



## Glacis mixtos de vertiente en el valle del Eo (límite galaico-astur)

## Glacis mixed of the versants in the valley of the Eo (galaico-astur limit)

ASENSIO AMOR, I.; LOMBARDERO RICO, J. M. <sup>a</sup>

En las proximidades de la aldea de Abres existe un amplio sector que alberga varios glacis, cuyos perfiles longitudinales se desarrollan enlazando las vertientes con los cursos fluviales. En la presente nota se trata de la génesis y caracteres generales de estas formas topográficas.

**Palabras clave:** geomorfología, glacis, cuaternario, Galicia (España).

In the proximity of the village of Abres exist an ample zona, who lodge several glacis, whose longitudinal profiles it developed connecting the versants with the fluvial courses. In this note is described the origin and general characteristics of this topographical forma.

**Key words:** geomorphology, glacis, quaternary, Galice (Spain).

ASENSIO AMOR, I.; LOMBARDERO RICO, J. M. <sup>a</sup>

(Instituto de Geología Económica (CSIC). Universidad Complutense. MADRID)

### INTRODUCCION

El término «glacis» tiene sólo y exclusivamente una significación topográfica y como consecuencia, es una forma natural que está sometida por una parte a descripción y por otra, aunque en menor grado, a ensayos experimentales. La amplia utilización por

diferentes autores del vocablo glacis (LOPEZ BERMUDEZ, 1973), que no alcanza a nuestro modo de ver un orden y claridad en su específica definición, obliga a adoptar este término en el desarrollo del presente trabajo, por parecernos, sin embargo, el más preciso.

Glacis es una palabra francesa, de carác-

ter militar, que expresa en su entorno «una superficie con ligera pendiente, dispuesta delante de una fortificación para su defensa»; en español, algunos autores (SOLE SIBARIS, 1964) emplean la palabra «rampa»; por tanto, los glacis desde el punto de vista geomorfológico son superficies aplanadas más o menos extensas, localizadas al pie de los relieves y con relativamente suave inclinación. La pendiente del glacis es muy variable (inferior a 4°, de 4° a 8° y desde 5°-6° hasta 20°-30°) y cambia a menudo desde su origen, en la base de la vertiente del relieve (10°-15°) hasta su parte terminal (2°-3°), dependiendo del tipo litológico del substrato y de circunstancias morfoclimáticas y tectónicas. El perfil longitudinal de estas formas topográficas se desarrolla sensiblemente cóncavo, tanto en rocas resistentes (cuarcitas, granitos, etc.) como en blandas (margas, arenas, etc.).

Hay autores que utilizan la palabra glaciais (BIROT y DRESCH, 1966) para superficies de erosión talladas en rocas mecánicamente tiernas al estado fresco, designando con el nombre de «pediments» cuando el substrato es de roca dura; esta diferenciación no es aceptada por otros autores (TRICART *et al.*, 1972) que consideran «... que la naturaleza del substrato no tiene nada decisivo en la elaboración del glacis, puesto que el comportamiento de una misma roca difiere según las condiciones morfoclimáticas; por ejemplo, el granito se disgrega bien bajo climas secos y las margas y arcillas son muy resistentes mecánicamente cuando están heladas».

Los glaciais no son zonales sino plurizonales, puesto que aparecen tanto en ambientes áridos y semiáridos de la parte norte y sur del Mediterráneo, norte de África y sur de Italia, como en sectores morrénicos del Inlandis canadiense; igualmente se presentan en el continente de Norteamérica, alcanzando hacia el sur el territorio mejicano y en Suramérica hasta Argentina y Chile. Numerosos son los tipos de glaciais; su clasificación se basa, unas veces en el aspecto to-

pográfico que ofrecen (glaciais de frente, de flanco, etc.) en las formas y disposiciones que presentan (glaciais-conos) constituidos por acumulaciones detríticas establecidas en barrancadas que parten de la base de los relieves y glaciais vertientes que se enlazan con las laderas de las mismas; se agrupan también con respecto a la naturaleza de los afloramientos (glaciais rocoso, mixto, detrítico); en ocasiones se ajustan al proceso genético de su formación (glaciais de erosión, de acumulación, mixtos); así mismo se distribuyen según que el substrato se presente al descubierto (glaciais desnudos) o protegido por un manto de materiales detríticos (glaciais cubiertos).

En un estudio de los glaciais de erosión o rampas de la Península Ibérica (SOLE SIBARIS, 1964), el autor distingue tipos morfológicos que se suceden de norte a sur (valle del Ebro a SE. de Levante); a) tipo pirenaico o de vertiente montañosa, propios de climas relativamente fríos y húmedos, relacionados posiblemente con acciones periglaciales; b) tipo subárido, relacionado con rocas blandas y fuertemente disecados por erosiones posteriores a su formación; c) tipo árido, relacionado con rocas duras y cubiertos de encostramientos calizos.

Atendiendo al aspecto genético, algunos autores (BIROT y DRESCH, 1966; DUMAS, 1967, pág. 224) distinguen los siguientes glaciais: de erosión o de ablación, sin cobertura aluvial ni coluvial, es decir, que la superficie del glacis representa la propia roca (también se considera como glaciais de denudación, de corrosión, rocosos y mixtos), o bien con una tenue capa de materiales detríticos en cuyo relleno se establece el glacis; «glaciais cubiertos» (también glaciais coluviales, detríticos o de cubrimiento) que corresponden a un glacis de erosión fosilizado por una cubierta de aluviones o de coluviones que evitan la ablación; «glaciais de acumulación» cuya génesis se debe a una fuerte concentración de aluviones apoyados en un substrato irregular (también reciben los nombres de «glaciais de derrubio» mixtos o detríti-

cos»; una de las variedades de glacis de acumulación (epandage de los franceses) se encuentran en Chile (Cordillera Andina) donde se le asigna el nombre de «Llapanas», sobre cuyo estrato permeable se disponen capas limo-arcillosas alternando con lechos de cantos y arenas, materiales de escasa potencia depositadas durante las grandes avenidas.

Desde el marco morfoclimático se encuentran glacis en ambientes secos, tropicales, subtropicales, periglaciares, áridos, semiáridos y subáridos; en consecuencia, los

glacis se forman en diferentes espacios del mundo, correspondientes a latitudes muy diversas y donde las acciones morfogenéticas ofrecen amplias variaciones; precisamente a estos procesos de la morfogénesis y a los cambios climáticos (fenómenos de convergencia) se debe la presencia de estas formas topográficas.

En síntesis, a pesar de observarse sensibles divergencias en los criterios específicos que definen a los glacis (diversidad de condiciones estructurales, climáticas, litológicas y latitudes diferentes. Cuadro I), en el fon-

### CUADRO I

Terminología	Caracteres generales
Glacis rocoso	Establecido sobre la roca «in situ» sin material detrítico encima o muy escaso.
Glacis de ablación	Análogo del anterior, con aplanamiento provocado por arrastre del material detrítico (glacis mixto).
Glacis de denudación	Establecido sobre roca coherente, con material detrítico producido por meteorización como resultado de factores litológicos y climáticos (glacis periglacial o de vertiente montañosa).
Glacis de erosión	Variedad del glacis rocoso.
Glacis mixto	Glacis rocoso con acumulaciones detríticas en superficie, de variable potencia (10 cms a varios metros).
Glacis de corrosión	Equivalente a glacis mixto, con fuerte meteorización; generalmente en áreas cársticas.
Glacis detrítico	Equivalente a glacis de ablación o mixtos, con espesores de afloramientos visibles y derrubios muy variables.
Glacis de derrubio y de cubrimiento.	Análogo proceso genético con variable cantidad de material acumulable (equivalente a glacis detrítico).
Glacis coluviales	Equivalente a glacis detríticos.
Glacis de acumulación	Formados por acumulación aluvial.
Glacis áridos	Sobre rocas duras y cubiertos de costras calizas (equivalente a glacis de piedemont).
Glacis de revés y de frente	Asociados a relieves de cuevas.
Glacis escalonados	Con variados niveles (por ejemplo en el valle del Henares).
Glacis encajados	Con variados niveles por encima de terrazas fluviales (glacis de acumulación, glacis terrazas).
Glacis cono	Resultante de la yuxtaposición de conos muy aplanados (glacis pesados, glacis de acumulación con sobrecarga de materiales detríticos).
Glacis terraza	Transición entre el glacis de acumulación y la terraza o terrazas establecidas a diferentes niveles.

do se aprecian caracteres comunes que permiten interpretar el concepto de estas formas erosivas; la amplia terminología adoptada para clasificar los glacis, obliga a considerar primeramente, en una inicial investigación, los procesos morfogenéticos y cambios climáticos acaecidos en el desarrollo de estas formas topográficas, ya que su génesis y evolución están condicionadas a una serie de factores, entre los que se encuentran el tiempo de permanencia de un determinado clima y de las variaciones experimentadas por él en diferentes épocas; en segundo término, de la naturaleza y disposición del roquedo coherente (estratificación y esquistosidad de los materiales, sistemas de diaclasas, etc.); y por último, de la influencia presentada por acciones tectónicas sucesivas, con mayor o menor frecuencia (fallas, fracturas, etc.) que motivan la inestabilidad de las estructuras geológicas.

#### GLACIS MIXTOS DE VERTIENTE

De las generalidades sobre glacis, pasamos a presentar ejemplos típicos; en gran parte del valle del Eo y particularmente en el tramo final del río —proximidades de la aldea de Abres— aparece un conjunto de glacis (Fig. 1) con longitudes variables, perfiles longitudinales cóncavos, unos con desarrollo uniforme y regular y otros claramente segmentados; pendientes suaves que descienden gradualmente desde la base de los relieves hacia el cauce fluvial, es decir, corresponden a zonas de enlace entre las vertientes y el curso del río, sin una marcada línea de inflexión; la concavidad del perfil no es muy acusada y el descenso es algo irregular, con inclinaciones variables, terminando en fuerte pendiente hacia el talweg del río; la forma y tamaño de los materiales detríticos que cubren el glacis, evidencian su origen a partir de los afloramientos locales (probablemente periglaciares) con modificaciones en ciertas zonas a través del transporte por el curso fluvial.

Los glacis que presiden el conjunto de meandros del curso fluvial del Eo en Abres, están dispuestos a manera de conos revestidos en las partes altas por materiales detríticos periglaciares y en sus zonas bajas por aportes de tipo fluvio-torrencial. A continuación se describen tres ejemplos de estas formas topográficas:

A) *Glacis de Refoxos*. Los procesos de arrollada difusa sobre vertientes son los principales responsables de la génesis de los glacis de erosión y mixtos, que se establecen de una manera dispersa y con cierto escalonamiento en el paraje de Abres (vertiente noroccidental del pico de Guiar, 548 m) perteneciente al valle del Eo. La Gráfica I muestra el perfil del glacis de Refoxos, seguido de otra forma topográfica con un nivel algo más elevado y destruido en su parte final por un brusco corte y rápido descenso hacia el cauce fluvial. La superficie del glacis queda disecada y sensiblemente degradada por su discontinuidad en la regularización de la pendiente general; el perfil longitudinal es suavemente cóncavo y la inclinación, repetimos, es irregular y discontinua. El Cuadro II muestra las variaciones de pendiente en función de la distancia de abajo hacia arriba, expresada en tanto por ciento, con el valor de la pendiente media que indica fuerte inclinación. Glacis apoyado sobre un relieve dominante y queda separado de la vertiente por una profunda y amplia barrancada, con materiales en la base arrastrados con posterioridad a la formación del barranco. Entre la pendiente del glacis y aquella de la vertiente se observa sensible diferencia, sin que ello suponga la existencia de una línea de inflexión (knick) puesto que es el barranco el que separa vertiente y glacis.

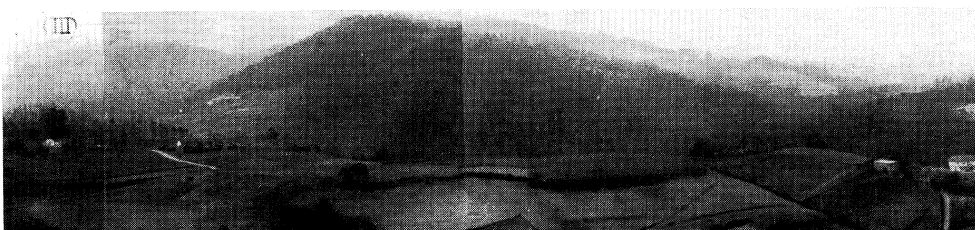
No se ha encontrado corte visible que determine claramente la presencia de una acumulación aluvial; sin embargo, la aparición de algunos cantos hallados en superficie o bien mezclados con formaciones de lentillas pizarrosas a altitudes de 25-30 m respecto al cauce actual, hacen suponer la



(I) Glacis de la Escuela.

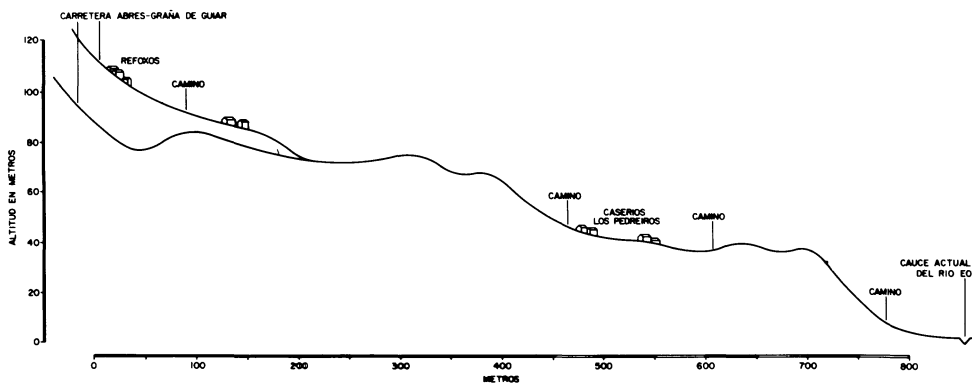


(II) Glacis mixtos...



(III) Zona media del glacis de Refoxos.

Fig. 1.



Gráfica I. Perfil longitudinal del glacis de Refoxos.

## CUADRO II

Pendiente general en tanto por ciento

Glacis de Refoxos		Glacis Escuela	Glacis Abres
%		%	%
(I)	(II)	3,5	1,6
2,4	8,4	7,0	11,0
8,2	3,2	2,6	2,3
4,4	4,6	2,0	5,8
2,2	6,2	2,4	8,4
5,2		3,2	6,2
2,2		8,0	
		4,4	
Media en 760 m = 4,1	Media en 200 m = 5,6	Media en 750 m = 4,1	Media en 700 m = 5,9

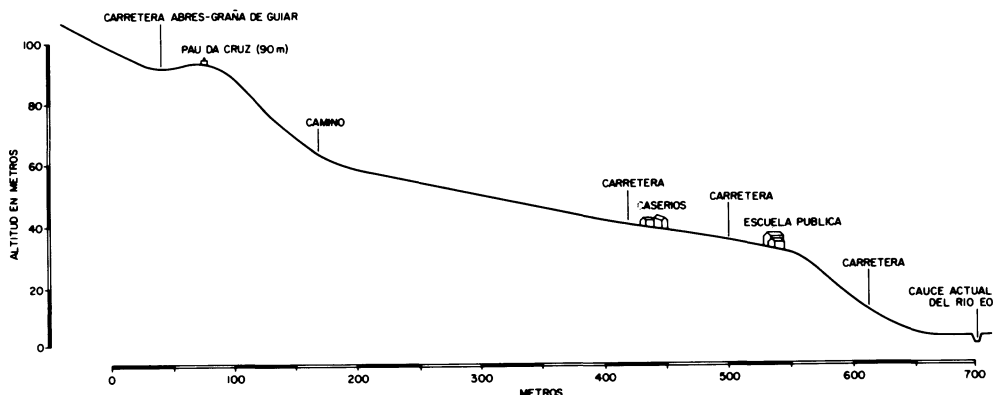
existencia de un antiguo nivel de base fluvial; sin que sea muy nítido el paso del material coluvial al aluvial, la presencia de este último se observa en el espacio de 100 m, primero por una mezcla de ambos arrastres y posteriormente aparecen los cantos puros de tipo fluvial. Puede confirmarse la presencia del depósito de terraza a +35 m sobre el talweg actual del Eo, por la existencia de materiales de aluvión encontrados en las proximidades de la Estación Depuradora de Aguas de Ribadeo y en las cercanías del caserío de Leirado.

La sección topográfica en superficie del glacis, con substrato pizarroso, queda cubierta por acumulaciones coluviales de escasa potencia, a veces mezcladas con materiales muy elaborados; se trata de un depósito con materiales de dimensiones relativamente reducidas (Md. = 6,3 cms; C = 38,0 cms en pizarras; 6% de cantos grandes y ausencia de bloques) y composición litológica muy de acuerdo con la del substrato pizarroso-cuarcitoso; son materiales muy poco elaborados y con aspecto de escombros ordenados en las acumulaciones inferiores. El glacis en su parte final desciende con fuerte pendiente (8,2%) y termina en contacto con un aterrazamiento o llanura alu-

vial de 75 m de ancha, la cual queda colgada a dos y medio del cauce actual del Eo.

El depósito de lentillas (93% de dimensiones menores de 4 cm) establecido aproximadamente en el lugar de Los Pedreiros, hacia abajo de la superficie del glacis, está constituido por elementos pizarrosos con muy débil desgaste (Md. Id. = 46) y altos aplanamientos.

B) *Glacis de la Escuela*. Se trata de una forma topográfica bastante uniforme en cuanto a sus caracteres generales, y queda separada de la vertiente por una ligera escotadura que enlaza la ladera de la misma con el pico de Pau da Cruz y que es aprovechada en su depresión para el paso de la carretera de Abres a Graña de Guiar. Ofrece este glacis un perfil longitudinal mixto (Gráfica II), con una concavidad bastante marcada y sensible pendiente en cabecera (8,0%), siguiendo a esta morfología un desarrollo rectilíneo de aproximadamente 375 m de longitud y descendiendo gradualmente con una inclinación media de 2,5% (Cuadro II), para terminar con fuerte pendiente (7,0%) en la llanura aluvial colgada a 3 m sobre el cauce actual del río.



Gráfica II. Perfil longitudinal del glacis de la Escuela.

La sección topográfica está cubierta de coluviones de origen periglacial, algo cementados y arrastrados por solifluxión o por arrollada difusa a través de la vertiente. La fragmentación del substrato pizarroso contribuyó, por un lado al transporte y relleno de la superficie del glacis y por otro, a la propia formación del proceso erosivo; la potencia de estas acumulaciones es escasa, los fragmentos son angulosos (M. Id. = 55) quizás alguno con muy suave desgaste adquirido en el corto recorrido durante el episodio del relleno de la superficie del glacis; la disposición de los elementos en el depósito es caótica, el grosor pequeño (Md. = 5,0 cm y C = 16,0 cm) y la naturaleza litológica muy local (pizarras, cuarcitas y muy pocos cuarzos).

Los materiales detríticos superficiales del glacis se enlazan hacia abajo con acumulaciones mixtas, unos elementos de tipo periglacial y otros elaborados en medio fluvial; se considera que la mayor o menor regularidad del glacis se debe a los aportes de materiales crioclasticos; debajo de la cobertura detrítica, los relieves del substrato son muy variados. En momentos de máxima estabilidad de la vertiente se forma un nivel de base fluvial, representado por la terraza de +35 m sobre el cauce actual del Eo; sus elementos litológicos se presentan muy elabo-

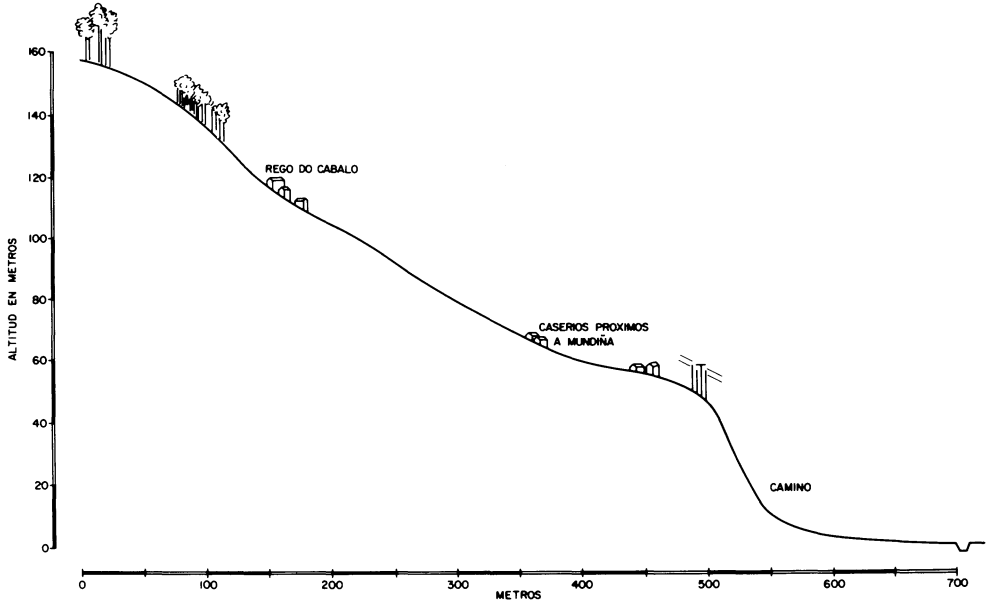
rados, con mediana de índice de desgaste para cuarzos de 207 y cuyo valor es muy análogo al de las terrazas que aparecen en otros glacis (Md. Id. = 216-248); se trata pues, de depósitos de régimen fluvial activo con tendencia hacia la torrencialidad. Ambas acumulaciones coluviales y aluviales se apoyan en un substrato pizarroso, fragmentado y alterado. Se observan también masas de lentillas pizarrosas, de tipo periglacial, pero su disposición y la falta de estratificación, son caracteres que impiden considerarlas como materiales ordenados o «grèzes litées».

C) *Glacis de Abres.* La superficie del glacis bastante regularizada aparece en algunas zonas cubierta por derrubios de vertiente, de textura variable, lo que imprime a las acumulaciones sensible heterometría; estos depósitos detríticos son de la misma naturaleza litológica que la roca coherente y han sido arrastrados por solifluxión o bien por arrollada difusa; la potencia de los clastos es diferente de unos a otros lugares y oscila entre unos decímetros y un metro.

El substrato lo forman paquetes de pizarras y cuarcitas con pequeñas bolsadas y vetas de cuarzo; elementos detríticos muy aristados, sin apenas desgaste, posiblemente liberados de la roca coherente en condiciones

climáticas frías —accionamiento periglacial— por fenómeno de gelivación; las partes altas ofrecen fuertes pendientes (6 %-8 %), suavizándose las inclinaciones en la amplia zona media de aproximadamente 300 m de longitud (5 %-2 %), termi-

nando el glacis en la parte baja con más débil pendiente, seguida de una ruptura de acentuado descenso (11 %), cuya base se enlaza con la extensa llanura aluvial de 100 m de longitud y colgada 3 m sobre el cauce actual (Gráfica III y Cuadro II).



Gráfica III. Perfil longitudinal del glacis de Abres.

Todo el perfil longitudinal del glacis pertenece a una vertiente con tendencia a la regularización, cortada a ambos lados de su superficie por barrancadas que forman arroyos intermitentes. En algunos sectores próximos a la llanura aluvial se observa un talud de roca coherente formando acantilado de 30 m de altura, con plegamientos, crenulaciones y brechas de fricción, lo que hace suponer la influencia de condiciones estructurales modificadas por acciones tectónicas.

## CONSIDERACIONES FINALES

Los glacis que presiden el conjunto de meandros del curso fluvial del Eo en Abres están dispuestos a manera de conos, revesti-

dos en las partes superiores por materiales detríticos periglaciares y en las zonas bajas por aportes de tipo fluviotorrencial. Se trata de formaciones en cuya génesis han intervenido diversos agentes geomorfológicos; a ambos lados de la superficie de los glacis, sensiblemente aplanada y no de gran anchura, aparece un talud o escape, bien neto o con suave pendiente, en cuyo fondo discurren arroyos o bien regatos, en general intermitentes.

La disposición y configuración de estas formas topográficas comunican al paisaje de este sector fluvial rasgos peculiares; la depresión estructural donde aparecen los glacis está dominada por relieves de no gran altura que pertenecen a la Cordillera Cantábrica. En esta zona son muy frecuentes los



glacis de erosión sobre vertientes montañosas, de desarrollo sensiblemente regular, en rocas relativamente duras y cubiertos en gran parte por materiales detríticos, cuyo origen está posiblemente en dependencia con anteriores climas periglaciares y en relación con cursos fluviales.

Los glacis de esta zona (glacis coluviales o de vertientes) son de pequeña longitud (diferentes autores establecen para todo el mundo la mínima en 500 m y la máxima entre 10 y 20 kilómetros) como representantes de antiguas vertientes de mayor extensión; se trata de glacis disecados que se forman en las arrolladas difusas sobre las vertientes, desplazan los materiales detríticos de su superficie, al mismo tiempo que provocan un aplanamiento de la misma y una serie de canales cada vez más profundos. Se desarrollan en un roquedo coherente del Paleozoico inferior esquistoso y pertenece a la categoría de «glacis mixtos de derrubio» —también llamados «glacis de ablación»— con espesores de materiales detríticos relativamente débiles. En la parte media y final del glacis aparece el tránsito a las formas fluviales de terrazas (DUMAS, 1966, pág. 40; ASENSIO y NONN, 1964).

Estos glacis en las laderas de los relieves pertenecen, desde el punto de vista genético, a fuertes oscilaciones climáticas y se han formado en un clima anterior de tipo frío, con escasa fitoestabilización de vertientes; estas modificaciones morfoclimáticas han permitido la alternativa de sistemas morfogénicos diferentes, unos caracterizados por importantes fragmentaciones mecánicas y otros por alteraciones bioquímicas, que ya fueron detectados en estudios anteriores de terrazas fluviales en el valle del Eo (ASENSIO AMOR y NONN, 1964; ASENSIO AMOR y LOMBARDERO RISCO, 1985) y en los de Lorenzana y Mondoñedo (ASENSIO AMOR y COPA NOVA, 1985). Por su aspecto y condiciones genéticas se asemejan a los glacis de vertientes periglaciares de erosión (SOLE SABARIS, 1964) cuyas características son: formas residuales de escasas di-

mensiones, abundancia de derrubios crioclásticos (GONZALEZ MARTIN y ASENSIO AMOR, 1981) fuerte erosión lateral y un solo nivel sobre el que se apoyan las terrazas fluviales antiguas, correspondientes al Cuaternario inferior (Gunz-Mindel ?) y medio (Mindel-Riss) y que son susceptibles de relación aguas abajo y en las proximidades de la costa con las terrazas fluvio-marinas datadas del Tirreniense I (ASENSIO AMOR, 1985).

Desde el punto de vista genético también se pueden considerar como glacis-terrazas, es decir, glacis de acumulación coluvial y aluvial, cuyos materiales proceden de aportes laterales (vertientes) y longitudinales (cauces fluviales) y que recubren a un glacis de erosión. En nuestra publicación sobre las terrazas del Eo advertimos que el depósito correspondiente al nivel de +35 m de Villafernando se apoyaba sobre la extremidad de un glacis suavemente inclinado hacia el valle fluvial y cuya superficie alcanzaba altitudes de 70-80 m; análogamente se observó esta disposición en otros valles fluviales, tal como la acumulación de Transmontes en el río Oro (ASENSIO AMOR y NONN, 1964) que descansa sobre un saliente rocoso que forma la extremidad de un glacis, y la terraza del río Landro, situada en el km 5 de la carretera de Viveiro a Ferreiras, asentada sobre una superficie aplanada y ligeramente inclinada hacia el cauce del río (NONN, 1966, pág. 440). En esta simbiosis morfológica se pone en evidencia por una parte, que la formación del glacis es anterior al proceso de transporte y sedimentación fluvial y por otra, que posterior a la formación de la terraza los glacis han podido continuar independientemente su evolución cubriendo a las formas fluviales.

En resumen, los glacis referidos en el valle del Eo son heredados de otros climas anteriores, de carácter menos húmedo, es decir, en condiciones climáticas diferentes de las actuales y por consiguiente, en circunstancias genéticas de importantes oscilaciones del clima y fuertes variaciones glacioeol-

táticas del nivel marino durante el Cuaternario (ASENSIO AMOR, 1970). Por otra parte, la presencia de niveles fluviales a +70 m en la margen izquierda del Eo (ASENSIO AMOR y LOMBARDERO RICO, 1986) y ausencia a la misma altitud en

la margen derecha, evidencia una evolución del río en este sector de Abres, coincidente con la formación de meandros encajados a partir del Cuaternario Medio (Mindel-Riss) y presencia de terrazas por debajo de los 40 m en ambas orillas.

## BIBLIOGRAFIA

- ASENSIO AMOR, I. (1970). Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astur, en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. *Estudios Geológicos*, 26, pp. 29-91.
- ASENSIO AMOR, I. (1985). Conexión entre terrazas prelitorales y litorales en las proximidades del límite galaico-astur. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, 321-328.
- ASENSIO AMOR, I. y COPA NOVO, J. M. (1985). Aspectos morfológicos y sedimentológicos del Cuaternario de Mondoñedo-Lorezana (Lugo). *Estudios Geográficos*, 180, pp. 285-301.
- ASENSIO AMOR, I. y LOMBARDERO RICO, J. M. (1985). Formaciones cuaternarias en el valle del Eo, aguas arriba de A Pontenova (Lugo). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, pp. 2-49.
- ASENSIO AMOR, I. y LOMBARDERO RICO, J. M. (1986). Contribución al estudio de terrazas fluviales en el valle del Eo. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, pp. 31-36.
- ASENSIO AMOR, I. y NONN, H. (1964). Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. *Estudios Geográficos*, 96, pp. 319-366.
- BIROT, P. et DRESCH, J. (1966). Pediments et glaciais dans l'ouest des Etats-Unis. *Anna. Geogr.* 411, pp. 513-552.
- DUMAS, B. (1966). Les glaciais, formes de convergence. *Bull. Assoc. Geogr. Fr.*, 345, pp. 34-47.
- DUMAS, B. (1967). Place et signification des glaciais dans le Quaternaire. *Bull. Assoc. Fr. pour l'étude du Quater Séance 25 Nov.*, pp. 223-244.
- GONZALEZ MARTIN, J. A. y ASENSIO AMOR, I. (1981). Glaciais detríticos en el valle del Henares (Guadalajara-Alcalá de Henares). *Actas V Reunión G. E. Cuatern.* Sevilla, pp. 135-138.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. (1973). La Vega Alta del Segura. *Tesis*, Universidad de Murcia, pág. 288.
- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice (Espagne). *Etude Geomorphologique*. Pág. 440. *Soc. Edit. «Les Belles Lettres*, 95, Boulevard Raspail. Paris, VI<sup>e</sup>.
- SOLE SABARIS, L. (1964). Las rampas o glaciais de erosión de la Península Ibérica. *Sym. Morfo. Paisajes Áridos Medite.* Heratlon (Creta), pp. 13-18.
- TRICART, J., RAYNAL, R. et BEÇANCON, J. (1972). Cones rocheux, pediments glaciais. *Anna. Geogr.*, 43, pp. 1-24.