

Primeros estudios mediante prospección geoelectrica en el aparato glaciar de Besiberri, Pirineo catalán (Lleida)

I INTRODUCCIÓN

EN ESTA nota se presentan los resultados y conclusiones obtenidos en la primera campaña de prospección geoelectrica por sondeos eléctricos verticales (SEV) realizada en el aparato glaciar de Besiberri, Pirineo catalán (Lleida), donde se vienen desarrollando diversos estudios geomorfológicos (SERRANO et al. 1991). Esta campaña se integra en los trabajos específicos de glaciología que se acometen en el marco mucho más amplio del programa ERHIN.

Dado que aquí se presenta una primera interpretación de estos datos y que su significación deberá posteriormente cotejarse con más testimonios, entendemos que los resultados y conclusiones derivadas de esta campaña deben considerarse necesariamente como provisionales.

II PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA EN GLACIARES ROCOSOS. ASPECTOS PREVIOS

Los glaciares rocosos están constituidos, como núcleo fundamental, por una capa formada por una mezcla de hielo y derrubios —que se ha venido en denominar capa H/D (FABRE et al., 1997)—, con potencias y riqueza en derrubios muy variables. Es habitual encontrar en este tipo de glaciares un manto de clastos libre de hielo que recubre en todo o en parte esta capa (glaciar cubierto o negro), manto que, debido al lento desplazamiento del hielo por gravedad, manifiesta formas superficiales de flujo, tales como lenguas, arcos y surcos. Este movimiento, en el caso de glaciares rocosos activos, supone

una velocidad del orden de centímetros o decímetros por año.

El origen del hielo interno está actualmente en discusión. Según algunos investigadores (CORTE, 1987) se trata de hielo residual proveniente de las etapas de recesión de un glaciar blanco. En este caso se genera un sistema de derrubios glaciares que implica el paso de glaciar blanco a negro o cubierto y rocoso, considerándose glaciares rocosos glaciogenéticos. En cambio, otros autores (HAEBERLI, 1985; BARSCH, 1996) defienden un origen periglacial completamente diferente. El glaciar rocoso formaría parte de los ambientes con suelos permanentemente helados (permafrost) continuos o discontinuos, cuyos clastos se rodean del hielo formando un cuerpo helado con hielo intersticial proveniente del rehielo del agua de fusión nival, y que adquiere fluencia cuando la masa helada alcanza un cierto volumen. Se trataría, pues de un glaciar rocoso periglacial o criogenético.

Así, para un mejor conocimiento de los glaciares rocosos y poder establecer alguna hipótesis sobre la naturaleza de su origen, es fundamental establecer su estructura interna y las características de cada una de sus capas, determinando en concreto:

- Espesor de la formación de derrubios sin hielo en la superficie del glaciar.
- Localización y caracterización de la capa H/D: espesores y profundidades de sus límites, geometría y riqueza en hielo.
- Profundidad y topografía del sustrato subglaciar.

En ausencia de sondeos mecánicos (delicados, costosos y, además, condicionados a unas pocas áreas previamente seleccionadas) la prospección geoelectrica se des-

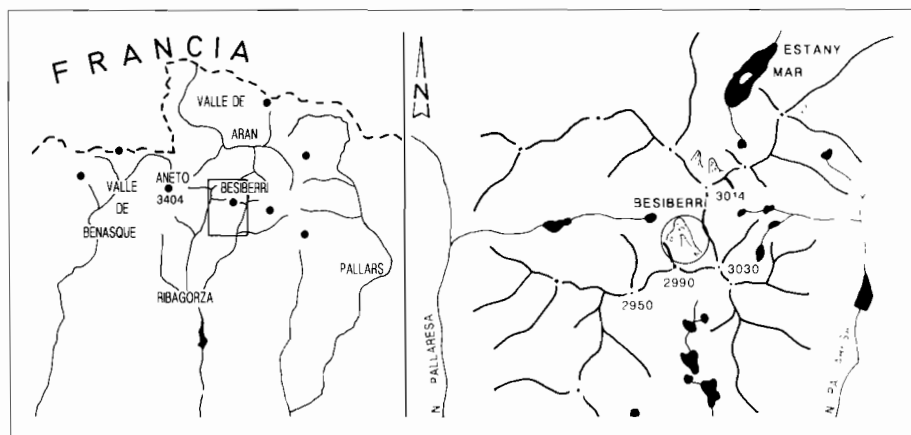


FIG. 1. Situación del glaciar de Besiberri (SERRANO et al., 1991).

taca como el sistema más adecuado para responder a las anteriores cuestiones, sin elevados costes, de manera cuantitativa o semicuantitativa.

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) se han venido empleando con éxito en este tipo de glaciares desde mediados de este siglo debido al contraste que proporciona la alta resistividad del hielo (entre 2 y 100 $M\Omega \cdot m$). Fisch et al. (1977) realizaron una recopilación de mediciones geoelectricas en glaciares rocosos con datos desde la década de los cincuenta. En estas dos últimas décadas, se ha incrementado el empleo de sondeos eléctricos verticales en glaciares rocosos (KING, 1982, 1984; EVIN y ASSIER, 1984; KING y SEPPÄLÄ, 1987; KING et al., 1987; EVIN y FABRE, 1990; EVIN et al., 1990; VONDER MÜHLL, 1993).

En 1994, con carácter pionero en el ámbito de la Glaciología española, se aplicó esta técnica geofísica en el glaciar rocoso activo de Las Argualas, Pirineo aragonés, determinándose su estructura interna (FABRE et al., 1995, 1997). El equipo empleado, de alto voltaje (2 kV) y desarrollado en la Universidad Joseph Fourier (Francia), estaba adaptado específicamente para realizar este tipo de trabajos.

III ÁMBITO DEL ESTUDIO

El aparato glaciar estudiado está localizado en el macizo de Besiberri, Pirineo axial (figura 1). En 1991 se llevó a cabo la incorporación del helero cubierto del Besiberri a la lista de aparatos glaciares activos españoles, tras haber comprobado sobre el terreno la existencia de hielo bajo los clastos que lo recubren. El sustrato geológico está formado por la granodiorita del macizo Aneto-

Maladeta, siendo su arista-eje dominante de dirección N-S, tendida más de dos kilómetros sobre los 2.900 m de altitud, alcanzando su cota máxima a 3.030 m en el pico meridional. Inmediato a éste y abierto al NO se abre el circo occidental, labrado en paredes escarpadas y fracturadas, con unos 450 m de desnivel (SERRANO et al., 1991).

El glaciar rocoso de Besiberri NO (SERRANO et al. 1991; MARTÍNEZ DE PISÓN et al. 1992) se localiza en la vertiente occidental del macizo de Besiberri, en la cuenca del Noguera Ribagorzana (Alto Ribagorza). Presenta una orientación Noroeste, y se desarrolla entre los 2.510 m del frente y los 2.750 m de la raíz, con una pendiente media de 12,3°, bajo las cumbre de los Besiberri del Medio (3.003 m) y Besiberri Sur (3.032 m).

Es un glaciar rocoso de derrubios, localizado en el fondo del circo, con conexión directa en el sector oriental e indirecta en el occidental. Presenta un relieve superficial muy bien desarrollado, con una lengua con arcos y surcos de flujo y un talud frontolateral nítido, con textura de bloques, que pasa a megabloques en la zona frontal. La forma es singular, si bien presenta en continuidad con el aparato formas de flujo menores. El frente del glaciar tiene una pendiente de 40° y un desnivel de 25 m y en él afloran los materiales finos, cubiertos por una cobertera inestable de megabloques. Es un glaciar rocoso en lengua, de 1.000 m de longitud y 240 de ancho con cordones y surcos longitudinales en la parte superior, en torno a los 2.700 m. En los surcos se puede apreciar la organización interna del recubrimiento, con materiales gruesos en la parte superior y finos en la inferior, reposando sobre un núcleo de hielo que aflora a 1,5 m. Se trata, pues, de un glaciar cubierto que pasa a rocoso en la parte frontal, y posee una alimentación de bloques en el sector occidental.

CUADRO I

NOMBRE	ALTITUD RAÍZ m	ALTITUD FRENTE m	ALTITUD CUMBRE m	LARGO m	ANCHO m	OR.	TIPO	FORMA
Besiberri NO	2.750	2.510	3.030	1.000	240	NO	derrubios	lengua

En torno al aparato se encuentran restos de neveros permanentes y conos de derrubios afectados por flujo asociados a canales de aludes. Conos mixtos y pedreras de gravedad son, en cambio, las formas dominantes en torno al glaciar rocoso por debajo de los 2.650 m.

Tres ámbitos con características morfológicas propias constituyen el glaciar de Besiberri: *superior*, con núcleo de hielo, cobertura de clastos, y procesos periglaciares muy activos; *medio*, glaciar negro, con un sector de glaciar sucio o semicubierto; e *inferior*, en el frente del sistema, constituye una forma de glaciar rocoso en sentido estricto (SERRANO et al., 1991).

IV

LA PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA REALIZADA

1. INSTRUMENTACIÓN

En este estudio geofísico se ha empleado el aparato geoelectrico modelo SYSCAL R-2, IRIS Instruments, BRGM-OYO, perteneciente al Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, E.T.S.I. Geodesia, Cartografía y Topografía de la Universidad Politécnica de Valencia, de corriente alterna de baja frecuencia, que consta de unidad receptora-emisora, lectura digital, almacenamiento de datos en memoria, convertidor DC/DC 250 W, desde 100 V hasta 800 V, cuya fuente de alimentación es una batería 12 V.

Con objeto de conocer la adecuación de este aparato, utilizado en Ingeniería Civil pero no probado en glaciares rocosos, se realizaron unas pruebas previas en materiales sueltos de alta resistividad. Así, en abril de 1996,

se efectuó un estudio por SEV de una pedrera localizada en la Sierra de Espadán (Castellón), constituida por clastos y bloques ortocuarcíticos triásicos (Buntsandstein). Los resultados fueron positivos y alentadores, al registrar e interpretar tres capas geoelectricas, con una resistividad máxima cercana a los 10.000 Ω -m.

2. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA EN EL GLACIAR DE BESIBERRI

En septiembre de 1997 se acometió el primer estudio mediante la ejecución de sondeos eléctricos verticales (SEV), con dispositivo cuadripolar simétrico (AMNB) tipo Schlumberger. Dado el tiempo disponible se realizaron dos SEV: BES1 y BES2, con apertura de semialas de emisión (AB/2) de 175 y 113 m respectivamente, distanciados entre sí 50 m (figura 2). Ambos fueron longitudinales y con una orientación 340° N.

Las dos curvas geoelectricas de resistividad aparente (figura 3) son del tipo K, y poseen una morfología característica de contenido de hielo: curvas de tres capas geoelectricas, con resistividades aparentes elevadas en la segunda capa geoelectrica. En estas curvas puede observarse el «efecto de sobrependiente» (HAERBELI, 1985), es decir, pendientes de 45° debidas a efectos laterales: presencia de niveles de resistividad muy alta y con espesores irregulares, que están dispuestos en la dirección de la apertura AB/2. Éstos pueden considerarse como formas lenticulares exclusivamente de hielo, o bien, como formaciones con núcleos de gran contenido de hielo. Así pues, estas curvas no pueden ser evaluadas de idéntica forma a la empleada en los procedimientos

CUADRO II. Resultados de los diferentes modelos obtenidos en la primera interpretación de los sondeos eléctricos verticales BES1 y BES2

S.E.V.		1ª CAPA		2ª CAPA		3ª CAPA
Nº SEV	Tipo	ρ_1 (Ω -m)	h_1 (m)	ρ_2 (Ω -m)	h_2 (m)	ρ_3 (Ω -m)
BES1	K	31367 - 35394	1	$3.5 \cdot 10^6$ - $5.3 \cdot 10^6$	8 - 11.8	3569 - 4472
BES2	K	37882 - 38222	1	$5.1 \cdot 10^6$ - $8.0 \cdot 10^6$	11.1 - 18	4589 - 4973

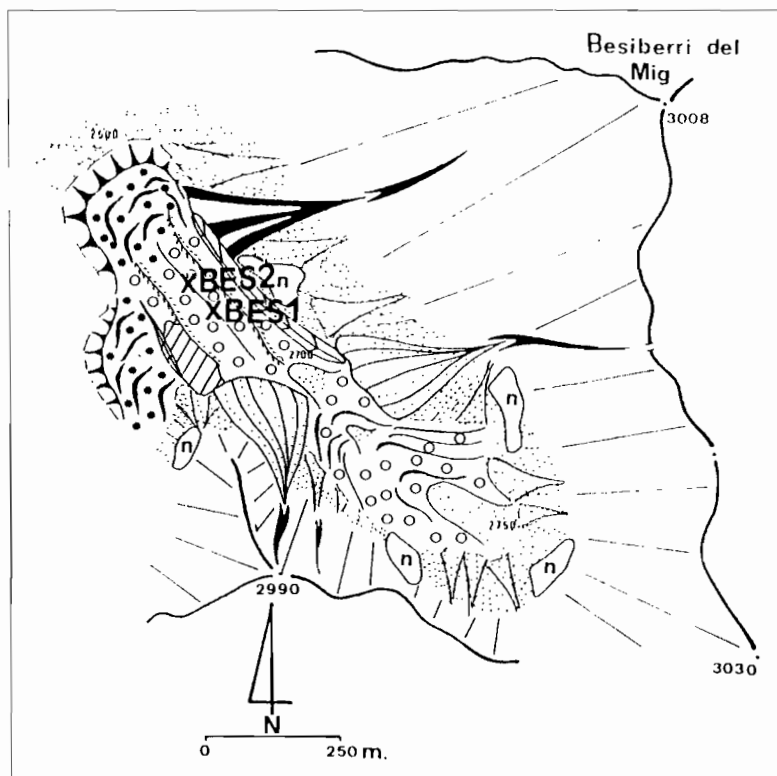


FIG. 2. Localización de los SEV realizados en el glaciar de Besiberri (sobre el esquema geomorfológico de SERRANO et al. 1991).

clásicos de interpretación. Y, además, cabe indicar que con diferentes modelos interpretativos se puede obtener como respuesta la misma curva geoelectrica observada (King et al., 1987).

3. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Tras el análisis de los posibles modelos de interpretación se han obtenido los resultados que se resumen en el cuadro II.

Tanto en el perfil BES1 como en el BES2 se observa el efecto sobrependiente, diferenciándose tres capas geoelectricas. La primera, constituida por clastos y bloques de granodioritas, con un espesor próximo al metro. Por otro lado, la elevada resistividad de la segunda capa ($>10^6 \Omega\text{-m}$) hace pensar que se trata de una formación constituida básicamente por hielo, con posibles clastos dispersos.

V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El resultado de esta primera experiencia descrita puede considerarse muy satisfactorio. En efecto, el mé-

todo geoelectrico por sondeos eléctricos verticales llevado a cabo resulta ser una herramienta muy efectiva que proporciona una valiosa información sobre la estructura interna de este tipo de glaciares, tanto para glaciares rocosos en sentido estricto, como para los negros (semicubiertos). Los valores de las resistividades y espesores obtenidos de las diferentes capas (clastos, hielo y sustrato rocoso) avalan esta aseveración.

Así pues, se puede afirmar que el empleo de estas técnicas, en combinación con prospecciones geofísicas con geo-radar adoptadas con éxito en glaciares blancos (glaciares de Aneto y de La Maladeta) (MARTÍNEZ et al., 1997) es posible determinar la complejidad de la estructura interna de los glaciares rocosos, así como discriminar la capa exclusivamente de hielo y la capa formada por hielo y derrubios (H/D) sin controversia alguna.

Por otra parte, las irregularidades locales topográficas y subsuperficiales (endoglaciares y subglaciares), *efectos laterales*, han originado curvas SEV que no pueden ser interpretadas con igual certidumbre que con los procedimientos clásicos habituales. La realización de sondeos eléctricos verticales adicionales con diferentes configuraciones (Schlumberger asimétrico) y transver-

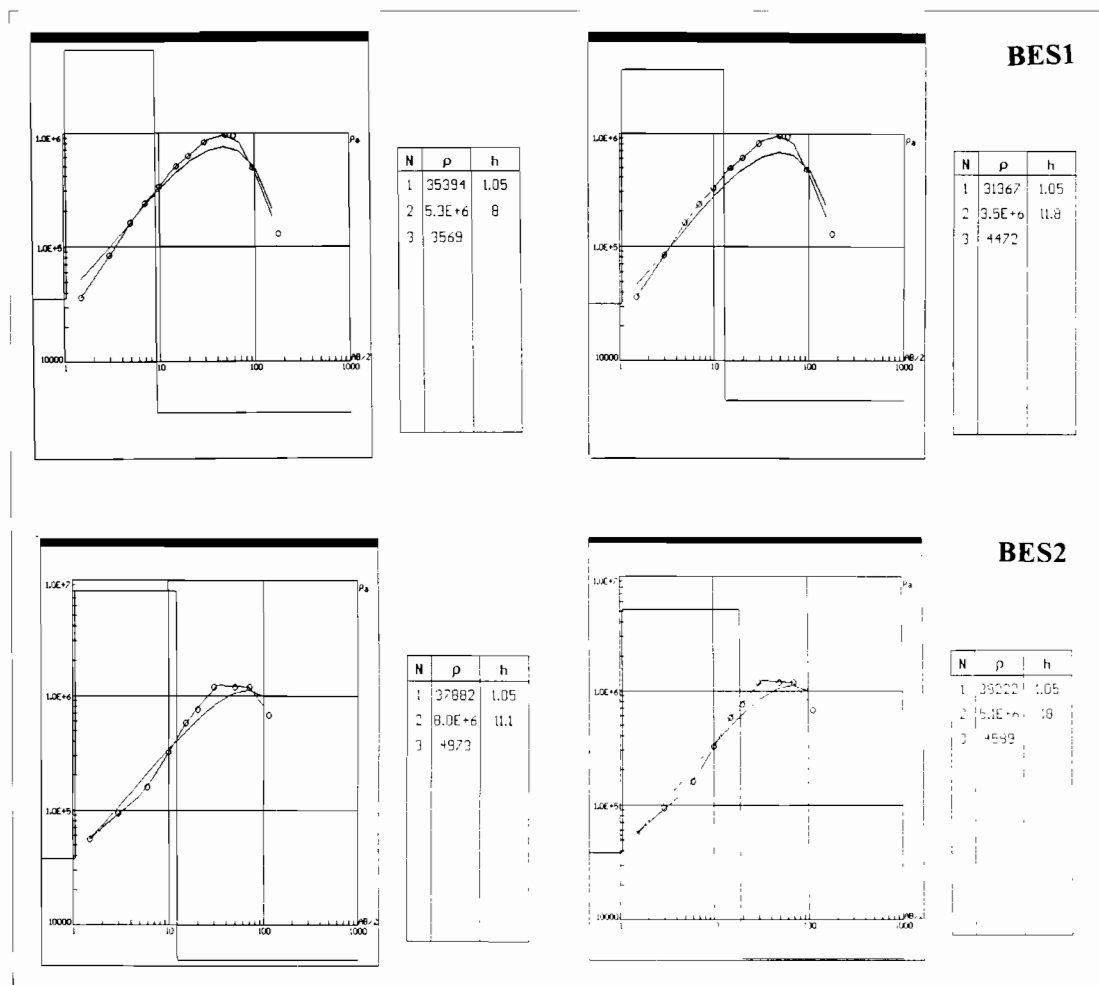


FIG. 3.
Curvas SEV
BES1 y BES2
con sus
interpretaciones
en el
glaciar de
Besiberri.

sales podrían verificar el orden de magnitud de la resistividad aparente en tales casos.

Los resultados preliminares de esta campaña en el sector medio (correspondiente al ámbito de glaciar cubierto) muestran una segunda capa con resistividades específicas superiores a $10^6 \Omega \cdot m$ y un espesor de 8 m - 18 m, constituida exclusivamente por hielo. Esta respuesta difiere de los resultados obtenidos en el glaciar rocoso de Las Argualas para su segunda capa (formación H/D), donde los valores de las resistividades aparentes y específicas fueron menores, y presentaron pendientes inferiores a 45° (FABRE et al., 1995, 1997), lo que indicaba una mayor riqueza en clastos de la capa de hielo.

En el caso del glaciar de Besiberri, la existencia de una capa de hielo casi completamente desprovista de clastos parece indicar su origen glaciar. La realización de otros sondeos eléctricos, tanto en el sector superior

como en el inferior, serán cruciales para determinar los posibles cambios longitudinales de estructura y así confirmar totalmente el origen de la capa de hielo en este glaciar.

La continuación de estos trabajos con nuevas campañas de prospección geoelectrica en este glaciar, además de establecer hipótesis sobre su origen, permitirá disponer de una información más completa sobre su estructura interna, así como poder acometer con mayor exactitud una modelización reológica de sus posibles movimientos. En esta misma línea, sería deseable ampliar el ámbito de trabajo al resto de los glaciares rocosos españoles, con el objetivo de avanzar en el conocimiento de la historia evolutiva, y su proyección futura, de los últimos glaciares pirenaicos.— GARCÍA, F. (Universidad Politécnica de Valencia), CANTARINO, I. (Universidad Politécnica de Valencia) y SERRANO, E. (Universidad de Cantabria)

BIBLIOGRAFÍA

- BARSCHE, D., 1996: *Rock glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environment*. Springer Verlag, Heidelberg.
- CORTE, A. E., 1987: «Rock glacier taxonomy». In Giardino, J. R., Shroder, J. F. and Vitek, J. D. (eds.), *Rock Glaciers*, Allen and Unwin, London, 27-39.
- EVIN, M., ASSIER, A., FABRE, D., 1990: «Les glaciers rocheux du Marinnet». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XXXIX, 4, págs. 139-155.
- EVIN, M., ASSIER, A., 1984: «Sondages électriques sur quelques glaciers rocheux et moraines des Alpes du Sud (France)». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XXXIII, 4, págs. 127-137.
- EVIN, M., FABRE, D., 1990: «Distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France)». *Geomorphology*, 3, págs. 57-71.
- FABRE, D., GARCÍA, F., EVIN, M., MARTÍNEZ, R., SERRANO, E., ASSIER, A., SMIRAGLIA, C., 1997: *La estructura del glaciar rocoso activo de Las Argualas, Pirineo aragonés, obtenida mediante prospección geoelectrica por sondeos eléctricos verticales*. La nieve en las cordilleras españolas, año 1993/94. Programa ERHIN. Ministerio de Medio Ambiente, Dirección General de Obras Hidráulicas y calidad de las Aguas, págs. 217-224.
- FABRE, D., GARCÍA, F., EVIN, M., MARTÍNEZ, R., SERRANO, E., ASSIER, A., SMIRAGLIA, C., 1995: «Structure interne du glacier rocheux actif de las Argualas (Pyrénées aragonaises, Espagne)». Société Hydrotechnique de France, *La Houille Blanche*, 5/6, págs. 144-147.
- FISCH SEN., W., FISCH JUN., W., HAEBERLI, W., 1977: *Electrical soundings with long profiles on rock glaciers*. Technical Report 77, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- HAEBERLI, W., 1985: *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers*. Mitt. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 77, 142 págs.
- KING, L., 1982: «Qualitative und quantitative Erfassung von Permafrost in Trafala (S-Lappland) und Jotunheimem (N), mit Hilfe Geoelektrischer Sondierungen». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 43, págs. 139-160.
- KING, L., 1984: *Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, haries Jotunheimen und Drove/Rondane*. Heidelber Geographische Arbeiten, 76, 174 págs.
- KING, L., FISCH, W., HAEBERLI, W., WAECHTER, H. P., 1987: «Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost». *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1, págs. 77-97.
- KING, L., SEPPÄLÄ, M., 1987: «Permafrost thickness and distribution in Finnish Lapland - Results of geoelectric soundings». *Polarforschung*, 57, págs. 127-147.
- MARTÍNEZ, R., GARCÍA, F., MACHERET, YU. YA., NAVARRO, J., BISBAL, L., 1997: «El sustrato subglaciar y la estructura interna de los glaciares del Aneto y la Maladeta cartografiados por geo-rádar de ultra-alta frecuencia (UHF)». En *La nieve en las Cordilleras Españolas*. Programa ERHIN. Año 1993/94. Ministerio de Medio Ambiente.
- SERRANO, E., MARTÍNEZ DE PISÓN, E., MARTÍNEZ, R., CANTARINO, I., NAVARRO, J., 1991: «El glaciar noroccidental del Besiberri (Pirineo de Lérida)». *Pirineos*, CSIC, 137, págs. 95-107.
- VONDER MÜHLL, D., 1993: *Geophysikalische Untersuchungen mi Permafrost des Oberengadins*. Mitteilungen 122, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Gloriastrasse 37-39, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.