

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS

Dpto. de Geografía, Urbanismo y O. T. Universidad de Cantabria

Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés)

RESUMEN

La Sierra de Tendeñera constituye un enérgico relieve morfoestructural en el que se han inscrito las huellas del modelado kárstico y del glaciario pleistoceno y holoceno. En Tendeñera se aprecia una karstificación que se inicia en los períodos finales del Terciario, así como huellas glaciares del máximo pleniglacial, del Tardiglacial y de la Pequeña Edad del Hielo. En la actualidad, constituye un ámbito de alta montaña deglaciada con formas y procesos heredados de períodos recientes, procesos entre los que predominan los crionivales de ladera.

RÉSUMÉ

Géomorphologie de la Sierra de Tendeñera (Pyrénées aragonaises).- La Sierra de Tendeñera constitue un relief morphostructural vigoureux où se sont inscrites les traces du modelé karstique et du glaciisme d'âge pleistocène et holocène. On y peut apprécier une karstification qui commence à la fin du Tertiaire, ainsi que les traces glaciaires du maximum pleniglacial, du Tardiglacial et du Petite Age Glaciaire. Dans l'actualité elle constitue un espace de haute montagne

déglaciée avec des formes et processus hérités de périodes récentes parmi lesquels ceux d'origine crionival de versant y dominant.

ABSTRACT

Geomorphology of the Sierra de Tendeñera (Aragonese Pyrenees).- This range is a morphostructural relief shaped by karstical and glacial processes during pleistocene and holocene periods. Its karstification began in the late Tertiary era, while the glacial remains were built during Pleniglacial, Tardiglacial and Little Ice Age phases. Today the Tendeñera range is a deglaciaded high mountain area with processes and landforms derived from recent periods, with dominant periglacial processes.

Palabras clave / Mots clé / Key words

Pirineos, Geomorfología kárstica, Geomorfología glaciaria.
Pyrénées, Géomorphologie karstique, Géomorphologie glaciaire.
Pyrenees, Karst Geomorphology, Glacial Geomorphology.

LA SIERRA de Tendeñera constituye un elevado cordal desde el río Ara hasta el Gállego, formando una elevada cresta con cumbres entre 1.900 y 2.800 m de altitud. Se desarrolla a lo largo de más de 15 km y no excede los 3 km de ancho, con sendas vertientes muy abruptas a ambos lados. La sierra separa nítidamente los ámbitos del Pirineo Axil y la Depresión Intermedia. Al norte quedan el Valle de Tena (al que limita por el sur) y el Alto Ara, y al Sur La Ribera de Biescas y el Ara medio en el sector de Torla. Constituye, pues, una importante barrera geográfica con implicaciones de carácter climático, hidrológico y humano, que hacen de

ella un ámbito plenamente diferenciado de su entorno próximo.

Todo el conjunto forma parte de la unidad morfoestructural surpirenaica denominada Sierras Interiores y comprende un amplio sector de montaña media, en sus vertientes, y de alta montaña en las zonas culminantes. Se trata de una pequeña parte del vasto conjunto pirenaico descrito por Solé (1954, pág. 30) como «el pirineo calizo, el de tonos claros y colores abigarrados, el de los calveros inhóspitos y entalladas gargantas», que tan bien se ajusta a la Sierra de Tendeñera.

I EL RELIEVE: UN DOMINIO MORFOESTRUCTURAL

La Sierra de Tendeñera constituye una importante barrera de materiales mesoterciarios verticalizados y plegados en cascada, con una acusada vergencia Sur, formando el límite septentrional del manto de Gavarnie.

La unidad de Tendeñera esta constituida por materiales muy diversos; calizas puras, dolomíticas, arenosas y margosas, dolomías y margas que varían lateralmente. Toda la serie ha sido estudiada por H. Wensink (1962) y R. Van der Voo (1966) en Tendeñera, y minuciosamente por E. J. Van de Velde (1967) en el sector de Ordesa. Los materiales paleozoicos arman la base de la vertiente septentrional. Se trata de calizas y areniscas fuertemente tectonizadas del Silúrico y Devónico con un estilo tectónico imbricado de gran complicación (WENSINK, 1962; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; RÍOS et al., 1989).

En contacto con el Paleozoico se encuentran la «Formación Estrecho», formada por 120-150 m de calizas gris claro del Campaniense, que comprende dolo-

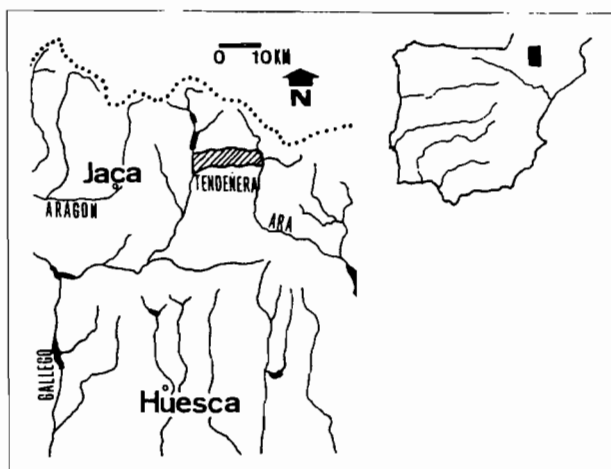


FIG. 1. Mapa de Situación.

mías detríticas, calizas y dolomías calcáreas. Por encima reposa la «Formación Tozal»: areniscas, calizas y calizas areniscosas del Maastrichtense, con un espesor de 500-1.000 m (WENSINK, 1962; VAN DER VOO, 1966; FERRER BENIMELLI, 1981). Sobre el Maastrichtense se

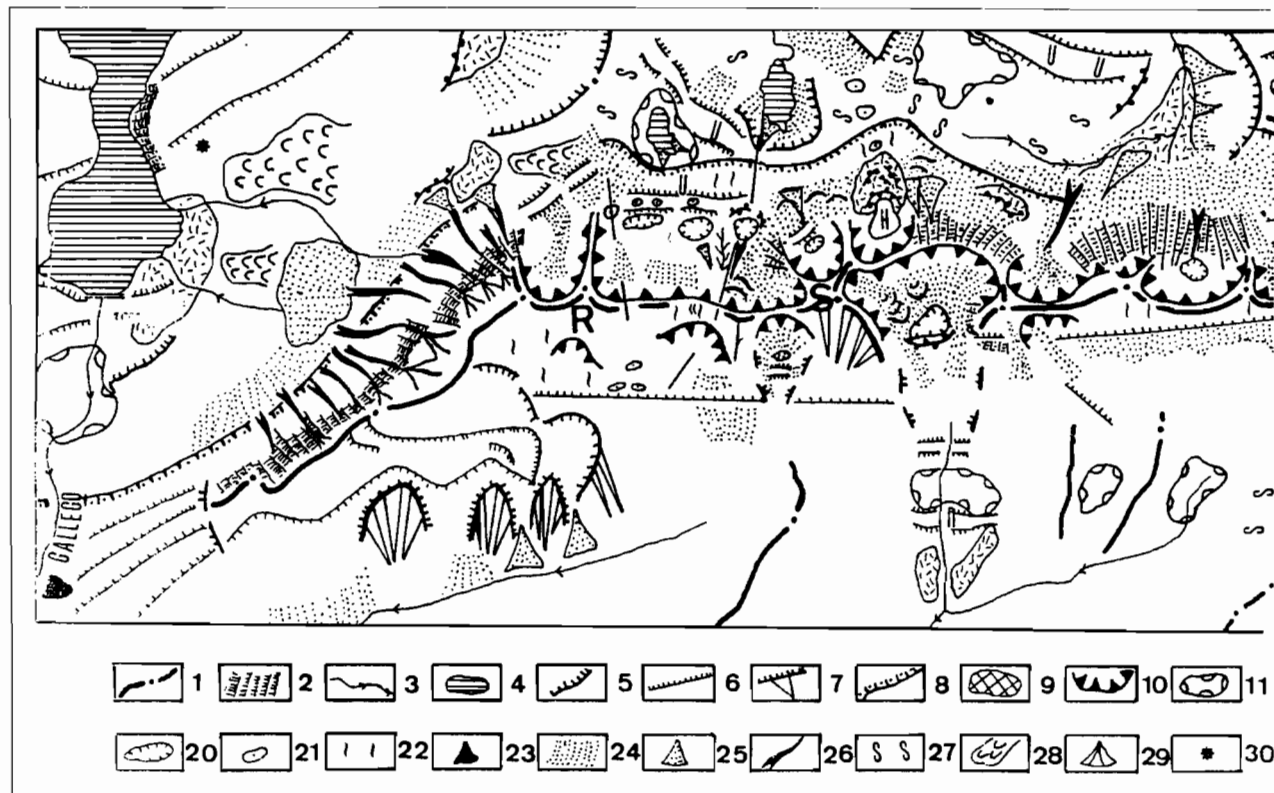


FIG. 2. Esquema geomorfológico de la Sierra de Tendeñera. 1, cordales y cumbres. 2, escarpes y paredes verticales. 3, arroyos y ríos. 4, ibones. 5, escarpes indiferenciados. 6, escarpes de origen estructural. 7, dorsos de estratos con escarpe en su frente. 8, contacto Paleozoico-Mesozoico. 9, rellanos erosivos culminantes. 10, circos. 11, cubeta de sobreexcavación. 12 umbral glaciar. 13, rocas aborregadas. 14, artesa glaciar. 15,

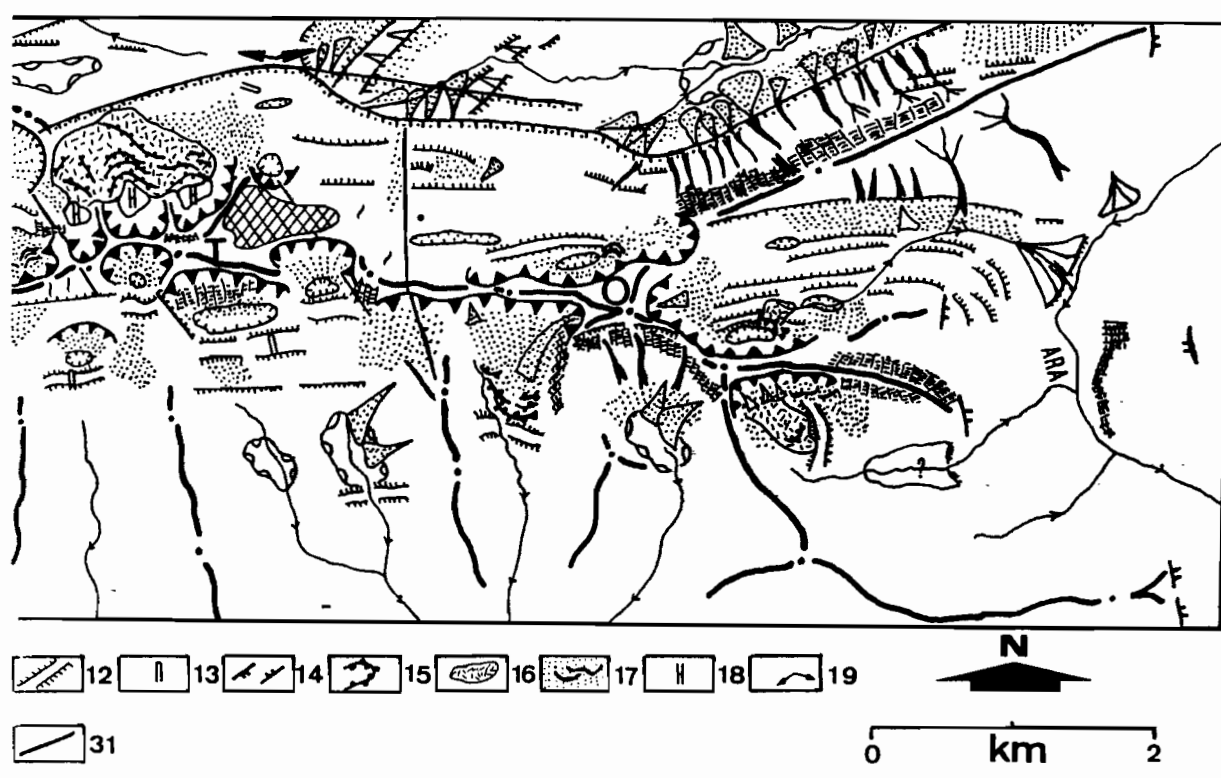
encuentran la «Formación Salarons», con 60 m de dolomías y calizas dolomíticas del Santoniense, y la «Formación Gallinero», con 150 m de potencia y constituida por calizas detríticas y nódulos de sílex, así como por las calizas de alveolina en la parte superior, ambas del Danomontense. Al Sur, se desarrolla la serie flysch del Eoceno descansando discordante sobre la «Formación Gallinero».

La Sierra de Tendeñera tiene su origen en la tectónica de gravedad producida por el juego del sustrato, que ocasiona que la cobertera sedimentaria se desconecte del basamento y se desplace hacia el Sur, como resultado de la acción gravitacional producida por el levantamiento del Pirineo Axil. Tectogénesis de gravedad que en la Sierra implica un desplazamiento gravitacional y plegamiento con vergencia meridional de los materiales mesozoicos y cenozoicos y que ha inducido la presencia de estratos con una fuerte vergencia sur entre 50 y 70 grados, dando lugar a una sucesión monoclinnal con pliegues locales, observables en el dorso de Tendeñera. Cámara y Klimowitz (1985) exponen una interpretación

dinámica, en el marco de las teorías de Seguret, según la cual durante los movimientos del manto de Gavarnie, en el Eoceno-Oligoceno, se producen los cabalgamientos y acortamientos N-S. Al norte, presenta un brusco contacto con el sector axil, y afloran materiales paleozoicos que forman parte topográfica de la Sierra, mientras al Sur enlaza con los materiales turbidíticos fuertemente plegados y cabalgantes de la serie flysch.

El plegamiento de los materiales se complica de Oeste a Este, de manera que de una sucesión de pliegues con vergencia Sur y con los flancos verticalizados por el desventramiento de la charnela, en la extremidad occidental, se pasa a un anticlinal asimétrico fallado y cabalgado en el extremo oriental, en la Peña de Otal, antecediendo la gran complejidad tectónica de las Sierras Interiores en la zona de Ordesa. Este hecho motiva la distinta disposición de la formaciones en cada sector, con morfologías bien diferenciadas para las vertientes N. y S.

Todo el conjunto se encuentra fracturado, con una dirección dominante NO-SE (fig. 4) que se cruza con



morrenas. 16, material morrénico. 17, morrenas de nevero y arcos de flujo. h, helero residual. 19, difluencia glaciar. 20, depresión de origen kárstico. 21, simas. 22, lapiaz. 23, Formación travertínica. 24, derrubios de ladera. 25, conos de derrubios. 26, canales de aludes. 27, solifluxión. 28, deslizamientos de ladera. 29, cono de deyección. 30, Hoz de Jaca. 31, fracturas con significación morfológica.

orientaciones N-S y NE-SO, constituyendo un sistema en aspa (CERVELLO et al., 1983). La fracturación ha compartimentado el conjunto, con desnivelamientos importantes en algunos casos, como el que motiva la elevación en bloque del sector del Pico Tendeñera (2.853 m), delimitado por una fractura NNO-SSE, que de esta manera supera en altitud al resto del cordal, y ha favorecido una presencia más continuada del glaciarismo.

1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE LA SIERRA DE TENDEÑERA

Como consecuencia del control lito y tecto-estructural, se pueden distinguir tres espacios bien diferenciados desde el punto de vista morfoestructural que rigen el relieve de la Sierra.

A. Crestas y cumbres: diferencias litoestructurales

Los sectores cimeros de Tendeñera son cordales muy agudos y continuos a elevada altitud. Se han originado por la erosión de la formación Tozal, que aflora allí donde no existen las calizas danomontenses. La erosión ha encontrado un nivel de resistencia en estas últimas, que constituyen el resto de las crestas y forman en casi todos los casos el límite meridional. En función de la litología se diferencian nítidamente dos tipos de formas:

a) *Crestas sobre la «Formación Tozal»*.- Las cumbres y aristas desde la Ermita de Santa Elena hasta Peña Roya, y los espolones y aristas al Norte del cordal principal están modelados en esta formación. Sus características estructurales, tableamiento y fuertemente diaclasado, motivan un modelado con aristas agudas, en las que la erosión diferencial de los estratos produce un dentado característico formado por las capas verticalizadas. Las laderas son abruptas y acanaladas, con estratos duros verticales alternando con otros blandos incididos y cubiertos por canturral, que enlazan con el fondo mediante conos de derrubios de gran desarrollo.

La cumbre de Tendeñera (2.853 m), modelada en estos materiales, está armada por una serie de estratos verticales de mayor resistencia que los pliegues de la «Formación Gallinero», en posición subhorizontal. Constituye un típico *horn* entre circos glaciares, por lo que no podemos hablar en este caso de una morfoestructura en sentido estricto.

b) *Crestas sobre la «Formación Salarons»*.- Las calizas puras y resistentes de la «Formación Salarons» constituyen crestas enérgicas, verticales y compactas, contrastadas con el nivel deleznable de las crestas elaboradas en los materiales maastrichtenses. Dan lugar a un cordal continuo desde el Portillo Chetro hasta la cumbre de Sabocos (2.757 m) y otro desde el Mallo de las Peñas (2.662 m) hasta las proximidades del Pico Tendeñera, donde una importante fractura motiva la presencia del Maaschtrichtense en la cumbre. Estas crestas se encuentran profusamente karstificadas en función del diaclasado.

B. El escarpe septentrional

La cara Norte de la Sierra de Tendeñera está modelada en su mayor parte en la «Formación Tozal», que es dominante, y parcialmente, en la «Formación Estrecho». Este hecho es el que define su morfología, pudiendo distinguirse entre el modelado de las vertientes elaboradas en los materiales maastrichtenses y las elaboradas en los campanienses. Las primeras poseen comportamientos distintos en función de la disposición de los estratos.

a) En sectores con los estratos verticalizados, existen cubetas o circos glaciares en los que los procesos de disolución kárstica cobran especial relevancia asociados a la erosión diferencial y la diversidad litológica de los materiales maastrichtenses (calizas margosas, arenosas y dolomíticas). Estas depresiones están enmarcadas por aristas y cumbres modeladas en los mismos materiales y dominan principalmente en el sector oriental, donde los pliegues son más sencillos. Constituyen los mejores ejemplos el circo entre las Peñas Blanca y Roya, y el circo de Portillo Chetro-Sabocos (figura 4). En el sector oriental se reducen a pequeñas depresiones colgadas que comprenden el escaso espacio donde los estratos se verticalizan, junto a las Peñas Forato, Ripera y Otal.

b) Cuando los materiales presentan buzamientos menores, de subverticales a subhorizontales, se encuentran en resalte, constituyendo grandes y abruptas paredes de más de 600 m de desnivel. Éstas enlazan las aristas y depresiones de estratos verticales con las laderas menos abruptas, ya en el Paleozoico. El Maastrichtense es fácilmente desalojable al ser tableado y estar muy diaclasado, por lo que las paredes se organizan como abruptos frentes surcados por canales asociadas a las diaclasas.

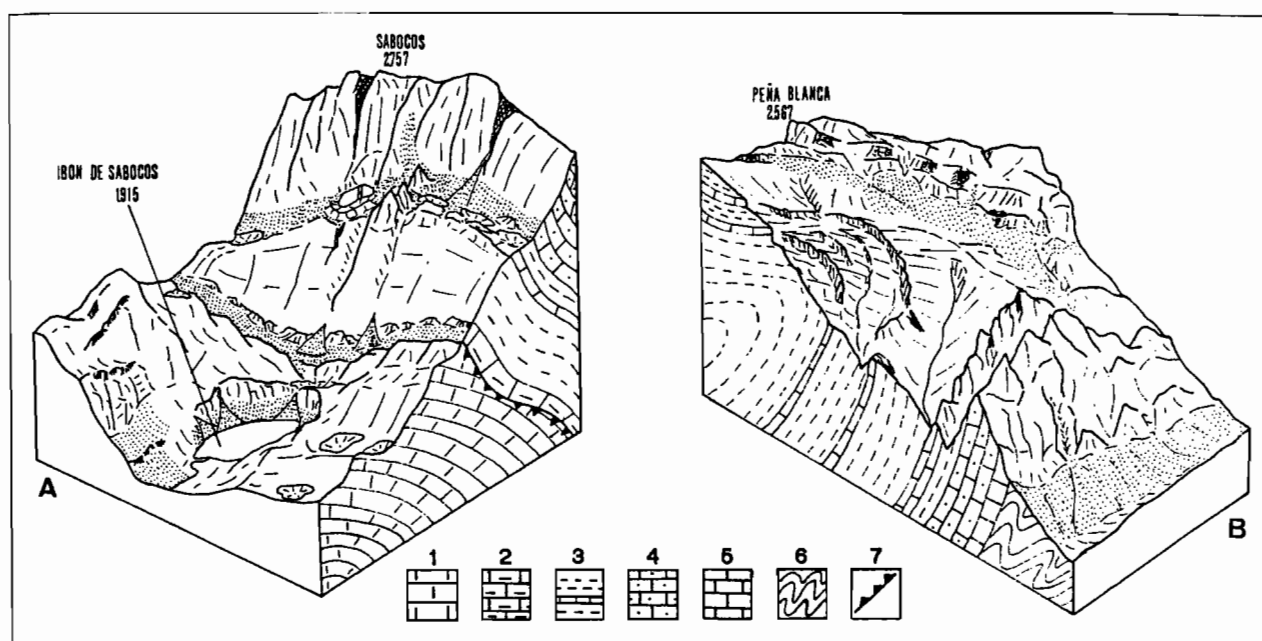


FIG. 3. Las morfoestructuras de la Sierra de Tendeñera. A. La vertiente septentrional en el sector de Sabocos. B. la vertiente meridional en el sector de Peña Blanca-Fajalata. 1, Paleozoico. 2, Fm. Estrecho. 3, Fm. Tozal. 4, Fm. Salarons. 5, Fm. Gallinero. 6, Fm. Flysch. 7, Cabalgamiento. H, helero.

Las grandes paredes de Forato y Ripera se organizan conforme a la disposición de los estratos, con buzamientos pequeños en las zonas inferiores, que aumentan con la altitud hasta verticalizarse, dando paso entonces a las aristas aéreas y a los circos que enlazan con las cumbres.

La «Formación Estrecho» se caracteriza por la posición subhorizontal de los estratos que configura un frente de fuerte pendiente, característico del límite de la Sierra en Los Asnos-Sabocos y en el valle de Otal. El contraste litológico entre estratos y con las calizas paleozoicas, ocasiona resaltes menores de las calizas dolomíticas campanienses, afectadas superficialmente por la karstificación.

C. La Vertiente Meridional

La vertiente meridional de la Sierra de Tendeñera está construida en las formaciones Salarons y Gallinera, salvo en el sector más occidental, donde el pliegue fallado de Otal hace que se repita la serie en la vertiente Sur, aflorando la formación Tozal, que arma el pico Otal en su zona culminante.

Hasta la Peña Blanca, el anticlinal de vergencia sur que constituye toda la serie ha sido desventrado, lo que motiva la existencia de pliegues verticalizados que

constituyen pequeñas agujas o paredes triangulares como la Aguja de Asieso, en los niveles más resistentes del Danomontiense (figura 3B).

Al Oeste, es la «Formación Gallinero» la que constituye el dorso, al quedar la «Formación Salarons» relegada a las cumbres o a los sectores inmediatos a éstas. Éstos dan lugar a pequeños escarpes y paredes, fundamentalmente allí donde la formación Tozal alcanza la vertiente Sur y provoca las profundas depresiones glaciokársticas, enmarcadas por el Danomontiense. La vertiente, en términos generales, se resuelve como una sucesión de dorsos ligada a la erosión de la charnela del anticlinal volcado, con pequeños relieves monoclinales en detalle, que responden a estratos más resistentes, encontrándose el conjunto desnivelado por la intensa frecuencia de la fracturación y afectado por la karstificación.

2. EL KARST DE LA SIERRA DE TENDEÑERA: LOS CONDICIONANTES ESTRUCTURALES

El karst de la Sierra de Tendeñera posee un limitado desarrollo espacial y las formas exokársticas son poco representativas, siendo fundamentalmente dolinas, simas, cuevas y microlapiaces, siempre de escasa entidad.

CUADRO I. Principales conductos kársticos de la Sierra de Tendeñera y características de los mismos

CONDUCTOS	PROF. m	LONG. m	ACCESO m	SURGENCIA	MATERIALES	REFERENCIAS
S1-S2	-846	6.009	2.534	Sistema Arañonera	Fm. Salarons. Calizas	PUCH, 1981 PUCH, 1987
T.38	-552	—	2.490	Sistema Arañonera	Fm. Salarons. Calizas	Espeleoleg 1981,32 PUCH, 1981 PUCH, 1987
Sist. Sabadell	-580	1.600	2.175	El Espumoso. (Gállego)	Fm. Tozal. Areniscas, calizas arenosas y calizas	Exploracions 1984, 8 PUCH, 1987 CERVELLÓ et al. 1983
Sist. Arañonera	-1.169	11.500 *	2.450	Santa Elena. (Ara)	F. Salarons y Gallinero. Calizas	Espeleoleg 1981,32 PUCH, 1987

* Este desarrollo, en la actualidad, se ha superado ampliamente, y se calcula que alcanza alrededor de 30 km (LÓPEZ, FREIXES, 1989).

El endokarst se encuentra más desarrollado y ha sido estudiado con exhaustividad. Se han explorado los conductos subterráneos desde el año 1972 en Arañonera, con drenaje hacia el río Ara, donde se han registrado una profundidad de 1.169 m, con un desarrollo conocido cercano a los 30 km; y desde 1978 en el sistema Sabadell, con 590 m de profundidad y 480 m de desarrollo, ubicado en el sector oriental y con drenaje hacia la cuenca del Gállego (CERVELLÓ et al., 1983; PUCH, 1981; 1987).

El sistema kárstico presenta unas características heredadas, con formas exógenas inactivas y conductos endógenos fósiles que denotan una desconexión de los más recientes y actuales. Cervelló et al. (1983) apuntan cómo los restos actuales son heredados de episodios preglaciares y precuaternarios. Para esta afirmación se basan en la ocupación de rellenos actuales en las dolinas elaboradas en las calizas del Maastrichtense, en la situación colgada sobre los cauces actuales de las surgencias, como la de Santa Elena a 100 m, y la desproporción de las formas con la pequeña zona de absorción actual, a lo que acompaña la existencia de galerías no funcionales y sin relación con la topografía actual. Por su parte Puch (1987), en el sistema Arañonera, describe la existencia de una red de galerías superiores inactivas que conectan con el colector activo mediante pozos.

En cualquier caso, parece probable que en un pasado inmediato, ligado a la fusión de los glaciares cuaternarios, tardiglaciares y holocenos, todo el conjunto tuviera

una mayor actividad que en la actualidad. En el único helero residual que persiste, al Norte de Sabocos, el agua de fusión fluye por el hielo para introducirse en éste en la zona inferior, sin ningún tipo de drenaje exógeno, lo que ha permitido la perfecta conservación de las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo. Incluso, en la actualidad, hay una dinámica muy desigual entre las estaciones de invierno y primavera, con caudales elevados, y el verano, con caudales muy escasos, lo que puede motivar un endokarst contrastado con el exokarst. Barrère (1952) ha señalado cómo las dolinas se rellenan de materiales finos debido a la naturaleza arenosa de las calizas, que dan lugar a charcas que desaparecen rápidamente en verano por la acción combinada de la evaporación y de la absorción del subsuelo permeable. Por otra parte, las fuentes colgadas sobre los cauces actuales no son significativas de una gran antigüedad, pues se sitúan indiscutiblemente en un nivel de base atribuible a la acción glaciaria, salvo para el caso de la fuente de Baladrás, que los mismos autores relacionan con causas estructurales.

Si estos hechos no confirman de modo definitivo su carácter heredado, hay que sumar la existencia de pozos y sumideros ubicados en las crestas danomontenses y zonas cimerales, hoy inactivos como colectores. Su funcionalidad se asocia en el tiempo a las fases previas al desmantelamiento de los materiales mesocenoicos y posteriores a su emplazamiento. Este período y las formas relictas se relacionan con los rellanos erosivos re-

lictos del Pico de Tendeñera, atribuidos a la Superficie culminante (S1) del sector del Gállego (SERRANO, 1991). Esta superficie se sitúa en el Finioligoceno-Aquitaniense y se habría desmantelado en el Mio-plioceno. Es, pues, en el período intramioceno cuando se iniciaría el karst de Tendeñera. Los karst pirenaicos han sido asociados en sus orígenes a las condiciones climáticas favorables de carácter subtropical de finales del Plioceno (LLOPIS, 1955), así como a restos erosivos colgados asignados al Pontense en Larra (LÓPEZ, 1982).

Por tanto, la disfuncionalidad de los conductos kársticos de mayor altura parece probada, pero es difícil optar por atribuir su abandono a etapas próximas, poswurmienenses, o muy antiguas, terciarias, en el estado actual de conocimientos, si bien se pueden asociar a procesos desarrollados desde el Mioceno hasta la actualidad.

El modelado kárstico de la Sierra de Tendeñera está condicionado por las directrices estructurales. La fracturación en bloques, el diaclasado, la disposición de los estratos y la litología, han condicionado el desarrollo de las formas kársticas y dirigen el modelado actual.

A. Fracturación y diaclasado

La fracturación de la sierra ha influido en dos aspectos. El primero, a gran escala, en la distribución de la escorrentía interna, hacia el Este y el Oeste a partir de la gran falla NO-SE que desnivela la Sierra en las proximidades del pico Tendeñera, y hace de divisoria de aguas entre el Gállego y el Ara (CERVELLÓ et al., 1983). El segundo, en la localización, guiada por la fracturación y el diaclasado, de los procesos de disolución, que han funcionado de modo preferencial en los cruces de fracturas, a los cuales están asociadas las dolinas de mayor desarrollo. En este sentido son significativos los procesos de disolución de las zonas de crestas Danomontenses, en las que grutas y «puentes» o «agujeros» siguen el diaclasado, pocas veces rectilíneo, y ocasionan canales de origen mixto crioclástico y de disolución, además de los profusos y espectaculares agujeros, como el Forau os Diaples o el de la cresta Sabocos-Peña Roya.

Las direcciones de fracturas también son determinantes en la morfología del endokarst, al que dirigen netamente. La figura 4 muestra cómo una comparación visual entre las de fracturas de la Sierra y las direcciones de los conductos endokársticos de los sistemas Arañonera y Sabadell muestran una clara orientación preferente al NO, siguiendo la línea de fracturación principal. Otras alineaciones dominantes de los conductos

subterráneos muestran la influencia de la estratificación, con sentidos E-O, en mayor medida que la de la fracturación N-S.

B. Disposición de los estratos

Ya hemos hecho alusión a la importancia de este hecho en la morfología de la Sierra, pues los estratos verticales favorecen la infiltración y las acciones de disolución. Donde éstos son verticales se han formado grandes depresiones en las que se alojan los procesos kársticos más importantes. Donde los estratos pierden verticalidad, cesan las depresiones y los procesos de disolución son más escasos, apareciendo las grandes paredes y umbrales de contacto con el paleozoico.

Los estratos verticales, además de ser más favorables a la karstificación, también son más resistentes a la erosión glacial, favoreciendo la existencia de niveles de resistencia, o umbrales, y cubetas de sobreexcavación. Éstas son de gran interés en la evolución posterior de los procesos kársticos, pues constituyen lugares favorables para la persistencia del hielo y la nieve, y canalizan la escorrentía subglacial. El desarrollo del endokarst también viene marcado por la disposición de los estratos. Cervelló et al. (1983) señalan la adaptación de las cavidades a la disposición estratigráfica, a la que siguen rígidamente, disminuyendo la pendiente de las galerías a medida que disminuye la inclinación de los estratos. Puch (1987) señala cómo el Sistema Sabadell se adapta al buzamiento de los estratos y la fracturación de dirección N-S y NE-SO. El primer sector, hasta -145 m sigue las juntas de estratificación de las calcarenitas, para dar paso a las zonas verticales, modeladas a favor de las rocas poco competentes del Maestrichtense. La morfología

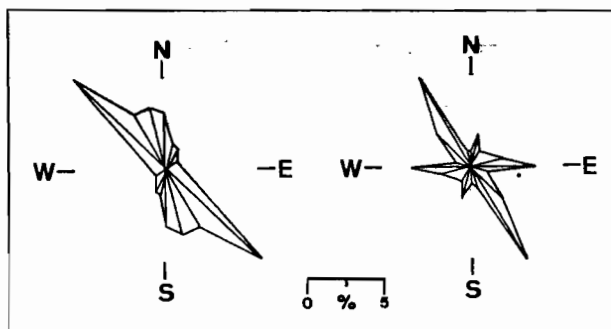


FIG. 4. Relación entre la fracturación y el modelado kárstico. A. Direcciones de fracturas de la Sierra de Tendeñera. B.- Orientación de segmentos rectilíneos de las cavidades subterráneas (sistemas Arañonera y Sabadell). Datos obtenidos de la cartografía existente (PUCH, 1981, 1986).

gía del tramo final, de -480 a -580 m, coincide con el contacto con el zócalo paleozoico y sigue el buzamiento (PUCH, 1987).

El Sistema Arañonera, localizado en el sector oriental de la Sierra de Tendeñera se elabora en las calizas montienses ilerdienses, de escasa potencia, 152 m, pero con una disposición vertical de los estratos que permiten un potencial hidrológico de 1.200 m (PUCH, 1987). En el sector Occidental el pliegue meridional del conjunto danomontense rompe la continuidad de estos materiales, impidiendo un desarrollo similar del endokarst. Destaca, pues, la estrecha vinculación del endokarst a la estructura, tanto en su distribución, como en su desarrollo y morfología.

C. La litología

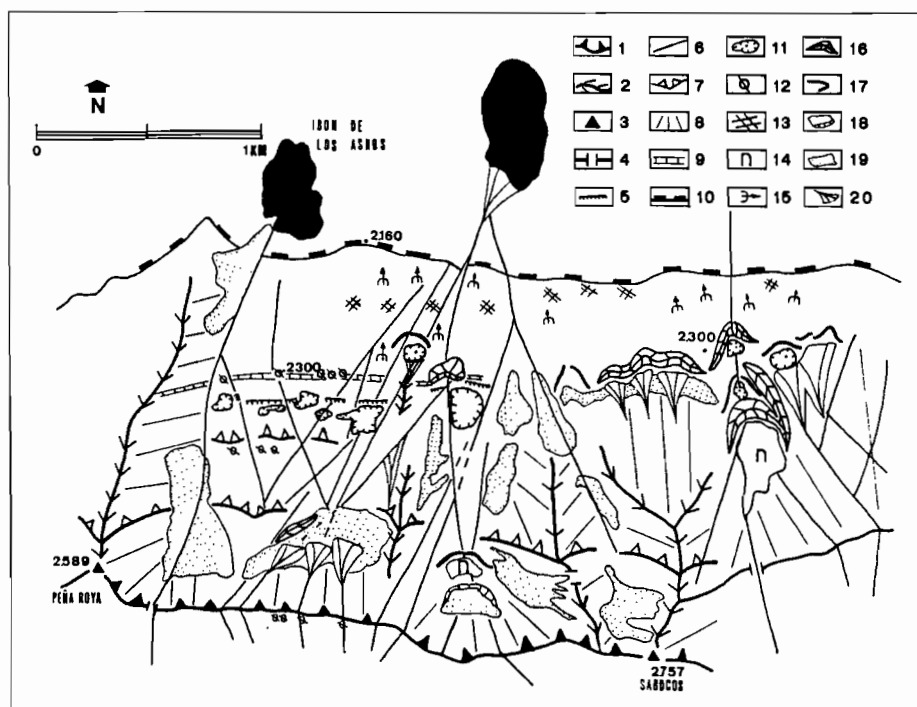
Es el factor fundamental, pues condiciona, con su variabilidad, la existencia y distribución de las formas kársticas. La formación Tozal, compuesta en su mayoría por calizas arcillosas y arenosas con un elevado porcentaje de impurezas, es poco favorable para los procesos de disolución, pero la gran diversidad litológica, con la intercalación de estratos más o menos calcáreos, le confiere sus características morfológicas. En estos materiales se encuentran las grandes depresiones, dirigidas por la verticalidad de los estratos, que engloban formas

kársticas amplias y poco profundas, producto de la disolución en las zonas de debilidad, diaclasas fundamentalmente, que implican procesos de ensanchamiento en mayor medida que de profundización. Un claro ejemplo lo constituyen las dolinas de la depresión Peña Blanca-Sabocos. Labradas en el Maastrichtense, son amplias, poco profundas y de fondo plano, derivado de la acumulación de materiales de descalcificación. En estos materiales, cuando se desarrolla el endokarst, aparecen pozos ligados a la escasa competencia de la roca (PUCH, 1987) y al predominio de los desprendimientos, roturas y hundimientos en mayor medida que a la disolución.

Al sur de estas dolinas, un estrato de 4-5 m de calizas, más carbonatadas que las de su alrededor, ha dado lugar a una mayor karstificación. En él se encuentra un conjunto de simas alineadas a lo largo del estrato y una karstificación profunda siguiendo la disposición de los estratos. Es el denominado «Sistema Sabadell», el cual posee continuidad a lo largo de todo el sector oriental de la vertiente Norte de la Sierra, drenando hacia las fuentes de El Espumoso.

La «Formación Solarons», con 50 m de calizas masivas, también posee un alto grado de karstificación, ligada al diaclasado, que da lugar a profusas cavidades y formas de disolución asociadas, con numerosas dolinas donde los estratos están más horizontales (faja de Bala-drás). La karstificación se encuentra desde las mismas

FIG. 5. Esquema geomorfológico de la Cubeta Peña Roya-Sabocos. 1, crestas. 2, crestas de estratos verticalizados. 3, cumbres. 4, portillos y collados. 5, escarpes. 6, fracturas con significación morfológica. 7, estratos verticalizados en resalte. 8, laderas escarpadas. 9, estratos calizos prominentes, sistema Sabadell. 10, contacto Paleozoico-Mesozoico. 11, dolinas. 12, simas. 13, lapiaces. 14, neveros y heleros. 15, soliflucción. 16, morrenas. 17, morrenas de nevero. 18, derrubios afectados por flujo. 19, pedreras. 20, conos de derrubios.



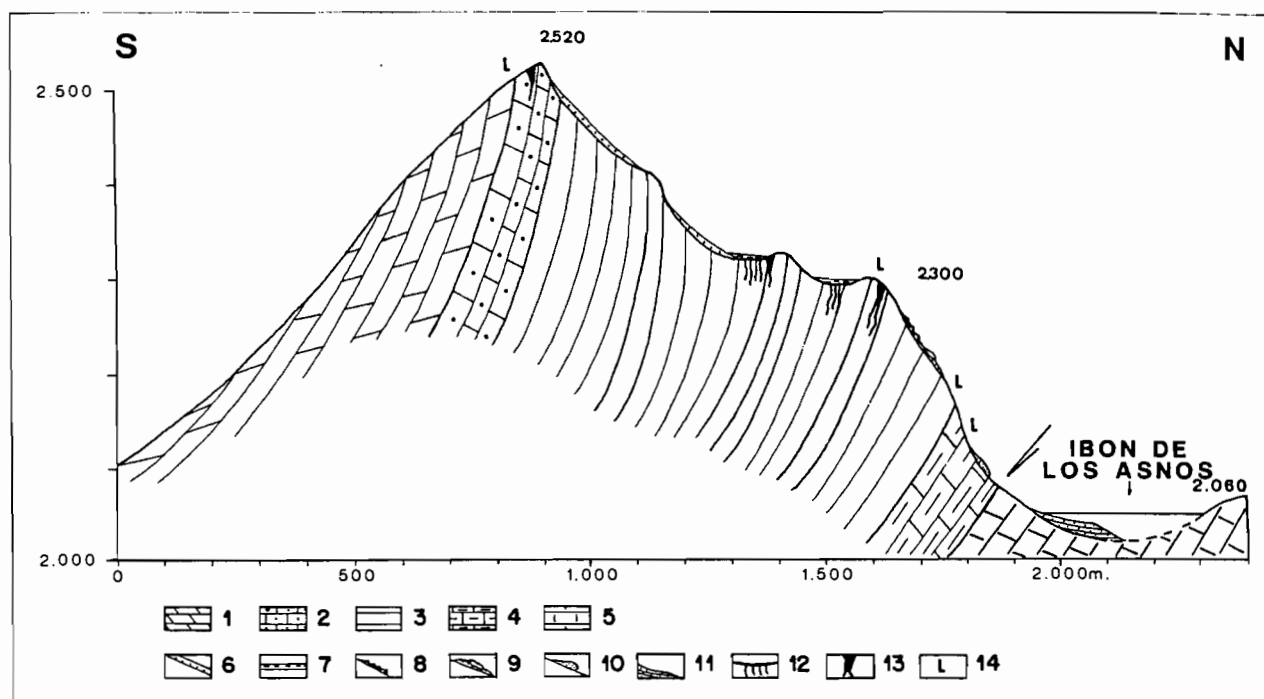


FIG. 6. Perfil morfológico de la cubeta Peña Roya-Sabocos. 1, formación Gallinero. 2, formación Salarons. 3, formación Tozal. 4, formación Estrecho. 5, calizas devónicas. 6, derrubios de gravedad. 7, materiales de descalcificación. 8, terracillas. 9, bloques aradores. 10, lóbulos de solifluxión. 11, cono de deyección. 12, dolinas. 13, simas. 14, microlapiáz.

aristas cimeras, con bocas de simas a 2.700 m de altitud, en ocasiones conectadas con canales, e incipientes microlapiaces de pendiente poco profundos y con recubrimiento de piedras, que también están presentes en las pendientes elaboradas sobre la formación Estrecho. Estas formas se producen por un proceso mixto de disolución y crioclastia como el expuesto por Barrère (1952), pero de menor importancia, en el cual la fusión nival prepara la roca mediante la disolución y el hielo-deshielo primaveral y otoñal produce el material gelifrac to derivado de los regueros kársticos. También son muy frecuentes las dolinas y cubetas glaciokársticas, alojadas en circos de altitud y ligadas genéticamente a los procesos glaciares y nivales, con dinámica actual en algunos casos.

II EL RELIEVE GLACIAR

1. LAS FORMAS DEL MODELADO

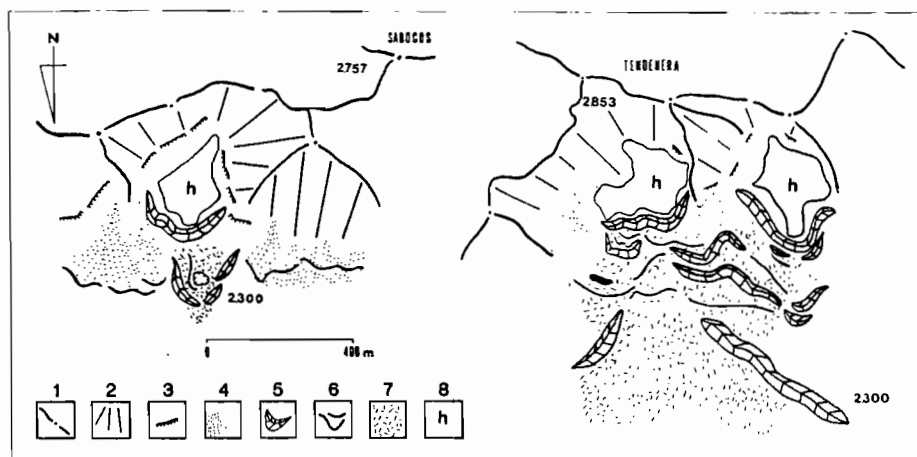
La Sierra de Tendeñera se caracteriza por la existencia de un modelado glaciar que ha retocado sus caracteres morfoestructurales y constituye las formas de mode-

lado dominantes. Presenta 22 circos glaciares que constituyen las formas de erosión dominantes, junto a las cubetas, de origen glaciokárstico.

En la vertiente septentrional existe un mayor número y variedad de circos, pues la escasa altitud se compensa con la verticalidad y orientación de las paredes. Su desarrollo, en algunos casos con paredes de 700 m, orientación al Norte y a barlovento de los frentes, han condicionado la existencia de glaciares hasta períodos recientes.

Destaca la ausencia de artesas bien configuradas, que se desarrollan en las estribaciones de la Sierra (Bolatrica, Gállego, Ara y Otal). Al sur de Tendeñera se localizan, aisladas y excepcionales, artesas glaciares elaboradas en las turbiditas y que no superan el km de longitud. Enlazan los circos de reducido tamaño con los sectores frontales de los glaciares pleistocenos a 1.600 m de altitud, mediante artesas simples y poco excavadas. Estas artesas finalizan abruptamente, ya en el *flysch*, con un acentuado cambio morfológico. Sólo en el Barranco del Infierno existen potentes acumulaciones morrénicas caracterizadas por el predominio litológico de las calizas y la abundancia de materiales finos, que señalan la máxima expansión de hielo en la ver-

FIG. 7. Circos glaciares y complejos morrénicos de los circos de Sabocos y Tendeñera. 1, crestas y cumbres. 2, paredes rocosas. 3, escarpes. 4, derrubios de ladera. 5, morrenas. 6, arcos morrénicos menores. 7, material morrénico disperso. 8, heleros residuales.



tiente meridional de Tendeñera. Se trata de acumulaciones informes depositadas por glaciares simples, de lenguas individuales y escasa capacidad, que señalan la presencia de lenguas de gran espesor que sufrirían una rápida ablación. La desfavorable orientación, la escasa alimentación y la simplicidad del conjunto glaciar, explicarían la brusca detención y fusión del hielo. Aguas abajo, el cambio morfológico sobre el *flysch* es radical, lo que permite delimitar con precisión la expansión del hielo.

Al pie del Pico Tendeñera (2.853 m), en su vertiente septentrional, se localiza un complejo morrénico frontal relacionado con tres pequeños circos alojados en una pared vertical de 200 m de desnivel. A 2.400 m se ubican las morrenas frontales desdobladas en tres arcos mayores perfectamente definidos y numerosos restos menores en la parte interior. El más avanzado se localiza entre 2.350 y 2.400 m y está incidido en su parte frontal, presentando una forma en punta que señala la presencia de una lengua incipiente de cerca de un km de longitud. Por detrás un arco cerrado y amplio señala otra fase menor.

Los arcos exteriores poseen un color gris oscuro y predominio de materiales finos, con abundante presencia de bloques esparcidos por su superficie y los alrededores. En su interior se aloja otro complejo morrénico frontal con cuatro arcos de retroceso, el externo uniendo los dos circos menores, que se individualizan en el resto de los arcos. Ambos culminan a 2.760 m en una morrena cerrada y perfectamente conservada, en contacto con sendos heleros residuales. El último arco, muy bien conservado en los dos circos, denota una génesis muy reciente. Todos ellos se caracterizan por su frescura, con una tonalidad gris claro que los diferencia de los inferiores,

y un predominio de finos, sin aflorar gruesos en superficie (figura 7).

En la cara Noreste de Peña Sabocos se encuentran dos restos también significativos. En el circo septentrional se localiza un helero que posee tres arcos bien conservados, el más próximo en perfecto estado de conservación y en conexión con el helero, y al exterior dos arcos morrénicos mayores.

Los arcos externos están deteriorados, con dolinas intramorrénicas que provocan la remoción de los materiales, y abiertos en su parte frontal. Todos ellos presentan en superficie una alteración acusada, con grandes bloques esparcidos por las laderas. El interno circunda el hielo residual que ocupa el fondo del circo 10 m por debajo de la zona culminante de la morrena frontal. Éste presenta cursos de agua que se introducen por sumideros kársticos, lo que ha propiciado la perfecta conservación de la morrena.

Los circos occidentales de Sabocos y Portillo Chetro presentan también depósitos morrénicos, si bien son menos evolucionados. En la umbría de Sabocos se desarrolla una morrena a 2.280 m a favor de una depresión kárstica asociada a las morrenas externas de Tendeñera y N. de Sabocos. El circo de Peña Roya, encajado y profundo entre agudas cresterías, posee a su salida un conjunto de morrenas generadas a favor de la sobrealimentación por aludes y la fuerte pendiente del circo. Al pie del murallón mesoterciario, ya en terrenos paleozoicos, en la canal del collado de Bazuelo, se localizan las morrenas frontales a 1950 m. En la actualidad están afectadas por procesos solifluidales que han removido los depósitos parcialmente y se entremezclan con los depósitos morrénicos y de nevero allí donde se produce la fuerte ruptura de pendiente.

2. LAS FASES GLACIARES DE LA SIERRA DE TENDEÑERA

A. El Pleniglacial

Durante el período de máxima extensión de los hielos la Sierra de Tendeñera estaría prácticamente glaciada, si bien existiría una fuerte disimetría entre las vertientes norte y sur. La gran barrera morfoestructural de las Sierras Interiores muestra una importancia crucial en la localización de los glaciares pleistocenos. Su posición transversal respecto al acceso de los vientos y borrascas y su orientación han condicionado un acusado contraste entre sus vertientes. Mientras en la septentrional, con aparatos simples y de reducido tamaño, de escasa capacidad morfogénica, intervienen los factores morfoestructurales, en la meridional existirían circos bien desarrollados que alimentan las artesas de Travenosa y Ripera (SERRANO, 1991).

B. Fase glacial I

En Tendeñera se observan las huellas de una fase glacial caracterizada por los glaciares de reducido tamaño que no superan el Km de longitud desarrollados en torno a las cumbres más elevadas de Tendeñera, Sabocos y Peña Blanca.

En la Sierra de Tendeñera las huellas de esta fase son muy equívocas y únicamente se muestran nítidas al pie de los circos de Tendeñera, donde se extienden por debajo de los 2.300 m a favor de un rellano de carácter estructural, Sabocos y Peña Blanca. En la vertiente meridional sólo aparecen los circos más encajados de Sabocos, Otal y Fenez. Se trata de una fase muy pulsadora, con multiplicidad de arcos muy próximos que por correlación con los hechos observados en otros puntos del Pirineo hemos atribuido al Tardiglacial. Además, en las proximidades de la Sierra, en la Paúl de Búbal y el Ibón de Tramacastilla, un reciente estudio palinológico ha detectado la presencia de un enfriamiento entre 10.000 y 11.000 años B.P., en el Dryas reciente, que limitaría el crecimiento vegetal y sería favorable al desarrollo de glaciares en altura (MONTSERRAT, 1992).

C. Fase glacial II

En el interior de los complejos externos, asociados a la fase I, y al pie de los circos y paredes de la Sierra, se localizan los restos atribuidos a una segunda fase. En este período los glaciares sólo se ubicaron allí donde

las condiciones fueron idóneas; paredes abruptas, cumbres elevadas y orientaciones favorables. Se trata en todos los casos de glaciares de circo con pequeñas lenguas de fuerte pendiente que poseen un gran capacidad de erosión, derivada de la actividad crioclástica sobre las paredes que permite una sobrealimentación de clasos. El transporte era reducido, depositando numerosos y amplios arcos morrénicos en la salida de los circos, con morrenas laterofrontales en los más externos de Tendeñera, los más desarrollados, y arcos frontales en Sabocos.

En Sabocos el arco muy nítido y bien conservado confirma la existencia de un período de equilibrio último, muy reciente y único, atribuible a la Pequeña Edad del Hielo. En la umbría de Sabocos se localiza una morrena, en conexión con una cubeta glaciokárstica, que podría relacionarse con este período, al igual que los procesos activos de la cubeta superior de la Umbría, morrena de nevero y derrubio afectado por flujo, que tendrán un carácter heredado de esta fase (figura 7). Este hecho es visible también en el complejo frontal de Tendeñera, donde el arco frontal está perfectamente conservado. En Tendeñera, la orientación y la pared, que por su longitud protege el fondo de la insolación y lo alimenta mediante abundantes aludes, compensan la altitud, que en este caso sólo alcanza los 2.850 m.

Durante el retroceso reciente, pequeñas pulsaciones son responsables de los arcos internos. Éstas podrían ponerse en relación con las descritas para el conjunto del Pirineo (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1989), con pulsaciones menores hasta principios de siglo.

D. Los restos actuales del glacialismo

El período comprendido entre la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad se caracteriza por la deglaciación casi absoluta de la alta montaña, en la que se encuentran numerosas formas periglaciares.

Tras el retroceso glacial reciente de la Pequeña Edad del Hielo, que genera las morrenas internas, se produce un retroceso lento pero constante, con períodos coyunturales y variaciones anuales. En la actualidad se observan los últimos estadios de un retroceso que parece estar en fase terminal. Los restos de Sabocos y Tendeñera no son más que heleros relictos acantonados en sus circos. Todo ello denota el final de una morfogénesis debida al hielo y la dinámica glacial en el ámbito de estudio, que continúa con una activa dinámica periglacial.

III

LAS FORMAS DE MODELADO DE LA ALTA MONTAÑA DEGLACIADA

La alta montaña actual de Tendeñera se caracteriza por la profusión de derrubios, morrenas de nevero, flujos de derrubios y movimientos en masa que reflejan un ambiente periglaciario que genera el incremento de clastos y la removilización de los mismos, todo ello cobijado en los sectores más elevados de la montaña.

En las zonas más bajas, los procesos gravitacionales y los movimientos en masa son los dominantes por su relación con las fuertes pendientes. En la Sierra de Tendeñera la altitud de las cumbres no favorece la existencia de intensos procesos crioclásticos, pero la verticalidad de las paredes propicia que cuando éstos existen las pedreras alcancen cotas muy bajas. En la vertiente septentrional se distribuyen al pie de las paredes, a modo de collar, en torno a los 2.300 m, salvo al pie de la Peña Forato, donde la extrema verticalidad y los 800 m de desnivel provocan que los derrubios lleguen a los 1.800 m de forma absolutamente anómala. En las Travenosas, al pie de Peña Blanca, los derrubios se organizan en conos ligados a canales, con una dinámica mixta de derrubios gravitacionales y de aludes. Donde no aparecen grandes paredes, como sucede en el sector de Portillo Chetro, las pedreras son menores, se asocian a canales y fracturas y no descienden más allá de los 2.400 m.

En la vertiente meridional sólo se localizan derrubios al pie de accidentes tectónicos, con un marcado carácter estructural, y en los circos por encima de los 2.300 m, elaborados en la «Formación Tozal», donde los derrubios ocupan por completo las cubetas.

Los clastos que alimentan las pedreras de la Sierra de Tendeñera tienen dos orígenes distintos. Por una parte, se generan a partir del desmantelamiento de los microlapiaces de altitud, allí donde se presentan las estructuras monoclinamente, al organizarse una fina pedrerilla que se desplaza por la acción conjunta de la gravedad y de la esorrentía pluvial y de fusión, como ya señalara Barrère (1952). Además, hay que sumar la acción desi-

gual de la crioclastia sobre los estratos finamente estratificados y verticalizados, que ocasionan conos asociados a canales cuyo origen son los estratos más deleznales. Este proceso es más acentuado en la «Formación Tozal», donde la alternancia litológica, con profusión de estratos areniscosos, produce la abundancia de matriz y materiales finos en las pedreras.

Asociadas a las pedreras y la acumulación de nieve, existen morrenas de nevero activas allí donde la orientación septentrional y las importantes paredes permiten su ubicación, en algunas ocasiones en altitudes anómalas (2.320 m).

También existen derrubios afectados por flujo, formas de transición generadas por procesos gravitacionales y de flujo asociadas a la intervención del hielo, que tiene lugar en la base de las laderas, donde se producen cambios de pendientes acusados.

En la umbría de Sabocos, bajo la pared de 200 m se desarrolla una acumulación de gelifractos que no alcanza los 100 metros de longitud, caracterizada por constituir un rellano de cantos y bloques caóticos con un escarpe abrupto en el que afloran finos, cantos y bloques. Se sitúa a 2.500 m y sobre un nevero permanente con una morrena de nevero bien desarrollada, en un circo encajado y perfectamente orientado al Norte. Por todo ello, adquiere unas características topoclimáticas peculiares frente a los sectores circundantes, presentes también en otros circos de la Sierra de Tendeñera, con baja insolación, alimentación nival y temperaturas bajas, dada la altitud, que posibilitan un sistema morfodinámico crionival de cornisa-talud plenamente activo (figura 8). La inestabilidad y movilidad del conjunto es absoluta, así como la alimentación permanente de clastos desde la pared, lo que permite aseverar su dinamismo actual.

En las laderas más bajas los procesos y formas dominantes se deben a los movimientos en masa, propiciados por las pendientes y la presencia de finos. Proliferan los lóbulos de solifluxión activos entre los 1.500 y los 2.400 m con tamaños métricos a decamétricos. En laderas cóncavas, como al pie de las paredes de Tendeñera, se asocian a los estratos areniscosos que producen elevados contenidos de elementos finos, aunque sin suelos. La mayor profusión de estas formas la encontramos en el sector Los Asnos-Sabocos-El Verde, donde se ha producido una intensa solifluxión con cobertura vegetal asociada al rellano generalizado en torno a los 2.000 m.

También se encuentran bloques aradores, en relación con los anteriores. Se localizan desde los 1.400 m, también ligados a los estratos areniscosos. Ya hemos seña-

CUADRO II. *Morrenas de nevero*

DENOMINACIÓN	ALTITUD	ORIENTACIÓN	DESNIVEL DE	
	m s.n.m.		PARED m	DINÁMICA
Tendeñera	2.500	N	200	Activa
Sabocos N.	2.320	N	300	s.f
Sabocos E.	2.500	N	200	s.f.

s.f., semifuncionales.

lado cómo al pie de los escarpes de las facies Tozal, de areniscas y calizas areniscosas, se organiza la ladera en una alternancia de modelado en microlapiaces sobre calizas y un recubrimiento de finos sobre el que se elaboran lóbulos, bloques aradores y crioturbaciones. Los bloques aradores proceden de la paredes y son aportados por la gravedad principalmente, desplazándose posteriormente sobre los materiales finos.

En laderas colonizadas por la vegetación sobre materiales paleozoicos son frecuentes los deslizamientos lentos ligados a la presencia de suelo, en forma de terracillas. Las formas derivadas de los procesos en masa poseen un importante control litológico que condiciona su distribución, e incluso, su presencia o ausencia, asociado a la existencia de finos. El control topográfico también condiciona la existencia de los movimientos en masa, y sobre todo su distribución, con formas asociadas en general a los pies de vertiente (deslizamientos, lóbulos y bloques aradores) y otras, a la cabecera de laderas cóncavas (terracillas y formas erosivas). La altitud no parece un factor fundamental, como han señalado Del Barrio y Puigdefabregas (1987), aunque condiciona la existencia de procesos ligados a la innivación, la actividad del hielo y la dinámica hidrológica.

Por último, las laderas y paredes con fuerte pendiente han sido remodeladas por el efecto de los aludes, que representan un importante elemento geomorfológico de la Sierra de Tendeñera. Destacan en las laderas septentrionales de Peña Blanca-Fajalata y Otal Turbón.

Las paredes verticales y convexas son favorables a los aludes, y las canales de fuerte pendiente dirigen los deslizamientos de nieve. Pero en estos mismos lugares, durante el verano, cuando la cobertera nival ha desaparecido totalmente, se producen procesos constantes de caída libre de fragmentos de roca, que aportan la estructura de derrubios de pie de ladera. En los sectores subalpinos, donde los aludes procedentes de las zonas altas se introducen y detienen, los efectos geomorfológicos son muy expresivos.

En el sector de Peña Blanca-Fajalata (figura 9) se aprecian dos sectores perfectamente diferenciados. Por una parte, el conjunto más oriental, en la ladera norte de Peña Blanca. Con una pared cóncava, muy favorable a la evacuación de la nieve por aludes, completamente surcada por canales rectilíneos, sin asociar a la estructura, y con una fuerte pendiente, que culminan bruscamente en una sucesión de conos mixtos. Los aludes de mayor magnitud, que tienen un carácter extraordinario, presentan una progresión hacia el frente de los conos,

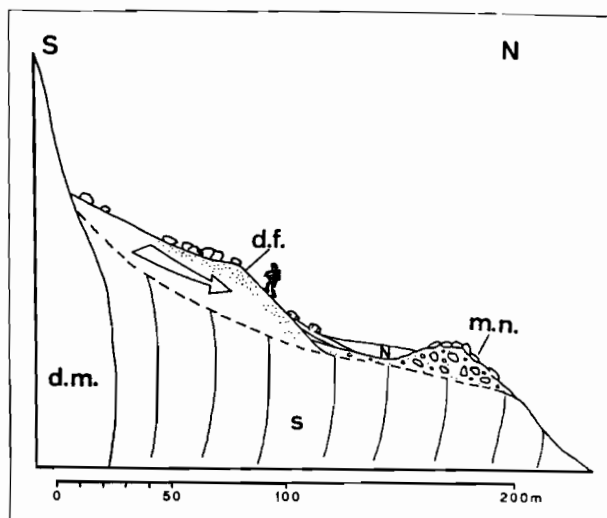


FIG. 8. Perfil geomorfológico de la Umbria de Sabocos. d.f. derrubio afectado por flujo. mn., morrena de nevero. s, Santoniense. d.m., Danomontense.

donde la pendiente decrece (18°), y se detienen rápidamente. Por otra parte, en el sector occidental de Fajalata se observa la presencia de 18 canales muy rectilíneos y verticales que descienden directamente de las cumbres con áreas de alimentación de reducido tamaño, que producen depósitos de acumulación caóticos, sin formas de cono, como ya hemos señalado.

Lo más significativo es la escasez de materiales de deposición. En ambos lugares, están asociados a vertientes norte, muy escarpadas, en relación con el rápido desalojo de las acumulaciones de nieve recién caída, por lo que los aludes son frecuentes, pero vinculados a las grandes nevadas e inmediatos a ellas. Éstos únicamente desplazan nieve por las canales, produciendo leves erosiones y daños en la vegetación, e imperceptibles acumulaciones de clastos a sus pies.

En la zona de Otal-Turbón, una pared cóncava armada por la formación Tozal posibilita la presencia de canales rectilíneos que descienden sobre el valle de Otal. El contacto entre el Paleozoico y los materiales de la cobertera, fuertemente tectonizado, así como el afloramiento de la Formación Tozal, favorecen la abundante alimentación de nieve y clastos que generan los numerosos conos mixtos que ocupan el fondo de la cubeta. Estas laderas se caracterizan por poseer tres ámbitos morfológicos diferenciados, derivados de la dinámica vertical que interfiere entre los distintos sectores morfodinámicos.

En la zona de alimentación o arranque se produce la puesta en marcha de la masa desplazada. Se caracterizan

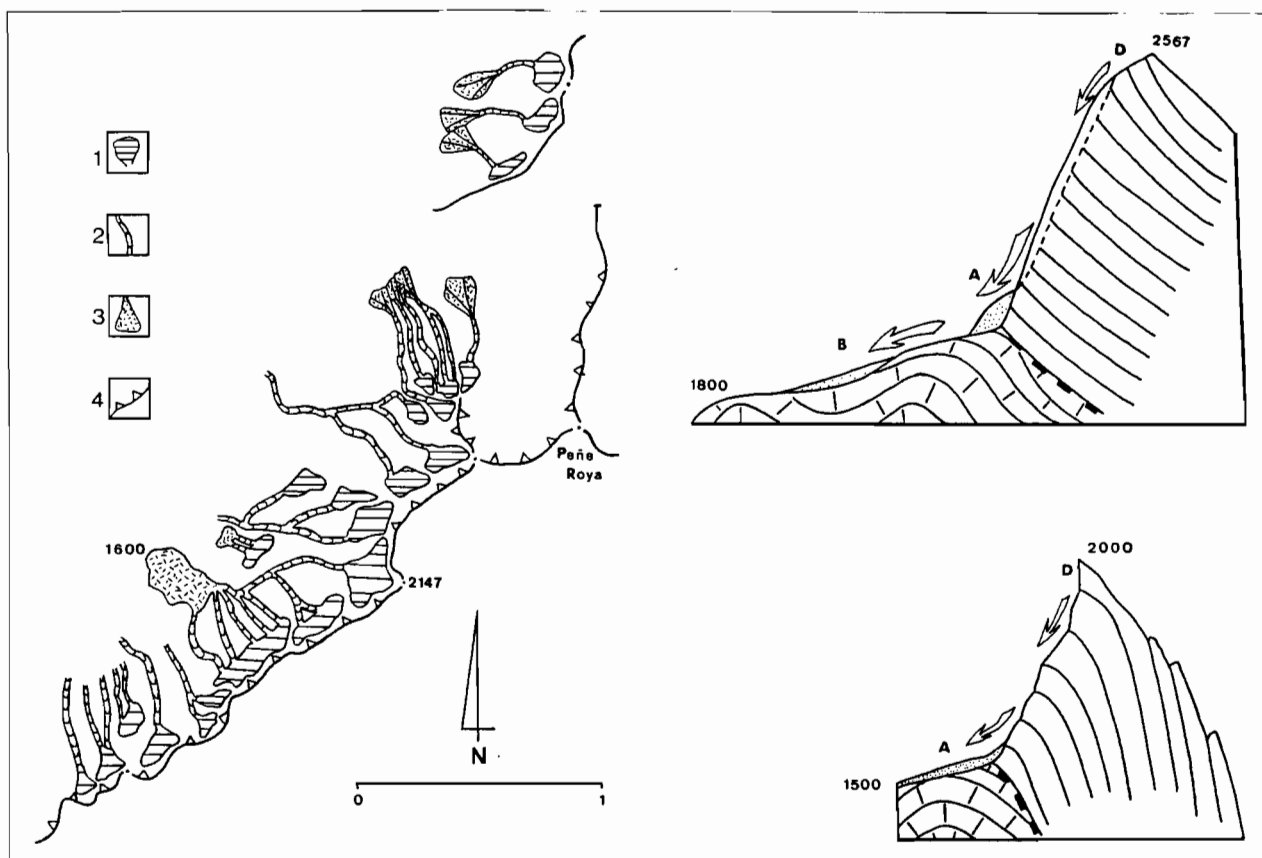


FIG. 9. Acción geomorfológica de los aludes en el sector Peña Roya-Fajalata. Leyenda del esquema geomorfológico (a la izda.): 1, zona de arranque y desprendimientos. 2, canales de aludes. 3, conos de acumulación. 4, crestas, cordales y cumbres. Leyenda de los cortes (a la dcha., sin escala horizontal): D, zona de arranque. A, zona de recepción de aludes con mayor frecuencia pero menor magnitud. B, zona de recepción de aludes con menor frecuencia pero mayor magnitud.

por ser crestas o cuencas con fuertes pendientes asociadas a la erosión diferencial en el contacto entre las formaciones Tozal y Salarons.

La canal o pista de desplazamiento se ubica en las laderas y paredes. Se caracteriza por el aspecto acanalado con tendencia a formas en artesa, rectilíneas, de gran longitud y fuertes pendientes. En Peña Blanca alcanzan casi la verticalidad y forman surcos rectilíneos de anchura variable que enlazan con los sectores inferiores, con una relación directa entre la pendiente y la forma, de modo que a mayor pendiente más rectilíneas son las canales, como puede observarse en el sector de Fajalatas y Turbón.

En la zona de acumulación o expansión, al pie de las canales y en la base de las laderas, se produce la acumulación del material desplazado, nieve, hielo, suelo, vegetación y clastos. La deposición se realiza generalmente en forma de conos de aludes. Su estructura se caracteriza por una muy mala clasificación, con profusión de ma-

triz fina, y una organización caótica en superficie, con clastos angulosos y muy heterométricos. En Fajalatas, las acumulaciones no poseen formas de cono, sino que constituyen acumulaciones caóticas de bloques, lo que deriva principalmente de la topografía, con un cambio de pendiente muy brusco, donde se detienen las masas deslizadas. En Otal-Turbón, los surcos enlazan con el fondo de valle depositando amplios conos con una dinámica mixta de derrubios gravitacionales, aludes y flujos de derrubios (*debris flow*) asociados a la fusión nival.

IV CONSIDERACIONES FINALES

La Sierra de Tendeñera posee unas características morfológicas derivadas fundamentalmente de los elementos estructurales. La diversidad litológica, la evolución morfoestructural, ligada al Manto de Gavarnie, y la disposición de los estratos, son los factores que de-

terminan la evolución de las formas y su distribución en el espacio. Estos hechos determinan el relieve energético, de fuertes pendientes y agudos contrastes topográficos y climáticos. Constituye una gran barrera que separa dos ámbitos geográficos diferenciados con nitidez; el Pirineo axil, al norte, y la depresión media pirenaica, al Sur.

El glaciario pleistoceno ha retocado las formas preexistentes, pero no las ha modificado sustancialmente. El neto carácter morfoestructural de la sierra de Tendeñera se conserva plenamente. El glaciario en esta sierra ha sido importante, pero se ha ajustado a las directrices estructurales, especialmente en la cara sur, aprovechando los factores topográficos y climáticos propicios, mientras en la norte, mucho más capaz morfogenéticamente, no ha podido remodelar los abruptos frentes calizos, aunque ha retocado la fisonomía de la sierra, especialmente mediante la aparición de los circos colgados y en altura. La disimetría entre vertientes es muy neta.

Por tanto, de la profusión de arcos que se pueden observar, hasta seis en el circo central, se deducen clara-

mente dos fases. La primera (F. I de Tendeñera) estaría representada por un glaciar que alcanzó los 2.350 m y englobaría en una sola lengua las masas de hielo de los tres circos. Esta fase se asocia al enfriamiento tardiglaciario. Al pie del pico de Tendeñera presenta numerosos arcos morrénicos, si bien no es posible diferenciar fases de expansión o retroceso, como en zonas próximas de Panticosa o Fenez (SERRANO, 1990). La marginalidad de los glaciares de Tendeñera, ligados a la existencia de las grandes paredes norte, permite explicar la existencia de una evolución morfogenética diferenciada de la alta montaña del sector axil.

La segunda fase (F. II de Tendeñera), pulsadora y con arcos de reducidas dimensiones, pertenecería a la Pequeña Edad del Hielo.

Por último, la Sierra se configura en la actualidad como un ámbito de alta montaña en el que los procesos y formas que caracterizan los episodios postglaciares derivan del periglaciario y la topografía. En la montaña perduran restos relictos del glaciario reciente y una morfodinámica crionival restringida a los ámbitos favorables.

BIBLIOGRAFÍA

BARRÈRE, P. (1952): «Évolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne pyrénéenne». *Pirineos*, vol. VIII, págs. 201-213.

BARRÈRE, P. (1962): «Le rôle de l'exposition dans la fusion nivale». *Revue géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 2, págs. 129-136.

BARRIO, G. del y PUIGDEFABREGAS, J. (1987): «Mass wasting features above the timberline in the central Pyrenees, and their topographic controls». *Pirineos*, 130, págs. 29-51.

CÁMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental pirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geológicos*, 41, págs. 391-404.

CERVELLÓ, J. M., MONTEVERDE, M. y ROMERO, M. (1983): «Contribució al coneixement de la hidrogeologia càrstica del límit occidental de Serra Tendeñera». *Rev. Espeleòleg*, 34-25, págs. 192-212.

FERRER BENIMELLI, C. (1981): *Estudio geológico, edáfico y fitoecológico de la zona de pastos del valle de Tena*. Inst. Fernando el Católico, C.S.I.C. Madrid.

GARCÍA RUIZ, J. M. (1989): *Mapa geomorfológico E. 1:50.000. Sallent (Mt.N. 145)*. Geoforma Ediciones, Serie Cartográfica nº 1. Logroño.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1982): «Geología, geomorfología, clima e hidrología del macizo de la Piedra de San Martín». *Actas Reunión Monográfica Karst de Larra*, Dip. de Navarra, págs. 15-33.

LÓPEZ, J. y FREIXES, A. (1989): «El karst en los Pirineos españoles». En DURÁN y LÓPEZ (eds.): *El karst en España*. S.E.G., monografía nº 4, Madrid, págs. 131-144.

LLOPIS LLADÓ, N. (1955): «Glaciario y karstificación en la región de la Piedra San Martín (Navarra)». *Geographica*, 5-6, págs. 25-42.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; ARENILLAS PARRA, M (1989): «Los glaciares actuales del Pirineo español». En *La Nieve en el Pirineo español*. M.O.P.U., págs. 29-98.

MONTSERRAT MARTÍ, J. (1992): *Evolución glaciario y postglaciario del clima y la vegetación en la vertiente sur del Piri-*

neo: estudio palinológico. C.S.I.C., Monografías I.P.E. nº 6, Zaragoza.

PUCH, C. (1981): «Las grandes cavidades españolas». *El topo Loco*, 3-5, págs. 14-45.

PUCH, C. (1987): *Atlas de las grandes cavidades españolas*. Exploracions, Espeleo club de Gracia, Barcelona.

RÍOS, L. M., GALERA, J. M., BARETTINO, D., LANAJA, J. M. (1990): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1/50.000. nº 145*. SALIENT. ITGE, Madrid.

SERRANO, E. (1991): «Evolución postglaciar de laderas en la alta montaña del macizo de Panticosa». En Ugarte, Cearreta (eds.) *The late Quaternary in the western Pyrenean Region*. Universidad del País Vasco, Vitoria, págs. 411-424.

SERRANO, E. (1991): «Glacial evolution of the Upper Gallego valley (Panticosa mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain)». *Pirineos*, 138, págs. 83-104.

SOLÉ SABARIS, L. (1951): *Los Pirineos. El medio y el hombre*. Alberto Martín, Zaragoza.

VAN DE VELDE, E. J. (1967): «Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrenees, province of Huesca». *Estudios Geológicos*, págs. 163-201.

VAN DER VOO, R. (1966): «Geology of the Sierra de Tendeñera region, Spanish Pyrenees, province of Huesca». *Estudios Geológicos*, vol. xxii, nº 1-2, págs. 61-64.

WENSINK, H. (1962): «Paleozoic of the upper Gallego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees». *Estudios Geológicos*, vol. xviii, nº 1-2, págs. 1-74.