

Rasgos morfométricos y morfodinámicos de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León)

J. M^a Redondo Vega – A. Gómez Villar – R. B. González Gutiérrez
Departamento de Geografía. Universidad de León

1. INTRODUCCION

Los glaciares rocosos constituyen una de las morfologías características del sistema morfoclimático periglacial, sobre todo de los espacios de alta montaña. Tradicionalmente se les ha definido como masas de derrubios con forma de lóbulo o lengua, permanentemente congeladas, empastadas en hielo intersticial o recubriendo antiguos lentejones de hielo glacial que se desplazan sobre la ladera como consecuencia de ese hielo contenido (BARSCH, 1996). Su presencia es un indicador medioambiental clave para conocer las condiciones morfoclimáticas de las zonas en las que se emplazan, tanto si son funcionales como si son formas heredadas que aún presentan su peculiar topografía superficial en surcos y crestas, aunque, a veces, se encuentre trastocada por hundimientos o colapsos.

La constatación de glaciares rocosos relictos en el Noroeste de las *Montañas Cantábricas* se inicia al final de la década de los ochenta del siglo pasado con el trabajo de ALONSO (1989) en la zona de *Degaña-Leitariegos*, existiendo nuevas aportaciones a lo largo de los noventa y principios de presente siglo (GARCÍA DE CELIS, 1991; PÉREZ ALBERTI, et al., 1995; REDONDO VEGA, et al., 2002, etc.). La mayoría de los trabajos se han centrado en estudios concretos e individualizados relacionados con su descripción, clasificación, macrofábrica o modelo de fracturación de las áreas fuente.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y ENCUADRE MORFOESTRUCTURAL

La *Sierra de Gistredo* constituye el conjunto de estribaciones montañosas que arman parte de la franja suroccidental de la *Cordillera Cantábrica*, abarcando parcialmente las comarcas de *Laciana*, *Alto Sil* y *Omaña*. Junto con la *Sierra de Ancares*, forma el cingulo montañoso que cierra la fosa del *Bierzo* por el N. Internamente, este conjunto está dividido en numerosos cordales de dirección predominante ONO-ESE (alineaciones de *Coto-Nevadín*, *Valdeiglesia-Tambarón*, *Catoute*, *Vizbueno-Arcos del Agua* y *Gistredo*). Los sectores más elevados superan holgadamente los 1900 m de altitud, sobrepasando algunos

fastigios los 2000 m (*Tambarón*, 2102 m., *Cerniella*, 2115 m., *Catoute*, 2117 m., etc.).

Todo el macizo sirve de divisoria de aguas entre la cuenca del *Duero*, al E, a través del río *Omaña*, y la cuenca del *Sil*, que circula por el borde occidental. El sistema de drenaje que avena el macizo configura una tosca red radial. Los cursos que pertenecen al sistema del *Sil* discurren por valles muy encajados, estrechos y con fuertes pendientes (arroyos de *La Brañina*, *La Seita*, *Matalavilla*, ríos del *Puerto*, *Valseco*, *Salentinos*, *Primout*, *Velasco*, *Noceda*, *Boeza* y *Tremor*). En cambio, los tributarios que forman la cabecera del río *Omaña* (*Vallegordo* y *Solanos*) lo hacen por valles de perfiles transversales más abiertos y anchos, donde fondos más bien llanos dan paso a laderas tendidas y escalonadas que culminan en cimas alomadas.

Desde el punto de vista geológico, este espacio está formado por materiales del Paleozoico inferior, que forman parte de la *Zona Asturoccidental Leonesa*, una de las grandes unidades en las que se encuentra dividido el *Macizo Hercínico Ibérico*. Las capas más antiguas, pertenecientes al Cámbrico inferior, se agrupan en la *fm. Cándana*, caracterizada por la sucesión de microconglomerados, areniscas, pizarras y cuarcitas cuya potencia supera los 500 m. A techo, se emplaza una banda estrecha de unos 100-150 m de espesor, la *fm. Vegadeo*, formada por mármoles, calizas marmóreas y dolomías recristalizadas, pertenecientes al Cámbrico medio. Por encima, se sitúa el conjunto denominado *Serie de los Cabos*, constituido por potentes bancos de cuarcitas blancas que alternan con capas delgadas de areniscas y pizarras. Su espesor alcanza los 7000 m y su edad es del Cámbrico superior y Ordovícico inferior. El paso a la siguiente unidad sedimentaria, las *Pizarras de Luarca*, se efectúa de forma gradual mediante una banda estrecha de transición caracterizada por capas alternantes de pizarras y cuarcitas. La serie de Luarca la forman pizarras negras masivas de grano fino del Ordovícico medio cuya potencia alcanza los 1.500 m (Rodríguez y Heredia, 1994).

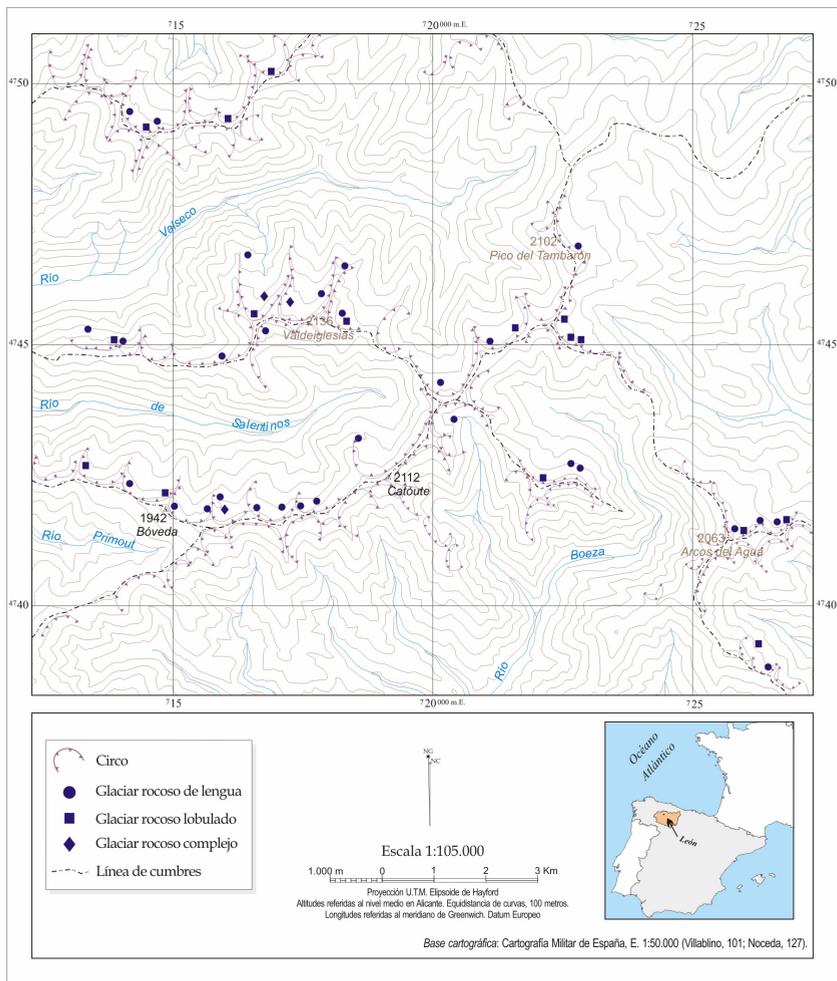
La disposición estructural del macizo está vinculada con la *Orogenia Hercínica*, que deformó las series paleozoicas en varias fases: pliegues acostados, isoclinales y muy apretados de dirección ONO-ESE, acompañados de una esquistosidad de flujo; tectónica de despegue generalizada de dirección NO-SE; y nueva deformación de pliegues abiertos, con esquistosidad de crenulación. Estas estructuras fueron dislocadas al final de la orogenia por un intenso sistema de fallas de dirección doble: NO-SE y NE-SO (Rodríguez Fernández, 1982a y 1982b).

Este almacén estructural estuvo de nuevo afectado durante los tiempos terciarios por la *Orogenia Alpina*, responsable de la organización morfoestructural actual del macizo. Éste se levantó de forma generalizada, con respecto a las fosas del *Bierzo* y de *Laciana*. Internamente, todo el conjunto estuvo, además, afectado por el rejuego de las antiguas fallas y cabalgamientos paleozoicos, y por un nuevo sistema perpendicular al hercínico. Estas dislocaciones individualizan el macizo como tal y organizan la escorrentía hacia los valles del *Sil* y *Omaña*, organización que ha estado acompañada de la disección del macizo en numerosos cordales y de un profundo encajamiento, cuyas evidencias aún

se plasman en los restos de superficies erosivas a diferentes niveles altitudinales (García de Celis, 1997).

El último retoque al relieve que actualmente observamos está relacionado con las huellas de modelado de origen glaciar y periglaciar. La mayor parte de los valles albergaron durante el último episodio glaciar lenguas de hielo que partían desde los circos situados al pie de las cumbres y que confluían en los colectores principales, alcanzando cotas por debajo de los 900 m de altitud (Redondo et al., 2002). A medida que las masas de hielo se retiraban, se fueron instalando unas condiciones morfoclimáticas periglaciares, que favorecieron el desarrollo de glaciares rocosos.

Figura 1. *Glaciares rocosos de la Sierra de Gistredo*



3. METODOLOGÍA

En la *Sierra de Gistredo* hemos identificado 43 glaciares rocosos relictos (Figura 1), de los cuales en ocho hemos seleccionado ocho al azar y calculado una serie de parámetros referidos a sus rasgos morfométricos y las condiciones morfodinámicas bajo las cuales se emplazan (Tablas 1 y 2).

Para cada glaciar rocoso relictos se han calculado los siguientes parámetros morfométricos:

- *Longitud*, en m, de la superficie del glaciar rocoso, medida en la dirección del flujo o distancia existente entre el punto medio de la zona de arranque del glaciar rocoso y el punto medio del talud frontal.
- *Anchura*, en m o distancia máxima entre los límites de la superficie del glaciar rocoso, tomada siguiendo la línea media transversal a la longitud.
- *Altura de la raíz*, en m: Corresponde a la altitud del punto medio donde arranca el glaciar rocoso, al pie del talud de derrubios.
- *Altura del frente*, en m: medida en el centro de la parte terminal de la superficie del glaciar rocoso.
- *Orientación*, tomada a partir de la línea media de la longitud.
- *Superficie del glaciar rocoso*, en m².
- *Desnivel del glaciar rocoso*: diferencia, en m, entre la altura de la raíz y la altura del frente.
- *Pendiente*, en grados, del glaciar rocoso, a partir de la línea media que va desde la raíz al frente.
- *Relación entre la longitud y la anchura (L/A)*, como indicador de la geometría en planta del glaciar rocoso.
- *Análisis de macrofábrica de los materiales*: determinación de la declinación magnética e inclinación de las partículas que componen los depósitos, a partir de la metodología propuesta por GIARDINO & VITECK (1985), NICHOLAS (1994), y THOMPSON (1999). Para ello se realizaron tres muestreos para cada glaciar rocoso de lengua (zona frontal, zona intermedia y zona de raíz). En cada punto se efectúa la fábrica de una cresta y un surco adyacente. Se midieron entre 40-50 clastos de más de 10 cm de longitud en su eje mayor y con una proporción axial a:b superior a 2. Cada zona de muestreo tenía una superficie entre 2 y 2,5 m². Los datos se han representado en estereogramas.
- *Cubierta vegetal*, medida en porcentajes: grado de colonización vegetal de la superficie topográfica de cada forma.

Los parámetros morfodinámicos calculados están relacionados con el emplazamiento de cada forma y con los rasgos del área fuente, siendo los siguientes: *litología* de los escarpes que alimentan los taludes y conos de derrubios; *altitud del área fuente* (en m) o cima más elevada situada inmediatamente por encima del glaciar rocoso; *desnivel entre el área fuente y raíz del glaciar rocoso* (en m) o la diferencia de altura entre la altitud del área fuente y la raíz del glaciar rocoso; *pendiente del área fuente* (en grados), calculada a partir de la línea media desde la raíz a la divisoria; *sistema de fracturación del área fuente* o cálculo de las principales familias de discontinuidades existentes en las paredes de los antiguos circos. Para este último, nos basamos en la metodología

propuesta por Evin (1985 y 1987). De cada familia calculamos la dirección, buzamiento y continuidad del plano de fractura, además de la separación y anchura de los bloques. Posteriormente, los datos obtenidos se representaron en diagramas tridimensionales.

Tabla 1. Parámetros morfométricos y morfodinámicos de los glaciares rocosos del cordal Coto-Nevadín

	<i>Cerisaleo</i> Grlg 1	<i>C. del Águila</i> Grlb 1	<i>C. del Águila</i> Grlg 2
Tipo	Lengua	Lobulado	Lengua
Longitud (m)	324.7	67.5	90.3
Anchura (m)	218.6	201.4	61.1
Relación L/A	1.5	0.3	1.5
Superficie (m ²)	27514	8975	4595
Orientación	N 11°E	N 315°E	N 352°E
Altitud raíz (m)	1860	1855	1785
Altitud frente (m)	1800	1820	1760
Desnivel (m)	60	35	25
Pendiente (°)	10	27	15
Cubierta vegetal (%)	24.1	47.4	34.1
Litología	Cuarcitas	Cuarcitas	Cuarcitas
Pendiente ladera (°)	25	29	38
Altitud área fuente (m)	1928	1927	1890

Tabla 2. Parámetros morfométricos y morfodinámicos de los glaciares rocosos del Alto de Las Campechinas (cordal del Catoute)

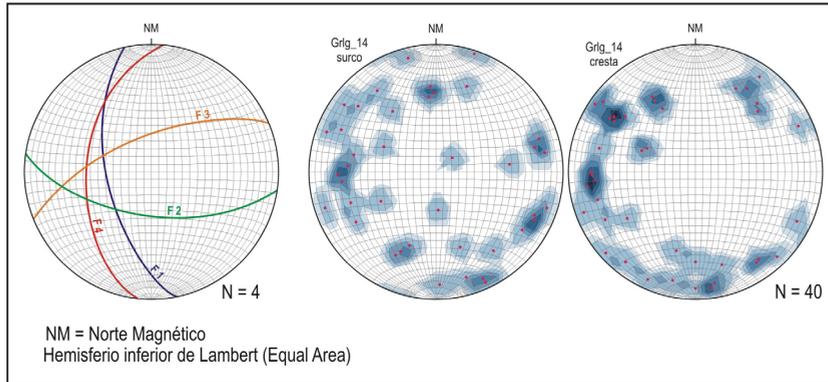
	<i>Fana Rubia</i> Grlg 20	<i>Galambón</i> Grlg 21	<i>Campechinas</i> Grlg 22	<i>Sagonina</i> Grlg 23
Tipo	Lengua	Lengua	Lengua	Lengua
Longitud (m)	107.7	210.7	773.6	250.4
Anchura (m)	116.0	111.2	307.9	102.8
Relación L/A	0.9	1.8	2.5	2.4
Superficie (m ²)	8938	16094	130463	17719
Orientación	N 358°E	N 8°E	N 15°E	N 11°E
Altitud raíz (m)	1820	1860	1830	1865
Altitud frente (m)	1765	1795	1620	1775
Desnivel (m)	55	65	210	90
Pendiente (°)	27	18	15	20
Cubierta vegetal (%)	19.5	24.0	29.1	22.4
Litología	Cuarcitas	Cuarcitas	Cuarcitas	Cuarcitas
Pendiente ladera (°)	31	29	34	27
Altitud área fuente (m)	2010	1965	1988	1984

4. CARACTERES MORFOMÉTRICOS Y MORFODINÁMICOS

Por medio de fotointerpretación, análisis de campo y ratio entre longitud y anchura de la superficie topográfica de las diferentes formas, hemos identificado 29 glaciares rocosos de tipo lengua, 11 glaciares rocosos lobulados y 3 de complejos. Si tenemos en cuenta la clasificación efectuada por BARSCH (1996) la mayor parte de los glaciares conservados pertenecen al tipo '*talus rock glacier*'. Se emplazan sobre los fondos de los antiguos circos, enlazando las zonas

de raíz con escarpes rocosos a través de los taludes de derrubios que los recubren en sus sectores inferiores. Las zonas frontales, pocas veces sobrepasan los umbrales terminales de los circos, emplazándose la mayoría de las veces por encima y hacia adentro de cordones morrénicos frontolaterales.

Figura 2. Análisis de fracturación y macrofábrica del glaciar rocoso de lengua de



Peña Cefera (cordal de Arcos del Agua-Cefera)

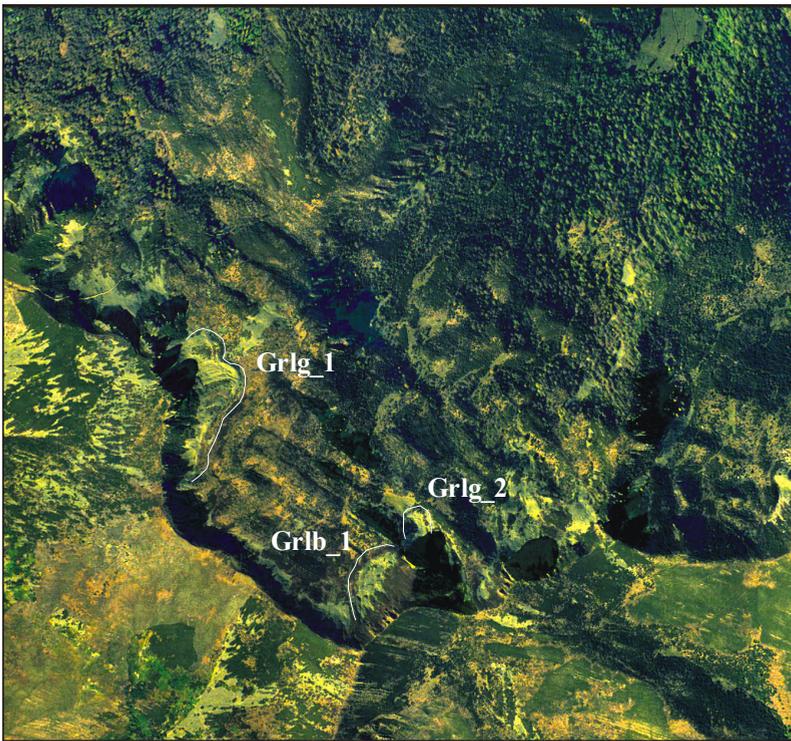
Las paredes de los circos están labradas sobre potentes bancos de cuarcitas pertenecientes, en su mayoría, a la *Serie de los Cabos* del Ordovícico inferior y a las facies cuarcíticas de la *fm. Cándana* del Cámbrico inferior (vertiente septentrional del *Pico Tambarón*). Estas litologías constituyen las áreas fuentes que abastecen de derrubios a los glaciares rocosos. Presentan una densa red de dislocaciones, cuya disposición junto con los planos de estratificación han favorecido el desalojo de grandes bloques. Los planos de estratificación (F 1) tienen direcciones paralelas o subparalelas a las paredes principales de los circos con buzamientos subverticales en el sentido de la pendiente de la ladera. Junto a esta discontinuidad, hemos identificado tres grupos principales de fisuras: uno que se dispone de forma subparalela a los estratos (F 2) y dos que tienen buzamientos y direcciones perpendiculares a las capas (F3 y F4). En este sentido, las formas mejor desarrolladas, los glaciares rocosos en lengua y complejos, se localizan allí donde sus áreas fuentes se caracterizan por escarpes formados por bancos cuarcíticos que siguen la dirección de las paredes de los antiguos circos y cuyo sistema de fracturación dibuja un red más o menos ortogonal (*Rebeza, Vadeiglesia, Lago, Campechinas*).

En cuanto a su localización, alrededor del 75% de los glaciares rocosos lobulados se localizan en los circos orientados hacia el norte y casi todas las formas en lengua y complejas se encuentran en exposiciones septentrionales. Además, la mayoría se emplazan en aquellos sectores en los que la radiación solar directa es más reducida y que coincide con la franja comprendida entre

los 335° y los 25° o exposiciones NNO, N y NNE. Valores que son similares a los calculados en otros sistemas montañosos del hemisferio Norte (CALKIN et al., 1987; BARSCH, 1996; SLOAN & DYKE, 1998; HUMLUM, 2000, etc.).

La altitud constituye un elemento importante en la génesis de estas morfologías periglaciares, ya que responde a unas condiciones morfoclimáticas periglaciares de carácter frías y secas. Estas condiciones se desarrollan en la franja altitudinal comprendida entre las denominadas 'snowline' o línea inferior de nieves perpetuas y 'timberline' o línea superior de desarrollo del bosque (BURGER et al., 1999). Los glaciares rocosos de la Sierra de Gistredo se disponen escalonadamente con altitudes que van desde los 1990 m a los 1650 m para las zonas de cabecera y desde los 1950 m a los 1400 m para las zonas de los taludes frontales. Sus pendientes medias oscilan entre los 10°-25° de las formas en lengua a los 20°-35° de los lobulados.

Foto 1. Glaciares rocosos situados en el cordal del Coto-Nevadín



Fte: Junta de Castilla y León

La colonización vegetal es un rasgo distintivo de todas estas formas periglaciares, indicando su carácter relicto. A excepción de algunos bloques emplazados en el fondo de los surcos o afectados recientemente por procesos de crioclastia, las superficies de los clastos aparecen recubiertas de líquenes (sobre todo del género *Rhizocarpon*), e incluso, los flancos laterales y las rampas frontales están tapizados por especies de porte tanto herbáceo, arbustivo como

arbóreo. Las especies más características son la brechina (*Calluna vulgaris*), los arándanos (*Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium uliginosum*), enebros rastreros (*Juniperus alpina*), brezos (*Erica australis*), escobas (*Cytisus scoparius*), piornos (*Genista florida*), serbales (*Sorbus aucuparia*) y abedules (*Betula pubescens*).

Todos los glaciares rocosos conservan aún las estructuras formadas por la movimiento de los derrubios y hielo contenido, es decir, su superficie está recorrida por crestas y surcos tanto transversales como longitudinales. Junto a ellas, también se conserva, aunque muy trastocado y colonizado por la vegetación, el talud frontal. En cambio, las zonas radicales enlazan con nitidez con los taludes conos de derrubios, que sirven de unión entre los escarpes y el arranque de estas formas.

Los depósitos están formados por clastos angulosos, fundamentalmente de cuarcitas, que en ocasiones superan los 2 m de eje mayor. Presentan estructuras abiertas, excepto en la zona frontal, donde las partículas finas aparecen. Los análisis de macrofábrica revelan orientaciones preferentes con ejes mayores orientados en el sentido de la pendiente para las muestras de las crestas, mientras que en los surcos se combinan con direcciones perpendiculares a la ladera. Además, numerosos bloques presentan disposiciones imbricadas hacia las crestas cuarcíticas.

5. CONCLUSIONES

La *Sierra de Gistredo* se caracteriza por una elevada concentración de glaciares rocosos relictos si la comparamos con la densidad existente en otras montañas de la *Península Ibérica*. Estas formas denotan la existencia de condiciones paleoclimáticas específicas y resaltan la importancia del clima en su génesis. La mayor parte de los sectores elevados del macizo presentan excelentes ejemplos de glaciares rocosos formados a partir de la sobreacumulación de derrubios al pie de escarpes orientados hacia el Norte. Pocos ejemplos se conservan vinculados con el aporte de materiales morrénicos (*Las Cortes*, al pie *Peña Roguera*).

La mayoría de los investigadores consideran que la génesis de estas formas de modelado están vinculadas con el aporte masivo de derrubios procedentes de ambientes periglaciares. Actualmente, representan un sistema de transporte efectivo en los relieves de alta montaña de las regiones frías del planeta (HUM-LUM, 1999). Por ello, la determinación de las zonas de frente y de raíz de los glaciares rocosos relictos de la *Sierra de Gistredo* nos permite reconstruir la 'franja crionival' y el límite altitudinal de permafrost discontinuo, cuando estas morfologías era aún activas (Serrano & Agudo, 1998).

Una de las maneras de reconstruir esta franja crionival es mediante el cálculo de la denominada '*Línea Altitudinal de Inicio de los Glaciares Rocosos*' (R.I.L.A. o *Rock Glacier Initiation Line Altitudine*) propuesta por Humlum (1988, 2000). Nos indica la altitud a partir de la cual se inicia el flujo cerca de las zonas de raíz de los glaciares rocosos, coincidiendo con la ruptura de pendiente neta entre los valores fuertes de los taludes de derrubios y la propia superficie del glaciar de valores más suaves. Esta cota altitudinal indica unas características ambientales concretas relacionadas con un déficit energético donde las temperaturas medias anuales no superan los -2° C.

Foto 2. Glaciares rocosos situados al pie del Alto de Las Campechinas (cordal del Catoute)

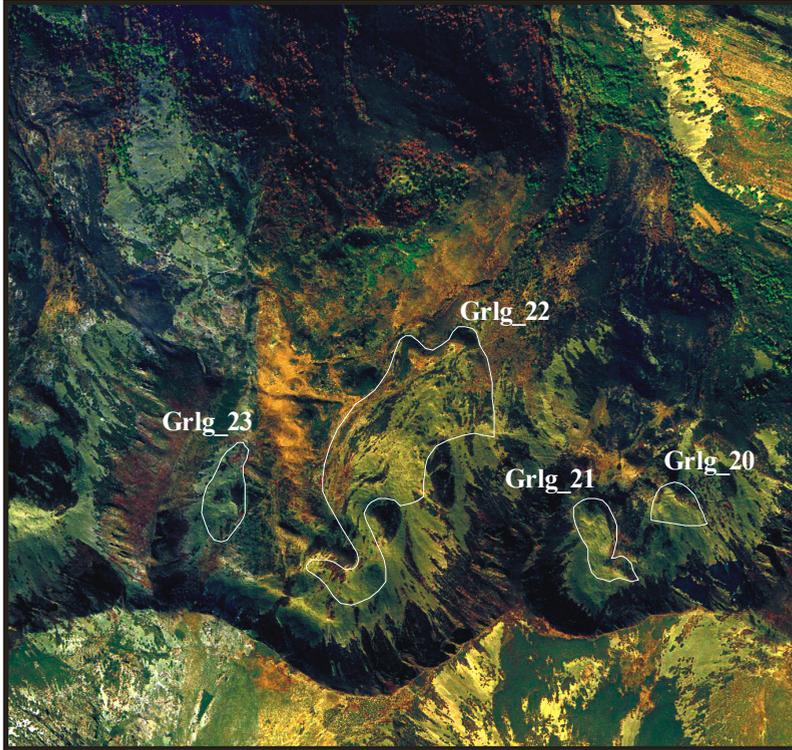


Fig.: Junta de Castilla y León

En el caso de los glaciares rocosos de la *Sierra de Gistredo*, la posición de la R.I.L.A se sitúa en torno a los 1800-1.850 m para la mayoría de las formas. No obstante, se observa una acusada asimetría entre las vertientes septentrionales y las meridionales. Mientras en las primeras, la cota de iniciación puede descender por debajo de los 1700 m de altitud (*Alto de La Carranca, Conforcal, Arcos del Agua, Infiernos*), en las segundas, algunas formas arrancan por encima de los 1900 m de altitud (*Pico Lago*).

6. BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, V. (1989). «Glaciares rocosos fósiles en el área de Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica)». *Cuaternalario y Geomorfología*, 3: 9-15.
- BARSCHE, D., (1996). *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Springer. Berlin-Verlag, 331 p.
- BURGER, K.C., DEGENHARTD, J.J. & GIARDINO, J.R. (1999). «Engineering geomorphology of rock glaciers». *Geomorphology*, 31: 93-132.
- CALKIN, P.E., HAWORTH, L.A. & ELLIS, J.M. (1987). «Rock glaciers of Central Brooks Range, Alaska, U.S.A.» En J.R. GIARDINO, J.F. SHRODER & J.D. VITEK (eds.), *Rock glaciers*. Allen & Unwin. Londres, p. 65-82.

- EVIN, M. (1985). «Contribution à l'étude de la macrofissuration dans les parois situées à l'amont des glaciers rocheux des Alpes du Sud (France, Italie)». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 34: 17-30.
- EVIN, M. (1987). «Lithology and fracturing control of rock glaciers in southwestern Alps of France and Italy». En J.R. GIARDINO, J.F. SHRODER & J.D. VITEK (eds.), *Rock Glaciers*. Alle & Unwin, Boston. p: 83-106.
- GARCIA DE CELIS, A. (1991). «Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León)». *Polígonos, Revista de Geografía*, 1: 9-20.
- GARCÍA DE CELIS, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Universidad de Valladolid. Valladolid, 291 p.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (dir.). (1982a). *Mapa Geológico de España*, E. 1/50.000. Villablino (101). IGME. Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (dir.). (1982b). *Mapa Geológico de España*, E. 1/50.000. Noceda (127). IGME. Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y Heredia, N. (dirs.), (1994). *Mapa Geológico de la provincia de León*. ITGE y Diputación de León. Madrid.
- GIARDINO, J.R. & VITECK, J.D. (1985). «A statistical interpretation of the fabric of a rock glacier». *Arctic and Alpine Research*, 17(2): 165-177.
- HUMLUM, O. (1988). «Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers». *Arctic and Alpine Research*, 20(2): 160-178.
- HUMLUM, O. (1999). «Late Holocene Climate in Central West Greenland: Meteorological Data and Rock Glacier Isotope Evidence». *The Holocene*, 9(5): 581-594.
- HUMLUM, O. (2000). «The Geomorphic Significance of Rock Glaciers: estimates of rock glacier debris volumens and headwall recession rates in W Greenland». *Geomorphology*, 9: 189-211.
- NICHOLAS, J.W. (1994). «Fabric analysis of rock glacier debris mantles, Las Sal Mountains, Utah». *Permafrost Periglacial Processes*, 5: 53-66.
- PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ GUTIÁN, M.A. & VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1995). «Primeros datos sobre la evolución espacial de los sistemas morfo-genéticos durante el Pleistoceno superior y el Holoceno en el valle de Fornela (Cordillera Cantábrica Occidental)». *Reunión Nacional del Cuaternario*, Madrid.
- REDONDO VEGA, J.M^a., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. & CARRERA GÓMEZ, P. (2002). «Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo/Catoute». En J.M^a Redondo Vega et al. (coords.), *XVII Jornadas de Geografía Física*. Universidad de León. León, p: 62-67.
- SERRANO, E. & AGUDO, C. (1998). «Glaciares rocosos activos de los Pirineos». En A. Gómez, F. Salvador, L. Schulte & A. García (eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes*. Universitat de Barcelona. Barcelona, p: 133-154.
- SLOAN, V.F. & DYKE, L.D. (1998). «Decadal and millennial velocities of rock glaciers, Selwyn Mountainsm Canada». *Geografiska Annaler*, 80A (3-4): 237-249.
- THOMPSON, D.J., 1999. «Talus fabric in Tuckerman Ravine, New Hampshire: evidence for a tongue-shaped glacier». *Géographie Physique et Quaternaire*, 53 (1): 47-53.