

MANUEL FROCHOSO SANCHEZ

EL MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA Y SUS GLACIARES

Este trabajo es resumen de otro más amplio (Memoria de Licenciatura) donde se trataba de relacionar una serie de elementos organizadores del paisaje y medio físico en la región de los Picos de Europa. Por una parte, la vigorosa red hidrográfica, en la cual juegan un papel muy importante las impresionantes gargantas, relacionadas con la tectónica y la karstificación. Por otra, y en relación con los anteriores elementos, la importancia morfológica de las glaciaciones cuaternarias, según se desprende de la lectura de los estudios publicados sobre el tema, principalmente del desarrollo por Hugo Obermaier en 1914.

Este último factor ha constituido el objeto de este artículo, pretendiendo ofrecer una revisión de lo ya existente, además de algunos datos inéditos en torno a los glaciares de los Picos de Europa

1.- LOCALIZACION

Las montañas de los Picos de Europa participan de tres ámbitos provinciales diferentes. Así, abarcan el Nordeste de la provincia leonesa (Valdeón y Sajambre), el Sudeste de Asturias (Onís y Cabrales) y parte del Oeste de la provincia de Santander (Liébana).

De esta forma, los Picos de Europa se hallan situados entre las Sierras Costeras

de Cuera y Suevo y la Cordillera Cantábrica, separados de ellas por una serie de de presiones. Estas se alinean en dos franjas diferentes: Por el Norte, la cicatriz tectónica que se ha denominado por lo general Surco Prelitoral; se trata de una prolongación por el Este de la gran cuenca sedimentaria de Oviedo. La continuidad es posible gracias a una serie de cuencas en las que se encuentra la cobertera plegada o basculada; así, el sinclinal de Cangas de Onís, la fosa del país de Con, Cabrales y la cuen ca tectónica de Panes, forman este rosario de cuencas. Según opinión de Llopis este accidente forma parte de una megaforma desarrollada a escala continental, que se pro longa tanto hacia el Este, hasta las cercanías de Vizcaya, como hacia el Oeste hasta la cuenca de Oviedo (1). Estas depresiones han sido aprovechadas por el cauce actual de los ríos y, así, podemos apreciar cómo el río Cares la utiliza desde su entrada en la región de Cabrales hasta que enlaza con el río Deva en la depresión de Panes.

Al Sur de las depresiones comprendidas entre Cangas de Onís y Panes se encuentra la gran barrera de "caliza de montaña" que compone los Picos de Europa. Dentro de este conjunto existen dos zonas perfectamente definidas; por un lado el "bloque sep trional", que es una plataforma elevada entre 800 y 1.400 m. en el que se encuentran las plataformas de Peñamellera y de Enol. Por el contrario, el "bloque meridio nal" es un conjunto de altos ríscos y grandes cumbres, entre las que destaca Torre - Cerredo (2.648 m.), culminación de las montañas cantábricas.

El límite Sur del compartimento anterior lo constituye una impresionante falla o blicua que pone en contacto a los Picos, es decir, la "Peña" como llaman en el lugar - a toda la alta montaña kárstica, con una serie de cuencas o depresiones que son las cuencas de recepción de los ríos que atraviesan los Picos de Europa. También este ma cizo elevado separa dos unidades morfológicas muy importantes: la cuenca sedimentaria de Santander al Este, y la Cuenca Carbonífera de Oviedo, al Oeste.

Las Cuencas Interiores, en contacto con la "Peña", están labradas en los esquitos westfalienses. Su altitud media es variable y su origen es tectónico, aunque se en cuentran ampliamente vaciadas por la erosión torrencial fundamentalmente. Estas cuen cas son: Valdeón, Liébana y Sajambre.

Por último, más hacia el Sur aparece la divisoria Cantábrica con cumbres de más de 2.000 m. Constituye la divisoria de aguas entre ríos cantábricos y castellano-leoneses.

2.- CARACTERISTICAS GEOLOGICAS

Los Picos de Europa deben sus especiales características topográficas y morfológicas a su estructura geológica, en gran medida. Estamos en una región en que los fuertes contrastes son la nota característica, y esos fuertes contrastes se reflejan litológicamente a causa de la estructura. Con ello queremos decir que los Picos de Europa, compuestos por calizas grises o de montaña, de edad dinantiense, contrastan litológica y morfológicamente con los esquistos de edad westfaliense que componen las Cuencas Intramontañosas, debido al carácter peculiar de la estructura imbricada que los pone en contacto. Estos esquistos se encuentran en una profunda depresión originada por una rotura de la corteza terrestre. Esta fractura tiene una gran importancia aunque su espectacularidad se ve disminuída por afectar enteramente al Paleozoico. Se trata de una falla inversa que dará lugar a un gran problema geológico: el de los mantos de cabalgamiento.

En el caso de los Picos de Europa no parece existir un manto de cabalgamiento, o varios, en sentido estricto, sino que las fallas inversas están muy verticalizadas y dan lugar a escamas que localmente se montan por encima de los esquistos, pero no avanzan por encima de ellos grandes espacios.

El movimiento Herciniano aportará a la zona estudiada unos terrenos vigorosamente plegados en los que los pliegues se orientan generalmente de Oeste a Este, volcados suavemente hacia el Norte, lo que hace que la inclinación general del bloque se oriente hacia el Norte también. Hacia el Oeste, estos pliegues se incurvan bruscamente adquiriendo una dirección Norte-Sur. A este cambio brusco de dirección se le conoce como la "rodilla astúrica".

El espesor de la masa caliza que forma los Picos de Europa se debe en buena parte a causas tectónicas, puesto que los pliegues se amontonan duplicando el espesor original. Así, el macizo de los Picos de Europa está integrado por un apilamiento de escamas de calizas carboníferas separadas entre sí por franjas de materiales más plásticos, generalmente los pertenecientes al nivel de caliza griotte Viseense, el cual constituye la base estratigráfica del conjunto.

El plegamiento hercínico afectó profundamente a las capas sedimentarias paleozoicas, pero la acción erosiva de las aguas convirtió a la zona en una penillanura. Al co

menzar los tiempos mesozoicos, la Cordillera Cántabro-Astúrica era una penillanura, prolongación de las restantes montañas hercínicas de Europa; en estas condiciones comenzó la sedimentación triásica (2). Como señala Martínez Alvarez en su cartografía, (3) estos materiales permotriásicos, pizarrosos y volcánicos, aparecen en las cercanías de los pueblos de Sotres y Tresviso en el macizo Oriental y en las cercanías de Pandébano, en el macizo Central de los Picos de Europa. El afloramiento de estos materiales está íntimamente relacionado con una gran fractura, señalada por Martínez Alvarez como un cabalgamiento instalado sobre los puntos citados -Sotres, Pandébano- prolongándose por Bulnes, Amuesa, e internándose incluso en el macizo Occidental.

Las opiniones con respecto a la influencia del movimiento alpino varían según los autores. Según Llopis (4) durante el Mesozoico se cratonizaron profundamente los materiales paleozoicos. Esto supone que durante la orogénesis alpina estos materiales no pudieron deformarse para dar estructuras de plegamiento. La evolución habría sido pues de la siguiente forma: al comenzar los movimientos pirenaicos, el macizo astúrico sufrió un abombamiento de Oeste a Este y de Norte a Sur, formándose un meganticlinal que separaría dos zonas deprimidas, megasinclinales, esbozo de las actuales cuencas cantábrica y leonesa. Los esfuerzos tectónicos acentuarían la deformación hasta rebasar la máxima elasticidad de los materiales, produciéndose unas roturas longitudinales Este-Oeste que dividirían al país astur en una serie de compartimentos. Con todo ello, no es posible hablar de rejuego o repliegue de los accidentes hercinianos, cuyo estilo difiere fundamentalmente de las formas generadas durante la tectogénesis alpídica. Así, el país astur tiene el carácter estructural propio de las "montañas en bloques", es decir, germanotípico.

La opinión de G. Bertrand es sensiblemente diferente en algunos aspectos, pues para él las montañas cantábricas centrales corresponden a un sector del macizo herciniano - que ha permanecido relativamente flexible por el hecho de la ausencia de masas graníticas (5). Por ello cree que los grandes mantos cabalgantes y las escamas han debido funcionar hacia el fin del Terciario, puesto que las capas primarias cabalgan en varios sitios la cobertera premiocena. A pesar de todo, los grandes macizos como son los Picos de Europa o la Sierra de Cuera, corresponden a unos horst más o menos complejos, y las grandes cuencas son todas cuencas de hundimiento donde se conservan unos depósitos más recientes plegados sinclinorialmente (Cangas de Onís, Liébana, ...).

3.- LA MORFOLOGIA GLACIAR EN EL MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA

La topografía que ha recibido los hielos cuaternarios en este Macizo, parece ser que ya tenía una disposición adecuada para desarrollar lenguas glaciares; al menos existían líneas de cumbres. Entre ellas se instalan los hielos y en las zonas donde están más comprimidos se facilitaría un importante desalojo de materiales por medio de la incrustación de bloques y su movimiento en la base del glaciar. Se crearían así las cubetas de sobreexcavación glaciar que posteriormente se transformarían en dolinas: los jous. Siempre se crearía esta organización en función de líneas de debilidad NO.-SE., S-N. y NE-SO.

El Macizo ha estado cubierto, en su parte alta, por una potente capa de hielo, acumulada en la base de numerosos circos y depresiones glaciares, que lanzaba lenguas - en diferentes direcciones y con diferente intensidad.

A) El Alto Deva

En el conjunto meridional del Macizo, entre ollado Remoña, al Oeste, y el Bu-trón, al Este, se han desarrollado una serie de grandes circos, tres según Obermaier (6), que atañen a varias de las cumbres más altas de los Picos de Europa. La Vega de Liordes es uno de los fondos de circo, a partir del cual salían hielos por la canal del Embudo. Otro de los circos estaría formado por la Torre de Hoyo Oscuro (2.417 m.), siendo el fondo del circo el jou Oscuro, del cual saldría una masa de hielos que se uniría a la procedente de Torre Madejuno (2.513 m.), Torre Blanca (2.617 m.), Torre del Llambrión (2.642 m.), los Urrieles (2.570 m.). Ambos confluirían en el jou Lloroza. Superando este jou, caerían en cascada, durante las épocas de máximo aporte, sobre Fuente Dé, donde se uniría también el hielo procedente de la Vega de Liordes. En épocas de menor aporte de hielos, o durante el finiglaciar, el hielo utilizaría la Canal de la Henduda para llegar a Fuente Dé. La caída de hielos en este lugar es impresionante, puesto que es de 800 m. Desde Fuente Dé saldría una única lengua, que cambiaría su dirección Sur al chocar con las laderas de la actual divisoria de aguas entre ríos cantábricos y afluentes del Duero. Esta lengua seguiría el valle del actual alto Deva, hacia el Este, hasta el pequeño pueblo de Pido (900 m.) donde se encuentra en la actualidad un complejo morrénico muy bien conservado.

Según Obermaier, el glaciar Lloroza no vertería todos sus hielos hacia el circo de Fuente Dé, sino que estos hielos con dirección Sur chocarían con el monte Butrón y se verían obligados a flanquear, contorneando el lado Sur y Este de Peña Vieja. Todo ello no parece muy probable, puesto que el hielo, de por sí, llevaba una dirección Sur que no cambiaría a no ser que hubiese algún factor que forzase a ello; este factor según Obermaier sería el monte Butrón, pero este monte no supone ningún obstáculo y los hielos pueden pasar perfectamente por encima de él, a la vez que al glaciar le supondría menos trabajo que sobrepasar la línea compuesta por la Horcadina de Covarrobres y la Colladina, que tienen una altura media más elevada que el monte Butrón.

En la Canal del Embudo, donde se ha instalado el camino conocido como los Tornos de Liordes, los hielos se labraron un lecho, ya sea aprovechando una línea de debilidad, un antiguo vallejo o aprovechando ambos a la vez. La masa de hielos labra un cauce en las calizas, en forma de U. Según Obermaier este glaciar resultaba en los primeros tiempos un "glaciar cascada" típico que en el transcurso de los tiempos erosionó las vertientes del Pico Remoña labrándose un inmenso lecho hoy conocido con el nombre de Canal de Liordes. Está perfectamente pulimentado, presentando "la forma de un semicilindro y la margen derecha de su fondo ha sido con posterioridad surcada fuertemente por las aguas de deshielo y las lluvias produciendo una garganta. Puede ser representado como un tipo morfológico del lecho en cañada de un glaciar cuaternario" (7). Este hecho es muy importante puesto que la evolución que se ha descrito -valle glaciar semicilíndrico encajado en calizas, sobre el cual se encaja a su vez un río con las aguas provenientes del deshielo glaciar- ha sido tomada como un esquema o modelo sobre el cual se ha insistido con respecto a la génesis de las gargantas de los Picos de Europa.

El curso de este glaciar está perfectamente marcado después del gran salto de 800 m., una vez ya en los esquistos de la cuenca de la Liébana, puesto que desde las laderas de Peña Remoña sale una morrena lateral que se empotra contra las laderas de la divisoria y se puede continuar hasta el pueblo de Pido donde se transforma en morrena terminal. Delante de ella parecen distinguirse restos de otra morrena terminal más antigua.

Una segunda morrena lateral es fácilmente observable en el interior del recinto que

circunscriben las morrenas ya descritas. De ella salen tres diferentes morrenas terminales correspondientes cada una a un estadio distinto de la evolución glaciaria. Por último, al pie del inmenso murallón por el cual descendían los glaciares, muy cercano a Fuente Dé, se encuentra una última morrena que cierra este anfiteatro (Fig. 1).

De este conjunto de morrenas Obermaier describe sólo dos, la de Pido y la de Fuente Dé. Piensa que el valle del Deva fue rellenándose en diversas épocas glaciares, mientras que en las interglaciares sucesivas los ríos labraban su lecho en los terrenos anteriores; por ello supone que en el actual valle del Deva están sepultados varios niveles periglaciares y glaciares. Siguiendo la misma opinión los ríos Remoña y Deva, cavan en este momento, su lecho del último glaciar.

Nosotros no hemos encontrado ninguna prueba geomorfológica que haga pensar en varias glaciaciones, y los argumentos dados por Obermaier para este glaciar, en cuanto a diversos niveles glaciares, no son más que una especulación. Los diferentes frentes morrénicos se deben a diversos estadios de retroceso del glaciar Deva o a diferentes pulsaciones dentro de la misma glaciación. La morrena de Fuente Dé representa el último momento de retroceso del glaciar, quedando posteriormente el hielo estancado en los diversos jous o en las vegas. Así, es fácilmente observable en el jou Lloroza, en la zona conocida como "los Pozos", una serie de morrenas que corresponden a las últimas fases de la duración de los hielos en los Picos de Europa.

B) El Alto Duje

El macizo formado por Peña Vieja en su cara oriental puede subdividirse en tres circos de origen glaciario: el Meridional, en parte formado por la Canal del Vidrio; el Central situado entre dos importantes espolones y que queda colgado a unos 300 m. de la base; por último el septentrional que es el comprendido entre la cima de Peña Vieja propiamente dicha y la de Peña Olvidada (2.413 m.). Esta división es la utilizada por Obermaier, aunque F. Hernández Pacheco (8), sólo considera dos cuencas glaciares en Peña Vieja, buscando una tercera en el glaciar que ocupó la depresión de las Salgaradas, en los Puertos de Aliva. De hecho son dos glaciares distintos. Para ambos autores, el glaciar que ocupó la depresión de las Salgaradas procedía del jou Lloroza; es decir, para Obermaier procedía del circo formado por el Pico Madejuno y la Torre del Llambrión, mientras que para Hernández Pacheco procedía del Pico Remoña. Esta opción parece no ser posible, puesto que los hielos procedentes de las laderas septentrionales

de Remoña, van a parar a la Vega de Liordes y de allí a Fuente Dé. En cuanto a la opción de Obermaier, es posible que en el momento del Máximo parte de los hielos del glaciar Lloroza, pasasen a engrosar los que rellenaban la depresión de las Salgarcas, pero, desde luego, no están muy claras las hipótesis de Obermaier en cuanto a que el glaciar Duje "no hubiera tenido desarrollo de gran importancia por ser reducido su campo de nevé, al no haber recibido el refuerzo considerable y principal del glaciar Lloroza" (8). Pero también según este autor el límite de las nieves eternas estaría entre los 1.400 y 1.500 m. de altitud; por tanto es muy fácil que se acumulen hielos hasta los 2.600 m. de las cumbres, además de no ser el campo de nevé reducido, puesto que principalmente el circo septentrional puede realizar un gran acúmulo de hielos, al desarrollarse en una extensa superficie que es la comprendida entre las cumbres de Tiro Navarro (2.601 m.) y la Peña Vieja; además existen unas zonas amplias con la suficiente altura para la conservación de los hielos -Puertos de Aliva-,

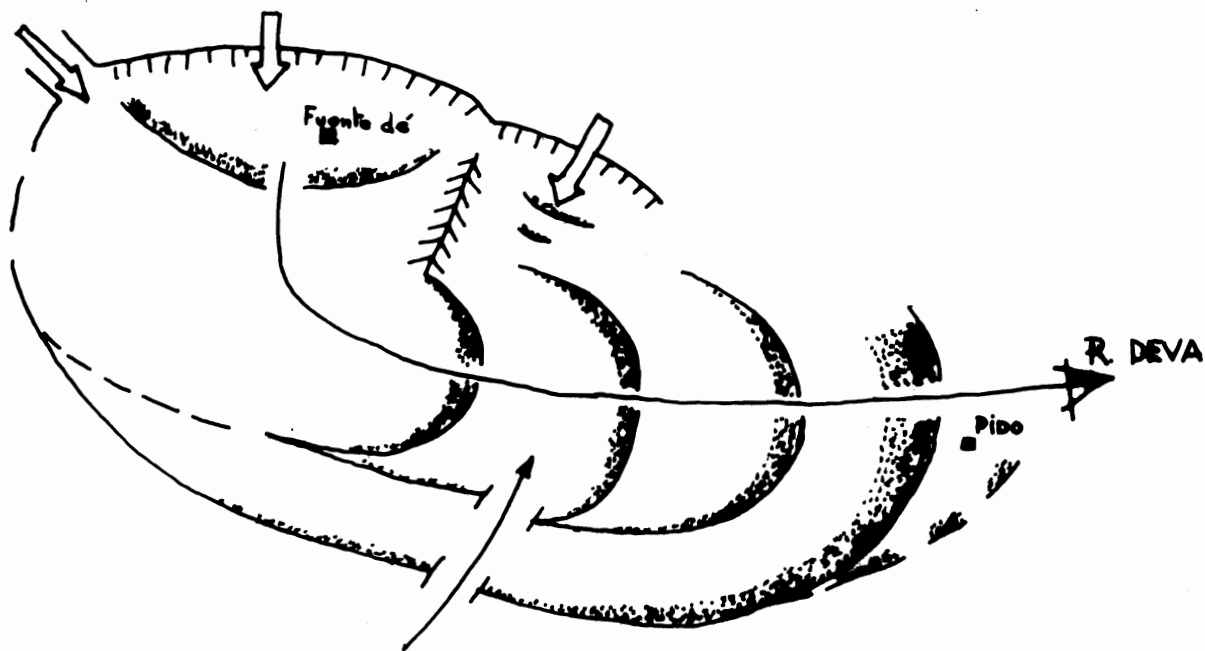


Fig. 1.- Croquis del sistema morrénico del glaciar Deva.

sin fuertes rupturas de pendiente y por tanto se pueden desarrollar las lenguas glaciares.

Actualmente sí es observable claramente el desarrollo de un glaciar en las Salgaradas, cuyo campo de alimentación estaría compuesto por las laderas meridionales de Peña Olvidada (2.413 m.) y los cuetos de Juan Toribio (1.890 m.), debido a que se conserva una serie de arcos morrénicos. El principal de todos ellos arranca de los Cuetos de Juan Toribio, cerrándose hacia el Cueto Redondo. Esta morrena no choca con las laderas de las cumbres de Avenas que se encuentran al Este de la depresión, en la dirección que sigue el glaciar. Pero este arco tiene adosada en todas las direcciones una serie de lóbulos. Ello implica que este complejo se ha desarrollado en época de relativa estabilidad glacial. A partir de estos lóbulos se desarrollan otros - más pequeños, siendo los más amplios, a la vez que los más atacados, los que se encuentran a la salida del río Nevandi o arroyo de las Salgaradas. Todos estos lóbulos se desarrollan entre 1.450 y 1.500 m. de altitud. (Fig. 2).

Del estado actual de las morrenas y de los lóbulos del glaciar de las Salgaradas podemos concluir que, de haber habido un glaciar más potente que el que dejó estos depósitos, es decir, uno como el descrito por Obermaier como glaciar Lloroza, el desarrollado hacia el Sur, por el actual curso del río Nevandi, hubiese sido mucho mayor, debido a que el hielo habría aprovechado el cauce de este río, a no ser que el valle se haya creado en función de las aguas frías provenientes de la fusión de los glaciares.

En el interior del recinto que cierra la morrena terminal del glaciar de las Salgaradas se observan actualmente unas morrenas de escombros; es como si el glaciar, en sus últimas etapas, cuando ya retrocedía, fuese un "glaciar negro" y por ello dejase esas superficies alomadas de derrubios. Por último, este glaciar ha dejado adosadas a las laderas de los Cuetos de Juan Toribio unas pequeñas morrenas correspondientes a la última fase del retroceso glacial.

La cuenca de recepción del glaciar Duje tiene un límite Norte constituido por la Sierra de Juan de la Cuadra y un límite Sur que son los Cuetos de Juan Toribio. Salía el glaciar con dirección Este, para cambiar rápidamente a dirección Norte, seguramente en función de una topografía preglacial. Este enmarcamiento está perfectamente delimitado por una morrena lateral, que se desarrolla a partir de los Cuetos de Juan Toribio; es conocida en la región con el nombre de la Lomba. El glaciar ha vaciado amplia

mente una masa de gonfolita (9) de la que actualmente quedan restos en la ladera Este de los Cuetos de Juan Toribio, es decir, entre las cumbres y el refugio de Aliva de la D.G.T.. Es difícil saber cuál sería la extensión que ocuparía esta gonfolita, pero por su inclinación parece que vendría directamente de la Sierra de Juan de la Cuadra, lo cual indicaría que el vaciamiento glaciario habría sido muy importante en esta cuenca de recepción glaciario.

Toda esta masa glaciario avanzaría por el actual curso del Duje, encontrando entre 1.440 m. y 1.290 m una serie de morrenas que se pueden considerar terminales. Hemos podido distinguir cuatro estadios del glaciario entre estos puntos, siendo los más avanzados de todos ellos los situados a 1.360 y 1.290 m.

Si seguimos el curso del río Duje, después de estas morrenas encontramos un valle encajado varios metros. Es de las pocas rupturas de pendiente que existen en el cauce del río Duje, hasta las Invernales de Cabao. Sorprendentemente este encajamiento del río se produce en una masa de gonfolita que arranca de la vertiente de la Tabla de Lechugales y el Pico Cortés, descendiendo por el canalón del Vierro, para empotrarse materialmente en la otra vertiente del río Duje, contra las laderas del Escamellao. Así, este valle, en algún momento, ha estado cerrado, teniendo el río Duje, posteriormente, que encajarse en estas gonfolitas para buscar su salida. Obermaier piensa que la masa de gonfolita fue rebasada especialmente por su lado izquierdo, que era el más profundo. "La transgresión de este estrecho por el glaciario Duje está confirmada por la presencia de rocas pulimentadas sobre la margen izquierda y por bloques de gonfolita de arista aguda, que se hallan en estado errático. Este lugar ha sido bastante transformado desde la época Cuaternaria por la acción de los torrentes" (10). Nosotros no hemos encontrado estas rocas pulimentadas por los glaciares, y los bloques erráticos que define pueden ser bloques caídos de la misma masa de gonfolita al ser erosionada por el río Duje.

Después de esta ruptura de pendiente, aguas abajo del río Duje, entramos de lleno en una perfecta artesa glaciario, que se conoce con el nombre de las Vegas de Sotres. Esta artesa sería el producto de un glaciario que descendería por el valle de las Moñetas. No existen vestigios de que el glaciario del alto Duje continuara en la dirección del valle más allá de las morrenas descritas.

El glaciario de las Moñetas tiene un amplio circo en su cabecera. Estará compuesto por las cumbres que hay entre Tiro Navarro (2.601 m.) hasta las Moñetas (2.554) y -

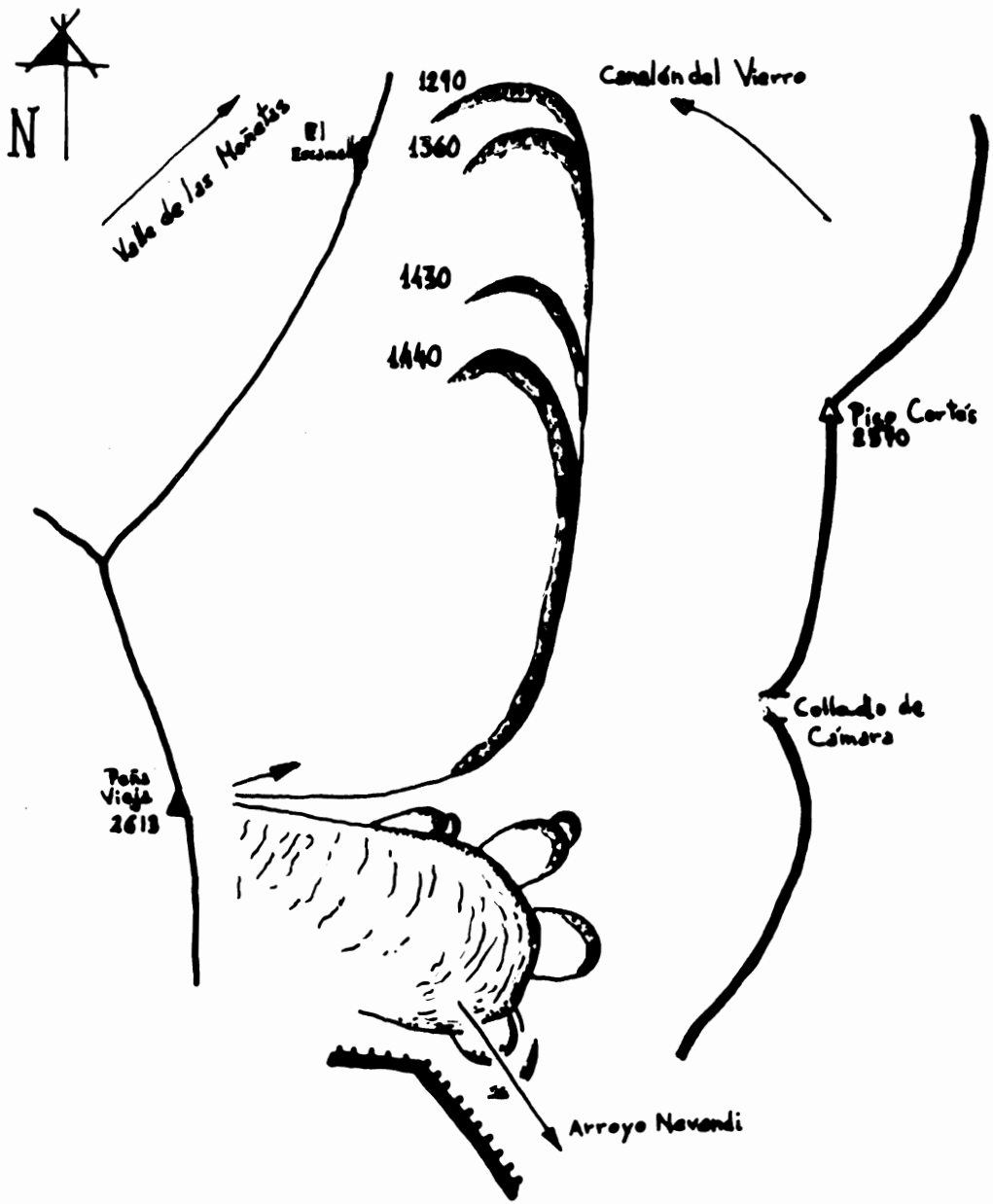


Fig. 2.- Croquis del sistema morrénico del glaciar Duje, hacia el Norte, y del glaciar de las Salgaradas, hacia el Este.

Peña Castil (2.444 m.). A partir de estas cumbres avanzaría el glaciar hasta unirse con el actual curso del Duje en las Vegas de Sotres, a 1.050 m. de altitud. Este -- Valle de las Moñetas actualmente está relleno por gonfolitas, las cuales recubren -- todo el cauce glaciar, quedando éstas en resalte en algunos puntos como en las Invernales de las Vegas de Sotres. A partir de la Artesa, el valle continúa con una morfología glaciar bastante clara hasta las Invernales de Cabao, donde el río se encaja, comenzando a partir de ese punto la hoz del Duje.

El lugar donde termina el glaciar ha sido establecido en función de un cambio morfológico; es decir, del cauce suave, abierto, con rocas aborregadas en algunos puntos, se pasa a la hoz encajada, pero no aparece una morrena terminal claramente definida, siendo muy difícil precisar por qué no se conserva. El hecho morfológico más reseñable de este tramo --Vegas de Sotres, Invernales de Cabao-- es la aparición de masas de gonfolita que, o bien tapizan laderas, o bien son conos de deyección que -- han sido gonfolitizados y que quedan colgados, varios metros por encima del cauce actual del río. Esto nos lleva a pensar que, o bien las masas de gonfolita se han creado en el momento en que existían los glaciares y se han apoyado directamente sobre -- los hielos, de modo que al retirarse quedarían estas masas colgadas por encima del thalweg; o bien estas masas existían antes de la época glaciar y han sido cortadas y expulsadas del fondo del valle, quedando colgadas, a la altura que llevarían los hielos. Esto último es lo que piensa Obermaier.

Es también factible que el escarpe que suelen presentar las gonfolitas no esté relacionado con los glaciares. Las gonfolitas postglaciares, pues algunas rellenan superficies por las cuales pasaron los glaciares, también presentan un escarpe, dando una morfología en que la actual superficie es muy compacta, mientras que en el escarpe se forman cuevas de poco desarrollo, siendo más que cuevas, oquedades. De esta forma encontramos que la ladera es completamente continuada y compacta, mientras -- que al acabar la gonfolita esta superficie queda como una placa que sobresale del escarpe de la gonfolita. Esto puede ser debido a que se gonfolitice con más intensidad la superficie que el interior, y en momentos en que los ríos tienen gran capacidad erosiva --deshielo glaciar-- desmantelan los materiales que no estén muy compactos, dejando esa morfología en resalte del borde inferior de las gonfolitas.

C) Glaciares de Bulnes-Amuesa

Según los estudios de Obermaier, el único glaciar de importancia del margen No-

roeste del Macizo Central de los Picos de Europa era el de Bulnes. El origen de este glaciar está en las cumbres que rodean al Naranjo de Bulnes. Los hielos descendían por el jou Lluengo y la Canal de Balcosín, todo ello en clara dirección Norte, recibiendo un glaciar afluente importante por el Oeste, procedente del Pico Albo - (2.442 m.) y el Neverón del Albo (2.430 m.) y la Canal de Camburero, llegando al lugar donde hoy se alza la villa de Bulnes (650 m.).

Los estudios de Obermaier también describen que este glaciar recibía, al pie del pueblo de Bulnes, otro grande que se formaba al Oeste del Pico Albo y al Norte de Torre Cerrredo, pasaba por el Norte del jou de los Coches, siguiendo enseguida por la canal de Amuesa para reunirse con el de Bulnes. Continuarían su cauce por la Riega del Tejo, encajándose en una masa caliza, pero dejando el valle en U típico glaciar, cuyo lecho "tiene en la actualidad su margen derecho profundamente asurcado -25 m.- corriendo por ella las aguas del Bulnes". Recordemos que éste era el mismo proceso explicativo de la Canal de Liordes, al Sur del Macizo.

En el lugar en que las aguas del Bulnes se unen con las del Cares existe un ensanchamiento del valle, ya que aguas arriba ambos valles son unos impresionantes cañones. Este ensanchamiento fue interpretado por Obermaier como producto de un glaciar, continuando esta morfología glaciar hasta que se unen las aguas del río - Duje y las del Cares. También observa en este lugar, Puente Poncebos (220 m.), una morrena de poca elevación en la margen derecha del río, "restos de la morrena terminal cuya mayor parte ha debido ser destruida y arrastrada por la violencia del torrente", y describe restos de dos morrenas muy considerables, una en la villa de Bulnes, "descansando sobre un antiguo lecho glaciar" que correspondería a la rama glaciar del Naranjo, y otra en la salida de la Canal de Amuesa, perteneciente a la rama Oeste, consideradas ambas como morrenas de retroceso.

En el año 1959 Hernández Pacheco reproduce la cartografía de Obermaier, aunque introduce algunos cambios: Señala una lengua procedente del río Cares que confluiría con la procedente de Bulnes, señalando un depósito morrénico en la confluencia citada. Así, el glaciar de Bulnes alcanzaría una cota extremadamente baja, 220 m.. Analizaremos estos datos.

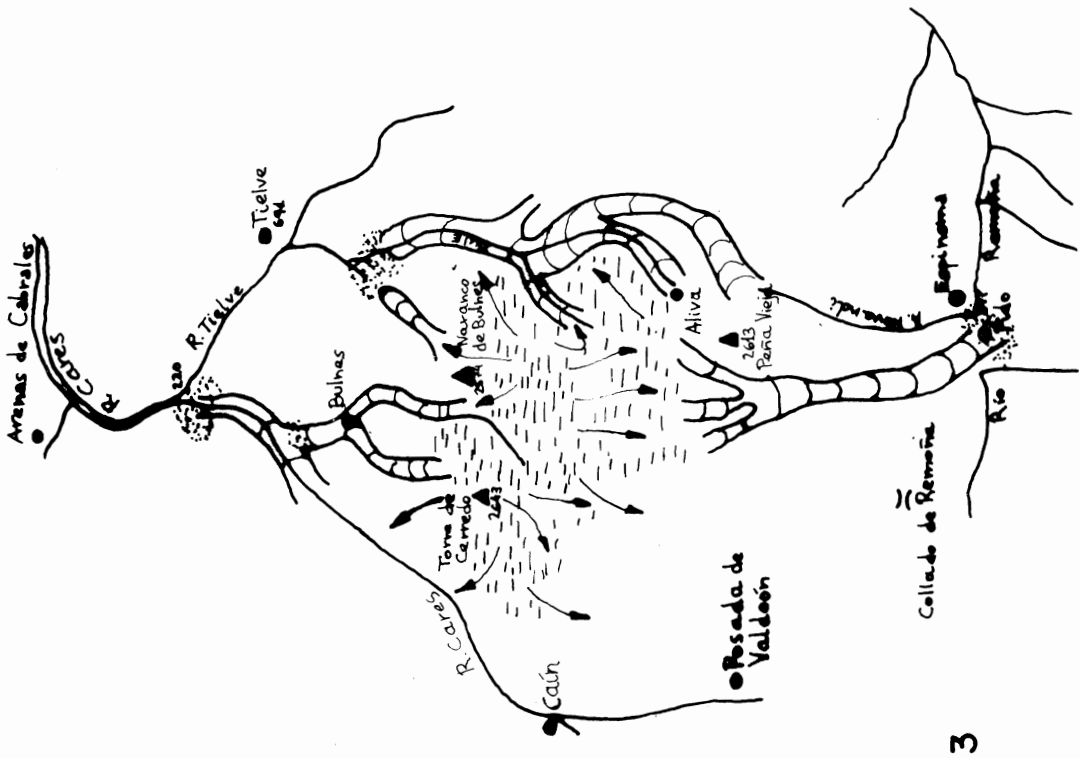
En principio, los restos de la morrena que se encuentran en la orilla derecha del Cares son un depósito de ladera, con bloques gruesos más abundantes cuanto más -

cercanos del río nos encontremos, es decir, cuanto más bajos. A una altura similar a este depósito, pero en la orilla izquierda, se encuentra un aluvión con cantos bien rodados, puesto en evidencia por el Cares actual, pero en la parte baja del cañón, es decir, situados allí cuando éste ya había sido excavado. Es frecuente que encima de estos aluviones se encuentren clastos gelifractados, por lo tanto no pueden ser recientes los aluviones, ni lo es el cañón en el que se instalan.

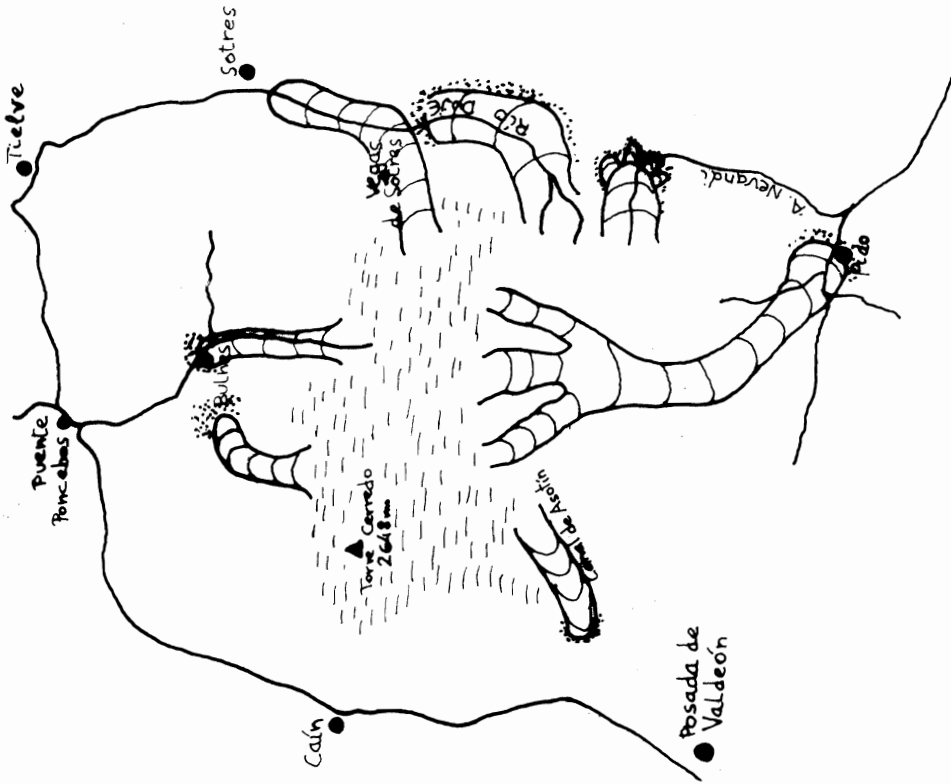
Otro de los argumentos dados para llevar el límite del glaciar Bulnes a Puente Poncebos lo constituye el hecho de que la garganta del río Cares se ensancha en el lugar de la confluencia con la Riega del Tejo -río Bulnes-, manteniéndose hasta la confluencia del río Duje. Este ensanchamiento no ofrece una morfología glaciar, - siendo la continuación del cañón calizo, sin aparecer un cambio en la morfología ya que ésta se puede reducir a un esquema general: diversos ensanchamientos, unos ligados a zonas de rocas blandas esquistosas, a la vez que son cuencas de hundimiento; otros cuyo origen está ligado a líneas de debilidad, fracturas o diaclasas confluirían en el punto donde se produce el ensanchamiento; estos ensanchamientos estarían relacionados entre sí por medio de grandes angosturas. Incluso, el geólogo - Martínez Alvarez (11) señala unos depósitos Turonenses y Eocenos contactados mecánicamente en Puente Poncebos. Todo ello nos hace pensar que se trata de una - cuenca tectónica, quizá vaciada en rocas más blandas que las calizas de montaña - por medio de una erosión diferencial.

La lengua procedente del Cares señalada en el esquema de Hernández Pacheco no parece que haya existido, puesto que se instalaría en un cañón con una morfología kárstica y fluvial donde no aparecen los elementos glaciares, pero sí aparecen con frecuencia terrazas con cantos rodados a la vez que los depósitos de cueva, ambos a muy diferentes alturas. También Hernández Pacheco señala la presencia de una morrena en la confluencia de la Riega del Tejo y el Cares. Existen algunos bloques calizos, pero pueden venir de cualquiera de las paredes, y no existen los demás elementos morrénicos; luego debemos descartar la presencia de esta morrena. Por tanto la morfología del cañón del Cares no tiene carácter glaciar en ninguno de sus tramos.

Otro de los hechos que llevaría a pensar en una lengua glaciar en Poncebos sería que la Riega del Tejo, es decir la garganta del río Bulnes, tiene una morfología típica



3



4

Figs. 3 y 4.- Los glaciares del macizo central de los Picos de Europa, según el esquema de Hernández Pacheco (3) y según nuestras propias observaciones (4).

en U de valle glaciario, sobre la que posteriormente se encajaría el río postglaciario. Esta morfología es visible en algún tramo de la garganta en forma de cambios de pendiente en las laderas. Pero estos cambios de pendiente aparecen a distintas alturas, lo cual nos lleva a pensar que sean niveles kársticos antiguos. También existen, de forma discontinua, unos mogotes que a veces son la continuidad de la hombrera anteriormente descrita; entre la pared y el mogote suele haber un pequeño collado. Ambas formas es posible que estén relacionadas con fracturas o diaclasas verticales.

Los cambios de pendiente en las laderas se realizan en función de los mogotes típicos conjugados con la otra vertiente. En primer lugar, esta conjunción de ambas vertientes que da el perfil en U se realiza por medio de una superposición de planos distintos; si cambiamos de punto de vista esta morfología desaparece. A la vez el resalte, la hombrera o mogote típico, no tiene una continuidad de la cual se pueda deducir un nivel de artesa, siendo único el punto donde se puede observar esta forma de artesa. Además, los cambios de pendiente o mogotes típicos que se encuentra en la hoz, a excepción del ya citado, se encuentran colgados a diferentes alturas, unos más bajos, otros más altos, sin poder concluir sobre un antiguo nivel glaciario, o incluso fluvial; por tanto pensamos en antiguos niveles kársticos. También, aunque aceptásemos la morfología glaciario de la hoz, sería muy difícil el poder relacionar la morrena que se encontraría en Poncebos, casi en el cauce del Cares, con una artesa que queda colgada bastantes metros por encima del thalweg.

Aguas arriba de la hoz de la Riega del Tejo aparece una perfecta artesa, aplanamiento del fondo y morrenas que no ofrecen ninguna duda sobre su origen glaciario.

A pesar de que el ensanchamiento producido en el lugar donde se sitúa la villa de Bulnes tiene unas causas tectónicas, puesto que se halla en el área de influencia de la gran fractura que une Sotres con Bulnes y se continúa por Amuesa, el vaciamiento glaciario es uno de los principales responsables del origen de esta cuenca. - Son muy claras las morrenas de Bulnes y Amuesa y, teniendo en cuenta las observaciones anteriores, han de considerarse como terminales, pertenecientes a una etapa de estabilidad glaciario y no de retroceso.

Detrás de los frentes morrénicos las formas glaciares hacen su aparición de forma generalizada, por medio de canales que llevan hacia las altas cumbres. La morrena de Bulnes ha quedado en parte destruída por el paso del río, pero sólo en

su lado derecho. Esta cierra de vertiente a vertiente el valle, encontrándose empujada hacia el promontorio estructural que sirve de base al Barrio del Castillo. La altitud de esta morrena es de 650 m.

La morrena de Amuesa cierra por completo la canal del mismo nombre. Tiene una altitud media de 870 m. Después de la retirada de los glaciares no ha habido erosión fluvial en esta canal y por tanto reposa sobre su fondo. Sobre ella han caído inmensos bloques procedentes de las paredes de los alrededores. Detrás de la canal de Amuesa se observa que tras la excavación glacial, cerrada por completo la canal, la depresión interior ha funcionado kársticamente y se ha ido rellenando de pedreras de gelifractos en dos etapas: la inmediatamente posterior a los glaciares y la actual.

Como vemos, estos glaciares, a pesar de que en nuestra interpretación hemos subido los frentes morrénicos terminales del límite establecido por Obermaier y Hernández Pacheco, quedan a unas altitudes relativamente bajas (650 m.) con respecto a las demás montañas españolas. Esto se debe a varios factores. En principio, la proximidad de la zona de alimentación a las zonas bajas, a la vez que su notable altitud. La zona de alimentación es también amplia a la vez que han influido unas especiales condiciones de clima -sobre todo en su vertiente Norte- por ser montañas cantábricas.

Según todo ello, estos glaciares se instalan sobre una morfología previa a la cual modifican, comenzando a partir de ellos los cañones kársticos. Los restos glaciares se han conservado perfectamente, los procesos postglaciares no han tendido a destruir sus huellas, sino más bien a fosilizarlas, por medio de un proceso kárstico, periglacial y nival.

La cartografía de Hernández Pacheco reproduce una lengua glacial que partiría de los circos que quedan por encima del Collado de Pandébano. Pero según nuestras observaciones estos circos eran demasiado pequeños como para desarrollar lenguas importantes y actualmente se observa un pequeño acúmulo de morrenas pero sin gran importancia, sólo la derivada de estos pequeños nichos glaciares.

4.- CONCLUSIONES

La glaciación en los Picos de Europa fue potente y extensa; en ella ha habido una fase de estabilidad muy importante que ha permitido consolidar gran cantidad de formas y depósitos glaciares, siendo esta fase muy actual, puesto que estos restos glaciares se conservan casi intactos. Las lenguas más importantes se desarrollan hacia el Norte, quedando los frentes morrénicos muy bajos (650 m. en Bulnes), cuando el campo de alimentación es muy amplio.

Un problema fundamental que se plantea, no sólo al ámbito de las montañas de los Picos de Europa sino también a todas las montañas españolas, es el de la datación de los restos glaciares. Para Obermaier y Hernández Pacheco la erosión postglaciar ha sido extraordinariamente enérgica, lo que explicaría que no se encuentren en los grandes valles glaciares anfiteatros morrénicos típicos, ni depósitos fluvioglaciares de épocas diversas pues "por las acciones erosivas postglaciares han sido arrollados por las aguas corrientes, lo que no permite establecer en los Picos de Europa, las diversas glaciaciones de modo documentado. No obstante, teniendo en cuenta otros datos y observaciones, sí se puede admitir la existencia de dos épocas glaciares, representadas por depósitos morrénicos y por diversos detalles de erosión"(12).

La base sobre la que se apoya Obermaier para datar dos glaciaciones, es que observó, cerca del final del valle del glaciar Duje, "un trozo de gonfolita in situ sobre una base de caliza pulimentada por el hielo; desde luego se deduce que esta gonfolita es posterior al glaciar que pulimentó su base, y como por otro lado hemos comprobado que un glaciar había erosionado en el mismo valle la gran masa de gonfolita, dándole la forma típica de herradura, resulta demostrado palpablemente que hubo varias épocas glaciares (dos por lo menos) y que esta gonfolita es de época interglaciar"(13). Esta gonfolita, con base caliza pulimentada por el hielo, nosotros no la hemos encontrado. Sí hemos encontrado una gonfolita que se apoyaba directamente sobre una roca caliza que era un bonito ejemplo de espejo de falla, teniendo las estrías características, una disposición oblicua, al pie del camino que une la carretera de Sotres y los Puertos de Aliva, cerca de las Invernales de Cabao, en la margen izquierda del Arroyo del Roble.

De todas formas, el argumento dado por Obermaier y ratificado por Hernández -

Pacheco se apoya en que la gonfolita que aparece en el valle del Duje, con un escarpe en su base, es de época interglaciar. Pero, según hemos visto, también podría ser de época glacial, al haberse apoyado la masa de gonfolita sobre el hielo del glaciar Duje, y éste haber pulimentado la roca que sirve de base a la gonfolita. También podría haber ocurrido que se tratara de una gonfolita postglaciar que evolucionase hasta dejar un escarpe, como ya se ha visto.

Por lo tanto, no podemos tomar este argumento como definitivo, y llegar sobre él a una conclusión de dos glaciaciones. Hernández Pacheco admite como cierto el anterior argumento, el cual presupone que el glaciar de época rissienne llegaría - hasta las Invernales de Cabao, al igual que el glaciar würmiense, puesto que está claro que el límite de la morfología glacial de este valle son estas Invernales, y - los hechos expuestos por Obermaier se sitúan "a la derecha y muy cerca del final del glaciar Duje". Pero Hernández Pacheco, en 1959, expone que "el frente morrénico de la penúltima glaciación Riss se situó a unos 900 m. de altitud, por encima e inmediato a las Invernales de Cabao" y que "es muy posible que la última glaciación Würm quedase ya en sus frentes estacionada hacia las Invernales de las Vegas de Sotres, a unos 1.100 m. de altitud". Con ello, o bien se contradice, o bien no da como válido el argumento de Obermaier.

González Echegaray trata de relacionar las fases glaciares descritas por Obermaier con los depósitos de la costa cantábrica; para ello parte de las observaciones hechas por este autor, y que ya fueron analizadas: "parece suficientemente probado que existen huellas claras que denuncian dos sucesivas glaciaciones. Obermaier señaló en las morrenas localizadas cerca del pueblo de Sotres, la acción de los hielos doblemente repetida, después de un largo periodo de tiempo cálido" (14). La glaciación rissienne se manifestó, según él, en la Cueva del Castillo puesto que en ella encontró restos de reno y especula con la posibilidad de atribuir a esta glaciación la época de los elefantes encontrados en 1912 en las Minas de Panames (atribuidas por lo general al würmiense). Estos son hechos con los cuales no podemos especular por no tener los conocimientos paleontológicos suficientes, pero nos parecen datos que se quieren superponer a unos hechos ya prefijados -dos glaciaciones- en las montañas de los Picos de Europa y por tanto habría que revisarlos en conjunto.

Por nuestra parte podemos concluir que en los Picos de Europa se encuenran hue

llas de una glaciación reciente (Würm) máxima, con una larga fase de estabilidad y -
diversos estadios de retroceso, además de fases periglaciares y nivales. Si ha exis-
tido una glaciación anterior (Riss) sus huellas han desaparecido o no hemos sabido -
encontrarlas.

N O T A S

- (1) LLOPIS LLADO, Noel: "Sobre la tectónica germánica de Asturias" Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural (tomo Homenaje a E. Hernández Pachecho), 1954, págs. 415-29; cfr, pág. 419.
- (2) LLOPIS LLADO, Noel: Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cántabro-Astúrica. Oviedo, 1950, 51 págs.; cfr. pág. 22.
- (3) MARTINEZ ALVAREZ, José Antonio: Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. Oviedo, 1965, 132 págs.
- (4) LLOPIS LLADO, N.: "Sobre la tectónica...", pág. 416.
- (5) BERTRAND, Georges: "Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia", Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 1971, págs. 49-70; cfr. pág. 61.
- (6) OBERMAIER, Hugo: Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Madrid, 1914, 41 págs.
- (7) OBERMAIER, H.: Ob. cit., págs. 19-20.
- (8) HERNANDEZ PACHECO, Francisco: "La morrena periglacial de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander)", Soc. Portuguesa de Antropología e Etnología, Volumen Hom. Prof. Mendes Correa, Oporto, 1959.
- (9) Hemos decidido retomar el nombre de gonfolita según lo utiliza Obermaier para describir "unas formaciones locales, cuya coloración varía según la de las rocas vecinas (blanco, blanco-amarillento) y no son otra cosa más

que unos antiguos derrubios cimentados, los cuales han revestido las paredes laterales de gran pendiente". El cemento que une los derrubios es carbonato cálcico y puede llegar a ser tan compacto y duro como la roca madre. Su formación depende de dos factores fundamentales: por un lado la existencia de una gran acumulación de roca caliza; por otro, que existan condiciones favorables a la formación de pedreras. Todo ello tiene que ir unido a la presencia de agua. La conjunción de estos factores provoca que las aguas de escorrentía estén saturadas de carbonato cálcico; al circular a través de las pedreras sin un cauce definido son filtradas, y provocan la precipitación del carbonato cálcico, que las cementa, endureciéndose con el paso del tiempo si se mantienen las condiciones.

- (10) OBERMAIER, H.: Ob. cit., pág. 24
- (11) MARTINEZ ALVAREZ, J. A.: Ob. cit.,; cfr. la cartografía.
- (12) HERNANDEZ PACHECO, F.: Ob. cit., pág. 228,
- (13) OBERMAIER, H.: Ob. cit.,, págs. 25-6.
- (14) GONZALEZ ECHEGARAY, J.: "Glaciaciones de los Picos de Europa", INQUA, V Congreso Internacional, Madrid-Barcelona 1957, pág. 245.