

# **GEOMORFOLOGÍA DEL VALLE GLACIAR DE BALOUTA (ANCARES LEONESES - NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)\***

Augusto PÉREZ ALBERTI

*Departamento de Xeografía. Universidad de Santiago.*

Marcos VALCÁRCEL DÍAZ

*Departamento de Xeografía. Universidad de Santiago.*

## **1. INTRODUCCIÓN.**

El estudio del modelado glaciar en el NW ibérico ha atraído la atención de los investigadores desde hace prácticamente un siglo (FRAGA VÁZQUEZ, 1994). Dentro de ese contexto destaca el trabajo de LLOPIS LLADÓ (1954), quien realizó el primer estudio geomorfológico específico en el que se trata el modelado glaciar en el noroeste de la Península Ibérica. Según este autor, las huellas del glaciario pleistoceno son muy evidentes, aunque quedan limitadas a las vertientes umbrías. Basándose en los aparatos morrénicos presentes en el valle de Malevo -valle de Acebalón según la cartografía 1:10000 editada por ICONA- donde el autor describe dos arcos morrénicos sucesivos y depósitos fluvioglaciares que rellenan su fondo, define un glaciario nítido pero de poca intensidad, con un escaso desarrollo longitudinal de las lenguas glaciares, limitándose en las laderas de solana a pequeños nichos de nivación y circos incipientes.

Esta visión tan restrictiva del glaciario en Ancares choca con los estudios realizados en otros valles del ámbito de la sierra. Así en PÉREZ ALBERTI, 1982, 1986, 1991; PÉREZ ALBERTI ET AL., 1992a, 1992b, 1993, 1995; RODRÍGUEZ GUTIÁN ET AL., 1995a, 1995b; VALCÁRCEL DÍAZ ET AL., 1995 y en KOSSEL, 1996, se plantea la existencia de evidencias de un glaciario de importancia, que generó lenguas de hasta 13 km de longitud y espesores de hielo superiores a los 200 m, una dinámica compleja con la definición de un momento de máximo avance reconocido en cada valle, así como distintas fases de retroceso o estabilización. En los recorridos realizados en el valle de Balouta se han encontrado nuevas evidencias que demuestran que el glaciario aquí instalado tuvo un desarrollo y una dinámica comparable al resto de

---

\*Agradecimientos: Los autores quieren agradecer a Berta Carballido Linares y Ramón Blanco Chao su colaboración en la realización del apartado gráfico del presente trabajo. Así mismo le agradecen a Ulf Kossel su colaboración en el trabajo de campo..

los existentes en su momento en otros lugares de la sierra.

## 2. ENCUADRE MORFOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO.

El valle glaciar de Balouta (FIGURA 1) se configura a partir de un gran anfiteatro montañoso delimitado por el cordal que une La Cespedosa con el Pico Miravalles (1969 m), y que se continúa hasta el Pico Cinsa (1727 m). A partir de la línea de cumbres se articulan tres amplios valles que confluyen en la aldea de Balouta. El primero desciende desde La Cespedosa y de los picos Puerto Viejo de Antelo y Las Concas con dirección SW-NE; el segundo parte del pico Meisoncia y confluye en Balouta con una dirección SE-NW, mientras que el tercero se inicia en el Miravalles siguiendo una dirección N-S para, después de un kilómetro y medio, tomar otra ENE-WSW. Desde Balouta el río discurre hasta su confluencia con el Rao, primero a través de un amplio valle de fondo plano y, a unos dos km aguas abajo, por un valle muy encajado, con un claro perfil en V.

Figura 1. Localización del área de estudio.



En el área dominan (IGME, 1981) materiales ordovícicos de la Formación Agueira, compuesta por areniscas, cuarcitas y siltitas, con pizarras negras y grises intercaladas que, a través de un contacto de falla conectan con las Pizarras de Luarca. Las cuarcitas y areniscas presentes en los depósitos de till que describiremos más adelante proceden del área del Miravalles, donde son muy abundantes.

Como el resto de los valles de Ancares, el de Balouta tiene un componente estructural evidente en su origen. Este hecho ya fue puesto de manifiesto por Llopis Lladó en su momento, al comprobar los cambios de dirección en el curso del arroyo del Miravalles claramente guiado por fallas que, en ocasiones, se prolongan en las laderas opuestas. Pero no sólo el Miravalles se halla condicionado por la intensa red de fracturas; buena parte de los cauces de agua se ajustan a ellas, originadas en un momento tardihercínico. Sin embargo la existencia de estas fracturas, y la adecuación a ellas de la red hidrográfica, no es suficiente para explicar la complejidad del relieve. Hay otros datos a tener en cuenta. En primer lugar la existencia en la sierra de una serie de superficies aplanadas a distintos niveles (PÉREZ ALBERTI, 1982; 1986; 1991; VARCÁRCEL DÍAZ&PÉREZ ALBERTI, 1996) que pierden progresivamente altura hacia el oeste. Así, desde las cotas cercanas a los 2000 m del cordal principal (Mostallar 1935 m, Cuiña 1998 m, Miravalles 1969 m), los sucesivos cordales descienden escalonadamente hacia el NW y el W hasta el talweg del río Navia: Serra da Fiosa 1403 m, Serra de Corneantes 1344 m, Serra de Granda do Roxo 1224, Serra de Murias 1046 m y Serra do Pedreo 900 m. En segundo lugar la presencia de restos de depósitos sedimentarios antiguos en las áreas superiores de los interfluvios, hecho ya reseñado por LLOPIS LLADÓ.

La combinación de paleoformas y depósitos lleva a pensar, por una parte, en la existencia de áreas aplanadas en las que se abrirían pequeñas cuencas sedimentarias y, por otra, de una red fluvial antigua. En un momento dado, posiblemente a partir del Neógeno (PÉREZ ALBERTI, 1991) la red fluvial se iría encajando progresivamente en el terreno cortando progresivamente formas y depósitos. De ello dan fe, no solamente las manchas de sedimentos sino, sobre todo, el hecho significativo de que en el interior de muchos valles ancareses se observe como a un primer nivel de terraza erosiva, generalmente situada entre los 800-700 m, le sigue un encajamiento brusco del río. Ello es perfectamente visible en Noudelo y Olmos, en el valle del Ser; en Murias, Robledo y Rao, en el Navia, y en Moia, en el de su nombre. Por último conviene destacar otro rasgo característico de los valles de Ancares: un perfil longitudinal suave en sus cabeceras que, después de 4 a 7 km en la vertiente occidental y de 10 a 13 km en la oriental, sufren un brusco cambio de pendiente, coincidiendo con la aparición de perfiles transversales en V.

La combinación de todo lo anterior nos lleva a pensar que, en un primer momento, en una etapa pre-Neógena -difícil de definir en el momento actual de nuestras investigaciones- en Ancares existía un relieve mucho menos contrastado, de planicies y laderas tendidas, con una red fluvial establecida y

pequeñas cuencas de sedimentación. A partir del Neógeno, en relación a los intensos movimientos de la corteza que perduraron por lo menos hasta el Cuaternario antiguo, como ya ha sido puesto de manifiesto por diferentes autores (HERAIL 1981; ROJOUAN 1987; REGNAULD & ROJOUAN, 1990; PÉREZ ALBERTI, 1991, 1993), se habrían producido fenómenos de antecedenencia que explicarían el profundo encajamiento de los valles y el hecho de que se encuentren depósitos antiguos "colgados". Los sucesivos movimientos serían los responsables de la existencia de numerosos restos de paleovalles en la sierra. Sin embargo la comentada disimetría de los valles ancareses vendría, sobre todo, motivada por la desigual distancia de sus cabeceras a su nivel de base, situado bien en el Cantábrico, caso del Navia, bien en su confluencia con el Sil, en el de los valles de la vertiente oriental. Además el encajamiento brusco que se observa aguas abajo de las áreas afectadas por las lenguas glaciares o, incluso, dentro del ámbito glaciar, podría estar favorecido por la actividad de las aguas de fusión post glaciares. En cualquier caso hay que poner el acento en el hecho de que el relieve ancarés, caracterizado por una amplia red de valles e interfluvios encadenados, sería un marco propicio para la instalación de lenguas glaciares durante el Pleistoceno.

Es pues, a partir de este contexto fuertemente marcado por la dinámica geotectónica y climática, en donde se ha desarrollado la actividad glaciar y periglaciar que, como veremos, han tenido una importancia capital. Por otra parte, se ha podido constatar la presencia otros procesos geomorfológicos, como movimientos en masa tipo "complejo" según la clasificación de COROMINAS (1989), en los alrededores de Balouta o derivados de la acción antrópica que no vamos a analizar en el presente trabajo.

### 3. MATERIAL Y MÉTODOS.

El método de investigación empleado es el clásico dentro de los estudios geomorfológicos. A partir del trabajo de campo y de la fotointerpretación se ha realizado un mapa geomorfológico de detalle (E 1:10.000), que se presenta aquí simplificado (FIGURA 2). Para ello se digitalizó la base topográfica sobre el mapa a escala 1:10.000 editado por ICONA; el cartografiado de formaciones superficiales y formas de erosión y acumulación se realizó mediante restitución de fotogramas aéreos (vuelo de 1957 a escala aproximada 1:30.000) y su posterior digitalización y georeferenciación en coordenadas UTM. La integración de toda la información se llevó a cabo con el SIG IDRISI. La edición final se realizó con el programa Corel Draw. Se ha puesto el acento en la cartografía de las formas de erosión y de acumulación de origen glaciar. Los datos obtenidos por este método se han completado con el análisis de los afloramientos existentes en el área de estudio que se han descrito siguiendo la metodología y el código de litofacies expuesta por EYLES ET AL. (1983) y la adaptación del código de MIALL (1977) llevada a cabo por OZOUF ET AL (1994). La interpretación genética de los sedimentos presentes en los afloramientos se ha integrado con el resto de la información

Figura 2. Mapa geomorfológico del valle glaciar de Balouta.

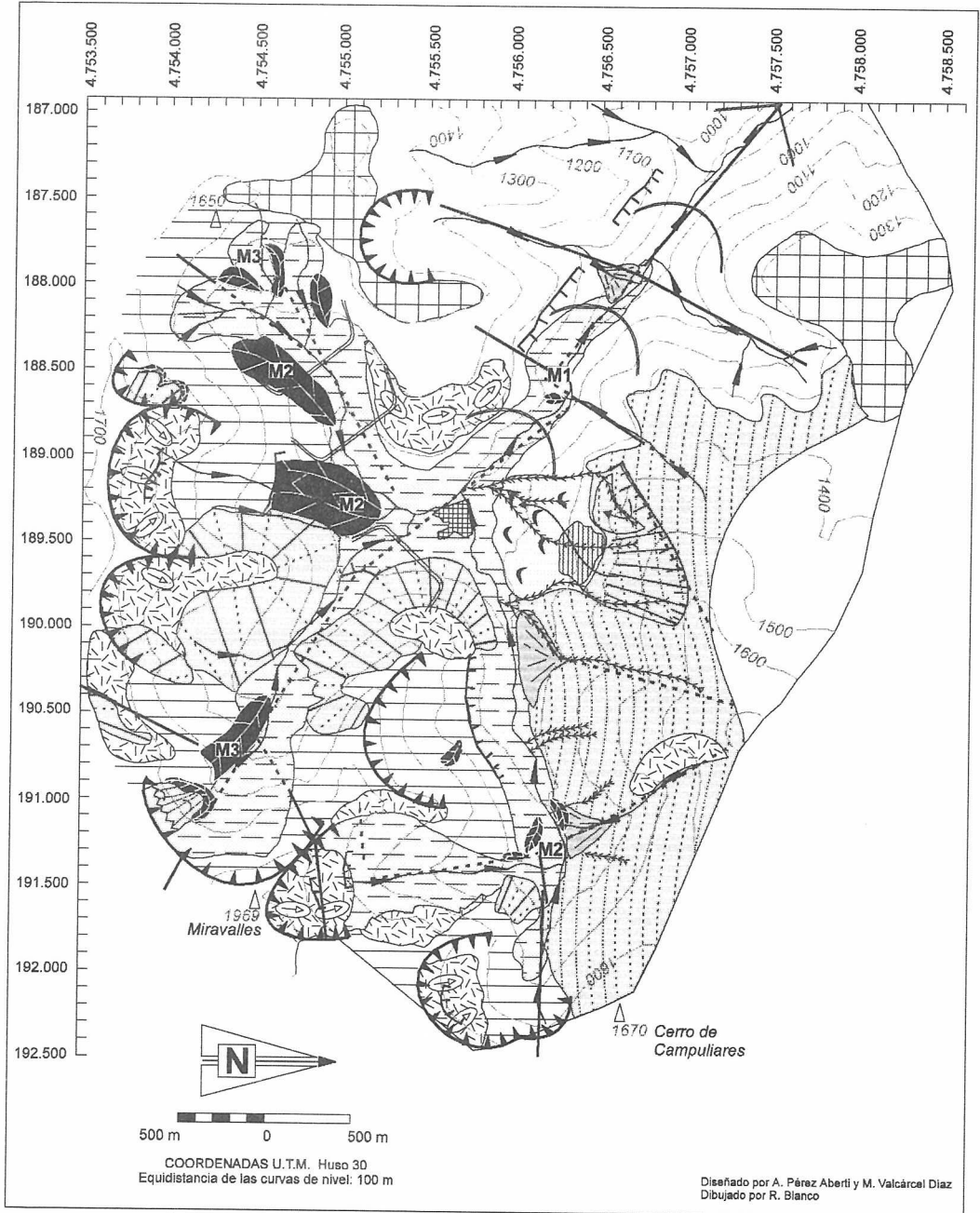
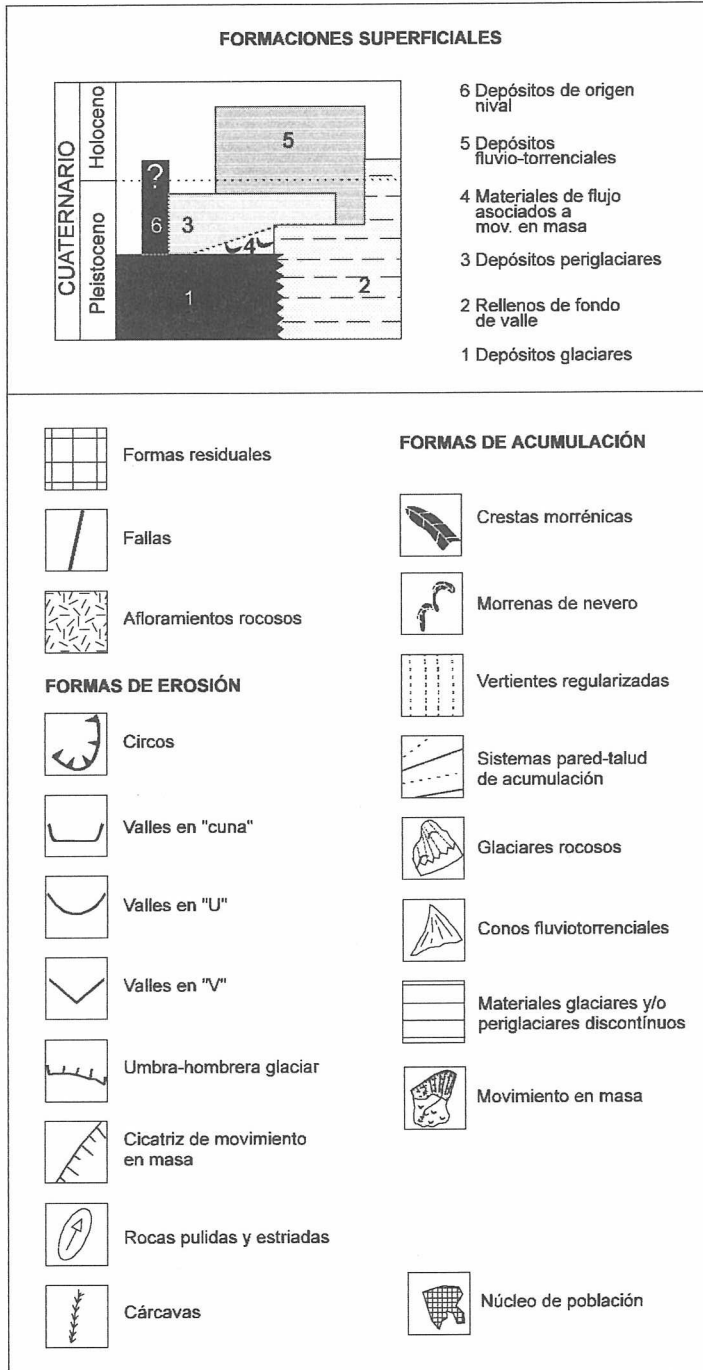


Figura 2 (cont.). Leyenda.



geomorfológica para poder realizar la reconstrucción de la dinámica glaciar en el valle.

#### 4. LAS FORMAS DE ORIGEN GLACIAR, NIVAL Y PERIGLACIAR.

Dentro de las formas existentes en el área se han diferenciado, por una parte, *formas de erosión glaciar*, principalmente circos, artesas glaciares, áreas pulidas y cumbres piramidales, junto con los relieves residuales, por otra, *formas de acumulación glaciar*, tales como morrenas laterales y frontales, y por otra *formas de acumulación periglaciares* y nivales, tales como morrenas de nevero, glaciares rocosos y taludes de derrubios periglaciares.

##### 4.1. Formas de erosión glaciar.

Originadas por la modificación del relieve existente en el momento de instalación del glaciar son el resultado de su paso. En las áreas de cabecera se pueden reconocer circos glaciares bien desarrollados. Hemos cartografiado hasta ocho formas claras que se corresponden tipologicamente bien a circos "en cubeta" (circos en van de TRICART & CAILLEUX, 1962) de fondo plano o suavemente ondulado, con presencia de rocas estriadas y aborregadas, y paredes empinadas, bien a circos "en sillón" (circos en futeil de TRICART & CAILLEUX), cuando presentan un umbral nítido. Un ejemplo de los primeros es el circo emplazado en la ladera norte del pico Miravalles; entre los segundos destaca el circo Das Concas. Sus orientaciones varían entre NW y NNE, predominando la orientación N. Se trata en general de formas nítidas, aunque en distinto grado de desarrollo.

Para cartografiar los valles hemos tenido en cuenta que las artesas -glacial troughs en inglés, o más concretamente alpine trough, si nos referimos a formas de glaciario alpino (SUDGEN & JOHN, 1976)-, y auge en francés. TRICART (1981) las define como "un lecho erosionado por la acción concentrada del hielo glaciar, caracterizado por un fondo plano y paredes de pendiente fuerte", aunque también se utiliza para designar la sección transversal del valle el término *valle en U* (U-shaped en inglés) o *valle en cuna* (vallé en berceau en francés), según se trate de una forma mas o menos abierta. Sin embargo, en muchos espacios de montaña glaciados la erosión subglaciar o postglaciar o la disposición del relieve preglaciar origina la presencia de "valles en V" (CHINN, 1979; TRICART & CAILLEUX, 1962; TRICART, 1981; HAMBREY, 1994).

En Balouta predominan los valles de formas amplias "en cuna", pero hay que tener en cuenta que sus fondos están rellenos de una potente capa de sedimentos, lo que desvirtúa su perfil transversal. Cuando los valles confluyen en un solo eje se puede observar con más nitidez la forma transversal en U; sin embargo, a partir de unos dos kilómetros aguas abajo de Balouta, el valle adquiere un perfil transversal en V muy marcado pese a que, como veremos, estuvo ocupado por la lengua glaciar.

Dentro de las formas de erosión glaciár destaca el área de El Mouro como un ejemplo de "topografía pulida", o sea "formas de substrato alisado y redondeado por la erosión del hielo, que presenta estrías, con paquetes de till subglaciár recubriéndolas" (GOLDTWAIT, 1989). Se ha comprobado la presencia del substrato estriado a unos 1250 m de altitud y clastos con marcas de origen glaciár a unos 1300 m, lo cual supone una potencia de hielo de mas de 150 m. El pico Miravalles, por su parte, constituye en un bello ejemplo de "cumbre piramidal" (horn), resultado de la combinación de tres circos glaciares que confluyen en la cabecera.

Por último, existe el sector de la Cruz da Cespedosa lo que se puede considerar como un "relieve residual" según la definición dada por HAMBREY (1994) o sea un espacio donde se conserva el relieve preexistente, testigo de la forma previa al paso de los hielos.

#### 4.2. Formas de acumulación glaciár.

Las formas de acumulación constituyen, junto con las anteriores, los testigos mas evidentes de la acción glaciár sobre el terreno por lo que, desde el inicio de las investigaciones sobre glaciárisimo, han atraído la atención de los investigadores aunque las controversias sobre su conceptualización han sido frecuentes. En un primer momento autores como AGASSIZ, GEIKIE, PENK & BRUKNER o DE MARTONNE, por citar algunos, comenzaron a utilizar términos populares de origen local para denominar a estos depósitos. Es el caso de "morrena" o "till", entre otros, que se referían a las formas y los materiales presentes en estos ambientes, de manera que muy pronto se incorporaron al lenguaje científico para designar los materiales arrastrados por los glaciares. En este sentido, y tal como apunta DREIMANIS (1989), "till es un término mucho mas antiguo que la Teoría Glaciár". El término "morrena", que tiene su origen en la Alta Saboya francesa, era utilizado, en su acepción popular, para denominar los terrenos marginales de los glaciares activos ricos en arenas y cantos. Según DREIMANIS (1989) el término morrena se aplicó a formas de relieve y también al sedimento que contenían, siendo AGASSIZ el primer autor que lo aplicó al derrubio glaciár, en la literatura científica, aunque fue SAUSSURE en 1786 (citado por VEYRET, 1979) el primero que hizo referencia al término morrena, que "designaría ante todo un tipo de material, pero el uso de cerca de un siglo ha hecho de "morrena" un vocablo que designa una forma" (VEYRET, 1979). Por otra parte, y desde un punto de vista sedimentológico, tanto el termino "morrena" como "till" tienen un sentido genético asociado a un origen glaciár, pero también un significado litológico (DREIMANIS, 1989).

Como vemos, los términos genéticos till y morrena han suscitado no pocos problemas en cuanto a su aplicación por diferentes autores, escuelas e idiomas. Distintos investigadores, invocando un criterio personal basado más en el uso habitual, en el deseo de simplificación o de sistematización que en otros criterios técnicos, restringen el término "morrena" a las formas de



acumulación glaciar, prefiriendo reservar el termino till para la clasificación genética de un sedimento de origen glaciar (SUGDEN & JOHN 1976; VEYRET, 1979; BRU, 1984; DREIMANIS, 1982; 1989; LUNDQUIST, 1989; GOLDFWAIT, 1989, entre otros). Así, por ejemplo, para VEYRET (1979) el término "morrena de fondo" (*morraine de fond* en francés, *ground moraine* en inglés) sería la expresión morfológica de till sheet, o sea, una asignación topográfica a un sedimento que, desde el punto de vista genético, ha sido depositado por un glaciar. Según esto "el término till permite caracterizar los aspectos sedimentológicos y petrográficos de una formación glaciar, mientras que la noción de morrena designa una forma, una topografía particular del till" (VEYRET, 1979). Para finalizar, apuntaremos que SUGDEN & JOHN (1976) señalan que "es aceptado que till es un depósito que puede ser analizado con técnicas sedimentológicas, mientras que morrena es una acumulación de depósitos glaciares que tiene una expresión superficial independiente".

En aras de una necesaria clarificación conceptual, hemos adoptando este punto de vista, utilizando el termino "*morrena*" para referirnos a las formas de acumulación glaciar, entendiendo estas como la expresión en el espacio de los sedimentos de origen glaciar, reservando el termino "*till*" para referirnos a la clasificación genética a nivel de afloramiento, de aquellos depósitos de origen glaciar que se ajustan a la definición establecida por la INQUA, Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, recogida por DREIMANIS (1982), y traducida al castellano por BRU (1984) como "un sedimento transportado y depositado por o desde un glaciar, que presenta poca o nula clasificación por agua".

Así, dentro de este apartado incluimos las "formas glaciares directas" que son, siguiendo la definición dada por GOLDFWAIT (1989), "aquellas formas ligadas directamente a la acción del agua fluyendo en estado sólido" y nos referimos a *crestas* o *cordones morrénicos*, de posición *lateral* o *frontolateral*, que son formas de acumulación de margen glaciar, perpendiculares al movimiento del hielo, y *morrenas de fondo*, que se corresponden con las formas de acumulación no lineales. Dentro del ámbito del área de estudio se pueden distinguir las siguientes:

#### 4.2.1. *La cresta morrénica frontolateral de El Mouro.*

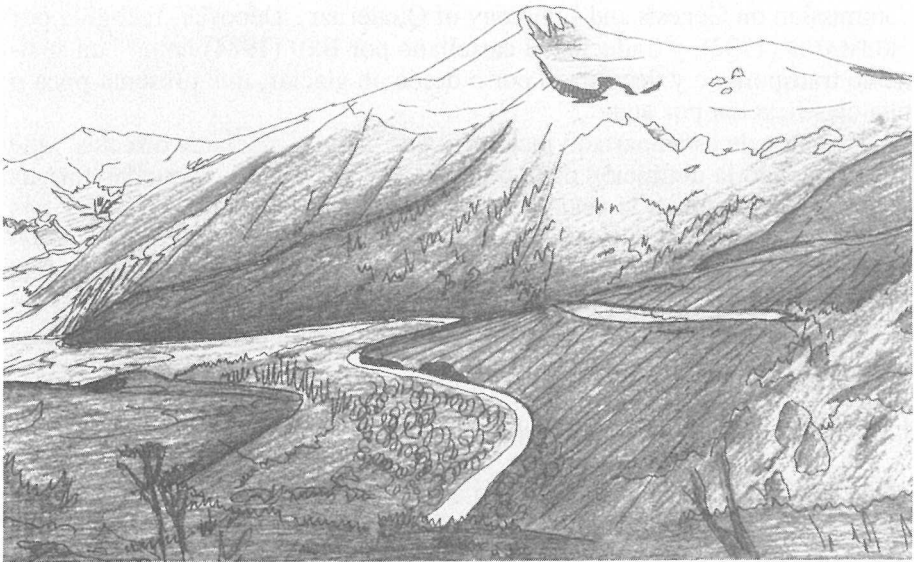
A la salida del valle de Balouta, en donde se estrecha, en el sector pulido de O Mouro, se emplaza una pequeña forma que se asimila a una morrena lateral (MI). El camino que atraviesa la ladera permite ver afloramientos de materiales de origen glaciar. Aunque su situación desborda claramente los límites de la glaciación propuestos por LLOPIS LLADÓ, esta morrena no puede señalar el máximo avance de los hielos. La presencia del substrato estriado en El Mouro, a 1250 m, señala, como ya se ha indicado, una potencia de hielo de al menos 150 m. El hecho de que los depósitos se emplacen en una posición más baja, entre los 1230 m y los 1100 m de altitud, indica necesariamente que se trata de una forma post-maximo, cuando la potencia del

hielo era menor. Por otra parte, la existencia del depósito cercano a Murias ratifica esta hipótesis.

#### 4.2.2. *El complejo morrénico fronto-lateral de Balouta.*

Citado ya por LLOPIS LLADÓ en su trabajo de 1954, está compuesto por un arco morrénico externo, formado por dos morrenas frontolaterales (M2), cortadas por la erosión fluvial (FIGURA 3). La más desarrollada es la que se apoya sobre la ladera del circo que forma el Puerto Viejo de Antero. Parte de unos 1300 m de altitud y alcanza claramente los 1200 m. La morrena del margen opuesto ocupa una extensión mucho menor (FIGURA 3), aunque es fácilmente reconocible en el terreno. La carretera que sube hasta Puerto Ancares la corta en su recorrido lo que permite observar diversos afloramientos en los que se puede comprobar el carácter glaciogénico de los depósitos, tal como veremos cuando abordemos su análisis.

*Figura 3. Morrenas de retroceso del valle de Malevo (M2-M3).*



Partiendo de la misma altitud y alcanzando cotas similares, aproximadamente a un kilómetro de distancia y 100 m más alta, aparece el segundo conjunto morrénico descrito por este autor (*M3*). Está cortado por la carretera antes referida, lo que permite confirmar el origen glaciar de los depósitos. Las crestas morrénicas tienen menor desarrollo que las *M2*, pero están muy bien conservadas; tienen sus raíces en los 1400 m y culminan en los 1320 m, escalonándose perfectamente con el arco externo. Mientras que la primera forma estuvo alimentada por todo el anfiteatro que compone el circo de Puerto Viejo de Antero y la prolongación del cordal con el Valle da Cespedosa, las morrenas *M3* fueron alimentadas únicamente por el cordal secundario, que sólo alcanza en este sector los 1652 m sin que exista un circo nítido.

#### 4.2.3. *La morrena del circo das Concas.*

El contacto entre el Circo das Concas y el fondo del valle de Balouta se produce a través de una forma de acumulación que por su aspecto no se corresponde con el típico arco morrénico frontal (*M2*). Se trata de dos cordones morrénicos que se apoyan en el lateral del pequeño valle que baja del circo. Esta forma podría corresponder al tipo de *morrena de pedestal* (podestmoräne), citada por KUHLE (1991) en el Himalaya o a morrenas paralelas independientes depositadas por dos pequeñas lenguas que bajarían del circo das Concas en una fase terminal.

#### 4.2.4. *Otras crestas morrénicas, la morrena de fondo y los rellenos de fondo de valle.*

Dentro del área estudiada se encuentran otras crestas morrénicas que están relacionadas con la dinámica de la deglaciación. Nos limitamos a cartografiarlas cuando son suficientemente nítidas, resaltando entre ellas la que se sitúa en el fondo del valle de Meisoncia, que relacionamos con el estadio *M3*.

En cuanto a otras formas de acumulación glaciar, es detectable la presencia de la morrena de fondo, en el sentido de la definición dada por GOLDTHWAIT (1989). Se puede comprobar su presencia en los alrededores del pueblo de Balouta, donde una zanja abierta al lado de la carretera, a la altura de la hospedería, nos ha permitido comprobar que los dos primeros metros de sedimento estaban compuestos por un material compacto de matriz limo-arcillosa de color grisáceo, en el que aparecían embutidos clastos de entre 10 y 30 cm de eje mayor, con improntas glaciares tales como estrías, facetas, marcas de arrancamiento y formas trapezoidales con tendencia a formas en plancha o en bala, propias de un till subglaciar. Sin embargo es aventurado cartografiar todo el fondo del valle como morrena de fondo, ya que no existen más afloramientos que lo confirmen. Por otra parte parece que, en ciertos sectores, ha predominado una dinámica fluvial, que pudo estar ligada o no al des-

hielo glaciar. Consecuencia de todo ello es la presencia de una topografía suave en el fondo del valle, que hemos cartografiado como "rellenos de fondo de valle", sin más especificación.

Se han cartografiado a su vez pequeños conos fluvio-torrenciales, emplazados a la salida del valles laterales, en los que es visible la presencia de estrías en los clastos mayores, lo que es indicativo de la removilización de un material de origen glaciar. Sin embargo no podemos situar en el tiempo este depósito, pudiéndose tratar de un proceso torrencial desarrollado en cualquier momento posterior al retroceso glaciar.

### 4.3. Formas periglaciares y nivales.

Si evidentes son las formas y los depósitos de origen glaciar, no menos lo son las periglaciares y nivales. Se trata de formas sincrónicas o postglaciares, dado que su deposición se produciría tanto en el momento de existencia del glaciar como al ritmo de la deglaciación o, incluso, en un momento posterior, tal como se deduce del estudio de los afloramientos. Por ejemplo en Porcarizas (PÉREZ ALBERTI ET AL., 1992b), se observa como depósitos glaciares están fosilizados bajo una potente capa de sedimentos de origen periglaciar. Por otra parte en muchos lugares del área de estudio la presencia de depósitos periglaciares condiciona la forma de la ladera, como es el caso de la cobertura sedimentaria que recubre la que une el pico Cinsa con el Cerro de Campurriales. La potencia de esta formación superficial es tal que propicia frecuentes fenómenos de acarreamiento, producidos por la dinámica torrencial sobre un substrato poco cohesionado. En otros sectores los depósitos periglaciares, posiblemente superpuestos a la morrena de fondo discontinua, se limitan a recubrir la topografía preexistente, sin modificarla de manera sustancial.

Las principales formas de acumulación periglaciares y nivales que encontramos son las siguientes:

a.- Sistemas *pared-talud de acumulación* debidos a factores diversos, tales como presencia de nieve, agua de fusión, lluvias torrenciales, hielo intersticial, ciclos de hielo/deshielo o la simple gravedad, unidos a procesos de transferencia por los cuales los derrubios son transportados al talud. Han sido clasificadas por KOTARBA (1988) en siete tipos diferentes. En el ámbito del valle de Balouta, en los alrededores de la aldea, sobre la cresta que desciende del Miravalles, se dan los taludes del *Tipo-I*, tramos con paredes rocosas de pendientes pronunciadas, en la base de las cuales aparecen los típicos canchales en manto, aportados por procesos de transferencia de derrubios en los que predominan la gravedad pura, deslizamientos y saltación de clastos sobre derrubios desnudos. Están asociados genéticamente con los *derrubios* (éboulis sensu lato), que se pueden corresponder a *derrubios de gravedad o derrubios asistidos* (SOUTADE, 1980; 1984). A nivel de afloramiento se corresponden con los *derrubios estratificados* (TRICART, 1967),

depositados bajo un clima periglacial atenuado sin ser necesario la presencia de un permafrost.

b.- *Laderas de bloques* (block slopes de WASHBURN, 1973). Se trata de campos de bloques, sin matriz intersticial, que tapizan las laderas. Incluyen depósitos de naturaleza variada y origen diverso, por lo que no se le puede asignar un significado morfogenético, sino morfosedimentológico (DIONNE, 1979). En el caso de las formas periglaciares los bloques tienen su origen en la macrogelifracción y su concentración se atribuye generalmente a la geliflucción. Son más frecuentes en las cuarcitas muy diaclasadas. La existencia de hielo intersticial habla de la presencia de, al menos, un permafrost discontinuo o estacional. En el valle de Balouta son muy frecuentes en las laderas situadas aguas abajo de la aldea, llegando a alcanzar el fondo del cauce.

c.- *Glaciares rocosos fósiles*. En el valle de Balouta sólo existe una forma que se pueda asimilar a este tipo y se encuentra en el fondo del circo de Meisoncia. Morfológicamente es un glaciar rocoso lobulado, según la clasificación de WAHRHAFTIG & COX (1959). Está orientado al NNW, alimentado por un afloramiento cuarcítico. Se trata de una forma incipiente, pero claramente diferenciable de otras parecidas, como las morrenas de nevero, ya que presenta crestas de flujo sobre el talud de derrubios que comunica el frente morrénico con la cornisa, que en este sector alcanza los 1905 m. WHITE (1976) señala que "el hielo de los glaciares rocosos activos [...] implica un clima suficientemente frío para que exista un permafrost". Su presencia podría señalar una sucesión de condiciones morfogenéticas distintas, con el paso de un dominio claramente glaciar a otro periglacial al ritmo del ascenso de la ELA, tal como señala SERRANO (1996).

d.- Las *morrenas de nevero* (protalus rampart, en la terminología inglesa) son acumulaciones de bloques de tallas variables, dispuestos en crestas morrénicas arqueadas, separadas de la pared por una zona deprimida; frecuentes en las vertientes sometidas a procesos periglaciares (CAMPY & MACAIRE, 1989). Se encuentran en el circo del Puerto Viejo de Antelo y diseñan una "W". A unos pocos metros, por contra, las acumulaciones generan formas amorfas lo que nos habla de cambios en la alimentación del nevero que las originó. Sobre su génesis existen controversias en las que no vamos a entrar. Simplemente comentaremos que se trata de formas situadas en el límite entre el modelado nival y periglacial, lo que no quiere decir que en Ancares representen el paso de un ambiente aún nival a otro decididamente periglacial. Las condiciones para su formación no parecen ser muy restrictivas, por lo que pueden corresponder tanto a fases finales del glaciarismo pleistoceno como a momentos fríos holocenos o, incluso, fases frías históricas.

## 5. DEPÓSITOS DE ORIGEN GLACIAR EN EL VALLE DE BALOUTA.

El valle de Balouta presenta un gran número de afloramientos cuya presen-

cia está ligada, como ocurre en casi todos los casos estudiados hasta ahora, a la construcción de pistas o carreteras. No se trata por tanto de cortes muy potentes, pero sí muy continuos lateralmente. Cuando una carretera atraviesa una forma característica, como una cresta morrénica, nos permite realizar una interpretación genética de los sedimentos. Dentro del ámbito del valle de Balouta destacan los siguientes afloramientos:

### 5.1. Depósito de la Serra de Murias.

La Serra de Murias, que alcanza los 1046 m de altitud, constituye el interfluvio que se sitúa cerca de la confluencia entre los valles de Balouta y Murias. En su ladera occidental se emplaza el pueblo de Murias, emplazado sobre una terraza de erosión Plío-pleistocena; en su vertiente oriental, en una antigua cantera abandonada, se halla el depósito, dentro del ámbito del valle de Balouta, a 780 m de altitud, colgado sobre el río que discurre a 720 m.

#### Descripción BA96A:

La potencia vista es de unos cuatro metros, a los que hay que añadir un talud que supera los 8 m hasta el nivel de la carretera. Está compuesto por un diamictón matriz-soportado macizo (*Dmm*) de estructura cerrada, en el que los cantos, de naturaleza pizarrosa y areniscosa, están embutidos en una matriz limo-arcillosa muy consolidada y dura. Su tamaño ronda los 10-20 cm de eje mayor, pudiendo alcanzar los 40 cm. Su aspecto es subredondeado, con marcas de arrancamiento, estrías y ralladuras y formas en "bala" o en "plancha", presentando una superficie muy pulida. En el extremo derecho del depósito el material sedimentario se incrusta en el substrato rocoso, del que han sido arrancados clastos que aparecen dentro de la matriz. Lateralmente se pasa a un depósito periglacial de ladera que lo fosiliza, consistente en clastos de tamaño piedra (4-64 mm) de estratificación irregular o lenticular (*Pist*, según el código de OZOUF ET AL, 1994).

#### Interpretación genética:

La presencia de clastos angulosos inmersos dentro de la matriz cerca del substrato nos hace pensar en la ausencia de transporte. Se trataría de un *till de deformación* originado por el arrancamiento del substrato en este lugar. Tal como señalan DREIMANIS (1982; 1988) o BRÚ (1984), el depósito se emplaza prácticamente in situ, ya que el glaciar no incorpora el material removido. Lateralmente adquiere otro aspecto, pues predominan los clastos con aspecto glaciar embutidos en la matriz. No ha sido depositado por un proceso de acreción, sino que se ha acumulado al abrigo de ese saliente rocoso. Se trataría de un *till de flujo por presión* (squeeze flow till), originado por la presión del peso o del movimiento del hielo glaciar (DREIMANIS, 1988, HAMBREY, 1994) que comprime el sedimento contra el substrato, depositándose al abrigo de las discontinuidades del fondo o del lateral del glaciar. De su presencia se deduce que en este punto el glaciar conservaba aún una dinámica de avance, a pesar de la baja altitud. El conjunto está fosilizado por un

depósito periglacial de ladera (*Pist*), que se corresponde tipologicamente con *derrubios estratificados* (FIGURA 4). Su presencia señala la persistencia de un ambiente frío con posterioridad a la retirada del hielo.

## 5.2. Depósitos de El Mouro.

En el sector de El Mouro, a la salida del valle, encontramos una forma morrénica (*MI*) adosada a la ladera. En el camino que comunica el fondo del valle con el sector de Colado Fondeiro podemos observar un afloramiento con las características siguientes:

### Descripción BA96B1:

Se trata de un afloramiento de unos tres metros de potencia, que se corresponde con una única unidad deposicional; un diamictón matriz-soportado macizo (*Dmm<sub>(6)</sub>*). Los clastos son de naturaleza cuarcítica y pizarrosa, no superando los 25 cm de eje mayor. Subredondeados a redondeados, presentan formas en "bala" y en "plancha", con abundantes estrías, ralladuras y marcas de arrancamiento, evidencias de su transporte subglaciar. Se encuentran inmersos en una matriz limo-arcillosa de color gris verdoso, que, frecuentemente, se alinean en imbricaciones según planos de cizalla, dispuestos a contrapendiente de la dirección del valle. Aparecen englobados en la matriz sin tocarse entre ellos, presentando en conjunto una fuerte consolidación.

Valle abajo, unos cien metros mas adelante, encontramos otro pequeño afloramiento en el lateral de la carretera que lleva a Murias, que presenta las siguientes características:

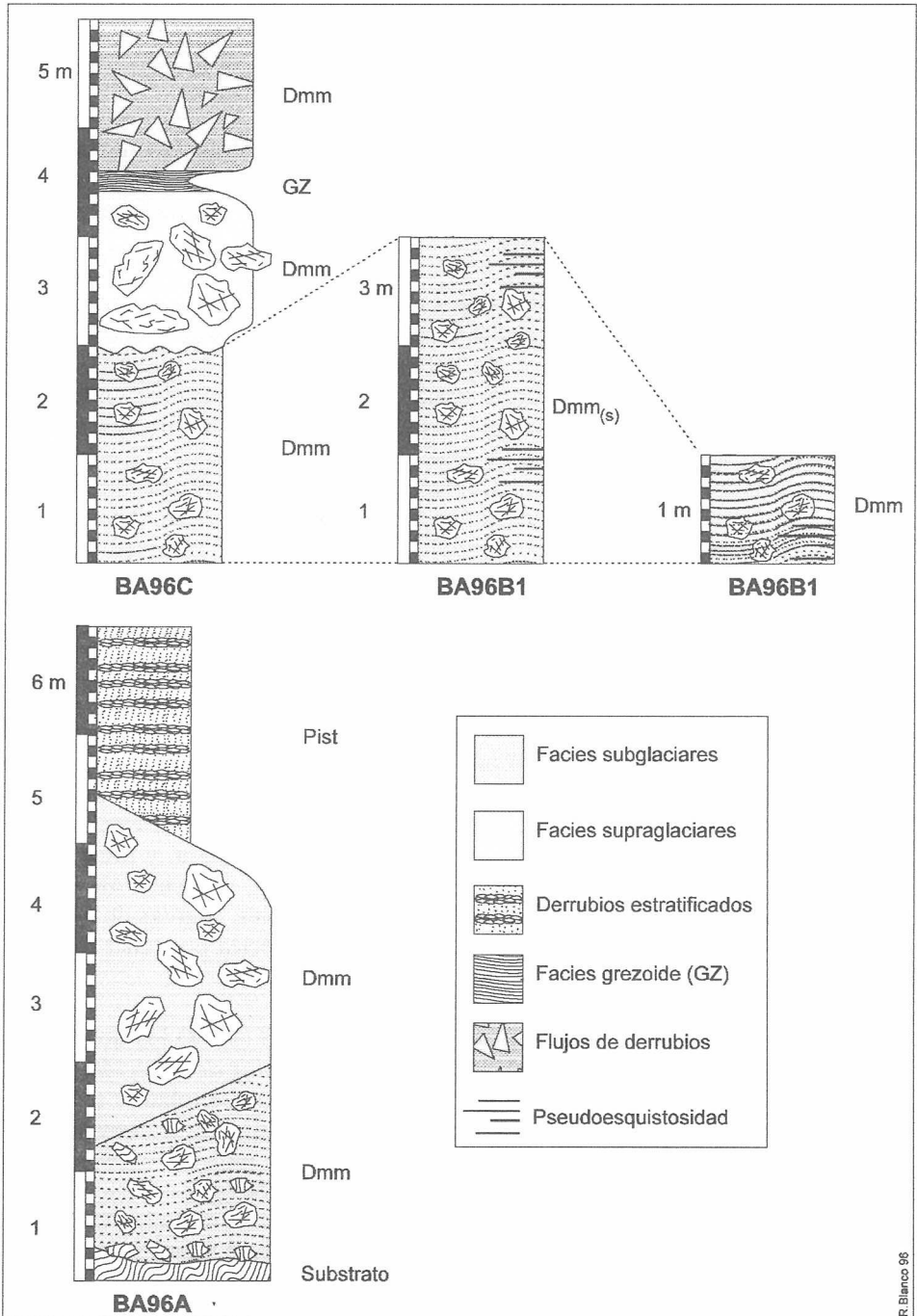
### Descripción BA96B2:

Presenta una potencia vista de un metro, que se corresponde con una única unidad deposicional, compuesta por un diamictón matriz-soportado macizo (*Dmm*). Los clastos, de naturaleza pizarrosa y areniscosa, están embutidos en una matriz limo-arcillosa de color grisáceo, muy compactada, y presentan formas subredondeadas. Su tamaño oscila entre 5-10 cm, pudiendo alcanzar los 30-40 cm de eje mayor. Aparecen con estrías, facetas, marcas de arrancamiento y formas trapezoidales. El depósito se caracteriza por tener un aspecto macizo.

### Interpretación genética:

De acuerdo con los criterios expuestos por DREIMANIS (1988) los dos sedimentos responden a las características de un *till subglaciar de acreción* (lodgement till). De su interpretación dinámica se deduce que el glaciar avanzó sobre este sector cuando se depositó. El primer till señala que el espesor del hielo superaba ampliamente los 100 m. El segundo es indicativo de que el glaciar superó claramente este lugar. Si se tiene en cuenta que en este punto el valle se estrecha, la lengua de hielo, alimentada por las tres cabeceras del valle, tuvo que comprimirse, originando una gran presión sobre las laderas del valle. La conservación del perfil en uve pudo deberse al hecho de que el hielo que ocupó su fondo actuase de colchón sobre el que se deslizaría el

Figura 4. Perfiles verticales de los distintos afloramientos estudiados.





glaciar. No es necesario pensar en corrientes subglaciares que modificaran el perfil transversal del valle, sino en un avance relativamente rápido del glaciar, que originaría la deposición de sedimentos en áreas resguardadas de los laterales, pero que al avanzar sobre el hielo glaciar no erosionaría el fondo.

### 5.3. Depósitos de la pista Balouta-Cruz da Colada.

En el entorno del área afectada por el movimiento en masa de Balouta, del que ya hemos hablado, hemos detectado la presencia de una serie de afloramientos de interpretación compleja. Se encuentran en la pista que une el pueblo de Balouta con el alto de Cruz da Colada, y son especialmente interesantes los localizados dentro de los primeros quinientos metros, que cubren un desnivel de apenas 150 metros con respecto al fondo actual del valle, a unos 1200 m de altitud. El estudiado presenta una potencia vista de 6-10 m, según los sectores, y se desarrolla lateralmente unos 30 m, pudiéndose diferenciar hasta cuatro unidades deposicionales.

Descripción *BA96C*:

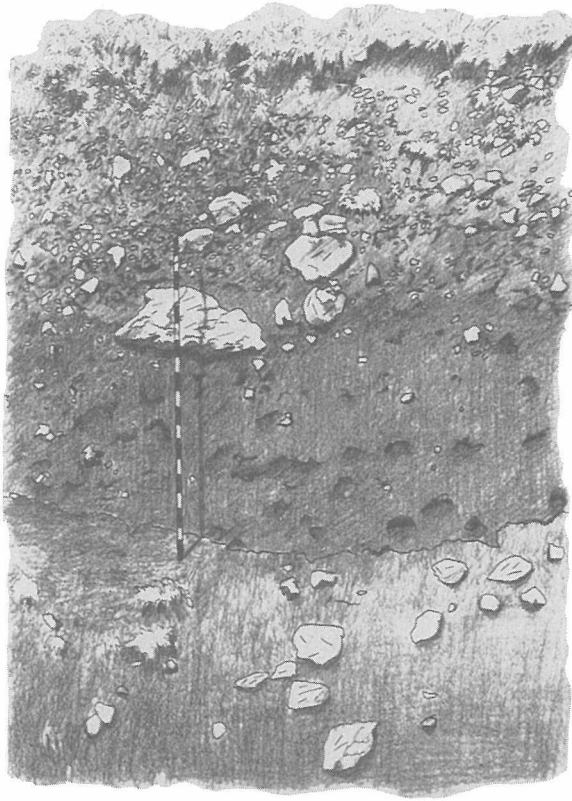
*Unidad 1*: Se trata de dos metros de un diamictón matriz-soportado macizo (*Dmm*) en el que los clastos en general oscilan entre 5-10 cm de eje mayor, aunque pueden alcanzar en algún caso los 80 cm (FIGURA 5). Presentan un aspecto facetado, con caras pulidas y frecuentemente estriadas y ralladas. La forma se ajusta al modelo de bala o plancha, con una gran frecuencia de formas trapezoidales. Mineralógicamente dominan las cuarcitas, esquistos y pizarras. Los clastos están embutidos en una matriz limo-arcillosa de color grisáceo, muy consolidada y endurecida; no se tocan entre sí, presentando un aspecto caótico, sin orientaciones preferentes.

*Unidad 2*: Aparece muy dismantelado, siendo discontinuo a lo largo del corte. Está compuesto por un diamictón matriz-soportado macizo (*Dmm*), de un metro y medio de potencia vista; los clastos cuarcíticos, esquistosos y pizarrosos, de entre 20 y 30 cm de tamaño, están embutidos en una matriz areno-limosa de color marrón grisáceo, poco consolidada; tienen formas subredondeadas o angulosas, presentando estrías y ralladuras. El contacto con la unidad inferior es gradual o continuo (FIGURA 6).

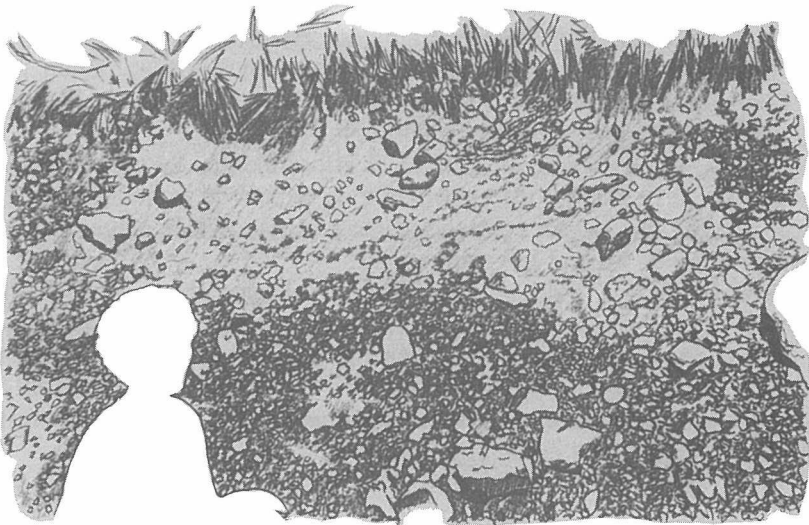
*Unidad 3*: No es continuo en todo el afloramiento. Se corresponde con unos 20-30 cm de un depósito alternante de lechos de granulometría fina y de gruesa (*GZ*), compuesto exclusivamente por material de origen pizarroso. El contacto con la unidad inferior es neto.

*Unidad 4*: Fosiliza todo el depósito. Se corresponde con un diamictón matriz-soportado macizo (*Dmm*), de hasta cuatro metros de potencia vista. Los clastos son exclusivamente pizarrosos, presentando formas angulosas y ausencia total de marcas de origen glaciar. Miden entre 20-30 cm en el eje mayor y están embutidos de manera caótica en una matriz limo-arcillosa, presentando en algunos casos una fábrica abierta (*openwork*).

*Figura 5. Aspecto del till subglaciar del depósito BA96C.*



*Figura 6. Aspecto del till supraglaciar del depósito BA96C.*



#### Interpretación genética:

La presencia de cuatro unidades nos habla de otros tantos ambientes deposicionales diferentes, relacionados con dinámicas distintas. La *unidad 1* señala la presencia de un *till de acreción* (lodgment till). La abundancia de clastos de pequeño tamaño, con formas glaciares y marcas de arrastre y arrancamiento, tales como estrías y facetados, presencia de una matriz muy endurecida así como la variedad de diferentes tipos de rocas, señala que los clastos han sido arrastrados de la parte alta del valle. Sobre él, y a través de un contacto neto, se depositó un segundo diamictón, *unidad 2*, que dada su composición petrológica, no tiene origen local. Este material se encuentra poco consolidado, presenta clastos de mayor tamaño y marcas de origen glaciar. Se trataría de un *till subglaciar de fusión* (subglacial melt-out till).

La estructura, así como la procedencia local de los clastos, indica que la unidad que se depositó sobre la anterior, la *unidad 3*, es un depósito periglaciar de ladera, de tipo *grèze litée*, propio de ambientes fríos con un relativo aporte de humedad. Las diferentes unidades en conjunto aparecen fosilizadas por la *unidad 4*, que se corresponde con un *Dmm*. El origen de los clastos es local, ya que su composición es exclusivamente pizarrosa. La estructura es caótica y los clastos aparecen embutidos en la matriz, aunque otras veces pueden presentar una estructura abierta. Se corresponden con *depósitos de flujo* (debris flow) asociados al movimiento en masa de Balouta. Este material está presente en la parte alta del afloramiento, cerca de la curva de la pista, y puede descansar bien sobre el depósito periglaciar, bien directamente sobre el material de origen glaciar.

Tendríamos, pues, en primer lugar, la presencia del glaciar que depositó un till de acreción a unos 1200 m de altitud. Esto concuerda con la presencia de depósitos a altitudes similares en otros ámbitos del valle, y señala que este momento no se corresponde con el máximo avance, sino con una fase glaciar posterior al máximo. En éste punto y en éste momento el glaciar debió tener como mínimo unos 80 m de espesor, que es el desnivel que existe respecto al fondo del valle, donde aflora la morrena de fondo. El frente no podría situarse muy lejano, quizá se hallase en el lugar señalado por la morrena *M1*.

Con posterioridad se retiraría el glaciar, depositándose el till de fusión, y persistirían las condiciones frías, representadas por la presencia del depósito de *grèze litée*, que indica unas condiciones de frío relacionadas con cierta humedad (FRANCOU, 1988; 1989; 1990; BERTRAND ET AL, 1991); se producirían numerosas alternancias de hielo/deshielo sobre vertientes bien humidificadas por agua procedente de mantos de nieve poco espesos y de escasa duración, o de la fusión de nieve en primavera y a un ritmo casi diario a lo largo del año. Implica también la presencia de un suelo helado estacional poco profundo. En resumen, condiciones frías pero fuera de los momentos más rigurosos del Pleistoceno reciente.

Posteriormente se habría producido el movimiento en masa de Balouta que evacuaría los materiales a través del plano de máxima pendiente. Su direc-

ción, en vez de ser ortogonal a la ladera sigue paralela al valle lo que parece indicar la presencia de una morrena lateral, adosada a la ladera, que habría impedido el desarrollo perpendicular a su eje, por lo que los flujos de derrubios se limitarían a fosilizar la forma anterior, sin arrastrarla. Por último hay que señalar que el área de rotura presenta una cicatriz poco marcada, muy afectada por la dinámica periglaciaria, dado que aparece fosilizada por depósitos de éste tipo. Ello es indicativo que el movimiento debió producirse poco después de la retirada del hielo, en un ambiente todavía marcado por el frío. Un hecho común en los valles afectados por glaciares y que, tras el retroceso del hielo, sufren procesos de descompresión lateral.

#### **5.4. Los depósitos de la carretera Alto da Cespedosa-Balouta.**

La carretera que une el Alto da Cespedosa con Balouta atraviesa sucesivamente las crestas morrénicas *M2* y *M3*. En este caso los perfiles que quedan al descubierto permiten observar tanto el aspecto de los clastos como la estructura de los depósitos que confirman que se trata de acumulaciones de origen glaciario.

### **6. LA EVOLUCIÓN GLACIARIA EN EL VALLE DE BALOUTA.**

De los datos morfológicos y sedimentológicos conocidos hasta este momento se deduce que el glaciar de Balouta tuvo una dinámica y un desarrollo similar al resto de aparatos glaciares pleistocenos descritos en otros sectores de la sierra. Se puede reconocer un máximo avance, representado no sólo por el depósito de Murias, sino también por el espesor del hielo en el sector central del valle, que debió estar cercano a los 200 m, dato que concuerda con los descritos para otros aparatos glaciares en sus tramos centrales. El desarrollo longitudinal se correspondería a unos 10 km desde el Miravalles al depósito de Murias, recorrido que está también dentro de las dimensiones encontradas en otros valles próximos (PÉREZ ALBERTI, ET AL., 1993).

Parece evidente que en el momento de máximo avance reconocido el glaciar tuvo la potencia suficiente para progresar sobre el valle existente, con perfil transversal en V, alcanzando la cota citada, algo baja con respecto al resto de los aparatos de Ancares. Este hecho puede deberse a la canalización de una gran masa de hielo por una garganta relativamente estrecha, lo que forzaría su avance hasta cotas tan bajas. Por otra parte el modo de progresión del glaciar pudo condicionar la no modificación del fondo en V del valle, tal como ya hemos comentado. En este contexto no es de esperar que se conserven grandes formas de acumulación frontales, hecho que por otra parte no ocurre tampoco en casi ningún valle de Ancares. La erosión post-glaciaria y la pendiente serían suficientes para hacerlas desaparecer, si es que se depositaron en algún momento. Sin embargo, los materiales glaciares inyectados por presión en áreas resguardadas de los laterales si tuvieron más facilidad para conservarse. Otros datos que denotan la progresión del glaciar

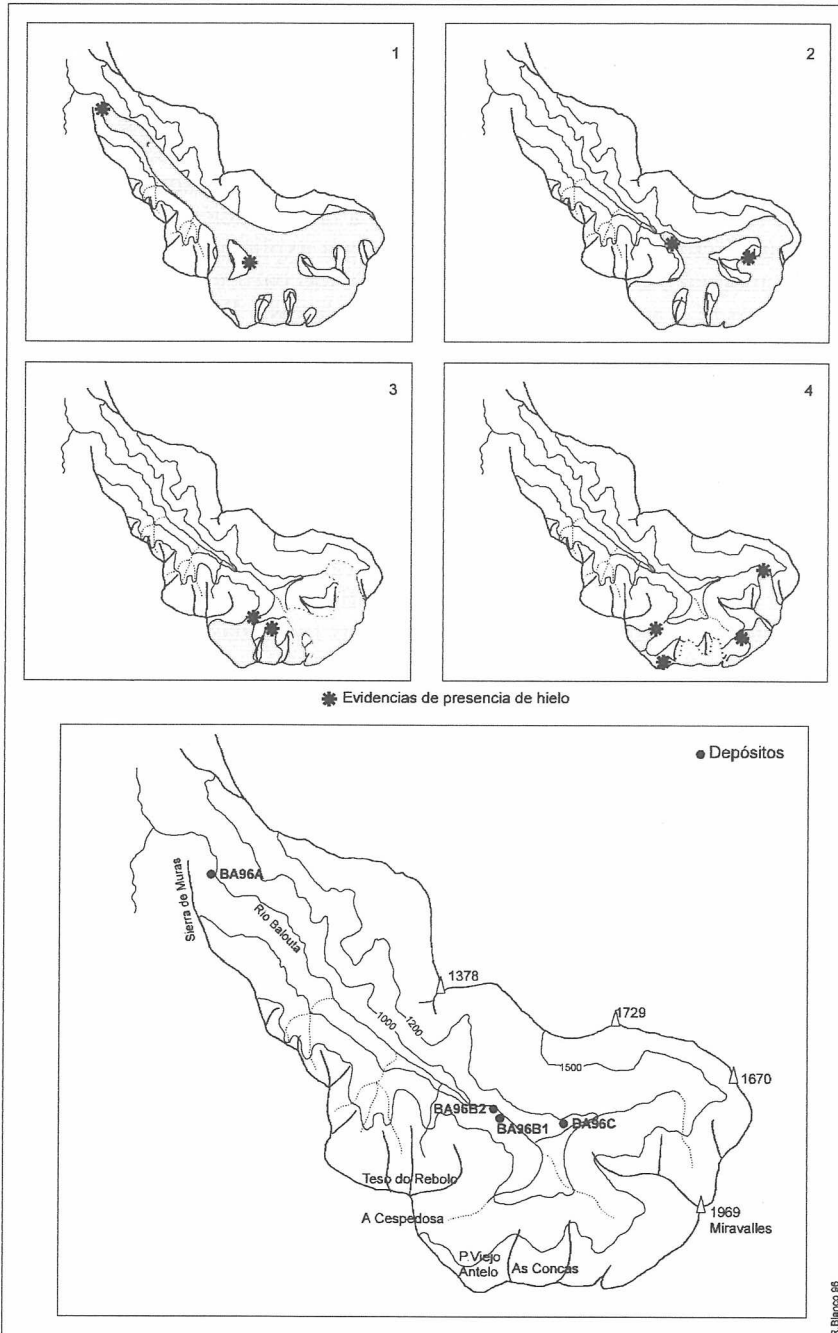
mas allá de los confines de El Mouro son la presencia de un valle colgado en este sector, que se origina en el circo de Teso do Rebolo, así como materiales fluvio-glaciares asociados a un cono fluvio-torrencial a la salida del mismo valle, correspondientes a una fase posterior al máximo.

Posteriormente el glaciar sufrió fases de retroceso y estabilización post-máximo (FIGURA 7). Las peculiares características topográficas del tramo inferior del valle justifican que las evidencias morfológicas de esta fase se encuentren muy retrasadas en el espacio, a diferencia del resto de los aparatos de la sierra. En todo caso no es incongruente con el esquema general en el que el relieve existente con anterioridad a la instalación de las lenguas de hielo es un factor más que se une al resto para explicar la dinámica glaciar. Así, este momento de estabilización post-máximo parece corresponderse con las morrenas *M1*, así como con el depósito de la pista Balouta-Cruz da Colada (perfil *BA96C*). Desde este punto el modelado glaciar es muy nítido.

Un estadio de retroceso posterior se puede reconocer en las morrenas *M2-M3*. Esta dinámica es similar a la descrita por nosotros para los valles de Piornedo y Porcarizas-Balongo (PÉREZ ALBERTI ET AL. 1992a; 1992b; 1993; RODRÍGUEZ GUITIÁN ET AL., 1995; VALCÁRCEL DÍAZ ET AL., 1995). Así, las formas que LLOPIS LLADÓ interpretó como pertenecientes al máximo avance del glaciar de Balouta se corresponden en realidad con una fase de estabilización dentro del retroceso generalizado, en consonancia con lo expuesto para otros sectores de la sierra. En este punto hay que comentar que el glaciar del Acebalón, que depositó las morrenas *M3* carece de circo en su parte superior lo que corrobora la idea de que, por lo menos en el ámbito de la sierra de Ancares, los circos no son formas que se relacionen con fases concretas del avance o retroceso de las lenguas glaciares, sino que más bien parecen formas poligénicas que responden a factores como orientación, litología o relieve preglaciar. Son formas típicamente glaciares, pero no indispensables para el desarrollo de los aparatos. Esto parece ser confirmado por la presencia de formas en distinto grado de evolución.

Por último una vez retirado el hielo en ciertos sectores se estableció una dinámica nival y periglaciar. Restos indicadores de la primera son las morrenas de nevero presentes en el área de Puerto Viejo de Antero. Su existencia se relaciona con la persistencia de neveros permanentes o semipermanentes en lugares resguardados. Por su parte la presencia de un glaciar rocoso incipiente en el circo de Meisoncía señala unas condiciones diferentes, con el desarrollo de un permafrost, lo que implica unas condiciones de frío riguroso, asociadas a una relativa sequedad que no permite la génesis de glaciares blancos. Tal como señala SERRANO (1996), la existencia de estas formas no señala necesariamente una fase diferenciada de glaciares rocosos, sino que es la respuesta del medio geomorfológico a la paulatina deglaciación. A una dinámica glaciar le sucede una periglaciar de altitud, materializada en la existencia de diferentes formas.

Figura 7. Dinámica de la deglaciación en el valle de Balouta y localización de los afloramientos estudiados.



## 7. CONCLUSIONES.

La confrontación de todos los datos expuestos con anterioridad lleva a las siguientes conclusiones:

- Se confirma la presencia de un modelado glaciar nítido en el setor de Balouta, tal como había señalado con anterioridad LLOPIS LLADÓ.
- El glaciario en el valle de Balouta tuvo una dinámica y un desarrollo similar al descrito en el resto de la Serra dos Ancares.
- El estudio de las formas y los depósitos permite hablar de un máximo avance reconocido, señalado por el depósito BA96A; una fase de estabilización post-maximo materializada en la morrena MI y en el depósito BA96C; una fase de disyunción en el tramo medio de los valles (M2), una fase de glaciares en altura (M3, ¿morrenas de nevero?), y una fase periglacial posterior o coetánea con la anterior, con la presencia de un glaciar rocoso incipiente.

## 8. BIBLIOGRAFÍA.

- BERTRAN, P. COUTARD, J. -P. FRANCOU, B. OZOUF, J -C & TEXIER, J. -P. (1992): "Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques". *Géographie physique et Quaternaire*. Vol 46, nº 1. Pp 97-112
- BRÚ B. J., (1984): "El término Till: definiciones y variedades". *Notes de Geografía Física*. Nº 10. Pp. 5-10.
- CAMPY, M. & MACAIRE, J.J. (1989): *Géologie des formations superficielles. Géodynamique-faciès-utilisation*. Masson. Paris. 433 pp.
- DIONNE, (1979): "Les champs de blocs en Jamésie, Québec Subarctique". *Géogr. phys. Quat.* Vol XXXII. Nº 2. Pp. 119-144.
- DREIMANIS, A. (1982): "Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: Progress report on activities 1977-1982 (Work Group-I), and definitions of glacial terms". In SCHLÜCHTER CH.(ED), INQUA, Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits, *Report on activities 1977-1982*. Pp. 12-31. Zurich.
- DREIMANIS, A. (1988): "Tills: Their genetic terminology and classification". In GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH C.L. (EDS.): *Genetic classification of Glacial Deposits*. Pp. 17-67. AA Balkema. Rotterdam.
- EYLES, N.; EYLES, C. & MIAL, A. D. (1983): "Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences". *Sedimentology*. Nº 30, pp 393-410.
- FRAGA VÁZQUEZ, X. (1994): "O medio ambiente na historia: Ragnar Hult. As excursións dun científico holandés en 1899 pola Galiza". *Cerna. Revista galega de ecoloxía e medio ambiente*. Nº 12-13. A.D.E.G.A. pp 40-41.
- FRANCOU, B. (1988): "Éboulis estratifiés dans les Hautes Andes Centra-

les du Pérou". *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F.,32, 1. Pp. 47-76.

- FRANCOU, B. (1989): "La stratogénèse dans les formations de pente soumises á l'action du gel. Une nouvelle conception du problème". *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*. 40. Pp. 185-199.

- FRANCOU, B. (1990): "Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains". *Permafrost and Periglacial Processes*. 1. Pp. 249-263.

- GOLDTHWAIT, R.P. (1988): "Classification of glacial morphologic features". In GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH C.L. (EDS.) *Genetic classification of Glacigenic Deposits*. Pp.267-277. AA Balkema. Rotterdam.

- HAMBREY, M. (1994): *Glacial Enviroments*. UCL Press. Londres.

- HERAIL, G. (1981): *Le Bierzo: Géomorphogénèse fini-tertiaire d'un bassin intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. CNRS. Centre de Pub, Toulouse, 456 pág., 121 fig., 14 fotos, 2 mapas f.t. Toulouse.

- KOSSEL, U. (1996): "Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance glaciar en la Sierra de Ancares (León-Lugo-Asturias)". In PÉREZ ALBERTI, A.; MARTINI, P.; CHESTWORTH, W. & MARTÍNEZ CORTIZAS, A. (EDS.): *Dinamica y evolución de medios cuaternarios*. Pp. 131-142. Santiago.

- KOTARBA, A. (1988): "Tendences of debris slope evolution in the high Tatra Mountains". *Geographica Polonica*. N° 55. Pp. 81-90.

- KUHLE, M. (1991): *Glazial geomorphologie*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. 213 pp.

- LLOPIS LLADÓ, N. (1954): "Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles". *Revista Las Ciencias*. Madrid.

- MIAL, A.D. (1977): "A reiew of the braided river depositional environment". *Earth Science Review*, 13, Pp 1-62.

- OZOUF, J.C., COUTARD, J.-P. TEXIER, J.-P & BRETRAN, P (1993): *Colloque "Processus et depots periglaciares de versant" Excursion "Grèzes Litées"*. *Commission "Les Milieux Periglaciaires" (U.G.I.)*, Groupe de travail des Procesus et environnements Periglaciares (A.I.P.), Association Francaise du Pergelisol (A.F.P.). Charentes-Perigord.

- PÉREZ ALBERTI, A. (1982): "Xeomorfoloxía", in PÉREZ ALBERTI, A. (DIR.): *Xeografía de Galicia. Tomo I: O medio*. Edit Salvora. A Coruña.

- PÉREZ ALBERTI, A. (1983): "Procesos periglaciares e glaciares no Nordeste de Galicia". *Revista Terra 3*. Sociedade Galega de Xeografía. Entregado en 1983). Santiago (1988). pp 78-86.

- PÉREZ ALBERTI, A. (1986): *A Xeografía*. Ed. Galaxia. Vigo. 274 pp.

- PÉREZ ALBERTI, A. (1991): *La Geomorfología de la Galicia Sudoriental*. Tesis doctoral (inédita). Universidade de Santiago. 185 pp.

- PÉREZ ALBERTI, A. (1993): "Xeomorfoloxía", in PÉREZ ALBERTI, A. (Dir.): *Xeografía de Galicia, Tomo III*. Edicións Gran Enciclopedia Galega. Santiago.260 pp.

- PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ GUTIÁN, M. A. y VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1992a): "Procesos glaciares en la Sierra de Ancares: Valles de Piornedo



y Suarbol (NO Ibérico)", in LÓPEZ BERMÚDEZ, F., CONESA GARCÍA, C. & ROMERO DÍAZ, M. A. (EDS.): *II Reunión Nacional de Geomorfología*. Murcia. Tomo I: pp 403-412.

- PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A. y VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1992b): "El modelado glaciar en la vertiente oriental de la Sierra de Ancares (Noroeste de la Península Ibérica)". *Papeles de Geografía*, nº 18. pp. 39-51. Universidad de Murcia.

- PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A. (1993): "Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las Sierras Septentrionales y Orientales de Galicia". In: PÉREZ ALBERTI, A., GUITIÁN RIVERA, L. & RAMIL REGO, P. (EDS.): *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. pp 61-90. Xunta de Galicia. Santiago.

- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. & VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1995): "Reconstrucción paleoambiental a partir de las formas y depósitos superficiales en el límite galaico-astur leones". In *"3ª Reunión Do Cuaternario Ibérico*. Actas. G.T.P.E.Q.-A.E.Q.U.A. Pp. 191-197. Entregado en 1993. Coimbra 1995.

- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M; VALCÁRCEL DÍAZ, M. & PÉREZ ALBERTI, A (1995): "El último ciclo glaciar en el Valle de Piornedo (Serra Dos Ancares, Lugo): Hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares". In PÉREZ ALBERTI & MARTÍNEZ CORTIZAS (EDS.): *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Pp 39-52. Diputación Provincial de Lugo. Lugo 1996.

- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M; VALCÁRCEL DIAZ, M. & PÉREZ ALBERTI, A (1995): "Primeros datos sobre la evolución espacial de los sistemas morfogenéticos durante el Pleistoceno Superior y Holoceno en el valle de la Fornela (Cordillera Cantábrica occidental)". In T. ALEIXANDRE CAMPOS & A. PÉREZ-GONZALEZ (EDS.): *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el cuaternario*. Centro de Ciencias Medioambientales. Monografías 3. C.S.I.C. Pp. 103-112. Madrid.

- REGNAULD, H. & ROJOUAN, F. (1990): "Les escarpements submergés de la Meseta Ibérique (Evolution morphologique actuelle de formes structurales sous-marines)". *Bull. Assoc. Géogr. Franç.* Paris.

- ROJOUAN, F. (1987): *Contribution à l'étude géomorphologique de la marge continentale du Nord Ouest de l'Espagne (Galice)*. Tesis 3<sup>er</sup> ciclo. Paris.

- SERRANO C., E. (1996): "Líneas de equilibrio glaciar, glaciares rocosos y paleoambiente postglaciar en la alta montaña pirenaica (Macizo de Panticosa, Pirineo Aragonés)". In PÉREZ ALBERTI, A.; MARTINI, P.; CHESTWORTH, W. & MARTINEZ CORTIZAS, A. (EDS.): *Dinamica y evolución de medios cuaternarios*. Pp. 157-170. Santiago.

- SOUTADÉ, G. (1980): *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*. Albi. 452 pp.

- SOUTADÉ, G. (1984): "Compte rendu de discussion". In: *Éboulis et envi-*

*ronnement géographique passé et actuel*. Publication du Centre de Géographie Physique. Pp 175-181.

- TRICART, J. (1967): "Le modelé des régions périglaciaires". In TRICART, J & CAILLEUX, A.: *Traité de Géomorphologie*. Tomo II. 512 pp. Ed. S.E.D.-E.S. París.

- TRICART, J. (1981): "Geomorphologie climatique". In TRICART, J.: *Précis de Geomorphologie*. Tomo 3. 313 pp. Ed. S.E.D.E.S. París.

- TRICART, J. & CAILLEUX, A. (1962): "Le modelé glaciaire et nival". In TRICART, J & CAILLEUX, A.: *Traité de Géomorphologie*. Tomo III. 508 pp. Ed. S.E.D.E.S. París.

- VALCÁRCEL DÍAZ, M. & PÉREZ ALBERTI, A (1996): "Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglacial en el valle de Moia (cuenca alta del río Navia-NW ibérico)". In PÉREZ ALBERTI, A.; MARTINI, P.; CHESTWORTH, W. & MARTINEZ CORTIZAS, A. (EDS.): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Pp. 79-90. Santiago.

- VALCÁRCEL DÍAZ, M.; RODRÍGUEZ GUTIÁN, M & PÉREZ ALBERTI, A. (1995): "Dinámica glacial pleistocena del complejo Porcarizas-Valongo(Serra Dos Ancares, Nw Ibérico)". In PÉREZ ALBERTI & MARTÍNEZ CORTIZAS (EDS.): *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Pp 53-64. Diputación Provincial de Lugo.

- WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959): "Rock glaciers in the Alaska Range". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, Pp. 383-436.

- WASHBURN, A. L. (1973): *Periglacial processes and environments*. Ed. Arnold. 320 pp.

- WHITE, S. A. (1976): "Rock glaciers and block fields. Review and new data". *Quaternary Research*. Vol. 6. N° 1. Pp. 77-97.

**RESUMEN:** El valle de Balouta ha sido estudiado con anterioridad por LLOPIS LLADÓ (1954) y por nosotros mismos (PÉREZ ALBERTI ET AL., 1993). En este último trabajo se citaba la presencia de un afloramiento de materiales de origen glacial en las cercanías del pueblo de Murias, a unos 780 m de altitud, después de atravesar un sector del valle muy encajado de unos 6 km de longitud. Estos depósitos señalan el máximo avance reconocido del glaciar de Balouta y superan ampliamente la dimensión del glaciarismo descrito por LLOPIS LLADÓ en su momento. Este autor basó sus hipótesis restrictivas en las formas nítidas de acumulación presentes en el valle de Malevo. El descubrimiento de nuevos afloramientos, así como el avance en el conocimiento sobre el glaciarismo pleistoceno en el NW peninsular, nos permite completar la visión dada por el citado autor.

En el presente trabajo se presenta una cartografía de las formas y depósitos del valle de Balouta y se reconstruye la dinámica del aparato glacial a partir de los datos geomorfológicos, al tiempo que se aportan algunas referencias metodológicas en un intento de conceptualizar mejor los problemas referentes al glaciarismo y periglaciarismo ibérico.

**PALABRAS CLAVE:** Glaciarismo, periglaciarismo, morrena, till, Serra dos Ancares, NW de la Península Ibérica.

**SUMMARY:** The Balouta valley has been studied in previous works by LLOPIS LLADÓ (1954) and PÉREZ ALBERTI ET AL., (1993). The latter mention the presence of glacial materials near Murias village, at 780 m of altitude, marking the Pleistocene glacial maximum in the valley. The occurrence of new deposits and the progress in the knowledge of Pleistocene glaciarism in northwestern Iberian Peninsula, allows to extend the vision of the former author, that studied the area.

In this paper we had mapped the forms and deposits in Balouta valley, reconstructing the glacier dynamics based on geomorphological data. We also appoint some methodological aspects, looking for a better conceptualization of problems regarding to Iberian glaciarism and periglacialism.

**KEY WORDS:** Glaciarism, periglacialism, moraine, till, Ancares Range, Northwestern Iberian Peninsula.