

LA DEGLACIACION DEL VALLE DE LOS IBONES AZULES (PANTICOSA). ESTUDIO GLACIOMORFOLOGICO

SERRANO CAÑADAS, E. y AGUDO GARRIDO, D.

Depto. de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, U.A.M., Cantoblanco. 28049 Madrid.

RESUMEN

El análisis de las principales formas del valle de los Ibones Azules (Pirineo Aragonés) nos conduce a precisar su evolución glacial, relacionando las distintas formas (cubetas, depósitos morrénicos, planas proglaciares, etc.) con las fluctuaciones glaciares que han afectado a este sector. Hemos encontrado tres episodios, uno máximo, otro posiblemente tardiglacial y el reciente de la Pequeña Edad del Hielo, además de los glaciares actuales. Este caso concreto puede contribuir al futuro establecimiento de las fases glaciares en la alta montaña del Pirineo Central.

Palabras clave: morfología glacial, Panticosa, Pirineo Aragonés.

ABSTRACT

In this work we have studied the geomorphological processes that have contributed to model the glacial landforms. We have explained the glacial evolution of the Ibones Azules Cirque relating the different forms (lakes, moraines, outwash plain, etc.) to the glacial fluctuations. We have found three episodes: maximum, lateglacial, and Little Ice Age more over the actual glaciers. All of it, into a wider study will let us to design the morphological evolution of the Central Pyrenees high mountains.

Key words: glacial geomorphology, Panticosa, Pyrenees, Spain.

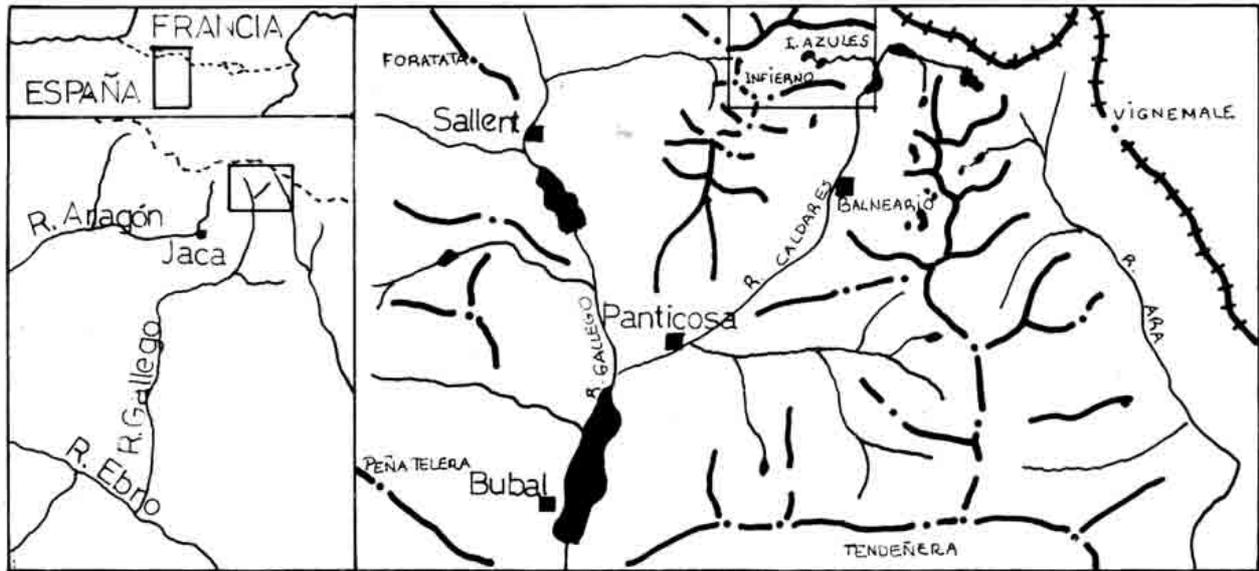
INTRODUCCION

El valle se localiza al N. de los picos del Infierno, tiene una orientación E-W. Comprende desde los glaciares actuales y el collado del Infierno hasta la confluencia con los valles procedentes de Bramatuero y Pecico Marcadau en el ibón Bachimaña. Está jalonado por una línea de crestas que supera los 2.500 m. de altitud en toda su longitud, con cimas como los citados picos del Infierno (3.072 m.), Arnales (3.006 m.) y Bachimaña (2.736 m.) al Sur; Piedrafitita (2.916 m.), Gaurier (2.918 m.) y Punta Zarra (2.947 m.) al Norte. (Fig. 1).

Se sitúa en el área axil de la cadena pirenaica, en el sector central más elevado constituidos por materiales hercínicos. El valle de los ibones Azules se ubica en el contacto con el batolito granítico posthercínico de Panticosa y la aureola de contacto paleozoica; su mitad inferior

ha sido excavada en las granodioritas y gabrodioritas del macizo de Panticosa, y al superior en los esquistos y cuarcitas Westfalienses, así como en las calizas y pelitas Devónicas; las marmoleras, que arman el pico del Infierno, de esa misma edad, han sido consideradas como diapíricas por DEBON (1972).

El valle se ha excavado a lo largo de una gran falla de carácter regional con dirección E-W, observándose en todo el conjunto un fuerte control estructural, tanto en el relieve como en el modelado glacial. La gran diversidad litológica produce una erosión diferencial entre el sector granítico, donde las formas glaciares se presentan más netas y mejor conservadas, y el sector metasedimentario, con una morfología glacial desdibujada, en las que el periglacialismo ha sido más efectivo. El control morfoestructural también se observa en la organización de las cumbres.



Mapas de situación.

La aureola de contacto, armada por las marmoleras, alcanza las mayores altitudes, con cumbres y crestas agudas y deleznales que contrastan con las cresterías periglaciares compactas y de menor altitud del sector granítico. (Fig. 2).

ANÁLISIS CLACIOMORFOLOGICO

Formas de erosión:

El valle se organiza como un amplio circo glaciar polilobulado del que partiría la lengua. Las formas mayores se moldearían en un período del máximo glaciar durante el cual este sector alojaría grandes espesores de hielo (alrededor de los 400 m.), constituyendo la cabecera de los grandes glaciares cuaternarios que descendían hasta Senegüé, a 820 m. s.n.m. y 35 Km. del circo de los ibones Azules.

En períodos posteriores, esta amplia artesa modelada por el glaciario Würmiense es reexcavada, acentuando la forma de una artesa embutida en la anterior al NE del pico Bachimaña y retocando la margen derecha de la artesa en las proximidades del ibón Azul Inferior, aprovechando la fracturación existente.

El valle presenta un perfil longitudinal típicamente glaciar, escalonado en una serie de cubetas y umbrales a los que se asocian las formas de acumulación. Una primera cubeta se encuentra por encima del ibón Azul Superior, limitada por un umbral sobre el que se asientan las morrenas de la P.E.H. y colmatada por depósitos proglaciares, sin presentar ningún tipo de edafogénesis ni colonización vegetal, permaneciendo gran parte del año ocupada por las nieves. Esta cubeta da paso al cuenco

ocupado por el ibón Azul Inferior, sucediéndose una alternancia de cubetas y umbrales hasta el ibón de Bachimaña.

La extensión de los ibones situados a 2.390 m. y 2.410 m. s.n.m. es de 11 Ha. en el caso del más bajo (embalsado artificialmente) y de 6 Ha. para el situado por encima; ambos presentan un origen nítidamente glaciar, ocupando sendas cubetas de sobreexcavación de las cuales sólo se conoce la profundidad de la inferior, de 25 m., GIL SAURI (1987). Sus morfologías se adaptan a las directrices morfoestructurales, situándose en núcleos de cruces de fracturas y observándose un eje longitudinal, (en el ibón Azul Superior de forma más clara, pues el inferior está represado) que sigue la dirección W-E de la gran falla regional. La morfología de detalle viene señalada también por la fracturación, que limita nítidamente las orillas, y por los depósitos de acumulación. En el ibón Azul Superior un pequeño cono torrencial, con material desgastado, procedente de la colmatación de la cubeta superior, define la morfología de la orilla septentrional. Este cono posee una importante dinámica actual, encontrándose en pleno proceso de relleno al funcionar el ibón como trampa de sedimentos una vez colmatado el cuenco superior. La sedimentación del cono procede, fundamentalmente, de los materiales de la mitad superior de la cubeta, cloritas muy alterables de los sectores muy fracturados y ligeramente metamorfizados que originan arenas blanquecinas y materiales finos, proporcionando la peculiar coloración que da nombre a los ibones, así como su especial belleza y atractivo, BARRENE (1952, p. 85).

Por último, en todo el conjunto encontramos diversas

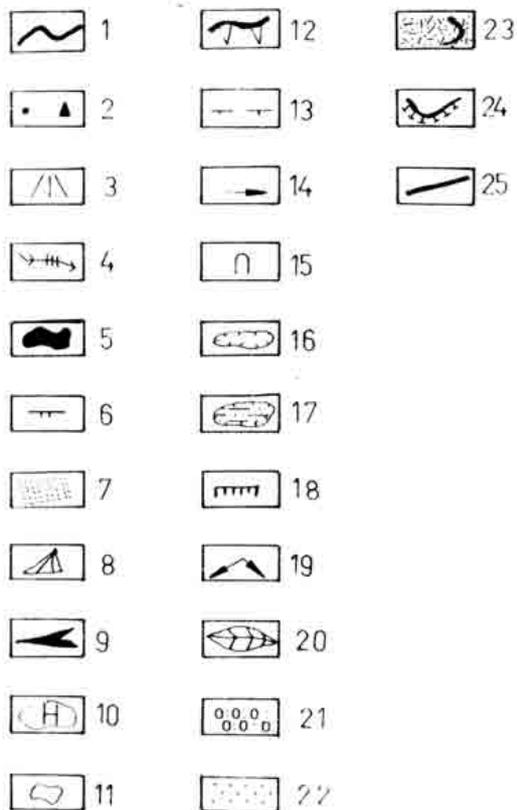
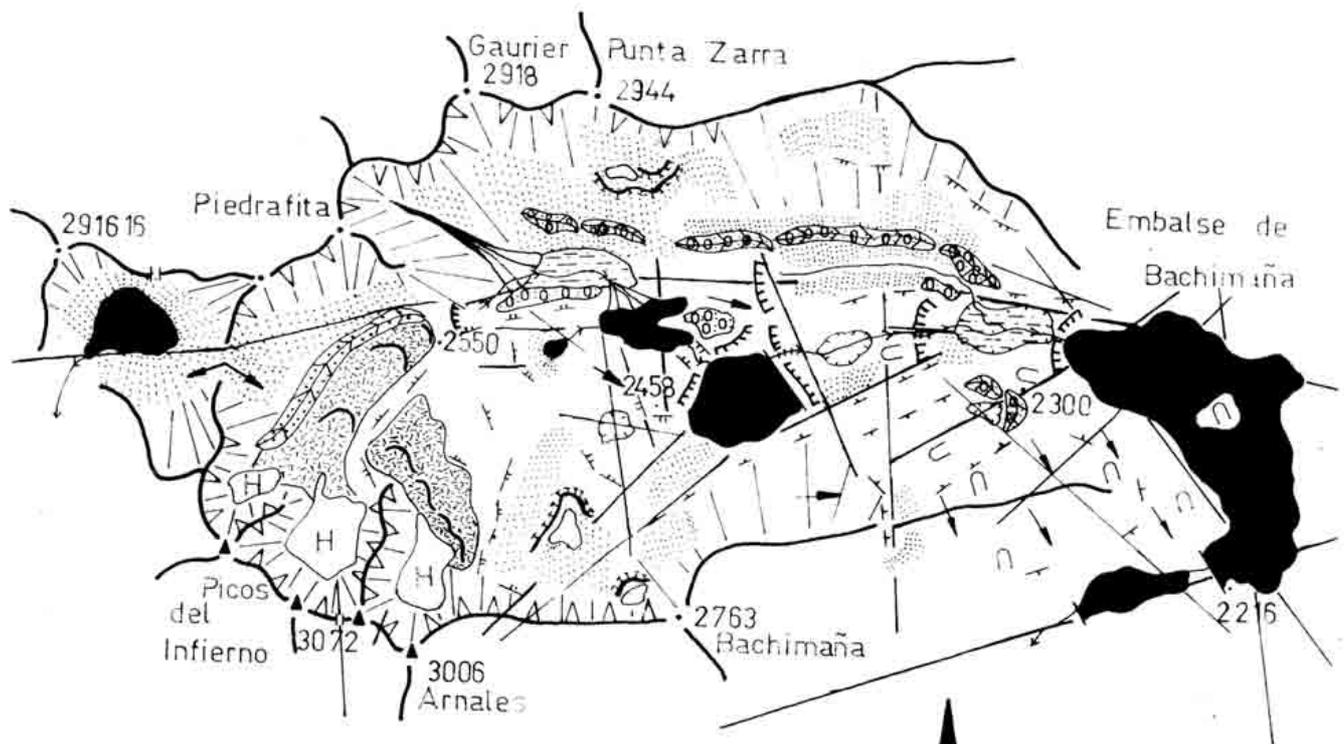


Fig. 1. Mapa glaciomorfológico del Circo de los Ibones Azules.

1. Cordales, líneas de cumbres.
2. Cumbres: a. inferiores a 3000 m; b. superiores a 3000 m.
3. Laderas rocosas. 4. Rios y arroyos.
5. Ibones. 6. Escarpes. 7. Pedreras, derrubios de ladera.
8. Conos indiferenciados. 9. Canales de avalancha.
10. Glaciar. 11. Neveros permanentes.
12. Circo glaciar. 13. Artesa glaciar.
14. Pulido y microformas de erosión glaciar.
15. Rocas aborregadas y dorsos de ballena.
16. Cubeta de sobreexcavación.
17. Cubeta de sobreexcavación colmatada.
18. Umbral glaciar. 19. Collado de difluencia.
20. Cordales morrénicos. 21. Morrena tardiglacial.
22. Morrena de la P. E. H. externa.
23. Morrena de la P. E. H. interna.
24. Morrena de nevé.
25. Fracturas.

microformas glaciares representadas fundamentalmente por una abrasión de todas las formas en relieve, destacando las rocas aborregadas en los umbrales graníticos, con gran profusión de estrías y acanaladuras.

En los sectores metasedimentarios las formas están peor conservadas, observándose una generalización de las formas de abrasión pero sin restos de micromoldeado de origen glaciar.

Formas de acumulación:

En el valle de los ibones Azules se pueden diferenciar dos familias morrénicas por su posición morfológica y estado de conservación.

Inmediatamente debajo de los glaciares actuales se encuentran los complejos morrénicos más recientes. Aparecen sin ningún tipo de colonización vegetal ni edafogénesis, y en los sectores frontales están siendo fosilizados parcialmente por depósitos periglaciares procedentes de la ladera del pico Piedrafitá.

En el glaciar Occidental del Infierno existen tres arcos bien desarrollados con una morrena lateral en muy buen estado de conservación, que presenta gran número de surcos en sus vertientes. A 2.500 m. de altitud se localiza el arco frontal más amplio, que enlazaría con el espolón lateral, ocupando el fondo de valle y quedando retenido por encima de un pequeño umbral. Un segundo arco no llega al fondo de vallé, lo que señala nítidamente un período de retroceso, junto a un tercer arco, el más reciente, situado a 2.650 m. (Fig. 3).

En el análisis morfométrico de estos arcos de la P.E.H., se aprecia en todos ellos un dominio de los cantos menores, comprendidos entre 4,5 y 10 cm. (Fig. 4) lo que vendría dado por las características estructurales del lecho y las paredes. Dominan los cantos esquistosos, salvo en el arco más externo, el cual posee una contaminación procedente de los coluviones de la ladera del pico Piedrafitá. Este coluvión sería incorporado por el glaciar en su empuje y redepositado lateralmente, lo que implica la existencia de un 70 % de calizas en su composición y la aparición de un 46 % de cantos subangulosos, la mayoría en el intervalo de mayor tamaño (Fig. 4). La composición litológica de las morrenas que varía conforme la dinámica glaciar ha ido reduciendo su cabecera, dominando en la lateral izquierda, que englobaría como glaciar el actual nevero occidental, la litología esquistosa, frente al arco superior y último, en el que dominan las calizas marmóreas que ocupan la mayor parte del sustrato y las paredes del glaciar actual.

El glaciar Oriental presenta una morrena muy denuddada, esparcida por toda la vertiente, conservándose únicamente los arcos superiores a 2.700 y 2.750 m., en contacto con las masas de hielo actuales, MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS (1988).

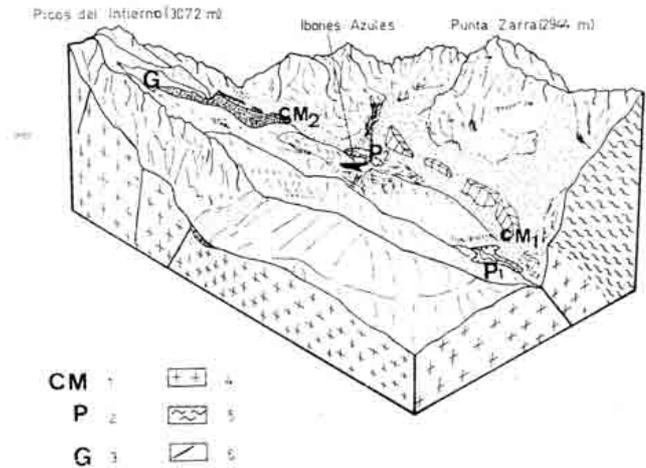


Fig. 2. Circo de los Ibones Azules. 1. Complejos morrénicos, CM1, 2300 m; CM2, 2600 m. 2. Planas proglaciares, P1, 2240 m; P2, 2450 m. 3. Glaciares actuales. 4. Granitos, batolito del macizo de Panticosa. 5. Esquistos y cuarcitas westfalienses, aureola de metamorfismo de contacto. 6. Fracturas.

Al final del valle, próximas a la cola del ibón de Bachimaña, se encuentra una segunda familia de morrenas más antiguas. Otras formas de acumulación presentes en el valle son las morrenas de nevé, localizadas en lugares favorables al pie de los escarpes donde se acumulan nevés y heleros, como el caso de los situados en las vertientes N. del pico Bachimaña o al S. de Punta Zarra, a gran altitud. Por último, el situado al pie del escarpe sobre el que se ubica el glaciar oriental, muy bajo y en el fondo del valle, ligado a la alimentación de nieve y coluvios procedentes del glaciar y del escarpe.

La ladera norte es recorrida en parte de su longitud por una morrena laterofrontal de 1,5 Km, que desciende hasta 2.300 m. s.n.m., colonizada por una pradera alpina muy deteriorada por abarrancamientos y fosilizada por depósitos periglaciares. Presenta una superficie alterada por procesos de tipo crioclástico, ubicándose en la actualidad terracillas periglaciares de "Festuca" en sus vertientes. Señala el límite y espesor del hielo, en su momento de formación, que alcanzaría en este sector, el menos potente, los 50 m. aproximadamente.

Presenta en superficie un dominio de cantos de mayor tamaño que los depósitos analizados anteriormente, con predominio de cantos angulosos y una total ausencia de subangulares, lo que vendría dado por una alteración de la superficie por procesos crioclásticos posteriores a la deposición glaciar. La composición litológica en concordancia con su sector de cabecera es muy heterogénea y variada.

Al pie de los picos de Bachimaña existen dos pequeñas morrenas frontales de iguales características que la anterior, a 2.300 m., señalando una pequeña lengua de hielo

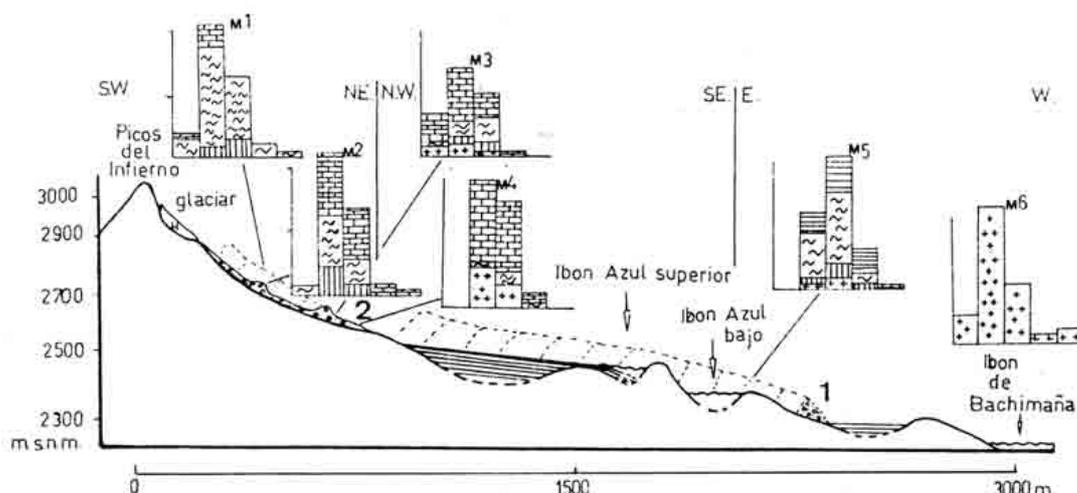
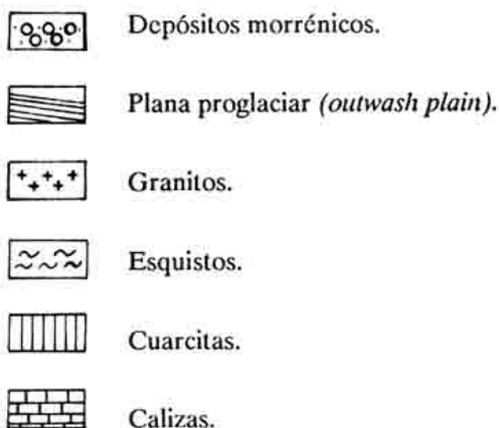


Figura 3.- Secuencia glaciar del valle de los ibones Azules.
1.- Morrena tardiglacial. 2.- Morrena Pequeña Edad del Hielo.



de dirección SW-NE. El dominio litológico del granito confirma su procedencia de un glaciar menor que vendría del pico Bachimaña, rechazando un origen genético lateral ligado al valle principal. En el análisis morfométrico de cantos y bloques se hay un dominio de cantos subangulosos que señalaría una meteorización del granito.

Sobre el umbral de los ibones se encuentran restos dispersos que por su posición y estructura, caótica y ausente de finos en la actualidad, parece señalar un período de estabilidad o retroceso, ligado a la topografía y no a causas climáticas.

Por debajo de sendos complejos morrénicos encontramos, inmediatos a ellos, amplias cubetas de sobreexcavación plenamente colmatadas, que presentan una morfología llana con arroyos divagantes y anastomosados circulando en superficie. Estas se interpretan como planas proglaciares y deposiciones de materiales arrastrados por la fuerte dinámica debida a las aguas de fusión, que retoca la morfología proglaciar.

	M _{7/a} -1	M _{7/a} -2	M _{7/a} -3	M _{7/a} -4	M _{7/a} -5	M _{7/a} -6
Granulometría						
2-45	9	4	17	—	—	12
45-10	59	56	35	50	30	54
10-25	32	34	25	42	52	24
25-50	5	4	2	6	16	4
>50	2	2	—	—	2	6
Litología						
caliza	11	54	56	70	30	—
cuarcita	9	14	10	8	12	—
granito	—	—	10	4	8	100
esquistos	80	32	28	20	48	
Morfometría						
angulosos	45	70	37	38	92	20
subangulosos	45	28	11	46	8	66
redondeados	10	2	4	18	—	14

Fig.4

VARIACIONES DE LOS FRENTES GLACIARES

En el circo se observan tres posiciones de los frentes glaciares que reflejan tres episodios distintos. (Fig. 5).

En un primer período, posterior al máximo glaciar, en el circo existen dos glaciares, el del Infierno, de gran extensión, y el de Bachimaña, de menor tamaño, que rellenarían el valle actual. El límite de los frentes glaciares alcanzaría los 2.300 m. donde ambos han depositado las morrenas frontales y laterofrontales. Por debajo, un amplio depósito proglaciar colmata una cubeta de sobreexcavación contigua al frente glaciar, dando lugar al rellano actual.

Las fuentes de alimentación se encontrarían en la vertiente N. del INfierno, descendiendo el hielo hacia el NE y tomando una posición W-E conforme con el valle, lo que produciría la deposición de una larga morrena laterofrontal en la margen izquierda que contrasta con la erosión de la ladera derecha, donde se retocarían las paredes de la artesa existente conforme las líneas de debilidad tectónica, dando lugar a un valle glaciar asimétrico sobrepuesto a la amplia artesa cuaternaria.

Esta disimetría denota una dinámica particular, con fuerte erosión en la zona derecha de la lengua y deposición en la contraria, producto de una alimentación procedente de las caras N. y una dirección NE. del flujo del hielo, que señala la inexistencia de una auténtica lengua de glaciar de valle.

El contraste entre la vertiente orientada al N., de donde procede la alimentación y donde se sitúan los circos, y la orientada al S., sin circos de cabecera y formas glaciares mitigadas por un importante periglaciario, motivará esta disimetría. La vertiente orientada al sur, más cálida, tenderá a la deposición de materiales transportados por un glaciar poco activo, construyendo la

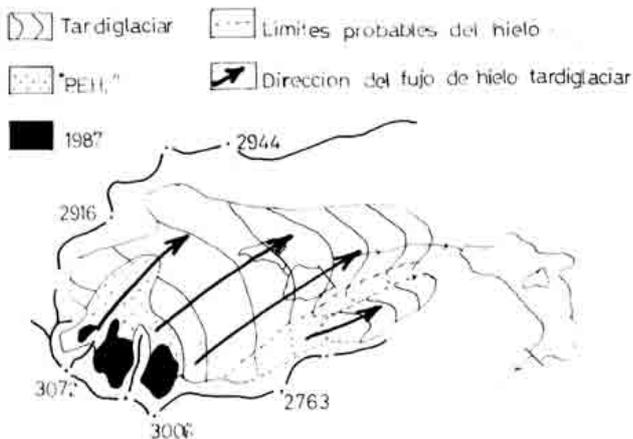


Fig. 5 Extensión de los glaciares.

uniforme morrena marginal laterofrontal. La vertiente septentrional, mejor alimentada y con dinámica más agresiva, producirá formas de erosión más señaladas que se traducen en el retoque de la artesa en la vertiente N.

La deglaciación posterior motivará la retirada total del glaciar de Bachimaña que únicamente mantendría pequeños heleros o neveros al pie de los escarpes de la cresta, encontrándose en la actualidad morrenas de nevé. En este momento el sector de los ibones Azules estaría totalmente deglaciado, situándose el frente glaciar por encima de los depósitos proglaciares que anteceden al ibón Azul Superior a 2.580 m. s.n.m. lo que motivaría la existencia de morrenas de nevé y caos de bloques al pie del escarpe oriental del glaciar del Infierno, muy desfigurados posteriormente por la activa dinámica periglaciaria, que continúa en la actualidad.

En este segundo episodio el hielo podría constituir un único glaciar, confluyendo las cabeceras de los actuales glaciares oriental y occidental en una lengua de un Km. de longitud, que descendía hasta los 2.580 m. s.n.m., donde abandonaría los depósitos que constituyen las morrenas frontales (sin llegar a ocupar todo el fondo del valle, que aparece cubierto por una gran masa de gelifractos).

Un arco morrénico de retroceso señala pequeñas pulsaciones glaciares enmarcadas en un retroceso generalizado durante el cual MARTINEZ DE PISON Y ARENILLAS (1988) señalan que no es fácil saber si permanecerían unidos los dos elementos actuales.

Los glaciares actuales ocupan una superficie de 24 Ha. descendiendo hasta 2.765 m. el occidental y 2.800 m. el oriental. El glaciar oriental se encuentra en contacto con la morrena frontal, MARTINEZ DE PISON Y ARENILLAS (1988) explican este contacto por la elevada altitud y fuerte pendiente en que se encuentra este glaciar, lo que ha motivado una importante pérdida de espesor en lugar de un retroceso longitudinal, como ha sucedido en el occidental. Este se caracteriza por la ausencia de lengua, el corte a bisel y el recubrimiento de clastos en la zona inferior que permite la persistencia de un diminuto apéndice de hielo que alcanza los 2.700 m. aproximadamente.

Ambos glaciares han conocido un rápido retroceso si bien en la actualidad parece existir una cierta estabilización, MARTINEZ DE PISON Y ARENILLAS (1988). Se caracterizan por una mínima acción morfogénica con un precario equilibrio entre alimentación y ablación y una actividad principal dada por las aguas de fusión, con abundante circulación líquida en superficie y secciones transversales convexas que hacen pensar que estamos ante las últimas manifestaciones de la deglaciación del circo, pudiendo considerar como relicto el glaciar oriental, al igual que el lentejón de hielo residual, localizado a la izquierda del glaciar occidental.

GLACIAR		ACTUALIDAD			PEQUEÑA EDAD DEL HIELO			TARDIGLACIAR		
		S	L	Alt.	Superficie	Long.	Alt.	S	L	Alt.
Infierno	Or.	25 Ha	300 m.	2940 2700	41,75 Ha.	1000 m.	2950 2580	130,7 Ha.	2750 m.	2950 2300
	Occ.		525 m.	2900 2700						
Bachimaña		—	—	—	—	—	—	19,25 Ha.	750 m.	2500 2300

Fig. 6.

ENSAYO CRONOLOGICO Y EVOLUCION MORFOCLIMATICA

En el valle de los ibones Azules se observan dos episodios glaciares netamente diferenciados. El primero, representado por el glaciar de lengua que originó la morrena lateral a 2.300 m., y el glaciar de Bachimaña, pertenecería a una deposición reciente pero claramente diferenciada de los depósitos superiores. Así parece atestiguarlo su posición topográfica, la ausencia de cortes de alteración, su colonización vegetal actual, así como el deterioro morfológico de ambas morrenas que hacen evidente una relativa antigüedad.

En este episodio únicamente observamos un período con desarrollo de glaciares alpinos para los que no poseemos detección absoluta alguna, aunque por comparación, pues se ha detectado en todo el Pirineo, se puede situar en el episodio Tardiglaciario entre 13.000 y 10.000 años B.P. TAILLEFER (1968); NICOLAS, P. (1981,1986); VI-LAPLANA (1983).

MARDONES y JALUT (1982) sitúan este período en el Dryas reciente, entre 11.200 y 10.860 ± 110 años B.P. en el sector de la alta montaña del glaciar de Lourdes, con sus cabeceras muy próximas al valle que aquí nos ocupa.

La abundancia de hielo y la alimentación continuada durante un período que permitiese la construcción del complejo morrénico laterofrontal, así como el desarrollo de un aparato glaciar como el descrito, de más de dos Km. de longitud con áreas de recepción y lenguas bien organizadas que indican una alimentación suficiente como para que permita hablar de un episodio glaciar con comportamiento propio y diferenciado.

Tradicionalmente se ha considerado el clima Tardiglaciario como un período frío y seco. Posteriormente se ha interpretado como frío y húmedo por algunos autores, ROGNON (1984). Igualmente, COUTEAUX (1983), BOREL *et al* (1984) y JORDA (1985), así lo estiman para los Alpes. En el Pirineo, MARDONES (1982) y TAILLEFER (1985) dudan a la hora de definir unas características climáticas frías y secas.

Aunque no hemos podido dilucidar si existió una deglaciación total o parcial, si bien el remodelado de los valles altos induce a pensar en una deglaciación muy acusada con posterior reactivación y avance glaciar; el Tardiglaciario, ya sea considerado como un estudio final del Würn o como una glaciación propia en el sentido de "neoglaciario" dado por TAILLEFER (1968), en este valle fue un episodio de reavance y desarrollo glaciar morfológicamente independiente.

El segundo episodio, alojado en los circos glaciares labrados en el máximo glaciar, con lenguas incipientes, correspondería a un período de enfriamiento histórico tras la mejoría climática postglaciario, la Pequeña Edad del Hielo.

Numerosos autores señalan al siglo XVII; como el inicio de la Pequeña Edad del Hielo que llegaría hasta mediados del siglo XIX, con una máxima hacia 1750. Sería a este período al que corresponderían las morrenas externas. MARTINEZ DE PISON y ARENILLAS (1988) han constatado a través de legados históricos la existencia de un glaciar de lengua con fuerte pendiente que comenzaría su retroceso hacia 1880. Durante el retroceso, pequeñas pulsaciones son responsables de los arcos internos. Estas podrían ponerse en relación con las descritas por PLANDE (1974), BRUNET (1955) y BARRERE (1953), que señalan a partir de 1905 un avance y estabilización generalizado para todo el Pirineo, con un máximo crecimiento de la última pulsación observada, que correspondería al arco interno a 2.650 m., entre 1910 y 1915.

A todo ello le sigue un retroceso lento, pero constante, con períodos coyunturales y variaciones anuales, alcanzando en la actualidad cierta estabilización de los glaciares piernaicos. (SERRAT *et al.* 1980; ALONSO OTERO *et al.* 1983; NICOLAS 1986; MARTINEZ DE PISON y ARENILLAS 1988).

En el valle podemos adscribir el modelado general en artesa al máximo Würmiense; los retoques de la artesa embutida, los complejos morrénicos inferiores y la plana proglaciario 2.300 al Tardiglaciario; y las morrenas superiores y la plana proglaciario 2.500 m. a la Pequeña Edad del

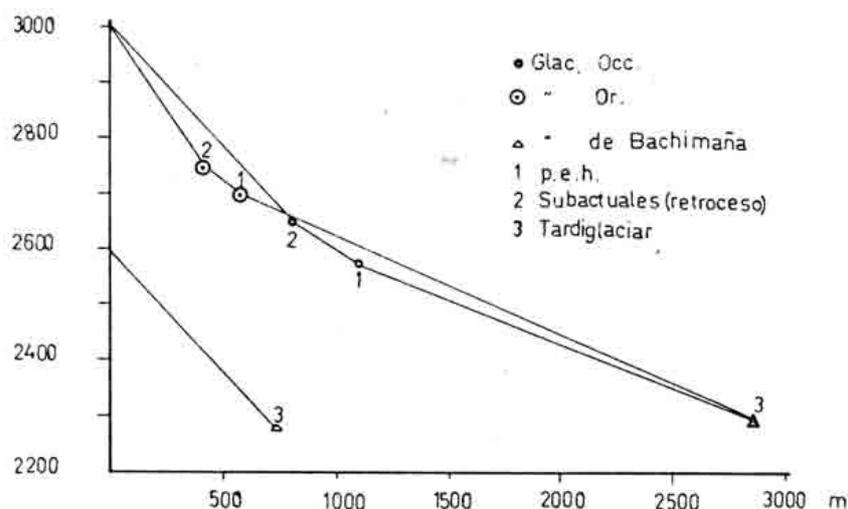


Fig. 7. Posiciones de los frentes glaciares.

Hielo. Con el retroceso Holoceno quedarán libres de hielo los ibones Azules, que se pueden datar como plenamente Holoceno, colmatándose la plana proglaciaria 2.500 m. e iniciándose el relleno del ibón Azul Superior, a partir del retroceso del Tardiglaciario, continuando en la actualidad, si bien parece lógico pensar en una sedimentación rápida durante la Pequeña Edad del Hielo, en plena actividad glaciaria.

CONCLUSIONES

Se observa en el valle de los ibones Azules la existencia de tres episodios glaciares muy nítidos: un máximo Pleistoceno de gran amplitud, el Tardiglaciario (con glaciares alpinos de cierta envergadura), y la Pequeña Edad del Hielo, con glaciares muy reducidos.

El Tardiglaciario se presenta como un episodio con características morfológicas propias representadas por unas lenguas posiblemente pulsadoras que atestiguan un importante período de enfriamiento. No podemos concretar más sobre la existencia de una deglaciación total o parcial del valle, pero las huellas Tardiglaciares parecen indicar un notable crecimiento de los glaciares. No ha sido posible precisar la cronología glaciaria mediante otros análisis. Estos tres episodios han sido reconocidos por otros autores en diversos sectores del Pirineo a partir de las construcciones morrénicas, pero se hace difícil realizar dataciones más concretas.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, F.; MARTINEZ DE PISON, E.; NICOLAS, P.; (1983). "Los glaciares españoles actuales". INECLA (Polico-prado).
- BARRERE, P. (1953). "Equilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrenees Centrales". *Revue Geographique des Pyrenees et des Sud-Ouest*, 2: 116-134.
- BARRERE, P. (1952). "Le relief granitic du Neouvielle; Cauterets et Panticosa". *Revue Geographique des Pyrenees et du Sud-Ouest*, 2: 69-98.
- BOREL, J.L.; JORDA, M.; MONJUVENT, G. (1984). "Variations climatiques, morphogenese et evolution de la vegetation postwurmiense dans les Alpes Francaises". En "Los Alpes", ed. Comitee d'organisation du 25^{eme} Congrès International de Geographie, Caen: 43-53.
- BRUNET, R. (1956). "Un exemple de la regression des glaciers pyrenéens". *Pirineos* nº 39-42: 261-264.
- COUTEAUX, M. "Geomorphologie et evolution phytogeographique Tardiglaciaires et holocenes aux Deux-alpes (Isère, France): Contribution pollenanalytique". *Revue de Geographie Alpine*. LXXI, 2: 143-163.
- DEBON, F. (1972). *Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa. (Pyrenees Occidentales)*. B.R.G.M. Orleans, 37 p.
- GIL SAURI, M.A. (1987). "Morfometría de los lagos pirenaicos". *Revista Eria*, nº 12: 83-86.
- JORDA, M. (1985). "Le Dryas recent: une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes francaises du Sud". 25 *Congres Int. de Geographie*, Communication Theme 25, Evolution environment dans les hautes montagnes en postglaciario. Caen 18 p.
- MARDONES, M. (1982). *Le pleistocene superior et l'Holocene piemont de Lourdes: Le gisement de Biscaye (Hautes Pyrenées. France). Etude palynologique, sedimentologique et gromorphologique*. Univ. Toulouse le Mirail, C.N.R.S. Toulouse, 101 P.

- MARDONES, M. y JALUT, G. (1982). "Evolution climatique et dynamique glaciaire en Ariège et sur le piemont de Lourdes depuis environ 50.000 B.P. jusqu'à 10.000 B.P.". *Colloque Montagnes et piemonts*. Univ. Toulouse-Le Mirail: 298-311.
- MARTINEZ DE PISON, E. y ARENILLAS PARRA, M. "Los glaciares actuales del Pirineo español". En *La nieve en el Pirineo Español*, Madrid, M.O.P.U. * (en prensa),
- NICOLAS, P. (1981). "Morfología del Circo de Tucarroya (Macizo de Monte Perdido, Pirineo Aragonés)". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, t-VII, fasc 1-2: 51-80.
- NICOLAS, P. (1986). "Morfología de un aparato glaciario: el glaciario nororiental de Monte Perdido. Pirineo de Huesca". En *Atlas de Geomorfología*, Alianza Editorial: 189-207.
- PLANDE, E. (1947). "La nieve y los glaciares en el Pirineo". *Pirineos*. nº 5: 167-182.
- ROGNON, P. (1983). "Quelques crises climatiques des douze derniers millénaires". *Bull Ass Geog. Françaises*, nº 494: 145-155.
- SERRAT, D. *et al.* (1980). "Catálogo de los glaciares de la Península Ibérica". *Notas de Geografía Física*, 3: 35-55.
- TAILLEFER, F. (1968). "Le Neoglaciare Pyrénéen". En *Melanges O. Tulippe*, I. Gembloux, Doveulot: 134-148.
- TAILLEFER, F. (1985). "Idées actuelles sur les glaciations des Pyrénées de l'Ariège". *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 56, 3: 35-55.
- VILAPLANA, J.M. (1983). "Quaternary glacial geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees)". *Acta Geológica Hispánica*, 18, nº 3: 217-233.