

EL MODELADO GLACIAR DEL VALLE DEL ARROYO DE CACABILLO. EJEMPLO DE CONTROL DE LOS RASGOS ESTRUCTURALES SOBRE EL MODELADO RECIENTE (RÍO CURUEÑO, NORTE DE LEÓN)

R. Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ¹

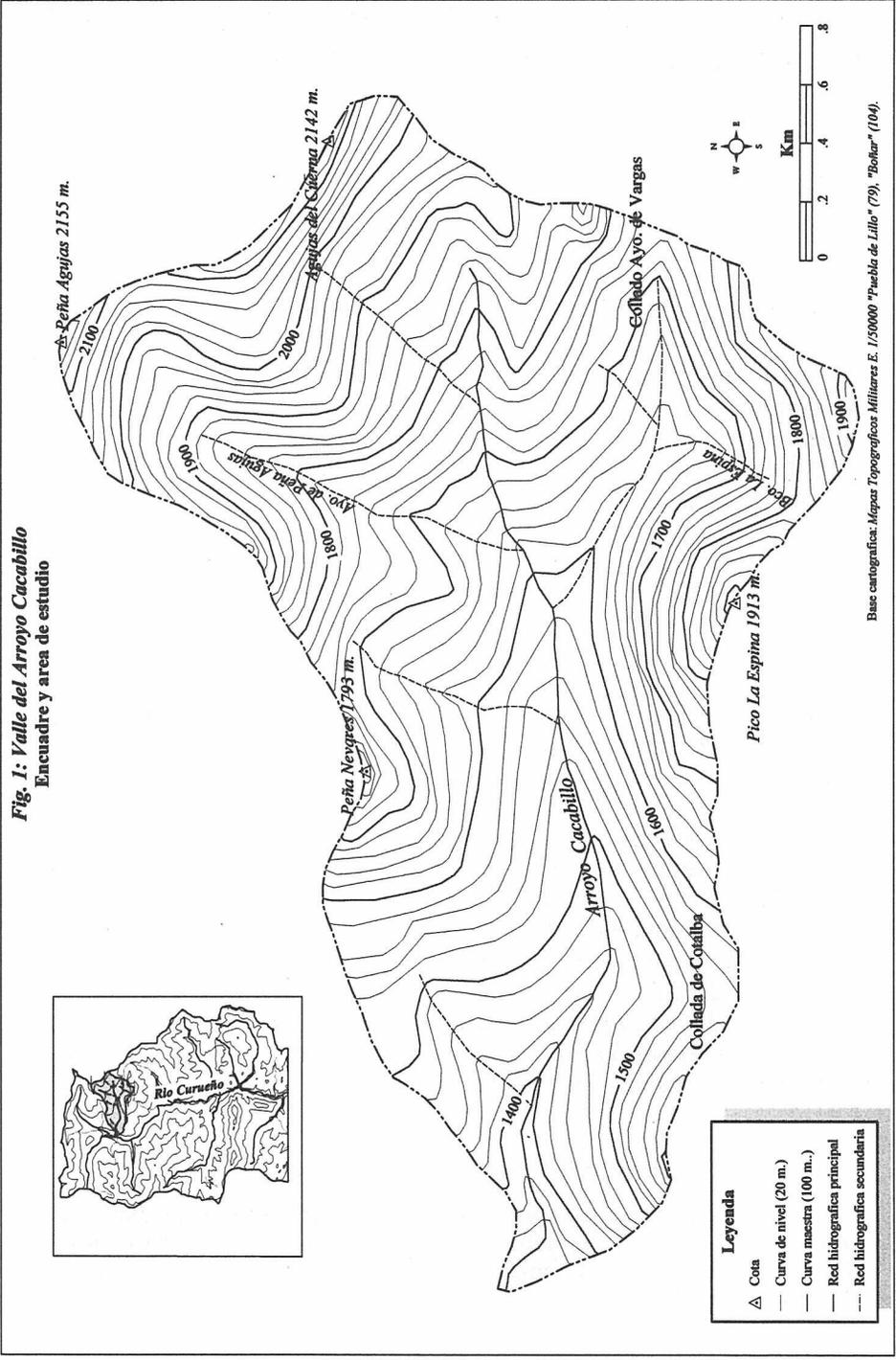
Departamento de Geografía. Universidad de León

1. ÁREA DE ESTUDIO.

El Arroyo de Cacabillo drena un valle de la montaña central leonesa de un área en torno a 7 Km² y es tributario del curso alto del río Curueño por su margen izquierda. El valle que forma dicho río constituye el ramal más meridional de los que descienden del espigón cuarcítico sobre el que se arman las culminaciones del *Pico Toneo* (2.100 m), *Peña Agujas* (2.155 m) y *Agujas del Cuerna* (2.142 m). Esta sierra marca la divisoria de aguas del valle del Curueño con el Porma en su sector nororiental y constituye una sucesión de crestas, que dibujan de N a S un arco cóncavo hacia el valle del Porma. A su vez, esta crestería enlaza, a través del *Pico Toneo*, con la línea de cumbres meridionales de la estación de esquí de S. Isidro que desde esta cumbre hasta el *Pico Nogales* (2.077 m) marcan la divisoria de aguas con la vertiente cantábrica. A partir de este espigón arqueado, con dirección N-S y hacia ambas vertientes, oriental y occidental, descienden las cabeceras de los principales arroyos que aguas abajo dan lugar al nacimiento de los ríos Curueño y Porma.

Los tres torrentes que forman el nacimiento del Ayo. de Cacabillo nacen a altitudes comprendidas entre los 1.910 m del *Pico La Espina*, los 1.730 m en el *Collado del Ayo. Vargas* y los más de 2.100 m del *Pico Agujas*. Tras confluir a una altitud entre 1.610-1.560, el arroyo drena una amplia vega alargada en la dirección del flujo principal, de escasa pendiente y con sectores turbosos de difícil drenaje. Finalmente, desemboca en el Curueño (a 1.340 m), medio Km aguas abajo de la confluencia de los arroyos que descienden del *puerto de Vegarada* y del *Pico Toneo*, y que dan lugar al nacimiento del mencionado río (FIG. 1).

¹ La autora agradece las sugerencias aportadas por D. JOSÉ MARÍA REDONDO VEGA y Dña. AMELIA GÓMEZ VILLAR por los comentarios aportados durante la elaboración de este artículo y por la revisión del texto original, así como la ayuda de D. IGNACIO PRIETO SARRO en la edición de la cartografía.



2. RASGOS MORFOESTRUCTURALES DEL VALLE DE CACABILLO.

El arroyo recorre unos 3-4 Kms con dirección E-W controlada por la estructura regional, ya que no sólo las características litológicas de los materiales que componen el área de estudio, sino también la dirección que presentan, su posterior deformación y fracturación han dirigido la trayectoria actual del arroyo.

Los materiales que componen el valle, al igual que el sector de cabecera del valle del Curueño, pertenecen a varias series que van del Ordovícico inferior al Carbonífero superior² (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1990). La base estratigráfica la componen potentes bancos de cuarzoarenitas que cierran el valle por su parte septentrional, pertenecientes a la *formación ordovícica de Barrios*. Su importancia es fundamental ya que sobre ellas, y gracias a su dureza, se han labrado sectores culminantes tales como la serie de fastigios que a modo de murallón marcan la divisoria de aguas entre la vertiente atlántica (cuenca del Duero) y la cantábrica (cuenca del Nalón); o bien han servido de área fuente, gracias a su elevado grado de diaclasamiento y fracturación, para la formación de pedreras cuarcíticas o de glaciares rocosos lobulados.

Por encima, se localizan dos formaciones calcáreas pertenecientes al Carbonífero inferior: las calizas nodulosas de la *formación Alba* y las calizas tableadas de la *formación Barcaliente*. Ambas forman pequeños resaltes que rompen la continuidad de la pendiente en la ladera septentrional del valle. Sobre ellas se ha labrado el nivel de erosión correspondiente a la *Peña Nevares* (1.793 m) o el frente de cresta que desde el collado del Ayo. de Vargas descende hacia el valle formando un escarpe a contrapendiente de la dirección general de la pendiente de la ladera.

La siguiente serie se corresponde con la *formación Fresnedo*, constituida por pizarras esquistas que alternan con niveles de areniscas. Ocupan el fondo del valle, ya que la friabilidad de las pizarras ante los agentes erosivos, ha hecho posible que el arroyo labre su talweg a partir de esta serie. Intercalados entre las pizarras, aparecen lentejones calcáreos que destacan netamente sobre el relieve. Es el caso de la peña sita en el mismo Collado del Ayo. de Vargas que sobresale más de 50 m sobre el nivel pizarroso del collado.

La serie litológica del valle culmina con el denominado *grupo Lena* del techo del Carbonífero (Westfaliense) que está formado por una serie rítmica de pizarras, calizas y areniscas que aparecen a lo largo de toda la ladera meridional. La alternancia de capas tan diferentes en cuanto a su respuesta ante

²La secuencia estratigráfica de sedimentación no es continua, al existir una laguna estratigráfica que abarca el Ordovícico medio y superior, el Silúrico y el Devónico. La razones de esta laguna se deben a procesos erosivos que tuvieron lugar durante el Devónico (*erosión prefameniense*) (FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ-ARANGO, 1982).

los agentes erosivos hace que la ladera presente continuas rupturas de pendiente según el afloramiento. Cuando las capas calcáreas afloran, la ladera está moldeada en pequeños llambriales de fuerte pendiente, que son rotos por varios rellanos de pendiente más suave, labrados en los afloramientos de las pizarras y de las areniscas.

Las características estructurales que presentan los materiales se deben fundamentalmente a la Orogenia Herciniana, acaecida a final del Paleozoico (Namuriense-Westfaliense-Estefaniense) (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1983: 162). Las principales fases de deformación se basan en el desarrollo de un despegue generalizado a través de mantos de cabalgamientos, seguida por una deformación de estas superficies cabalgantes a partir de pliegues longitudinales y transversales, para terminar en las postrimerías de la orogenia con una densa fracturación que disloca ambos tipos de estructuras (JULIVERT, 1971, 1983)³.

La cuenca que drena el Ayo. Cacabillo está organizada estructuralmente en torno a la *escama de Laviana* y al sector más suroriental de la *Cuenca Carbonífera Central*. Dicha escama que marca el límite oriental de la región anterior, constituye, junto con la escama de Rioseco (situada más al N), un espacio de transición hacia la región del *Manto del Ponga*. La superficie de cabalgamiento se sitúa, en este sector, próxima a la cuarcita de Barrios, siendo normal que esta formación está afectada por varios despegues menores, que repiten la serie estratigráfica de la formación (FIG. 2). Al emplazamiento del manto le sucede su deformación a través de pliegues transversales que lo acortan de N-S, dándole en planta una morfología sinuosa de entrantes y salientes (*sinclinal del Toneo*). Pliegues, que son rotos por un sistema de fallas, inversas unas, de dirección E-O, vergentes al S y que levantan el labio septentrional donde aparecen los materiales más resistentes, las cuarcitas (*falla de Cofiñal* o de *Cebolledo*); y directas otras, con desplazamiento levógiro. Tal es el caso de la que desplaza y hunde el sector más occidental del conjunto calcáreo-pizarroso del *Pico La Espina*.

Los rasgos estructurales más importantes quedan ya dibujados a finales del Paleozoico, cuando las últimas fases del plegamiento herciniano concluyen. La Orogenia alpina actúa sobre las estructuras preexistentes, haciendo rejuagar las fallas tardihercínicas, e incluso los viejos frentes de cabalgamiento (MARQUÍNEZ, 1992: 150). Aunque a escala general, el antiguo macizo se levanta ante la compresión N-S alpina, reactivando el potencial morfogenético, es el rejuogo de estas fallas el que localmente va a marcar las directrices del relieve actual. Determinan los sectores elevados, a partir de los cuales se generarán los sistemas de cumbres actuales, y las zonas hundidas que serán

³ JULIVERT (1971: 11-12; 1983: 68) dividió la antigua cordillera herciniana en varias zonas que a su vez, son subdivididas en regiones. Nuestra zona de estudio está a caballo entre las regiones de la *Cuenca Carbonífera Central* y la *Región del Manto del Ponga*, pertenecientes ambas a la *Zona Cantábrica*, la franja más externa de dicha cordillera.

los canales a partir de los cuales se reorganice el vaciamiento del macizo y la esorrentía de distintos tipos de flujo (torrencial, glaciar y fluvial).

Así pues, al inicio del Cuaternario e inmediatamente antes de las crisis climáticas que favorecieron los procesos glaciares, existe en la cuenca que dreña el *Arroyo de Cacabillo* un relieve cuyos rasgos estructurales van a favorecer aquellos procesos. Estos rasgos los podemos agrupar de la siguiente manera:

- Las características litológicas de la cuenca, debido a que las rocas se disponen en bandas alternantes de capas resistentes y deleznales (cuarcitas y calizas en la ladera septentrional, pizarras en el fondo del valle y alternancia pizarro-calcárea en la ladera meridional). De estos materiales, son las cuarcitas las que desempeñan un papel crucial ya que constituyen un afloramiento formado por bancos compactos de cuarcitas, muy duras y con un alto grado de fracturación.

- La dirección predominante E-W de las capas pizarrosas junto a los buzamientos subverticales que presentan, han permitido la apertura de un surco consecuente con la dirección de las capas.

- La red de fallas, fracturas y diaclasas que han actuado desnivelando bloques son espacios donde se concentra la acción de los agentes erosivos. Así, parte del fondo del valle se ajusta a la falla inversa de Cofiñal (FIG. 2).

3. MORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR.

Las huellas glaciares en el valle de Cacabillo forman parte del conjunto glaciar denominado San Isidro-Vegarada. Las cumbres cuarcíticas que van desde el *Pico Nogales* hasta *Las Agujas del Cuerna* y que continúan por la *Sierra de Sentiles* hasta *Peña Lázara* constituyeron el núcleo generador de varias lenguas glaciares que discurrían hacia los valles del Porma y del Curueño (CASTAÑÓN ÁLVAREZ, 1989; RODRÍGUEZ PÉREZ, 1995). Por debajo de la línea de cumbres, se formaron cabeceras glaciares generadoras de emisarios de hielo, los cuales desembocaban en las lenguas glaciares que circulaban por el fondo de los valles principales. Los sistemas glaciares que se establecieron se corresponden con una de las tipologías dadas por PÉREZ ALBERTI et al., (1993) para las sierras orientales y septentrionales de Galicia, en concreto con el "*sistema glaciar complejo con lenguas coalescentes de la sierra de Ancares*" (p. 76).

Un ejemplo de estos emisarios es la lengua que se desarrolló a partir del circo de Peña Agujas-Agujas del Cuerna y que desembocaba en la del Curueño al N del núcleo de Redipuertas. Las formas glaciares y periglaciares que aparecen en este sector las hemos dividido en *tres grupos*: *formas de erosión glaciar* como los circos, la artesa glaciar, cubetas de sobreexcavación, umbrales, superficies pulimentadas y cumbres piramidales; *formas de acumulación glaciar* como material morrénico, cordones morrénicos, cubetas de obturación, bloques erráticos, material proglaciar; y por último, *formas periglaciares* (glaciares rocosos, taludes de derrubios, conos de derru-

bios, laderas de bloques, canales de aludes, etc) (FIG. 3).

3.1. Formas de erosión glaciar.

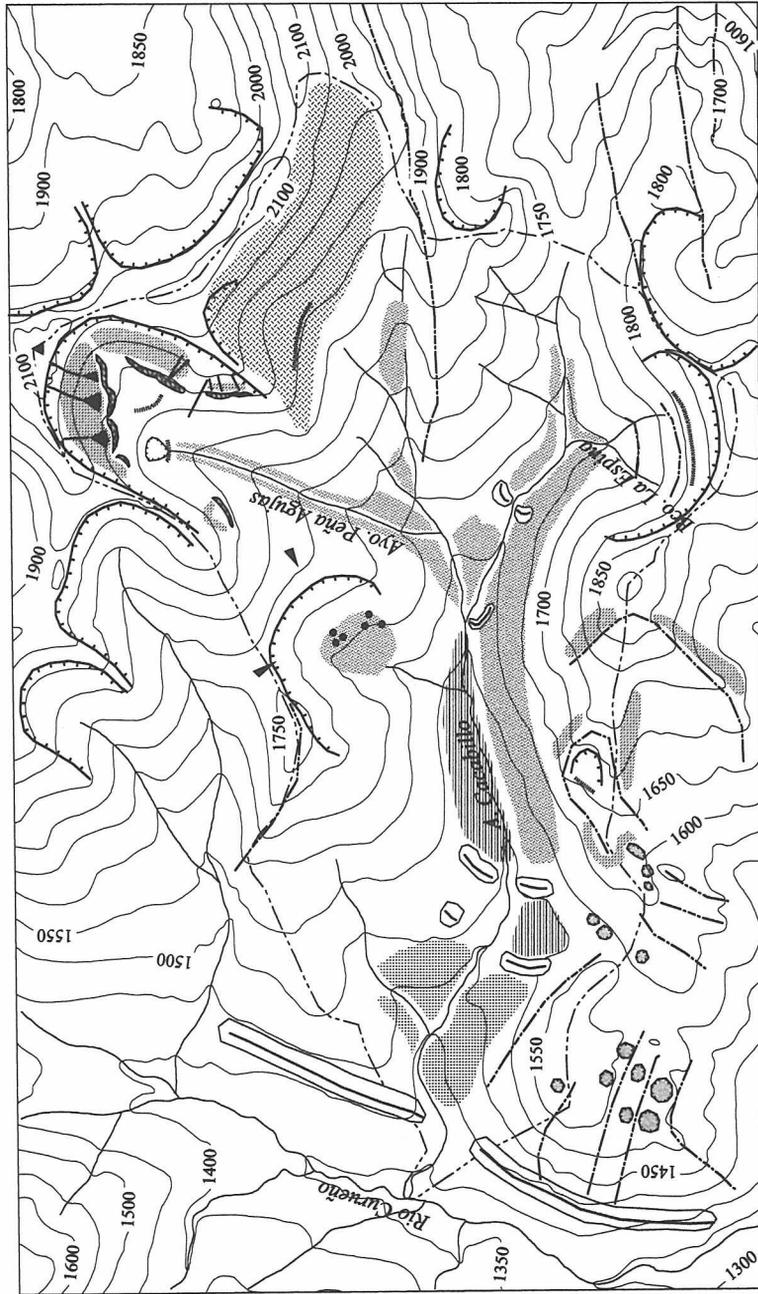
Estas formas, suelen corresponder con relieves preexistentes al glaciario pero con presencia de huellas claras que denotan el paso de los hielos por estos sectores. Las formas de erosión más nítidas son los circos que aparecen en la cabecera de los arroyos. El circo de Peña Agujas-Agujas del Cuerna, constituye un anfiteatro, orientado al SSO, de paredes casi verticales que superan los 2.000 m, con un fondo sobreexcavado, cerrado por un umbral (1.860 m) que presenta las crestas superiores romas y lamidas por el hielo y el frente abrupto con cantos y bloques desalojados. Esta cubeta de sobreexcavación se ha formado gracias a que es un área muy fracturada por los desgarres secundarios que afectan al frente del manto de cabalgamiento de Laviana y por las fallas (FIG. 2). Según la clasificación de TRICART & CAILLEUX (1962) se correspondería con los "circo en sillón".

Los otros circos presentan la típica morfología "en van" de paredes empinadas y con fondos poco marcados que terminan en un cambio brusco de pendiente más que en un umbral bien definido. Destaca el circo de Peña Espina, orientado al N, con paredes que alcanzan los 1.900 m y fondo marcado por un umbral difuso labrado en las capas calcáreas del grupo Lena. Este circo está bien acomodado a una antigua cabecera torrencial preglaciar con forma en embudo que los hielos se han encargado de socavar y ampliar.

Al pie de *Peña Nevares* se ubica un recuenco nival con paredes empinadas, fondo plano, cubierto de material morrénico, que termina en un cambio de pendiente. Su formación está relacionada con fugas de hielo procedentes de la lengua glaciar que descendía de *Peña Agujas* y de las cabeceras glaciares ubicadas inmediatamente al N, que emitían incipientes lenguas hacia el valle principal. Otro nicho que almacenó nieve se localiza por encima de la *Collada de Cotalba* a 1.750 m y orientado al NW. La excavación del hielo fue facilitada por su adaptación al cierre perianticinal que dibujan las bandas calcáreas.

En cuanto a la morfología transversal de los valles, éstos presentan la típica forma en artesa, debido a la erosión ejercida por el hielo sobre las laderas. No obstante, debemos matizar que donde realmente se muestra clara es en la cabecera del Ayo. de Peña Agujas al estar labrada sobre el afloramiento cuarcítico de la *fm. Barrios*. La homogeneidad litológica de esta serie, que ha propiciado un desgaste homogéneo de las márgenes del valle, junto con su dureza y resistencia a los agentes erosivos, han propiciado que esta morfología en "U" perdure. En cambio, aguas abajo o en el valle del *Pico La Espina*, donde la litología se caracteriza por la alternancia de calizas, pizarras y areniscas, aquella morfología es más difusa. Se mantiene el fondo plano, pero las laderas no presentan pendientes muy fuertes. Las posibles causas estriban en la distinta respuesta de materiales tan diferentes ante el agente erosivo. Además, al ser materiales más deleznable, responden con

Fig. 3: Mapa geomorfológico del valle del Cacabillo



Leyenda

□ Arco morrenico	● Hundimiento	▨ Material proglaciar
— Canal de altud	▲ Ladera de bloques	▧ Red hidrográfica
— Circo	— Curva maestra (50 m.)	▨ Talud de derrubios
■ Cono de Derrubios	— Dofina	▲ Transfluencia
— Cresta calcarea	▨ Glaciar rocoso	▨ Umbra
	▨ Material morrenico	
	▨ Material glaciolacustre	
	— Limite de cuenca	

Base cartografica: Restituciones fotograficas de I.C.O.N.A. E. 1/10.000

mayor facilidad al ataque de otros agentes, una vez que el hielo ha desaparecido. Esto hace que la forma en "U" se desfigure o esté cubierta por derrubios de ladera o masas solifluidales.

Los valles de La Espina y de Peña Agujas presentan a lo largo de sus perfiles longitudinales continuas rupturas de pendientes. Las bandas de caliza y cuarcita han favorecido la formación de pequeños umbrales que son salvados por las aguas actuales a través de pequeñas cascadas (1-1,5 m de altitud), que tienen aguas arriba recuencos sobreexcavados con restos de depósitos morrénicos (bloques de medio y gran tamaño que salpican todo el fondo).

Otras formas erosivas son la cumbre piramidal (*hörn*) de Peña Agujas y las crestas rocosas que delimitan el circo. Están formadas a partir de la sobreexcavación de los circos glaciares de la cabecera del Ayo. de Rioponos, del Ayo. de Cebolleda y del Ayo. de Cacabillo.

Las formas de erosión menores, acanaladuras, estrías, arañazos o muescas, no son muy frecuentes, salvo en la morrena ubicada aguas abajo de la confluencia de los tres arroyos que configuran el Ayo. de Cacabillo. En este depósito, aparecen estrías y arañazos sobre algunos clastos de areniscas. Las razones por las que son poco frecuentes creemos que están en la naturaleza litológica del sustrato, y en especial en la escasez de capas areniscosas. Sobre los clastos proporcionados por estas capas, litologías más duras como las cuarcitas, pueden friccionar la superficie areniscosa; pero además, estas huellas que dejan se conservan con relativa facilidad debido a la consistencia de la arenisca. En cambio, en las pizarras esquistosas y en las calizas, estas formas menores de abrasión glaciar perduran muy poco tiempo, una vez que los clastos o superficies rocosas son expuestos a la intemperie. Las pizarras son muy friables y se desmenuzan fácilmente, las calizas son rápidamente afectadas por procesos de disolución que desdibujan las formas glaciares y hacen aparecer otras nuevas como los microlapiaces.

3.2. Formas de acumulación glaciar.

Las formas de acumulación las hemos dividido según la morfología que presentan. Así, por un lado están aquellas formas nítidas, como los cordones morrénicos (frontales o laterales), y por otro, formas amorfas como acumulaciones detríticas transportadas y sedimentadas a partir de la acción del hielo, los depósitos fluviolacustres y los glaciolacustres (*material morrénico, material proglaciar y material glaciolacustre*)⁴.

⁴ No utilizamos aquí el término de "till", ya que no hemos visto secciones o cortes claros que permitan identificar los depósitos genéticamente. Aunque los cursos de agua actuales han tajado la mayoría de los depósitos morrénicos, los taludes están prácticamente colonizados por la vegetación (ericas -*Calluna vulgaris*, *Erica australis*-, escobas- *Cytisus scoparius*- y piornos -*Genista florida*-). Por ello, empleamos la terminología usada por SERRAT, BORDONAU, (continúa...)

Las morrenas frontales que cierran el valle antes de su confluencia con el Curueño, constituyen dos cierres consecutivos a 1.490 m, el exterior y a 1.500-1.520 m, el interior. Del exterior, sólo se conservan los retazos adosados a las laderas ya que la parte central ha sido desmantelada por las aguas de fusión y por la escorrentía fluvial. El arco interior se localiza unos 100 m aguas arriba y aunque está tajado por la incisión del agua, aún presenta la morfología característica de *vallum arqueado* con la parte cóncava valle adentro. Consideramos que estos dos cordones corresponden a varias pulsaciones dentro de una misma fase de estabilización de la lengua glaciaria, dada su proximidad.

Aguas arriba, cerca de la confluencia de los tres arroyos se localiza otro cordón morrénico a 1.570-80 m, justamente en la ruptura de pendiente que se produce en la cabecera de la vega central del valle. Sólo se conserva un retazo adosado a la margen izquierda. El depósito está formado por clastos angulosos de distintos tamaños englobados en una matriz arenosa muy suelta.

El Valle de Espina presenta a su salida, a 1.620-30 m, un pequeño cierre morrénico tajado por el curso del río actual. Su localización nos indica que corresponde a un fase en la que la masa de hielo ya estaba separada de aquélla que descendía de *Peña Agujas*.

Las distintas fases de retroceso con sus sucesivos episodios de estabilización facilitaron la formación de dos cubetas de obturación. Su situación entre los cierres morrénicos y el frente del glaciar, condicionó la progresiva colmatación por sedimentos procedentes de las aguas de fusión nival y de las laderas adyacentes. La morfología actual que presentan es la de cubeta con un fondo suavemente ondulado, de difícil drenaje y sectores turbosos con la presencia de *Erica tretalix*.

Aparte de estos depósitos, la vertiente meridional está tapizada por un fino tegumento de material morrénico que va desde los 1.650 a los 1.550 m. Estos restos que se corresponden con la antigua morrena lateral presentan en la parte superior bloques erráticos dispersos y a medida que se desciende aparece una matriz arenosa englobándolos.

Los dos valles por los que descendían las dos lenguas de hielos están recubiertos por depósitos de no más de 50 cm de espesor correspondientes a las morrenas de fondo. La incisión fluvial los ha tajado dándoles el aspecto de cordones laterales al flujo del agua.

Dado el mínimo grado de consolidación de los cordones morrénicos, estos son fácilmente desmantelados formando parte de depósitos fluvio-glaciares o torrenciales. Tal es el caso de los depósitos localizados entre la morrena lateral del valle principal y las frontales que individualizaron la lengua del Ayo. de Cacabillo; proceden del desmantelamiento de estos depósitos y de

⁴(...continuacion)

BRU et al. (1994: 11-12) en Los Pirineos.

las morrenas laterales que enlazaban en la fase de máximo avance con la del Curueño.

3.3. *Formas periglaciares.*

Estas formas se han originado tanto durante los momentos de la glaciación en aquellos espacios no ocupados por los hielos como posteriormente cuando las masas de hielo desaparecieron. Las formas que aparecen también denotan una gradación de unas condiciones climáticas de frío intenso (génesis de glaciares rocosos) a otras donde las canales de aludes y los conos de derrubios en las zonas culminantes (1.950- 2.100 m), o la regulación de las vertientes en las partes bajas a partir de la formación de hielos de exudación indican un ambiente periglaciar muy ralentizado y ligado a las variaciones estacionales.

Las principales formas que hemos distinguido son las siguientes:

- *Glaciares rocosos embrionarios, tipo lobulado.* Se localizan en las paredes cuarcíticas del circo de *Peña Agujas* con orientaciones al SSE y NNW. Son formas incipientes al ser su morfometría de lóbulos simples, encadenados longitudinalmente entre sí y constituidos por una o dos crestas de avance; rellenan el antiguo circo glaciar y su funcionalidad actual es nula dada la colonización de masas arbustivas en el frente de cresta exterior, y de líquenes en la cresta interna cuando la hay.

Genéticamente se les puede asociar a los glaciares rocosos de talud de BARSCH ("*Talus rockglaciers*") ya que su origen está asociado en la génesis y posterior desarrollo de los taludes de derrubios. "*El continuo desarrollo de un talud de derrubios adosado a una pared rocosa hace incrementar la masa de hielo intersticial del derrubio. Esto provoca un incremento de la presión (entendida como la tendencia a desplazarse) ejercida sobre las partes basales de dicho talud. Cuando esta presión supera su punto crítico la parte basal de derrubio se vuelve inestable deformándose y reptando ladera abajo. De esta forma, se genera la primera cresta del glaciar rocoso. Posteriormente, la producción de más derrubios, el aporte de nieve y la recongelación del agua de fusión, pueden facilitar la formación de sucesivas crestas de avance*" (p. 185).

- *Taludes de derrubios ("derrubios asistidos por gravedad"* de SOUTADE, 1984; *Tipo I de los sistemas pared-talud* de KOTARBA, 1988). Se localizan por encima de los glaciares rocosos, al pie de las crestas cuarcíticas, y por debajo de los llambriales calcáreos. Su formación está ligada a la presencia de procesos de crioclastia en las paredes rocosas a partir de ciclos de hielo/deshielo, hielo intersticial, etc., que son transportados por simple gravedad, por procesos de reptación o deslizamiento a la base de la pared, constituyéndose poco a poco el talud. Su desarrollo es paralelo a la formación de los glaciares y posterior, cuando el hielo intersticial desaparece, pero dándose aún las condiciones que generan clastos para seguir alimentando el talud.

- *Conos de derrubios.* En la ladera septentrional del circo de *Peña Agujas*,

cubriendo parte de los taludes de derrubios, aparecen varios conos de derrubios asociados a canales de aludes que descienden desde los crestones culminantes. Su formación está relacionada con los clastos que vienen insertos en las masas de nieve cuando se producen las aludes. Dada la ausencia de líquenes en los clastos que componen los conos creemos que son semifuncionales, aunque supeditados a periodos con precipitaciones nivales fuertes que permitan la generación de aludes.

- *Las laderas de bloques (campos de bloques de piedra* de PÉREZ ALBERTI & RODRÍGUEZ GUTIÁN, 1993; *blockfields* de FRENCH, 1996) se localizan en las laderas de fuerte pendiente sobre substrato generalmente cuarcítico. Su formación está relacionada con procesos de macrogelifracción que actúan sobre una roca muy fisurada, por su elevado grado de diaclasamiento y fracturación. Esto facilita la penetración del agua en la roca viéndose afectada por ciclos hielo/deshielo que terminan rompiéndola. Los procesos de geliflucción también están relacionados con la formación de estas pedreras al desplazarlos pendiente abajo y regularizar la ladera.

- *Laderas regularizadas y depósitos morrénicos desmantelados.* En el fondo del valle, donde aparecen materiales más deleznable, ya sea por el substrato pizarroso o por los depósitos morrénicos dejados recientemente, son los procesos solifluidales y de reptación los principales agentes modeladores. Las morrenas son desmanteladas en las partes superiores por la arroyada difusa y concentrada que elimina el material más fino y los clastos de tamaño medio y pequeño, dejando los bloques erráticos. En zonas basales, el encajamiento de la red fluvial, a través de incisiones lineales o de zapamientos, es la que se encarga de destruir los depósitos. Éstos pasan a formar parte de las terrazas fluviales y fluvioglaciares del valle principal.

La pizarras, son el área fuente fundamental para la formación de clastos de pequeño tamaño, dada su alta friabilidad. Este material suelto es rápidamente afectado por la arroyada difusa y la reptación regularizando las vertientes. Un ejemplo de reptación, lo tenemos en la formación de hielos de exudación durante el otoño y el invierno. Se crean entonces agujas de hasta 10 cm de largo que levantan la capa superficial compuesta por arcillas, arenas y clastos de pequeño y medio tamaño. Cuando se produce el deshielo, este tegumento queda completamente suelto y es desplazado ladera abajo.

Unas últimas formas que debemos tener en cuenta, son las ligadas al modelado kárstico que afecta a las bandas calcáreas de la vertiente meridional, y en especial el conjunto de dolinas que en la *Peña de Cotalba* y en la collada próxima aparecen. Posiblemente estas formas han actuado y actúan como pequeños nichos de nivación cerrados, donde la fusión de la nieve, al no tener salida, reactiva los procesos de disolución del carbonato cálcico. En las series calcáreas de la zona aparecen además buenos ejemplos de *lapias en agujas* en las llambrías (como por ejemplo la Peña sita en el collado del Ayo. de Vargas).

4. EVOLUCIÓN GLACIAR DEL VALLE DE CACABILLO.

El estudio de las formas de erosión y de acumulación glaciar nos indica que el valle del Ayo. Cacabillo ha sufrido varias fases durante la última glaciación (FIG. 4):

- *Fase de máximo avance* donde la lengua del valle era un emisario con varias cabeceras de acumulación que desembocaba al N de *Peña Cotalba*. Los depósitos que se conservan son muy escasos, se ciñen a los bloques erráticos que *salpican* de forma dispersa la parte culminante de las morrenas laterales. A partir de estas huellas podemos deducir que el espesor de la lengua alcanzaba los 100-120 m de espesor y su longitud era de unos 2 Kms y medio a partir de la confluencia de las dos lenguas tributarias.

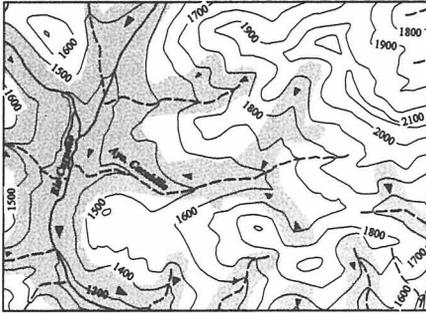
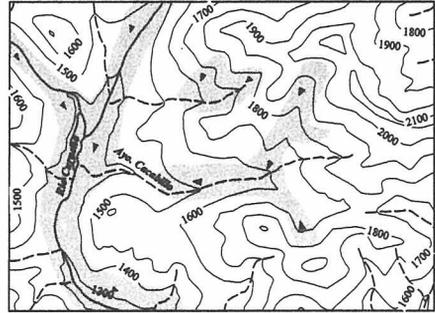
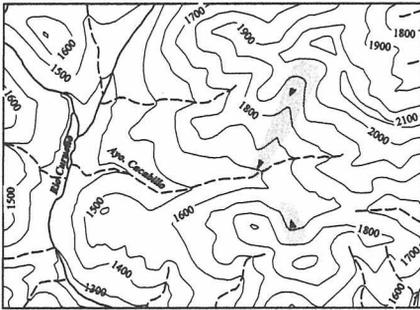
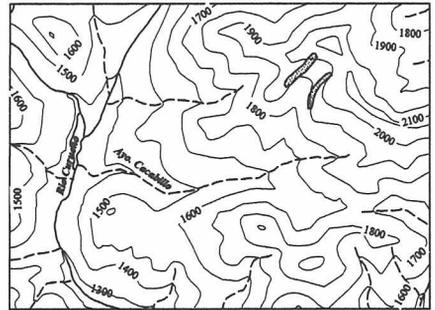
- *Fase de individualización de la lengua con respecto al valle principal*. Durante este momento la lengua se individualiza a la salida del arroyo a 1.490-1.500 m de altitud. Las huellas glaciares son más abundantes; a ella corresponden los cordones morrénicos frontales que cierran el valle y los restos de la morrena lateral adosados a la margen izquierda. En este período se producen varias pulsaciones con un pequeño retroceso de la masa de hielo que posibilitó la formación de la primera cubeta de obturación entre las dos morrenas. El valle queda suspendido con respecto al valle del Curueño y se inicia el desmantelamiento de los depósitos recientemente dejados.

- *Fase de confinamiento de las lenguas a las zonas culminantes*, próximas a los circos. Las dos lenguas de cabecera están separadas. El frente glaciar del valle de La Espina queda confinado al barranco y el de Peña Agujas apenas asoma unos 100 m en el valle principal. Los depósitos de esta fase son los cierres morrénicos que aparecen a 1.620-30 m y 1.570-80 m., respectivamente. Ahora, el fondo del valle principal no tiene hielo, pero la salida de las aguas de fusión de las dos lenguas está obturada por los cierres frontales de la fase anterior lo que condujo a la formación de la segunda cubeta de obturación y a su progresiva colmatación.

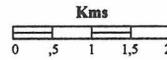
-Por último, a medida que los hielos iban desapareciendo, los circos glaciares y las zonas de cumbres son modelados por los procesos periglaciares. En el circo de Peña Agujas, los taludes de derrubios y los glaciares rocosos lobulados son los primeros que rellenan el hueco dejado por el hielo. Condiciones más benignas hacen que estas formas se conviertan en relictas y sean los conos de derrubios, procedentes de canales de aludes, los testigos de un periglaciarismo actual muy ralentizado. Junto a ellos, en las vertientes, y fondos de valle, los zapamientos de los cursos de agua y los procesos de reptación son los que se encargan de dar el último retoque al modelado de este valle de montaña.

5. CONCLUSIONES.

- Las formas de modelado que el valle de Cacabillo presenta están determinadas en gran medida por la evolución morfoestructural que esta zona ha

Fig. 4: Evolución del glaciario en el valle de Cacabillo**1: Fase de máximo avance****2: Individualización de la lengua glaciar****3: Confinamiento a las zonas de cabecera****4: Formación de glaciares rocosos lobulados**

 Extensión ocupada por las masas de hielo
 Extensión de los glaciares rocosos

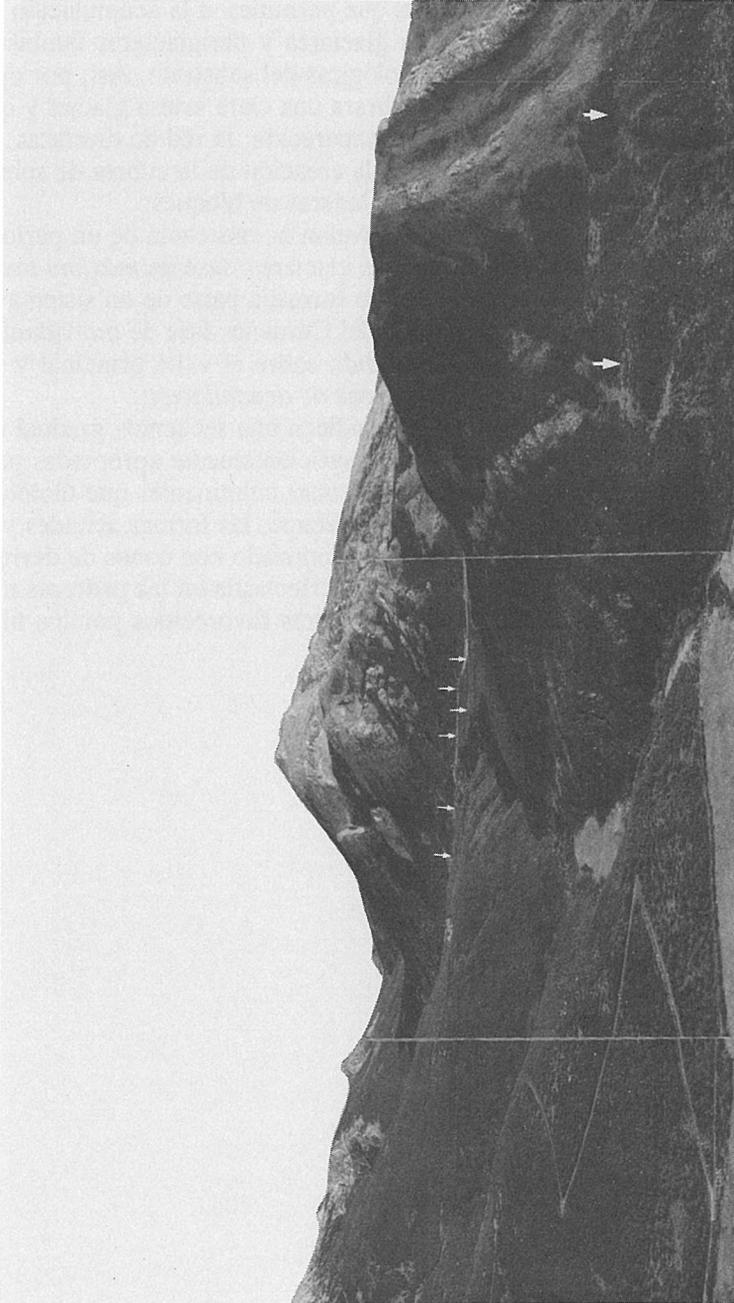


tenido a lo largo de su historia geológica. Este control se ejerce en todos los niveles. Durante la glaciación, los hielos aprovecharon el relieve previo que había, es decir, un valle preglaciar orientado E-W, sobre el que se instaló la lengua y presencia de varias cabeceras torrenciales bien orientadas o resguardadas de los vientos dominantes que permitieron la acumulación y mantenimiento de la nieve. Las formas glaciares y periglaciares también están controladas por las características litológicas del substrato. Así, por ejemplo, las cuarcitas han permitido que se labrara una clara artesa glaciar y que ésta perdure una vez que los hielos han desaparecido; la red de diaclasas, fracturas, fallas y desgarres condicionaron la creación de la cubeta de sobreexcavación, los taludes de derrubios y las laderas de bloques.

- Las formas de modelado glaciar revelan la existencia de un periodo glaciar de cierta magnitud con varias fases glaciares: fase de *máximo avance* en la que el glaciar del valle de Cacabillo formaba parte de un sistema glaciar de lenguas coalescentes hacia el valle del Curueño; fase de *individualización del valle*, quedando el frente suspendido sobre el valle principal y fase de *lenguas incipientes próximas a sus áreas de acumulación*.

- Las formas periglaciares también indican una secuencia gradual con períodos donde las condiciones eran lo suficientemente apropiadas para que hubiera una capa de permafrost en las zonas culminantes que facilitó la generación de los glaciares rocosos. No obstante, las formas actuales y subactuales indican un periglaciarismo muy ralentizado con conos de derrubios al pie de canales, procesos discontinuos de crioclastia en las pedreras más culminantes y procesos de reptación de laderas favorecidos por los hielos de exudación.

Foto I: Desembocadura del *Arroyo de Cacabillo* en el *río Curueño*. Nótese los cierres morénicos que cierran el valle a 1.500 m de altitud y en primer plano, la morrena lateral del valle del Curueño.



6. BIBLIOGRAFÍA.

- BARSCH, D. (1996): *Rockglaciers. Indicators for the present and former Geoecology in high mountain environments*. Springer. Berlin, 331 pp.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C. (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo asturiano*. Tesis doctoral, 2 vol. Microfichas. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. Oviedo.
- FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ-ARANGO, R. (DIR) (1982): *Prospección previa del Carbonífero de la Cuenca Alta del río Curueño (León)*. Instituto Tecnológico Geominero de España. 42 pp.
- FRENCH, H.M. (1996): *The periglacial environment*. Longman, Edinburg, 341 pp.
- JULIVERT, M. (1971): «L'Évolution structurale de l'arc asturien», *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Institute Francais du Petrole. Paris, N° 22, 28 pp.
- JULIVERT, M. (1983): «La Estructura de la zona cantábrica», *Geología de España. Libro Jubilar de J. M. Ríos*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid, T. I, pp. 339-381.
- KOTARBA, A. (1988): «Tendences of debris slope evolution in the high Tatra Mountains», *Geographica Polonica*, N° 55, pp. 81-90.
- MARQUÍNEZ, J. (1992): «Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica», en: CEARRETA, A. & UGARTE, F.M. (EDS): *The late Quaternary in the Western Pyrenean region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco, pp. 143-159.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. (1993): «Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las sierras septentrionales y orientales de Galicia.», en PÉREZ ALBERTI; GUITIÁN RIVERA & RAMIL REGO (EDS): *La evolución del paisaje en las Montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Santiago de Compostela, pp. 91-105.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M.; VALCÁRCCEL DÍAZ, M. (1993): «Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica)», en PÉREZ ALBERTI; GUITIÁN RIVERA & RAMIL REGO (EDS): *La evolución del paisaje en las Montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Santiago de Compostela, pp. 61-90.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1983): «Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero», en MARTÍNEZ DÍAZ, C. (COORD): *Carbonífero y Pérmico de España*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid, pp. 151- 162.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (DIR) (1990): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Puebla de Lillo. (79)*. Madrid. 60 pp. y mapa desplegable.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. (1995): «Estudio geomorfológico del puerto de San Isidro», *Ería*, N° 36, pp. 63-87.

- SERRAT, D.; BORDONAU, J.; BRU, J.; FURDADA, G.; GÓMEZ, A.; MARTÍ, J.; MARTÍ, M.; SALVADOR, F.; VENTURA, J. & VILAPLANA, J.M. (1994): « Síntesis cartográfica del glaciario surpirenico oriental », en C.E. MARTÍ BONO & J.M. GARCÍA-RUIZ (EDS): *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geofoma. Logroño, pp. 9-15.

- SOUTADE, G. (1980): *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*. Albi, 450 pp.

- TRICART, J. & CAILLEUX, A. (1962): « Le modèle glaciaire et nival », en: J. Tricart & A. Cailleux: *Traité de Géomorphologie*. Edit: S.E.D.E.S. Paris, T. III, 508 pp.

RESUMEN: El presente artículo aborda el estudio geomorfológico de una pequeña cuenca de drenaje de la montaña central leonesa: el Valle de Cacabillo. El objetivo fundamental es comprobar como los rasgos morfoestructurales del valle influyen en el modelado glaciar y periglacial reciente.

PALABRAS CLAVE: Valle del arroyo Cacabillo, Montañas cantábricas, Morfoestructuras, Glaciario, Periglaciario,

SUMMARY: This chapter treats with a geomorphologic study of a Little basan which is located in the central mountains of Leon: *the valley of river Cacabillo*. The main aim is to verify as the periglacial y glacial landforms are related with the morphostructures of this area.

KEY WORDS: Cacabillo valley, Cantabrian Mountains, Morphostructures, Glaciario, Periglaciario.

RÉSUMÉ: Le présent article tourne autour de l'étude géomorphologique d'une petit bassin versant du montagne central de León: la vallée de Cacabillo. On vérifie comme les traits morfoestructurales de la vallée ont ils l'influence dans le modelé glaciaire et périglaciaire.

MOTS CLÉS: Vallée de Cacabillo, Montagnes Cantabriques, Morphostructures, Glaciaire, Périglaciaire.