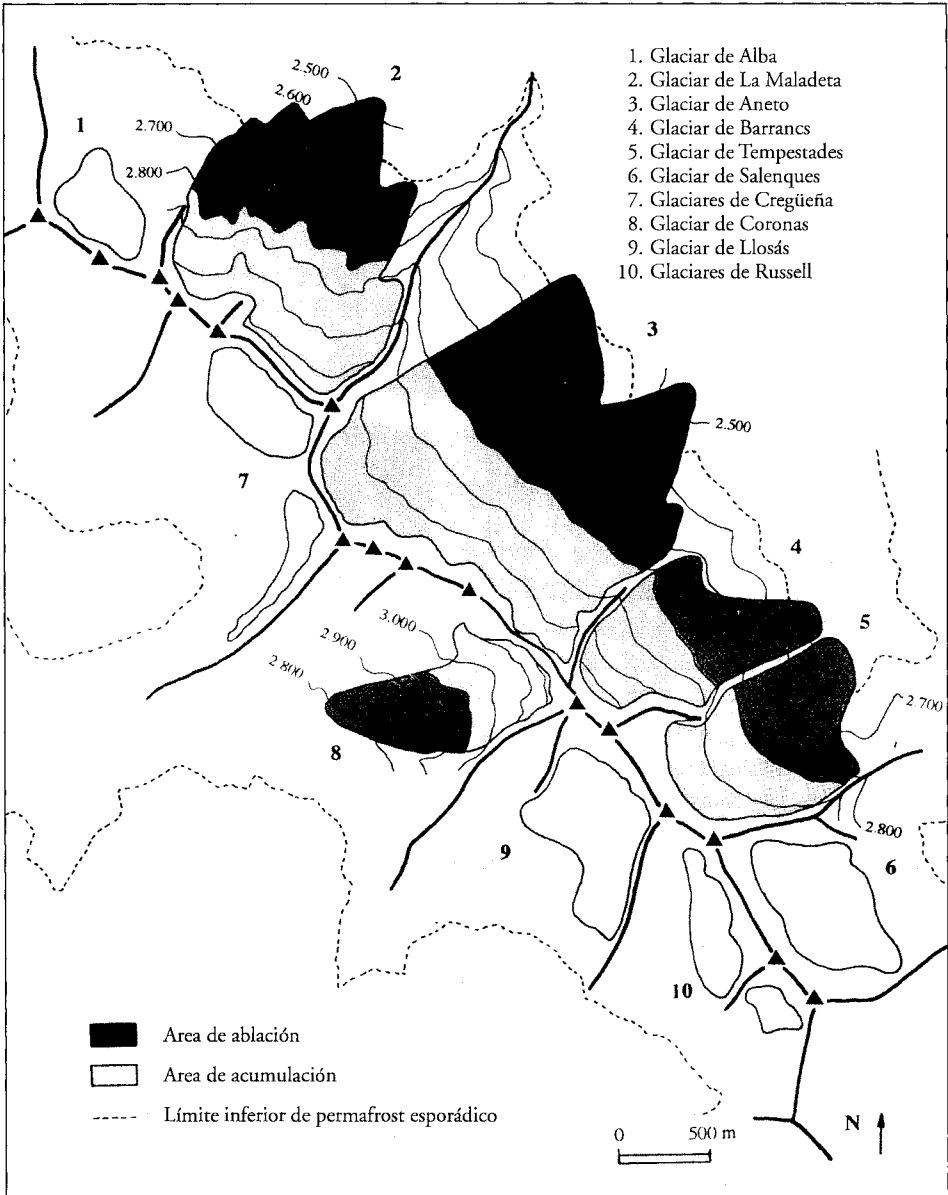
Figura 8

Altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) en la Pequeña Edad del Hielo según el método de la variación de la distribución altitudinal.

GLACIARES	MALADETA	ANETO	BARRANCS	TEMPESTADES	CORONAS
ELA	2841'3	2909'1	2908'6	2813'7	2946'8

Si efectuamos la comparación de los valores de la línea de equilibrio glaciar con los límites actuales de las nieves permanentes, por medio del gradiente térmico vertical calculado con anterioridad (-0'49°C/100 m), podemos estimar un descenso aproximado de las temperaturas, con respecto a la actualidad, de 0'30/0'86°C. Pero conviene ponderar los valores inferiores, porque responden a los glaciares de Tempestades y Coronas, con unas características locales que distorsionan la tendencia general que se puede establecer sobre el

Figura 9
Macizo de La Maladeta. Estimación de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) y límite inferior del permafrost esporádico durante la Pequeña Edad del Hielo.



terreno: incremento en los valores de la línea de equilibrio glaciar de oeste a este, en la misma línea que el ascenso detectado para la isoterma de los 0°C (factor continentalidad).

El glaciar de Tempestades es el único aparato inmerso en un entramado morfoestructural y de exposición plenamente favorable al desarrollo glaciar, presentando las altitudes más bajas de hielo de todo el macizo. Excavado en un profundo circo de orientación NE que nada tiene que ver con los circos en rampa o tipo *van* de sus inmediatos vecinos, con paredes de rimaya de características únicas, que superan en todos sus flancos los 200 m de altura (casi 300 m bajo el pico Tempestades) con la más absoluta verticalidad. Estas características hacen pensar en una dinámica al margen del resto de aparatos del macizo: un glaciar bien resguardado y sobrealimentado por una profusa red de canales de avalancha. Este hecho queda constatado con antecedentes como el mencionado por Serrat (1980), que reseña un aumento de la superficie glaciar de Tempestades entre 1957 y 1979, frente a la simple estabilización de sus vecinos.

Por otra parte, el glaciar de Coronas, ubicado de forma estricta bajo los 3.404 m del pico Aneto, es la única masa del macizo que se encuentra en una exposición desfavorable según el microclima pirenaico: SO, y si bien la diferencia entre las líneas de equilibrio glaciar nororientales y la de Coronas, tanto para la actualidad como para la Pequeña Edad del Hielo, está muy contrastada, la comparación de las paleotemperaturas entre ambos grupos es delicada.

Los resultados normalizados, en función de las tendencias homogéneas de los grandes glaciares nororientales del macizo, arrojan unos valores de descenso medio de las temperaturas de 0'56/0'86°C respecto a los valores actuales, estimación plenamente coincidente con los datos evaluados en los Alpes, sobre fusión de permafrost y elevación de las líneas de equilibrio glaciar, por Haeberli (1985, 1990, 1992) y King *et al.* (1992) que cifran en 0'5/0'8°C el recalentamiento atmosférico ocurrido desde el final de la Pequeña Edad del Hielo.

El límite actual de nieves permanentes y la línea de equilibrio glaciar

La definición del límite actual de nieves permanentes en el Macizo de La Maladeta ha sido llevada a cabo mediante dos procedimientos de carácter climatológico y geomorfológico, ampliamente divulgados y complementarios entre sí: el cálculo de la isoterma media anual de 0°C y estimación de la línea de equilibrio glaciar en la zona de análisis, expuestos ambos por Chueca (1992). Los resultados obtenidos se comparan sistemáticamente con las observaciones de campo realizadas por nosotros en los veranos de 1991-1993.

La elaboración de un gradiente térmico vertical se ha realizado mediante la correlación entre las temperaturas medias anuales del aire y la altitud, y la pos-

terior extrapolación de valores, partiendo de una serie de estaciones meteorológicas próximas al Macizo de La Maladeta (ver el capítulo de las temperaturas y el gradiente térmico vertical). El objeto de esta operación es calcular la localización altitudinal de la isoterma de 0°C, que representa el límite actual de las nieves permanentes, y que se localiza en torno a 2.900 m de altitud en el macizo.

Por su parte, la estimación de la línea de equilibrio glaciar actual se realiza mediante la aplicación del método de la ratio del área de acumulación sobre los cinco focos glaciares actuales del macizo de La Maladeta (Chueca y Lampre, 1994): Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades y Coronas. Este sistema se muestra muy apropiado para estas pequeñas masas de hielo (glaciares pirenaicos de circo) con variaciones topográficas o de exposición muy relativas y localizadas en un espacio reducido y homogéneo.

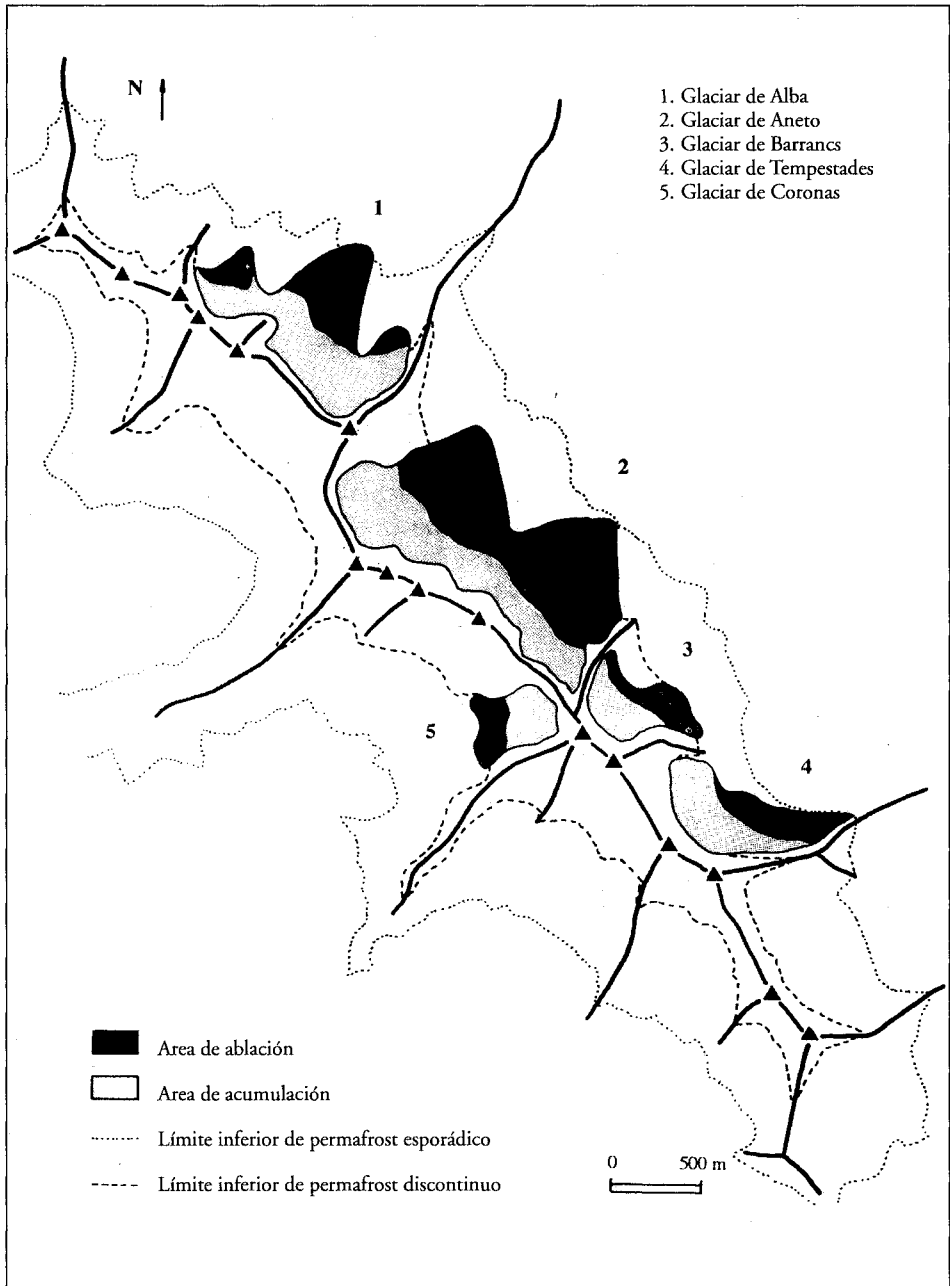
La ratio del área de acumulación (AAR: *accumulation area ratio*) se basa en la consideración de la ratio existente entre el área de acumulación y el área total de un glaciar (Porter, 1970). Numerosos estudios han venido a confirmar que la AAR en los glaciares actuales se sitúa entre unos valores de 0'6-0'7 respecto al total de la superficie glaciada, confirmando en cierta medida los métodos hipsométricos que se recogen en Lliboutry (1965). De esta forma, partiendo de los trabajos cartográficos de Serrat (1980) y Martínez de Pisón y Arenillas (1988), y también de las fotografías aéreas existentes o de las matizaciones y acotaciones realizadas por nosotros mismos en las observaciones de campo durante los veranos de 1991-1993, se ha podido determinar que las líneas de equilibrio glaciar actuales en el macizo de La Maladeta oscilan entre los 2875-3084 m, valores que presentan un notable ajuste con los deducidos para la isoterma media anual de los 0°C (Figuras 10 y 11).

Figura 10
Situación actual de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) en el Macizo de La Maladeta, según la ratio del área de acumulación (AAR)

GLACIARES	MALADETA	ANETO	BARRANCS	TEMPESTADES	CORONAS
ELA-AAR 0'6	2979'8	3071'9	3084'6	2891'6	3009'3
ELA-AAR 0'7	2956'3	3035'4	3067'7	2875'0	2989'4

La similitud de los valores obtenidos con los procedimientos indicados y la comprobación directa en el campo de la línea de neviza en los meses de máxima fusión (agosto-septiembre), ayuda a confirmar la funcionalidad y validez de los límites calculados, y por extensión permitirá una aproximación comparativa, relativamente fiable, al fenómeno glaciar y periglacial en el macizo durante la Pequeña Edad del Hielo.

Figura 11
Macizo de La Maladeta. Estimación de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) según ratio del área de acumulación de 0,6, y límites inferiores del permafrost esporádico y discontinuo. Situación actual.



El índice de congelación del aire y otros parámetros para la detección de suelos helados

Previamente convendría matizar que las clasificaciones habituales sobre suelos helados que nosotros hemos seguido, distinguen la existencia de permafrost de tipo continuo, discontinuo, isla y esporádico, términos que en el caso de los dos últimos plantean una cierta confusión conceptual (sobre las definiciones y catálogo sobre suelos helados ver los trabajos de BROWN y PEWE, 1973; BARSCH, 1978; GORBUNOV, 1978; HAEBERLI, 1983; HARRIS, 1986 y la ACGR, 1988).

La detección de suelos helados (*mountain permafrost*) en el Macizo de La Maladeta ha sido estimada mediante la elaboración del índice de congelación del aire (F). Este índice, propuesto por Nelson y Outcalt (1983, 1987), y desarrollado por Del Barrio (1990) en su estudio sobre el régimen estacional en alta montaña (GARCÍA RUIZ edr., 1990), es una fórmula adimensional que permite establecer las condiciones límite para la estabilidad de un permafrost. Se fundamenta en la relación existente entre dos índices previamente calculados (congelación y deshielo anual de un suelo en función de sumaciones térmicas expresadas en grados día). Si el patrón climático repite anualmente un exceso de congelamiento sobre el deshielo, el suelo permanecerá congelado aunque exista una fusión parcial durante el verano. Los resultados de este índice oscilan entre 0 y 1 (el valor 0'5 indica el mínimo necesario para la potencial existencia de un permafrost de tipo discontinuo y el valor 0'67 el valor que delimita un permafrost continuo), Nelson y Anisimov (1993).

El método ha sido elaborado para la cuenca del Esera, obteniéndose las curvas de régimen térmico estacional y las posteriores sumaciones térmicas para distintas extrapolaciones en altura (ver capítulo del régimen térmico estacional y los ciclos hielo/deshielo). El requisito contemplado de $F=0'5$ se cumple alrededor de la cota 3.000 m, altitud que con nuestro cálculo de gradiente presenta una isoterma media anual del aire de $-0'5^{\circ}\text{C}$, y que expresa la potencial existencia de suelos helados discontinuos en el Macizo de La Maladeta. Por su parte $F=0'67$ aparece por encima de los 3.200 m, con TMAA de $-1'5^{\circ}\text{C}$. Si tenemos en cuenta los factores topográficos, de exposición o deflación nival, éste valor se encuentra muy próximo a los argumentos inferidos por los modelos empíricos de distribución del permafrost de montaña o alpino, con TMAA por debajo de -1°C , King (1984), Cheng (1983), Keller (1992), que llevaría el límite inferior teórico de los suelos helados del macizo a la cota 3.100 m. Por otra parte, la relativa frecuencia con la que aparecen algunas especies de líquenes en las cimas, en los mantos de bloques somitales o en las divisorias secundarias, y muy especialmente *Umbilicaria cylindrica*, indicadora de áreas con barrido nival en el invierno y propicias al desarrollo de suelos helados discontinuos o estacionales (KING y SEPPÄLÄ, 1987, 1988), unido a la aparición de glaciares rocosos probablemente funcionales por encima de los 2.800 m (expresión visible del creep del permafrost de montaña, Barsch, 1978, 1992), son argumentos que extienden superficialmente la distribución del permafrost relicto por el área de nuestro estudio.

La existencia de permafrost al margen de los suelos o sustratos bajo los cinco glaciares actuales, es de esta forma observable en glaciares rocosos funcionales (algunos ubicados entre los 2.800 y 3.000 m, por lo que podemos hablar de permafrost esporádico), morrenas y núcleos de hielo muerto a las altitudes mencionadas (más de 3.000 m para el permafrost discontinuo y 3.200 m para el continuo), y siempre bajo la inmediata línea de cordales del macizo (más de 6 km de longitud de crestas que superan los 3.100 m de altitud), constatando las observaciones teóricas apuntadas y definiendo un complejo sistema transicional entre las morfogénesis glacial y periglacial de los circos de La Maladeta.

Relaciones entre el permafrost de montaña y los glaciares. El factor continentalidad

Es posible la comparación entre el límite de los suelos helados y el fenómeno glacial. Gorbunov (1978) propone como método un índice de continentalidad basado en la diferencia entre la elevación media (en km) de la línea de equilibrio glacial y el límite inferior del permafrost. Los valores positivos definen montañas con características continentales, mientras que los negativos estiman influencias oceánicas. Esta idea parte de la base de que el desarrollo de los glaciares en regiones con influencias oceánicas, depende ante todo de la abundancia de precipitaciones sólidas (nieve), y la línea de equilibrio glacial se corresponde con el límite inferior de cualquier tipo de formación de hielo, incluyéndose el permafrost. Mientras, en áreas o montañas de influencia continental los glaciares dependen en primer lugar de las temperaturas bajas. De esta forma, el límite inferior del permafrost se ubica por debajo del límite de las nieves permanentes, es decir por debajo de la línea de equilibrio glacial. Los valores actuales del índice de Gorbunov para La Maladeta alcanzan valores de $0'1/0'3$, es decir el límite inferior de permafrost se encuentra 100/300 m por debajo de la línea de equilibrio glacial, afirmando el carácter continental del macizo, aspecto ya certificado en el capítulo de las temperaturas y el gradiente térmico vertical con el índice de Gorzynski. A modo comparativo observar que los valores del índice de Gorbunov para otras montañas son los siguientes: Verkhojansk en Siberia oriental (2'0), Tien Shan ($0'2/1'8$), Tibet (1'5), Andes centrales ($0'1/1'5$), Chugach Range en Alaska (0'0), Himalaya ($-0'1/-0'3$).

Finalmente, estas valoraciones pueden abrir el camino de investigaciones que integren de una forma global el límite inferior del permafrost de montaña y la línea de equilibrio glacial (HARRIS y CORTE, 1992), permitiendo aportar criterios sobre suelos helados en las áreas no ocupadas por los glaciares de La Maladeta durante el periodo objeto de nuestro trabajo, y de esta forma confirmar con exactitud la proximidad, interrelación y connivencia de los fenómenos glaciares y periglaciares.

Nota: Este trabajo es un extracto de las siguientes publicaciones:

- LAMPRE, F. (1994): La línea de equilibrio glacial y los suelos helados en el Macizo de La Maladeta (Pirineo aragonés): Evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y situación actual. En *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones* (MARTÍ BONO, C.E. y GARCÍA RUIZ, J.M. eds.). Geofoma Ediciones, pp. 125-142.
- LAMPRE, F. (1998): *Estudio geomorfológico de Ballibierna (Macizo de la Maladeta, Pirineo Aragonés): modelado glacial y periglacial*, Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Número 11 de la Serie de Investigación. 200 pp. + anexo cartográfico. Zaragoza.

Bibliografía

- ACGR (1988). *Glossary of permafrost and related ground-ice terms*. Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada, Technical Memorandum, 142.
- AELLEN, M. (1989). «Les glaciers des Alpes suisses en 1987/88». *Les Alpes. Revue Club Alpine Suisse* [Berna], p. 191-210.
- ALBENTOSA, L.M. (1973). *Los climas de Cataluña. Estudio de climatología dinámica*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía, Universidad de Barcelona.
- ARENILLAS, M.; CANTARINO, I.; MARTÍNEZ COSTA, R.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; PEDRERO, A. (1992). El control de los glaciares actuales en el Programa ERHIN. En: *La nieve en las cordilleras españolas*. Madrid: MOPT, p. 215-227.
- ARNÁEZ, J. (1987). «Formas y procesos en la evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico)». Cuadernos de Investigación Geográfica [Logroño], XIII, 1-2.
- BACHMANN, R.C. (1981). *Glaciares de los Alpes*. Barcelona: Martínez Roca.
- BALCELLS, E.; GIL-PELEGRÍN, E. (1992). «Consideraciones fenológicas de las biocenosis de altitud en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, acompañadas y apoyadas mediante estudio preliminar de los datos meteorológicos obtenidos, desde 1981 a 1989, en el observatorio de Góriz». *Lucas Mallada*, 4, p. 71-162.
- BARRÈRE, P. (1953). «Equilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales». *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Oest* [Tolosa], p. 116-134.
- BARRY, R.; CHORLEY, R. (1985). *Atmósfera, tiempo y clima*. Barcelona: Omega.
- BARSCH, D. (1978). «Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps». En: *Proceedings of III International Conference of Permafrost*. Ottawa, vol. 1, p.349-353.
- BARSCH, D. (1992). «Permafrost creep and rockglaciers». *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 3, p. 175-188.

- BORDONAU, J. (1992). *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Logroño: Geoforma.
- BORDONAU, J.; SERRAT, D.; VILAPLANA, J.M. (1992). «Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos». En: CEARRETA, A.; UGARTE, F.M. [eds.]. *The late quaternary in the Western Pyrenean region*. Bilbao: Servicios Editoriales de la Universidad del País Vasco, p. 303-312.
- BROWN, R.J.E.; PEWE, T.L. (1973). «Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: A review, 1963-1973». En: *Permafrost: North American contribution to Second International Conference*. Yakutsk: National Academy of Sciences, p. 71-100.
- BRU, J.; GÓMEZ ORTIZ, A.; SERRAT, D.; VENTURA, J.; VILAPLANA, J. M. (1985). «Síntesis de la dinámica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo catalán». En: *Actas I Reunión de Cuaternario Ibérico*. Lisboa, p. 165-183.
- COPONS, R.; BORDONAU, J. (1994). «La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Esera, Pirineos centrales)». En: MARTÍ BONO, C.; GARCÍA RUIZ, J.M. [eds.]. *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Logroño: Geoforma, p. 111-124.
- CREUS, J. (1987). «Algunas características climáticas de la alta montaña en los Pirineos centrales». En: *Actas X Congreso Nacional de Geografía*. Zaragoza: Universidad de Zaragoza-Asociación de Geógrafos Españoles, p. 137-146..
- CUADRAT, J. M. (1981). *El clima del Pirineo Central. Ensayo de aplicación al turismo de montaña*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.
- CUADRAT, J. M. (1984). «El descenso de las temperaturas con la altitud en el Pirineo Central español». En: *VIII Reunión de Bioclimatología*. Zaragoza, p.57-64.
- CHENG, B. (1983). «Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost». En: *Proceedings Fourth International Conference on Permafrost*, vol 1. Washington: National Academy Press, p.136-141.
- CHUECA, J. (1992). «Estimación de paleotemperaturas durante el Pleistoceno Final: Pirineo Central español». *Estudios Geográficos*, LIII, 207, p. 241-263.
- CHUECA, J. (1993 a). *Geomorfología de la Alta Ribagorza aragonesa: análisis de la dinámica de procesos en el ámbito supraforestal*. Benasque: Asociación Guayente.
- CHUECA, J. (1993 b). «Definición, funcionamiento y estructuración de geo-complejos morfodinámicos en la Alta Ribagorza aragonesa». *Geographicalia* [Zaragoza], 30, p. 69-86.
- CHUECA, J.; LAMPRE, F. (1994). *Los glaciares del Alto Aragón*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- DEL BARRIO, G. (1990). El régimen térmico estacional en alta montaña. En: GARCÍA RUIZ, J.M. [ed.]. *Geoecología de la áreas de montaña*. Logroño: Geoforma, p.115-143.
- DEL BARRIO, G.; CREUS, J.; PUIGDEFÁBREGAS, J. (1990). «Thermal seasonality of the high mountain belts of the Pyrenees». *Mountain Research and Development* [Berkeley], 10, 3, p. 227-233.

- ESCUQUIER, J. (1972). *L'Aneto i els seus homes*. Editorial Granollers: Montblanc.
- GALLART, F. (1990). «El papel de los sucesos lluviosos de baja frecuencia en la evolución geomorfológica de la áreas montañosas». En: GARCÍA RUIZ, J.M. [ed.]. *Geoecología de la áreas de montaña*. Logroño: Geoforma, p. 95-113.
- GARCÍA RUIZ, J.M. [ed.] (1990 a). *Geoecología de las áreas de montaña*. Logroño: Geoforma.
- GARCÍA RUIZ, J.M.; MARTÍ BONO, C. (1994). «Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés». En: MARTÍ BONO, C.; GARCÍA RUIZ, J.M. [eds.]. *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Logroño: Geoforma, p. 17-31.
- GARCÍA RUIZ, J.M.; PUIGDEFÁBREGAS, J.; CREUS, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- GARCÍA RUIZ, J. M.; PUIGDEFÁBREGAS, J.; CREUS, J. (1986). «La acumulación de nieve en el Pirineo central y su influencia hidrológica». *Pirineos* [Zaragoza], 127, p. 27-72.
- GARCÍA RUIZ, J.M.; BORDONAU, J.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; VILAPLANA, J.M. (1992), *Benasque (M. T.N. 180): Mapa geomorfológico*. Logroño: Geoforma.
- GAUSSEN, H.; BARRUEL, P. (1955). *Montagnes*. París: Horizons de France
- GELLATLY, A.F.; GROVE, J.M.; SWITSUR, V.R. (1992). «Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees». *The Holocene: an interdisciplinary journal focusing on recent environmental change* [Londres], 2-3, p. 266-270.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1987). *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*. Barcelona: Institut Cartogràfic de Catalunya.
- GORBUNOV, P. (1978). «Permafrost investigations in high mountain regions». *Arctic and Alpine Research*, 10, 2, p. 283-294.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J.L. (1992). «Evolución climática y geomorfológica del Holoceno Superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Prepirineo)». En: CEARRETA, A.; UGARTE, F.M. [eds.]. *The late quaternary in the Western Pyrenean region*. Bilbao: Servicios Editoriales de la Universidad del País Vasco, p. 109-124.
- HAEBERLI, W. (1983). «Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps-today and in the past». En: *Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost*, vol 1. Washington: National Academy Press, p. 415-420.
- HAEBERLI, W. (1985). *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Eidgenössische Technische Hochschule.
- HAEBERLI, W. (1990). «Glaciers and permafrost signals of 20th-century warming». *Annals of Glaciology* [Cambridge], 14, p. 99-101.
- HAEBERLI, W. (1992). «Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts». *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 2, p. 111-124.

- HARRIS, S.A. (1986). «Permafrost distribution, zonation and stability along the Eastern Ranges of the Cordillera of North America». *Arctic*, 39, 1, p. 29-38.
- HARRIS, S.A.; CORTE, A.E. (1991). «Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water». *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 3, 2, p. 103-110.
- JALUT, G.; MONTSERRAT, J.M.; FONTUGNE, M.; DELIBRIAS, G; VILAPLANA, J.M.; JULIA, R. (1992). «Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: Deglaciation, vegetation cover and chronology». *Quaternary Science Reviews* [Oxford], 11, p. 449-480.
- JANSÁ, A. (1969). *Curso de Climatología*. Madrid: Servicio Meteorológico Nacional
- KELLER, F. (1992). «Automated Mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO». *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 2, p. 133-138.
- KING, L. (1984). «Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane». *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 76.
- KING, L.; SEPPÄLÄ, M. (1987). «Permafrost thickness and distribution in Finnish Lappland. Results of geoelectric soundings». *Polarforschung*, 57, p. 127-147.
- KING, L.; SEPPÄLÄ, M. (1988). «Permafrost sites in Finnish Lappland and their environment». En: *Proceedings, Fifth International Conference on Permafrost*, vol 2. Trondheim: Tapir Publishers, p. 183-188.
- KING, L.; GORBUNOV, P.; EVIN, M. (1992). «Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena». *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 2, p. 73-82.
- LAMB, H.H. (1969). «Climatic fluctuations». En: FLOHN, H. [ed.]. *World Survey of Climatology, II, General Climatology*. Amsterdam: Elsevier, p. 173-249
- LAMB, H.H. (1977). *Climate: Present Past and Future. Vol. 2: Climatic History and the future*. Londres: Methuen
- LISO, M.; ASCASO, A. (1969). *Introducción al estudio de la evapotranspiración y clasificación climática de la cuenca del Ebro*. Zaragoza: Anales de la Estación Experimental del Aula Dei.
- LOWE, J.J.; WALKER, M.J.C. (1984). *Reconstructing Quaternary Environments*. Londres: Longman.
- LLIBOUTRY, L. (1965). *Traité de glaciologie*. París: Masson.
- LLOBET, S. (1947). *El medio y la vida en Andorra. Estudio geográfico*. Barcelona: CSIC.
- MARTÍ BONO, C.E.; SERRAT, D.; GONZÁLEZ, M.C. (1977). «Los fenómenos glaciares de la vertiente meridional de los Pirineos». En: *V Coloquio de Geografía*. Granada, p. 68-73.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1988). *El Valle de Benasque. Estudio geomorfológico*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1989). «Morfología glacial del valle de Benasque (Pirineo Aragónés)». *Ería* [Oviedo], 18, p. 51-64.

- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; ALONSO, F. (1992). «Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas españolas». *Cuadernos de Sección. Historia 20* [San Sebastián], p. 109-121.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; ARENILLAS, M. (1988). «Los glaciares actuales del Pirineo español». En: *La nieve en el Pirineo español*. Madrid: MOPU, p. 29-98.
- MONTERRAT, J.M. (1992). *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico*. Zaragoza: CSIC (Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología, 6)
- MOPT (1992). *La nieve en las cordilleras españolas (Programa ERHIN 1990-1991)*. Madrid: Ministerio de Obras Públicas y Transportes
- NELSON, F.E.; ANISIMOV, A. (1993). «Permafrost zonation in Russia under anthropogenic climatic change». *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 2, p. 137-148.
- NELSON, F.E.; OUTCALT, S.I. (1983). «A frost index number for spatial prediction of ground-frost zones». En: *Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost*, vol 1. Washington: National Academy Press, p. 907-911.
- NELSON, F.E.; OUTCALT, S.I. (1987). «A computational method for prediction and regionalization of permafrost». *Arctic and Alpine Research*, 19, p. 279-288.
- PLANA, J.A. (1985). *Estudi climàtic i balanç hidric de la conca de la Noguera Ribagorçana*. Barcelona: Institut d'Estudis Catalans.
- PLANDE, R. (1947). «La nieve y los glaciares en el Pirineo». *Pirineos* [Zaragoza], 5, p. 167-182.
- PORTER, S.C. (1970). «Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan». *Bulletin of Geological Society of America*, 83, p. 1421-1446.
- PUIGDEFÁBREGAS, J. (1969). «Avances para el estudio climático del Alto Aragón». En: *Actas V Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos*. Zaragoza, p. 79-80.
- QUIRANTES, J. (1991). *Métodos para el estudio de la erosión eólica*. Logroño: Geoforma (Cuadernos técnicos de la SEG, 1)
- RIJCKBORST, H. (1967). «Hydrology of the upper Garonne basin (Valle de Arán, Spain)». *Leidse Geologische Mededelingen* [Leiden], 40, p. 1-74.
- RIVAS MARTÍNEZ, S. (1988 a). *Memoria del Mapa de Series de Vegetación de España, escala 1:400.000*. Madrid: ICONA.
- SALAS, L. (1992). «Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos». *Cuaternario y Geomorfología* [Madrid], 6, p. 63-69.
- SERRANO, E. (1989). «Las aportaciones más recientes sobre las glaciaciones cuaternarias de los Pirineos». *Eria* [Oviedo], 18, p. 74-77.
- SERRANO, E. (1991). *Geomorfología glacial de las montañas y valles de Panticosa y de la ribera de Biescas (Pirineo aragonés)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid

- SERRANO, E.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994). «Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo aragonés oriental». En: MARTÍ BONO, C.; GARCÍA RUIZ, J.M. [eds.]. *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Logroño: Geoforma, p. 33-64.
- SERRAT, D. (1979). «Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees». En: SCHLUCHTER, CH. [ed.]. *Moraines and varves*. Rotterdam: Balkema, p. 93-100
- SERRAT, D. (1980). «Estudio geomorfológico del Pirineo oriental (Puigmal, Costabona)». *Notes de Geografía Física* [Barcelona], 2, p. 39-55.
- SOUTADE, G. (1980). *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*. Albi: Cooperative du Sud-Ouest.
- SUGDEN, D.; JOHN B.S. (1976). *Glaciers and landscape. A Geomorphological Approach*. Londres: Arnold.
- TRICART, J.; CAILLEUX, A. (1962). *Le modèle glaciaire et nival*. París: SEDES.
- TRICART, J. Y CAILLEUX, A. (1967). *Le modèle des régions périglaciaires*. París: SEDES.
- VILAPLANA, J.M. (1983). «Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees)». *Acta Geológica Hispánica* [Barcelona], 18, 3/4, p. 217-233.
- VILAPLANA, J.M.; BORDONAU, J. (1989). «Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire: le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana-versant sud des Pyrénées)». *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* [París], 4, p. 219-224.
- ZUMBÜHL, H.J.; HOLZHAUSER, H. (1988). «Glaciers des Alpes du Petit Age Glaciaire». *Les Alpes. Revue Club Alpine Suisse* [Berna], p. 129-322.