



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

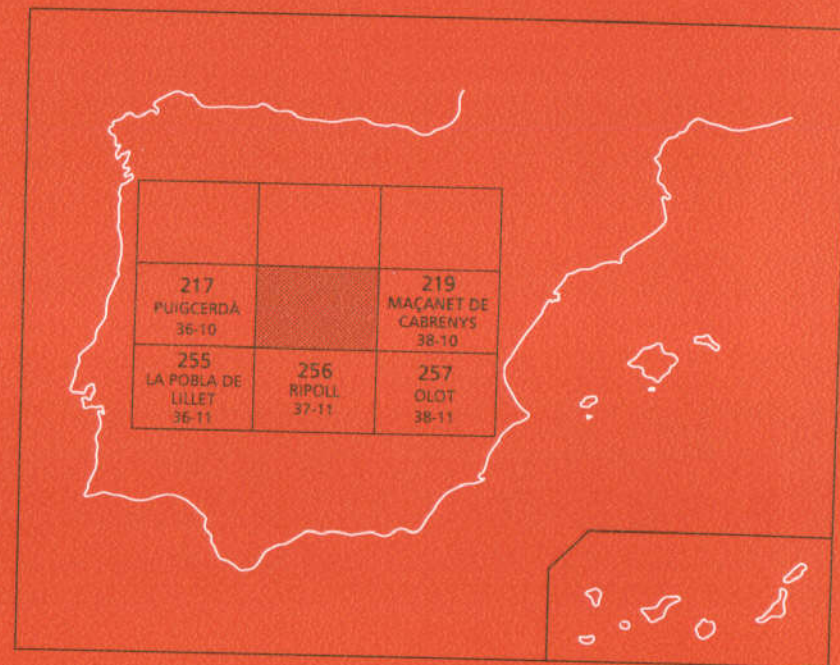
218

37-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MOLLÓ



SECRETARÍA GENERAL DE LA ENERGÍA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MOLLÓ

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-34700-1994

ISBN: 84-7840-190-3

NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición: GEOTEM. S.L.

Impresión: Master's Gráfico, S.A.

La presente Hoja y memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España mediante un convenio con el Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya.

La elaboración de la Hoja ha sido ejecutada por el Servei Geològic de Catalunya y en ella ha intervenido el grupo de trabajo formado por:

Cartografía del Paleozoico, Mesozoico y Terciario:

J. CIRÉS (Servei Geològic de Catalunya).
J. M. CASAS (Universitat de Barcelona).
P. SANTANACH (Universitat de Barcelona).
J. A. MUÑOZ (Servei Geològic de Catalunya).

Cartografía del Cuaternario:

J. FLETA (Servei Geològic de Catalunya).
D. SERRAT (Universitat de Barcelona).

Realización del mapa geomorfológico:

J. FLETA (Servei Geològic de Catalunya).

Autores memoria:

J. CIRÉS (Servei Geològic de Catalunya).
J. M. CASAS (Universitat de Barcelona).
J. A. MUÑOZ (Servei Geològic de Catalunya).
J. FLETA (Servei Geològic de Catalunya).
M. BARBERA (Servei Geològic de Catalunya).

El proceso de transcripción de datos geológicos ha sido realizado por M. BARBERA y C. PASCUAL (Servei Geològic de Catalunya).

Coordinador del equipo de trabajo de la Hoja:

J. A. MUÑOZ (Servei Geològic de Catalunya).

Dirección del Proyecto y Supervisión:

A. BARNOLAS (Instituto Tecnológico Geominero de España).

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. PALEOZOICO.....	9
2.1.1. Cambro-Ordovícico.....	9
2.1.2. Ordovícico superior	13
2.1.3. Silúrico.....	14
2.1.4. Devónico	15
2.1.4.1. <i>Gediniense</i>	15
2.1.5. Estefano-Pérmico.....	15
2.2. TRÁNSITO MESOZOICO-TERCIARIO.....	15
2.2.1. Maastrichtiense-Paleoceno (Facies Garumniense).....	15
2.3. TERCIARIO.....	16
2.3.1. Paleógeno	16
2.3.1.1. <i>Eoceno</i>	16
2.4. CUATERNARIO.....	17
3. TECTÓNICA	19
3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA.....	19
3.2. TECTÓNICA ALPINA.....	23
3.3. TECTÓNICA NEÓGENA	25
3.4. NEOTECTÓNICA.....	25
4. GEOMORFOLOGÍA	27
5. PETROLOGÍA.....	37
5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS GNEISIFICADAS	37
5.2. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	38
5.3. METAMORFISMO REGIONAL HERCÍNICO	39
5.4. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO A LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS	39
5.5. ROCAS FILONIANAS	41

6. HISTORIA GEOLÓGICA	43
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	45
7.1. MINERÍA Y CANTERAS	45
7.1.1. Minería	45
7.1.2. Canteras	46
7.2. HIDROGEOLOGÍA	47
8. BIBLIOGRAFÍA	49

1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Molló está ubicada en la provincia de Girona y ocupa parte de la comarca del Ripollès. Las cimas más importantes superan los 2.000 m de altitud, y se sitúan en la línea fronteriza con Francia o en la divisoria que separa las cuencas de los ríos Ter y Freser; entre dichas cimas destacan el pico de Bastiments (2.875 m), el pico de Costabona (2.464 m), el Gra de Fajol (2.700 m) y el pico Balandrau (2.585 m). En general, la zona que ocupa la Hoja está muy poco poblada, siendo los principales núcleos habitados las poblaciones de Molló, Setcases y Queralbs. Los principales puntos de interés turístico de la Hoja son el santuario de Núria y las estaciones de esquí de Vallter 2000 y de Núria.

Desde el punto de vista geológico la hoja de Molló está situada en plena zona axial pirenaica, en la parte meridional del macizo del Canigó. La Hoja está constituida, en su mayor parte, por rocas metasedimentarias cambro-ordovícicas y rocas ígneas anteriores a la orogenia hercínica. Una litología importante, pero de muy escasa extensión en la vertiente española de la Hoja, es el granito del Costabona, el cual ha generado skarns con mineralizaciones de tungsteno. Los afloramientos de rocas del Ordovícico superior, del Devónico, Silúrico, Estefano-Pérmico, así como los de los materiales mesozoicos y terciarios ocupan poca extensión y se sitúan en el vértice SE de la Hoja. Los depósitos relacionados con el glaciario cuaternario son relativamente importantes y se sitúan en las cabeceras de los ríos Ter y Freser.

Existe abundante bibliografía sobre la geología de la zona y áreas vecinas. Los primeros trabajos se remontan a finales del siglo XIX y a principios del siglo XX (Almera, 1886, 1896; Vidal, 1886; Roussel, 1896; Font i Sagué, 1902; Thos, 1904; Mengel, 1912; Faura, 1913; Dalloni, 1930). A mediados del siglo XX se confirma la idea de Vidal (1886) según la cual el basamento hercínico está afectado por la tectónica alpina (Ashauer, 1934, 1943; Fontboté, 1949, 1952). En la década de los setenta se realizan los trabajos de Guitard (1970) y Santanach (1972b, 1974) dedicados, respectivamente, al estudio del metamorfismo y la estructura hercínica de la zona. Paralelamente, se publican los trabajos de Seguret y Vergely (1969) y Vergely (1970) los cuales sientan las bases de las ideas actualmente vigentes sobre la estructura alpina de la zona. Posteriormente, Abril-Hurtado (1972) realiza un estudio del sector de Rocabruna. En cuanto a los trabajos más recientes de la zona cabe destacar los de Serrat (1977), dedicado al estudio del glaciario cuaternario del Pirineo oriental, y los de Casas (1984) y Muñoz (1985, 1992) dedicados al estudio de la geología estructural de la Hoja y zonas circundantes.

El hecho de que la Hoja tuvo una cierta importancia minera a principios de siglo, así como la presencia de skarns con scheelita en el área del Costabona ha propiciado el desarrollo de un elevado número de trabajos dedicados al estudio de los yacimientos minerales de la zona. Entre los trabajos actuales dedicados al estudio de las mineralizaciones de la Vall de Ribes y zonas vecinas cabe citar a Ayora (1980), Robert (1980), Ayora *et al.* (1981), Soler y Ayora (1985) y Ayora y Casas (1986); en cuanto a los dedicados al estudio de los skarns del Costabona destacan los de Guitard y Laffitte (1958), Guy (1979, 1980) y Marcke (1983).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PALEOZOICO

El Paleozoico de la hoja de Molló está formado por rocas que abarcan desde el Cambro-Ordovícico hasta el Estefano-Pérmico. Los materiales atribuidos al Cambro-Ordovícico son los más abundantes y ocupan gran parte de la Hoja. Las rocas del Ordovícico superior únicamente afloran en el extremo SE de la Hoja, al este de la población de Molló. El Silúrico, el Devónico y el Estefano-Pérmico, también se sitúan en el margen SE de la Hoja, donde forman afloramientos de escasa extensión, limitados por cabalgamientos alpinos.

2.1.1. Cambro-Ordovícico

Está constituido por una serie predominantemente siliciclástica de más 2.000 m de espesor, en la que se han distinguido dos tramos (fig. 1): el inferior, formado por una alternancia rítmica milimétrica de lutitas y areniscas (7), y el superior, caracterizado por una alternancia rítmica centimétrica de lutitas y areniscas (8). En las ritmitas milimétricas se distinguen varios niveles calcareo-dolomíticos (14) de gran continuidad lateral, así como varios niveles, poco importantes, de lutitas negras (11), de areniscas feldespáticas (12) y de gneises «granulé» (13); cabe destacar que al norte de Queralbs, intercalado en estas ritmitas, aflora un nivel de andesitas (9). La alternancia rítmica centimétrica muestra un gran número de intercalaciones y, en su seno, es frecuente la presencia de niveles de conglomerados (10), de lutitas negras (11), de areniscas feldespáticas (12), de gneises «granulé» (13) y de calizas (14); en la parte central de la Hoja, en el área comprendida entre los núcleos de Tregurà y Setcases, existe una zona de gran complejidad litológica, en la que son muy abundantes las interdigitaciones de todas estas litologías. Muy localmente, las ritmitas centimétricas también presentan intercalaciones de niveles de cuarcitas (15) y de lutitas verdes (16).

La potencia exacta de los materiales cambro-ordovícicos es difícil de determinar, debido a la presencia de pliegues preesquistosos y a la posible existencia de cabalgamientos hercínicos y alpinos no reconocidos en campo. En cuanto a la edad de estas rocas, si bien se trata de una sucesión azoica, se han atribuido al Cambro-Ordovícico por las analogías que presenta con las series infracaradocianas definidas por Cavet (1957) al NE de esta Hoja. De hecho, la edad infracaradociana de estas rocas ya fue sugerida por Fontboté (1948) dado que, tal como señala este autor, estos materiales se disponen por debajo de las pudingas del Caradoc.

Alternancia milimétrica de lutitas y areniscas (7)

Se trata de una alternancia milimétrica de lutitas y areniscas que se dispone directamente por encima de los gneises de Núria y del Canigó. Por afinidad litológica y por la posición suprayacente a los gneises esta litología corresponde a la Formación Canavelles definida por Cavet (1957) y las Formaciones de Carançà y de Canavelles de Laumonier (1988). Este último autor atribuye, por comparación con la litoestratigrafía de otras áreas del hercínico de Europa, una edad Cámbrico inferior para los sedimentos

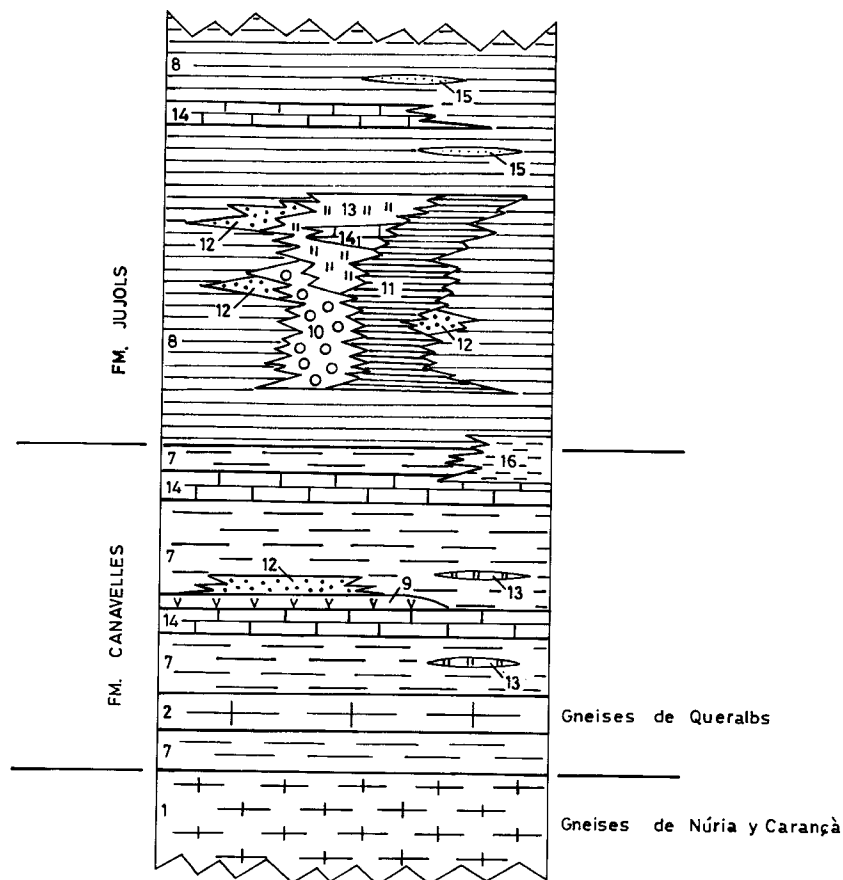


Fig. 1.- Columna estratigráfica sintética del Cambro-Ordovícico de la hoja de Molló. Los números situados en la columna corresponden a los de la leyenda de la cartografía geológica.

de la Fm. de Canavelles. Sin embargo, en los niveles carbonatados (14) situados en la parte superior de esta alternancia, se han hallado restos de chitinozoarios los cuales sugieren una edad Ordovícico inferior, como la más antigua posible, para la parte superior de la Fm. de Canavelles (Konzalova *et al.*, 1982).

Alternancia centimétrica de lutitas y areniscas (8)

Es la unidad cartográfica de mayor extensión de la Hoja; está formada por una alternancia rítmica centimétrica de areniscas y lutitas en la que son abundantes las intercalaciones de litologías diversas.

Por afinidad litológica y posición, las ritmitas descritas en este apartado corresponden a la Formación Jujols de Cavet (1957) y al Grupo de Jujols de Laumonier (1988).

En campo, el contacto entre las ritmitas de la Fm. Canvelles (7) y la aternancia rítmica de la Fm. Jujols (8) no siempre se delimita con facilidad. Los rasgos distintivos son que, en general, las ritmitas de la Fm. Canavelles son de orden milimétrico; en cambio, las ritmitas de la Fm Jujols son de orden centimétrico o decicentimétrico.

En cuanto a la edad de estos sedimentos, cabe señalar que Laumonier (1988) atribuye, por comparación con otras zonas del hercínico europeo, una edad Cámbrico superior para los materiales del Grupo de Jujols. Por otra parte, dado que Konzalova *et al.*, (1982) sugieren una edad Ordovícico inferior para el techo de la Fm. de Canavelles, es lógico suponer una edad ordovícica para las rocas de la Fm. de Jujols.

Andesitas (9)

Forman un nivel masivo de tonalidades verdosas, intercalado en las ritmitas milimétricas (7), que aflora 1 km al NE de la población de Queralbs. Tal como indican Casas *et al.*, (1986) se trata de vulcanitas andesíticas formadas por lavas, piroclastos y rocas volcano-sedimentarias. El espesor de estos materiales oscila de 20 a 50 m.

Siguiendo a estos autores, las lavas están formadas por anfíbol, plagioclasa y ilmenita accesoria. La plagioclasa está parcialmente transformada a sericita, carbonatos, epidota y clorita; el anfíbol es hornblenda retrogradada a actinolita y clorita. La ilmenita aparece envuelta de una aureola de leucoxeno. Estas rocas presentan contactos netos con la ritmitas (7) y muestran una textura heterogénea con lentejones decimétricos tipo «granulé» (13), dentro de un conjunto general porfídico microlítico. En las inmediaciones del río Freser, las lavas se limitan a algunos niveles centimétricos de carácter porfídico incluidos en cristaltobas y areniscas tufáceas; ambas tufitas están formadas por abundantes cristales de plagioclasa y algún anfíbol aislado, inmersos en una matriz clorítica de grano muy fino.

Hacia el este y hacia el alto de la serie, las lavas y los piroclastos pasan gradualmente a depósitos sedimentarios de composición mineralógica similar, pero con un contenido de cuarzo mayor.

En el nivel carbonatado que contacta directamente con las rocas andesíticas descritas en este apartado (ver cartografía geológica), Casas *et al.*, (1986) describen la presencia de filones de tonos verdes claro, de 10 a 50 cm de espesor, con textura porfídica microlítica fluidal. De acuerdo a estos mismos autores se trata de filones andesíticos encajados justo por debajo de las andesitas aquí descritas.

Conglomerados (10)

Afloran intercalados en las ritmitas centimétricas (8) de la Fm. de Jujols y, en la Hoja, son muy abundantes en el sector de Tregurà-Catllar. Se trata de conglomerados heterométricos formados por cantos de calizas, de grauvacas, de areniscas y cantos blandos; el diámetro de los cantos varía desde pocos centímetros hasta el metro, y la matriz es pelítica o parecida a los gneises «granulé» (13). Estos conglomerados se interdigitan con las luti-

tas negras (11), con las areniscas feldespáticas (12) y con los gneises «granulé» (13) (ver cartografía geológica y fig. 1). De forma local, los conglomerados descritos en este apartado también afloran en la vecina hoja de Puigcerdà (nº 217) (ver Cirés et al., 1994a).

Lutitas negras (11)

Forman afloramientos relativamente extensos situados en el sector de Tegurà-Catllar-Faitús. Se trata de filitas y pizarras negras que presentan gran abundancia de material grafitoso y pirita. La mayoría de estas lutitas afloran intercaladas en las ritmitas centimétricas (8) de la Fm. de Jujols y se interdigitan con los conglomerados (10), con las areniscas feldespáticas (12), con los gneises «granulé» (13) y con algunos niveles de calizas (14). En el área del Freser, existen algunos afloramientos de lutitas negras que se sitúan en la zona de transición entre las ritmitas de la Fm. de Canavelles (7) y las de la Fm. de Jujols (8) (ver cartografía geológica).

Areniscas feldespáticas (12)

Si bien, en el área del Freser, las ritmitas milimétricas (7) presentan varios niveles de estas areniscas, la mayor parte de estas rocas se sitúan intercaladas en la alternancia rítmica centimétrica (8). Los afloramientos más importantes se hallan en la zona situada entre los núcleos de Molló y Espinavell, y en el área comprendida entre la población de Tegurà y el pico Balandrau. Petrográficamente son rocas que contienen abundantes feldespatos que varían de arcosas a grauvacas; en muchos casos, el aspecto de estos materiales al microscopio es muy similar al de los gneises «granulé» (13) de grano muy fino. Estas características llevan a suponer que estas areniscas son probablemente vulcanoderivadas.

Gneis «granulé» (13)

Son niveles de origen volcánico o volcano-sedimentario (Guitard y Laffitte, 1956; Casas et al., 1986), de aspecto gnéisico, que contienen numerosos cristales de 2 a 5 mm de plagioclasa albítica; dichos cristales son generalmente redondeados y están inmersos en una matriz cuarzo-pelítica.

En general, las rocas aquí descritas forman afloramientos de poca extensión lateral en las ritmitas centimétricas (8) de la Fm. de Jujols; sin embargo, en la zona del Freser, existe un nivel de gneis granulé, descrito por Casas et al., (1986) que aflora intercalado en las ritmitas milimétricas (7) de la Fm. de Canavelles. Dentro del ámbito de la Hoja, el afloramiento más importante de estas rocas se sitúa al sur de Setcases, en la zona de la Ermita del Catllar; dicho afloramiento ocupa una superficie de aproximadamente 3 km² y grada a los conglomerados (10), a las lutitas negras (11) y a niveles de calizas (14) poco importantes. Al norte de Molló, en el seno de las areniscas feldespáticas (12), también existen afloramientos importantes de gneises «granulé».

Calizas, dolomías y mármoles (14)

Afloran en las ritmitas milimétricas (7) de la Fm. de Canavelles y en las ritmitas centimétricas (8) de la Fm. de Jujols. Las calizas situadas en la Fm. de Canavelles (7) tienen espesores de orden métrico a decamétrico y forman niveles de gran continuidad lateral; estas cali-

zas están parcialmente dolomitizadas y, localmente, están transformadas a mármoles. En general, las calizas que se disponen en el seno de las ritmitas centimétricas de la Fm. de Jujols (8) forman capas aisladas de poca continuidad lateral, a excepción los niveles calcareos que afloran en las inmediaciones de la población de Molló y del Coll d'Ares, ya que constituyen un afloramiento continuo de aproximadamente unos de 10 km de longitud.

Cuarcitas (15)

En la Hoja, solo se han distinguido dos niveles de cuarcitas; estas rocas afloran en el seno de las ritmitas centimétricas (8), y se disponen, respectivamente, a ambos lados del potente nivel de calizas que aflora en las proximidades de la población de Molló.

Lutitas verdes (16)

Unicamente afloran en el extremo suroccidental de la Hoja, en el límite con la Hoja de Ripoll (nº 256); se trata de pelitas de tonalidades verdosas que contienen nódulos de carbonato. A menudo dichos nódulos están disueltos, por lo que la roca se caracteriza por presentar abundantes agujeros.

2.1.2. Ordovícico superior

Aflora en el vértice sur-oriental de la Hoja y se ha interpretado, de forma similar a otras áreas del Pirineo oriental (ver Santanach, 1972a), que se dispone mediante una discordancia sobre las rocas del Cambro-Ordovícico. Está formado por una sucesión, de aproximadamente 500 m de espesor, constituida en su mayor parte por rocas siliciclásticas entre las que destaca, en la parte basal de la serie, un potente nivel de andesitas. A grandes rasgos, las diferentes litologías distinguidas en el Ordovícico superior de esta Hoja son equivalentes a las Formaciones descritas por Hartevelt (1970) en el Pirineo central (fig. 2).

Conglomerados (17)

En general, se sitúan en la parte basal de la serie, y están formados casi exclusivamente por cantos de cuarzo. Por su posición se consideran equivalentes a los conglomerados de la Fm. Rabassa definida por Hartevelt (1970).

Andesitas (18)

Forman un nivel continuo, de unos 100 m de espesor, que se dispone por encima de los conglomerados anteriores. Cabe señalar que un nivel andesítico, de características similares, ha sido descrito en el Ordovícico superior de la Hoja de la Jonquera (nº 220) (Liesa, 1988; Cirés *et al.*, 1994b).

Areniscas (28)

Afloran por encima las andesitas y pueden considerarse equivalentes a la Fm. Cava de Hartevelt (1970). En general, forman secuencias granodecrecientes de areniscas y lutitas que, localmente, contienen algún nivel de conglomerado y niveles volcanoclásticos.

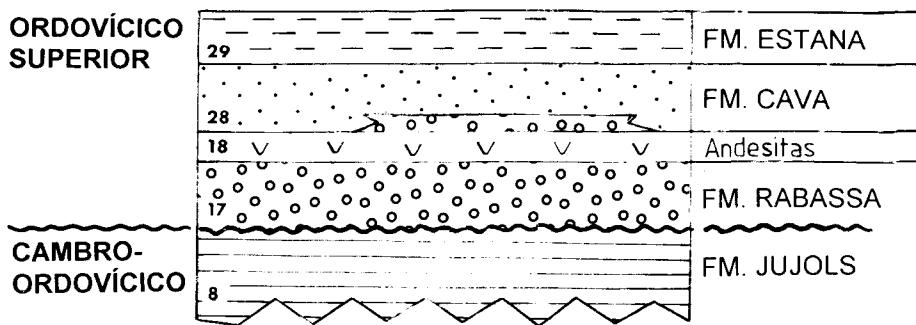


Fig. 2.- Columna estratigráfica sintética de los materiales del Ordovícico superior de la hoja de Molló. Los números situados en la columna corresponden a los de la leyenda de la cartografía geológica.

Lutitas carbonáticas («schistes troués») (29)

Se disponen a techo de la sucesión del Ordovício superior de esta Hoja; se trata de limolitas con contenidos variables de carbonato, que frecuentemente presentan restos de fauna fósil (braquiópodos, briozoos, crinoideos y corales). Estos materiales equivalen a los «schistes troués» de Cavet (1957) y a la Fm. Estana de Hartevelt (1970), los cuales han proporcionado faunas de edad Caradoc-Ashgill.

2.1.3. Silúrico

El Silúrico de la Hoja de Molló se sitúa en el extremo sureste de la Hoja donde forma afloramientos de escasa extensión limitados por cabalgamientos de edad alpina.

Lutitas negras (19)

Se trata de lutitas negras ampelíticas, que de hecho constituyen la facies típica del Silúrico del Pirineo.

Si bien en esta Hoja los afloramientos de estas rocas son escasos e incompletos, en la vecina hoja de Ripoll (nº 256) el Silúrico ocupa una amplia franja de orientación aproximada E-O y muestra una sucesión más completa formada por unos 100 m de lutitas ampelíticas, a los que les siguen unos 20-30 m de ampelitas con nódulos y niveles de calizas; finalmente, la parte más superior está formada por un tramo relativamente potente de calizas oscuras. En las ampelitas negras son relativamente abundantes los graptolites; los niveles carbonatados también son ricos en fauna y han proporcionado cefalópodos, bivalvos, braquiópodos, ostrácodos, foraminíferos y conodontos. Las edades obtenidas para los materiales silúricos de la hoja de Ripoll abarcan desde el Llandovery hasta el Lochkoviense (ver memoria y cartografía geológica de la hoja de Ripoll, Muñoz *et al.*, 1994; Vergés *et al.*, 1994b).

2.1.4. Devónico

En esta Hoja, las rocas atribuidas al Devónico afloran en la misma zona y en idéntica situación estructural que las ampelitas negras del Silúrico descritas en el apartado anterior.

2.1.4.1. *Gediniense*

Grauvacas limolíticas cuarzosas (areniscas de Camprodon) (20)

De hecho, en la presente Hoja, estos materiales constituyen un único afloramiento pinzado entre cabalgamientos alpinos; tal como ocurre con el Silúrico, estas rocas son mucho más abundantes en la hoja de Ripoll.

Se trata de un conjunto de materiales formados, mayoritariamente, por grauvacas limolíticas y cuarzosas de color gris oscuro. Al este de Camprodon (hoja de Ripoll, nº 256) estos materiales presentan una mayor variedad litológica y están compuestos por una alternancia milimétrica-centimétrica de grauvacas de grano fino y limolitas de tonalidades gris ocre, las cuales alternan con niveles decimétricos de calizas de color gris oscuro. Además, en estas rocas, son también frecuentes las intercalaciones de limolitas con crinoideos disueltos, así como las intercalaciones de microconglomerados oscuros con cantos de cuarzo y de feldespato, intercalaciones de brechas, de cuarcitas y de areniscas carbonáticas. Todo este conjunto equivale a las denominadas areniscas de Camprodon descritas por Trouw (1969); Boersma (1973) sugiere para estos materiales una edad Gediniense por comparación a rocas similares existentes en el macizo del Mouthoumet. Sin embargo, cabe señalar que los condodontos hallados en este conjunto parecen indicar una edad carbonífera para estos sedimentos.

2.1.5. Estefano-pérmico

Areniscas, lutitas rojas, tobas y cineritas (21)

Unicamente afloran en el extremo suroriental de la Hoja y constituyen un afloramiento, de escasas dimensiones, limitado por cabalgamientos alpinos. Tal como ocurre con los materiales del Silúrico y los atribuidos al Devónico, las rocas de edad estefano-pérmica tienen un gran desarrollo en la hoja de Ripoll y muestran una sucesión de materiales siliciclásticos, con niveles de carbón y rocas volcánicas y volcanoclasticas, cuya edad abarca desde el Estefaniense-C al Saxoniense (Gisbert, 1980; Gisbert *et al.*, 1983, 1984).

2.2. TRÁNSITO MESOZOICO-TERCIARIO

2.2.1. **Maastrichtiense-Paleoceno (facies Garumniense)**

El Garumniense de esta Hoja, aflora al este de la población de Molló y se dispone directamente sobre el basamento hercínico bien mediante contactos mecánicos, o bien mediante una discordancia. En la cartografía, los materiales garumnienses se han agrupado en dos unidades litológicas: la unidad inferior, de carácter eminentemente detrítico (nume-

rada con el epígrafe 22); y la unidad superior, de naturaleza carbonatada, numerada con el epígrafe 23. La potencia de todo el conjunto es de aproximadamente 400 m. Sedimentológicamente, estas rocas corresponden a depósitos de tipo continental con sistemas de abanico aluvial y fluvial que alternan con ambientes lacustres y palustres.

La datación de estas unidades es problemática por la escasez de restos fósiles. Sin embargo, dado que éstas presentan una gran continuidad cartográfica, es posible correlacionarlas, a grandes rasgos, con series datadas del Garumniense de otras zonas del Pirineo (ver trabajos de Vidal, 1871, 1898; Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1983). De este modo, se puede atribuir una edad Maastrichtiense a la parte inferior de la unidad detrítica y una edad paleógena a la unidad carbonatada.

En la mayoría de los trabajos anteriores a esta cartografía, el Pérmico y la unidad inferior del Garumniense se agrupaban en un sólo conjunto denominado Permo-Trías. (ver trabajos de Ashauer, 1934, 1943; Abril, 1972; Estévez, 1973); en estos trabajos, sólo se consideraba como Garumniense la unidad superior carbonatada. De hecho fue Gisbert (1980) quien distinguió y separó los materiales detríticos del Estefano-Pérmico de los del Garumniense en esta región.

Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (22)

Esta unidad está formada por una alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo o rosado que, en conjunto, forman una megasecuencia granodecreciente. Los conglomerados y areniscas están constituidos casi exclusivamente por cantos de cuarzo de color blanco.

Alternancia de lutitas y calizas, y calizas masivas a techo (23)

La parte basal de esta unidad está formada por una alternancia de niveles métricos de calizas, calizas lutíticas y lutitas. Las calizas son de color gris claro o blanquecino en superficie y gris oscuro en fractura fresca. Las calizas lutíticas tienen colores rosados y presentan gran cantidad de *Microcodium*. Las lutitas son de color rojo y presentan nódulos carbonáticos y paleosuelos en los tramos más superiores. Finalmente, la parte superior de esta unidad está constituida por una potente barra de calizas masivas de unos 100 m de espesor.

2.3. Terciario

El Terciario de la hoja de Molló sólo aflora en el extremo sureste de la Hoja y únicamente comprende los sedimentos de la denominada Fm. Sagnari.

2.3.1. Paleógeno

2.3.1.1. Eoceno

Margas (Fm. Sagnari) (24)

La Formación Sagnari está formada, mayoritariamente, por una sucesión de margas azules, de entre 800 m y 1000 m de espesor, con fauna relativamente abundante de

macroforaminíferos y equinodermos. Estas margas, en la parte superior de la serie, pasan de forma gradual a margas más detríticas con intercalaciones de calizas, calizas margosas y calizas arenosas. En esta Hoja las margas de la Fm. Sagnari ocupan poca superficie; sin embargo, en las hojas vecinas (Maçanet de Cabrenys, nº 219; Ripoll, nº 256; Olot, nº 257), dichas margas forman afloramientos de mucha extensión (ver Liesa *et al.*, 1994; Vergés *et al.*, 1994b; Martínez *et al.*, 1994).

Estos materiales fueron estudiados por Solé Sabarís (1958) y los denominó «margas esquistosadas de Sagnari» debido al fuerte clivaje que presentan. Gich (1969) les asignó la denominación de Miembro Sagnari, Estévez (1970) los elevó al rango de formación, y Pallí (1972) las definió de manera formal.

La edad de la Fm. Sagnari está determinada por el hallazgo de *Operculina ornata* y *Operculina aff. canalífera* en la parte inferior de la serie, que le atribuye una edad llerdiense inferior. Los niveles de calizas de la parte media de la serie contienen *Assilina pustulosa* y *Nummulites globulus* con una edad llerdiense medio.

2.4. CUATERNARIO

Debido al relieve y a las cotas altimétricas de este sector del Pirineo, la acción geológica durante el Cuaternario se caracteriza por el desarrollo y encajamiento de la red fluvial y por la formación de glaciares de valle durante las épocas frías. Dentro de la dinámica glaciar los sedimentos cuaternarios están representados por los complejos fluvio-glaciares y glaciolacustres, así como por las morrenas de circo y los glaciares rocosos tardiglaciares. Los depósitos aluviales y fluvio-torrenciales desarrollan una terraza baja muy localizada y conos de deyección que se interconectan a la primera. Actualmente, el nivel de nieves perpetuas se sitúa sobre los 2.900 m y tan sólo la dinámica periglacial tiene funcionalidad.

Coluvial (25)

Las formaciones superficiales coluviales tienen un gran desarrollo dentro de la dinámica periglacial, y están constituidas por derrubios de vertiente, conos de derrubios y movimientos en masa.

Los derrubios de vertiente aparecen muy extendidos y sólo en determinados sectores están formados por derrubios ordenados. Se sitúan en las vertientes regularizadas de las Sierras de Fembra Morta y Costabona, a alturas superiores a los 1.400 m. Estos depósitos se caracterizan por una gran homogeneidad, y una repetición de ritmos con gelifractos de 4 a 5 cm; pueden presentar distintos tipos de niveles caracterizados por la diferente intensidad del lavado de finos, así como por un grado de cementación diferente. Los derrubios de vertiente más recientes están formados por gelifractos sin cementar que son el producto de los procesos de soliflucción, geliflucción y crioturbação que erosionan el substrato y nutren de derrubios a las vertientes. Esta dinámica de producción de derrubios puede canalizarse localmente a través de una acción lineal, y generar la aparición de conos de derrubios. Dichos conos se sitúan al pie de paredes escarpadas y están asistidos por la gelifracção y la gravedad.

Los movimientos en masa, fósiles y actuales, se sitúan a lo largo de toda la zona y están constituidos por importantes cantidades de materiales despegados. Los mas importantes se localizan en Ull de Ter, en las inmediaciones de Molló, y en el barranco de la Estremera.

Glacial, fluvio-glacial y glaciolacustre (26)

Estos materiales se atribuyen a la última glaciación, dada su posición con respecto al nivel de base del río actual, así como por su nula alteración y escaso desarrollo de suelos. Así pues, no existen restos claros de una glaciación mas antigua que el Würm, aunque ésta pudo ocupar la misma extensión en estos valles.

La acción de los hielos cuaternarios modeló en estos paisajes valles en «U», típicos del medio glacial. La glaciación mejor conservada en este sector corresponde al Würm, y desarrolla morrenas terminales, que en la mayoría de los casos han sido desmanteladas por la acción fluviotorrencial. Este hecho hace que predominen los procesos de erosión frente a los de acumulación, haciendo que esta zona carezca de buenos afloramientos, que permitan correlacionar los depósitos.

Los depósitos glaciares o «tills», los cuales se encuentran colgados a mitad de las vertientes, están constituidos por bloques de dimensiones métricas englobados en una matriz arcilloso arenosa. La acción de los hielos modeló arcos morrénicos como los del Costabona y Freser. Así, las longitudes máximas alcanzadas por el hielo fueron de 5 km para la morrena terminal del Freser y 7 km para la del Ter.

Los depósitos fluvioglaciares aparecen como materiales heterométricos similares a los anteriormente descritos. Éstos incluyen niveles de arenas lavadas con estructura interna y cantos imbricados y restos de carbón. El complejo fluvioglacial de Setcases corresponde a la pulsación würmiense. Esta pulsación desarrolla aguas abajo una única terraza, que se correlaciona con la terraza media en el sinclinal de Ripoll.

La última pulsación fría o tardiglacial viene representada por la presencia de pequeñas morrenas de nevero y glaciares rocosos. Las morrenas de nevero corresponden a los depósitos cuya posición queda restringida al pie de la pared glacial y están constituidas por bloques con escasa matriz, que generalmente desarrollan un único arco morrénico correspondiente a la última pulsación. Los glaciares rocosos están constituidos igualmente por acumulaciones de derrubios periglaciares; durante la última pulsación, el hielo queda en forma intersticial y da la suficiente plasticidad, generando los típicos lóbulos de glaciares rocosos. Dichos lóbulos presentan una morfología externa en forma de arcos y pueden alcanzar distancias mayores que las morrenas de nevero.

Fluvio-torrencial (27)

Los materiales aluviales y fluviotorrenciales se encuentran muy restringidos y únicamente aparecen en el fondo de los valles. Se pueden observar en los ríos Freser, Ter y Ritort. Como caso excepcional de acumulación de depósitos aluviales y fluviotorrenciales encontramos los rellenos y colmataciones de algunas cubetas de sobreexcavación (Núria y Coma del Freser).

3. TECTÓNICA

La mayor parte de los materiales que constituyen la hoja de Molló han sido afectadas por tres grandes eventos deformativos: la orogenia Hercínica, la orogenia Alpina y la distensión Neógena. Los efectos de la orogenia Hercínica son patentes en la mayor parte de la Hoja, dado que está básicamente formada por rocas paleozoicas prehercínicas. La tectónica alpina se pone de manifiesto en el extremo sureste de la Hoja; en este sector, se evidencia la participación del basamento hercínico en la deformación alpina, ya que, los cabalgamientos alpinos, además de materiales mesozoicos y terciarios, también involucran a las rocas del basamento hercínico. Las fallas normales que afectan a los gneises y a los sedimentos cambro-ordovícicos de la zona del Freser, son indicadoras de la presencia de la tectónica distensiva neógena en la Hoja. La actividad tectónica actual queda reflejada por la moderada sismicidad que presenta la zona en la actualidad.

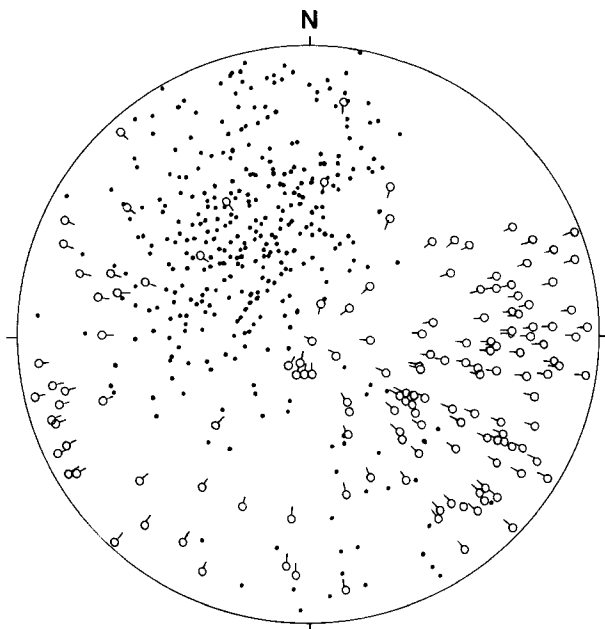
3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

Se trata de una tectónica polifásica de la que la estructura más notable corresponde a la formación del clivaje regional de la Hoja (Sr). Si bien existen diversas interpretaciones en cuanto al número de fases de deformación existentes, la mayoría de los trabajos existentes de la zona (Guitard, 1970; Santanach 1972b, 1974; Laumonier y Guitard, 1978; Casas, 1984; Muñoz, 1985, 1992) distinguen, en relación a la génesis del clivaje regional, tres episodios de deformación: el episodio prefoliar, el episodio sinfoliar y el episodio tardío.

Episodio prefoliar:

Está formado por diversos sistemas de pliegues anteriores a la formación del clivaje regional, los cuales no presentan ninguna foliación asociada. Estos pliegues son difíciles de observar en campo, y su presencia se detecta por la existencia de lineaciones de intersección curvas sobre el plano de la Sr. Asimismo, la fuerte dispersión que presentan dichas lineaciones, en zonas de dirección y buzamiento uniforme del clivaje regional, constituye también un indicio de la presencia de pliegues prefoliares (fig. 3). Esta disposición de las lineaciones, ya ha sido puesta de manifiesto en la mayoría de trabajos existentes sobre la estructura hercínica de la Hoja y de áreas vecinas (Guitard, 1970; Santanach 1972b, 1974; Laumonier y Guitard, 1978; Muñoz, 1985, 1992); todos estos autores afirman que la dispersión de las lineaciones es debida a la presencia de pliegues anteriores a la formación del clivaje regional.

Aunque es difícil determinar la edad del episodio prefoliar, así como el número de sistemas de pliegues existentes; es preciso remarcar la existencia, al sur de la población de Molló, de pliegues prefoliares anteriores a la sedimentación de los conglomerados del Ordovícico superior (Muñoz, 1985, 1992). Asimismo, tal como indica este mismo autor, la presencia de lineaciones de intersección curvas sobre los planos de clivaje Sr en los materiales del Ordovícico superior, indicaría la existencia de otro sistema de pliegues prefoliares de edad probablemente hercínica.



- Clivaje regional (378)
- Lineación de intersección (203)

Fig. 3.- Proyección estereográfica equiareal, en el hemisferio inferior, de los polos del clivaje regional y de las lineaciones de intersección entre la estratificación y dicho clivaje; el estereograma corresponde a la zona comprendida entre las poblaciones de Camprodon y Molló.

Episodio sinfoliar:

Durante este episodio se forma el clivaje regional de la zona (Sr), el cual constituye la estructura más importante desarrollada en los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja; dicho clivaje es siempre visible y se observa con facilidad en los gneises y en los sedimentos del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior.

En la presente cartografía se ha considerado que la foliación regional de los gneises y de los metasedimentos de la serie de Canavelles corresponde al clivaje regional que presentan las rocas de la serie de Jujols (ver cortes geológicos de la Hoja). Sin embargo, Santanach (1972b, 1974) afirma que la Sr de los gneises y de la serie de Canavelles es anterior al clivaje que presentan los materiales de la serie de Jujols. Otros autores que han estudiado la zona (Muñoz, 1985, 1992; Ayora y Casas, 1986), no se definen en cuanto a esta cuestión, pero consideran que clivaje regional de la Hoja se ha formado por la superposición de dos fases de deformación, denominadas por estos autores F1 y F2.

En la Hoja, la Sr es plano axial de pliegues centimétricos a hectométricos de la estratificación. Estos pliegues, conjuntamente con el clivaje, son las estructuras más patentes en toda la parte meridional de la Hoja, donde la litología dominante son las ritmitas centimétricas de la serie de Jujols. En las zonas entorno a los gneises, la monotonía litológica así como la importancia de las deformaciones tardías hacen que los pliegues sinfoliares no se observen con facilidad. La geometría de dichos pliegues también varía según los sectores: en los alrededores de los gneises son pliegues cerrados con tendencia isoclinal; en cambio, en los sectores meridionales de la Hoja, los pliegues sinfoliares forman o bien pliegues abiertos, o bien pliegues angulosos con geometrías tipo chevron.

En general, Los datos cartográficos sugieren una vergencia hacia el sur para los pliegues sinfoliares (ver cortes geológicos I-I' y II-II' de la cartografía geológica). La orientación inicial de estos pliegues es difícil de determinar debido a la existencia del episodio prefoliar y del episodio tardío de deformación; ya que, ambos episodios condicionan, respectivamente, la orientación inicial y actual de los ejes de los pliegues sinfoliares. La dirección actual del clivaje regional varía entre NO-SE y NE-SW y, en general, presenta buzamientos hacia el sur.

Episodio tardío:

Este episodio incluye todas las estructuras de plegamiento que deforman el clivaje regional. Dentro de este episodio se han distinguido dos fases de deformación denominadas respectivamente F3 y F4, así como dos sistemas de pliegues tipo kink-band. Ambas fases de deformación controlan la disposición actual del clivaje regional y son responsables de las variaciones que presenta la Sr dentro del dominio de la Hoja. La denominación de las fases tardías adoptada en este capítulo es la propuesta en los trabajos de Ayora y Casas (1986) y Muñoz (1985, 1992).

Los pliegues de F3 vergen hacia el sur y presentan planos axiales que buzando al norte entre 30 y 80°. En general, se trata de pliegues asimétricos de todas las dimensiones, desde crenulaciones a pliegues kilométricos, que presentan el flanco sur subvertical y el flanco norte con tendencia a la horizontalidad. En la parte meridional de la Hoja, esta asimetría no es tan marcada y los pliegues de fase 3 se caracterizan por ser pliegues abiertos con planos axiales subverticales que buzando al norte. Localmente, en las zonas de charnela de los pliegues kilométricos, se desarrolla un clivaje de crenulación asociado a F3. Los ejes y las lineaciones de crenulación de los pliegues de F3 presentan direcciones variables entre N60 y N120 (fig. 4); aunque, probablemente, la causa de esta dispersión sea debida a los efectos de la fase 4, no puede descartarse que con el nombre de F3 se hayan agrupado más de un sistema de pliegues de características geométricas similares pero con orientaciones ligeramente diferentes; este hecho explicaría la presencia, en los esquistos, de las dos lineaciones de crenulación descritas por Santanach (1974). Cabe señalar que los pliegues de F3 constituyen las estructuras predominantes en los niveles inferiores de Cambro-Ordovícico; en los niveles superiores, los efectos de F3 sólo pueden analizarse a partir de la disposición de la foliación regional, ya que, en estos sectores, las estructuras asociadas a las fases tardías, observables a escala del afloramiento, son escasas.

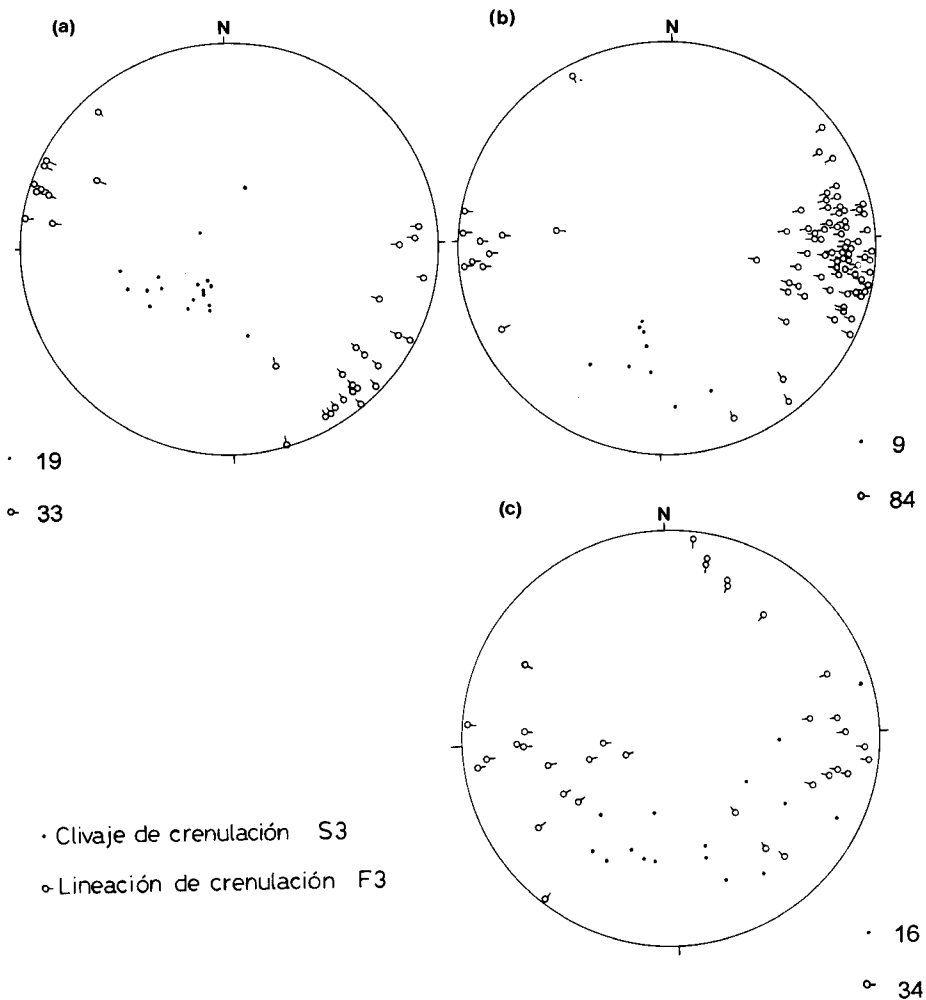


Fig. 4.- Proyección estereográfica equiareal, en el hemisferio inferior, de los polos del clivaje y de las lineaciones de crenulación asociados a la fase tardía de deformación F3. (a) zona de Queralbs, (b) area de Setcases, (c) sector comprendido entre Camprodon y Molló.

Los pliegues de F4 son de dimensiones hectométricas a kilométricas y no presentan ningún clivaje asociado. Los planos axiales de estos pliegues son subverticales y su dirección, aunque variable, siempre es de tendencia N-S. De hecho, en la parte sur occidental de la Hoja los planos axiales de F4 son de dirección NE-SO; en cambio, en la mitad oriental de la misma dichos planos axiales presentan direcciones NNO-SSE.

Los dos sistemas de kink-bands reconocidos en la Hoja son de dimensiones centimétricas y concuerdan perfectamente con los descritos por Santanach (1974) y por Muñoz

(1985, 1992). Un sistema está formado por dos familias conjugadas de kinks de orientación NE-SO; los planos axiales de la familia más desarrollada buzan entre 50 y 60° hacia el noroeste, la otra familia es poco abundante y sus planos axiales buzan unos 70° al sureste. El otro sistema, se caracteriza por presentar planos axiales subhorizontales y ejes de kink de orientación ENE-OSO.

Aunque clásicamente se ha atribuido una edad hercínica o tardihercínica al episodio tardío de deformación (Guitard, 1970; Santanach 1972, 1974); es preciso remarcar que existe, realmente, una cierta incertidumbre en cuanto a la edad, hercínica o alpina, de este episodio o al menos, de algunas fases de deformación englobadas en él. En la hoja de Ripoll (n° 256) existen idicios de la edad hercínica de algunas fases de deformación del episodio tardío, ya que, en la denominada Unidad tectónica de Bruguera, los materiales cambro-ordovícicos y estefano-pérmicos están afectados por pliegues tardíos que no afectan al Garumniense (Muñoz, 1985, 1992). Por otra parte, no se puede descartar una edad alpina para algunos pliegues tardíos; de hecho, en el extremo sureste de la hoja de Molló, el plegamiento que presenta el clivaje regional en la Unidad tectónica de Montfalgar (ver corte V-V' de la cartografía geológica) es debido a la culminación anticlinal de cabalgamientos de edad alpina.

3.2. TECTÓNICA ALPINA

Es una tectónica de cabalgamientos que ha fragmentado la zona en diversas unidades tectónicas. En los materiales del Paleogeno y Eoceno, dicha tectónica ha desarrollado un clivaje alpino, dispuesto en una franja de orientación aproximada E-O. Esta franja es especialmente visible en la hoja de Ripoll (n° 256) y fue puesta de manifiesto por Seguret y Vergely (1969) y Vergely (1970).

Si bien existen diversos trabajos sobre la estructura alpina de la Hoja y áreas vecinas (Muñoz, 1985, 1992; Muñoz *et al.*, 1986; Laumonier y Baetens, 1986; Laumonier, 1987), las unidades tectónicas alpinas reconocidas en esta cartografía corresponden, a grandes rasgos, a las propuestas en los trabajos de Muñoz (1985, 1992). En la figura 5 se muestra la disposición de las unidades tectónicas alpinas de la Hoja.

Unidad del Canigó

Ocupa prácticamente toda la extensión de la Hoja y sólo involucra materiales del zócalo hercínico; esta misma unidad en Muñoz (1985, 1992) recibe el nombre de Unidad de la Collada Verda. Al sur y al sureste la Unidad del Canigó está limitada por el cabalgamiento de Ribes-Camprodón (fig. 5). Este cabalgamiento ha sido interpretado por Muñoz *et al.* (1986) como un cabalgamiento fuera de secuencia. En general, dicho cabalgamiento se localiza siempre entre materiales del zócalo hercínico (Muñoz *et al.* 1983); sin embargo, en el Coll de Boixera el cabalgamiento de Ribes-Camprodón afecta a materiales del Garumniense (Mengel, 1913), con lo que la edad alpina de este accidente es indudable.

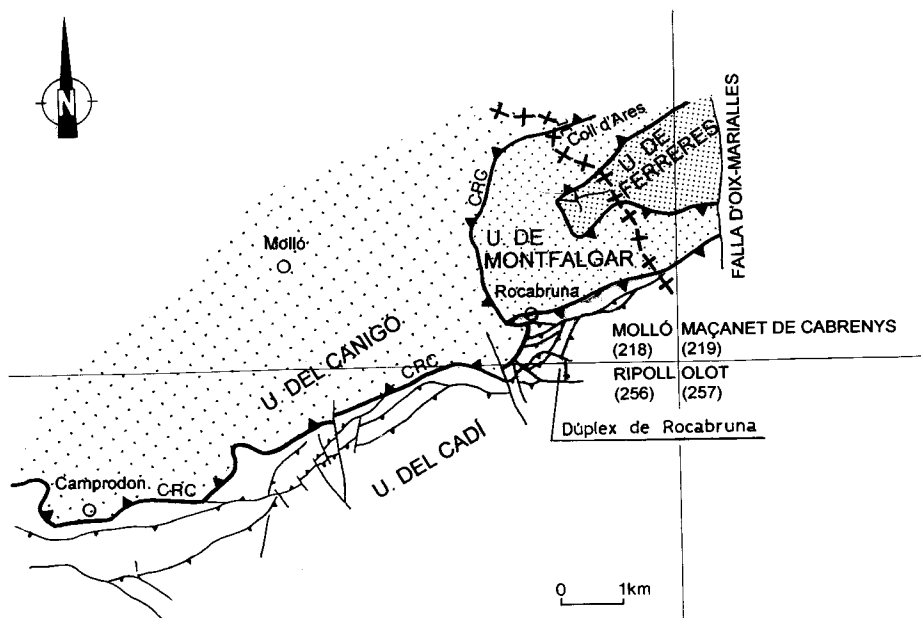


Fig. 5.- Esquema estructural en el que se delimitan las Unidades tectónicas alpinas de la Hoja. CRC: cabalgamiento de Ribes-Camprodon. Figura tomada de Muñoz (1992).

En esta Hoja el cabalgamiento Ribes-Camprodon desarrolla salbandas de falla de hasta 100 m de espesor; dentro de las salbandas se observan bloques triturados de diferentes rocas, entre los que cabe destacar bloques de calizas y conglomerados garumnienses, hecho que confirma, una vez más, la edad alpina de este cabalgamiento.

Unidad de Montfalgar

Se sitúa en el extremo sureste de la Hoja y está constituida por rocas cambro-ordovícicas y materiales del Ordovícico superior. El límite inferior de esta unidad está formado por un cabalgamiento que se dispone por encima de los materiales garumnienses de la Unidad de Ferreres. El límite occidental y septentrional está constituido por el Cabalgamiento de Ribes-Camprodon, y el límite oriental lo forma la denominada falla de Oix-Marialles (fig. 5). El límite superior y meridional de la Unidad de Montfalgar ha sido situado por Muñoz (1985, 1992) y Muñoz *et al.* (1986) en el contacto entre los materiales del Ordovícico superior y los del Garumniense. De acuerdo a estos autores este contacto constituye un nivel de despegue mediante el cual las capas de la cobertura han sido desplazadas hacia el sur.

El cabalgamiento inferior de esta unidad está plegado según un antiforme en cuyo núcleo aflora la Unidad de Ferreres (ver corte V-V' de la cartografía geológica); de acuerdo a Muñoz (1985, 1992) este pliegue puede estar provocado por la rampa del bloque inferior, o bien puede representar una culminación originada por un cabalgamiento profundo.

Unidad de Ferreres

Forma un semiventana tectónica constituida por materiales detríticos del Garumniense y por rocas cambro-ordovícicas, que aflora en el seno de la Unidad de Montfalgar. Cabe señalar que la existencia de esta ventana es conocida de antaño; de hecho su presencia ya fue indicada por Ashauer (1934, 1943).

Unidad del Cadí

En la hoja de Molló, la Unidad del Cadí está únicamente formada por sedimentos garumnienses y eocenos. En la vecina hoja de Ripoll (nº 256), esta unidad está cortada por el cabalgamiento Ribes-Camprodon y además de materiales garumnienses y eocenos, está también constituida por rocas paleozoicas.

En esta Hoja entre la Unidad de Montfalgar y la Unidad del Cadí afloran numerosas láminas cabalgantes verticalizadas constituidas o bien por materiales del zócalo hercínico, o bien por rocas de cobertera. Las láminas de zócalo están formadas por materiales del Silúrico y del Ordovícico superior, y las de cobertera por rocas garumnienses a excepción de una constituida por conglomerados estefano-pérmicos. Al conjunto de estas láminas Muñoz (1985, 1992) las ha denominado dúplex de Rocabrúna (fig. 5). De acuerdo a este autor el dúplex de Rocabrúna podría corresponder a un apilamiento antiformal trucado por el cabalgamiento Ribes-Camprodon.

3.3. TECTÓNICA NEÓGENA

En la Hoja se han desarrollado dos sistemas de fracturas aproximadamente perpendiculares de orientación NO-SE y NE-SO respectivamente. El sistema NO-SE es el más desarrollado y es muy evidente en la zona en que afloran los gneises de Núria y de Carançà; se trata de fracturas de movimiento normal que presentan fuertes buzamientos al noreste, cuyo salto es, en general, superior a los 500 m; cabe destacar que, en algunos casos, el salto atribuido a dichas fracturas es del orden de los 2.000 m (ver cortes geológicos de la cartografía). En la zona que ocupa la hoja de Molló, no se conoce la relación temporal de estas fallas con la distensión neógena, dado que éstas solamente afectan a materiales del zócalo hercínico. Sin embargo, en la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255) y en la hoja de Ripoll (nº 256) (Vergés *et al.*, 1994a; Vergés *et al.*, 1994b) estas fallas afectan a materiales eocenos y oligocenos; asimismo, más al sur, en la hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333) (ver Barnolas *et al.*, 1983), ambos sistemas de fracturas han actuado claramente durante el Neógeno dado que limitan la fosa tectónica de la Selva.

3.4. NEOTECTÓNICA

La actividad tectónica actual de la Hoja de Molló y áreas circundantes queda reflejada por la moderada actividad sísmica que se registra hoy en día en esta zona (Suriñach y Roca, 1982; Gallart *et al.*, 1984 y 1985; Olivera *et al.*, 1986; Batlló, 1988; Goula *et al.*, 1990, 1992).

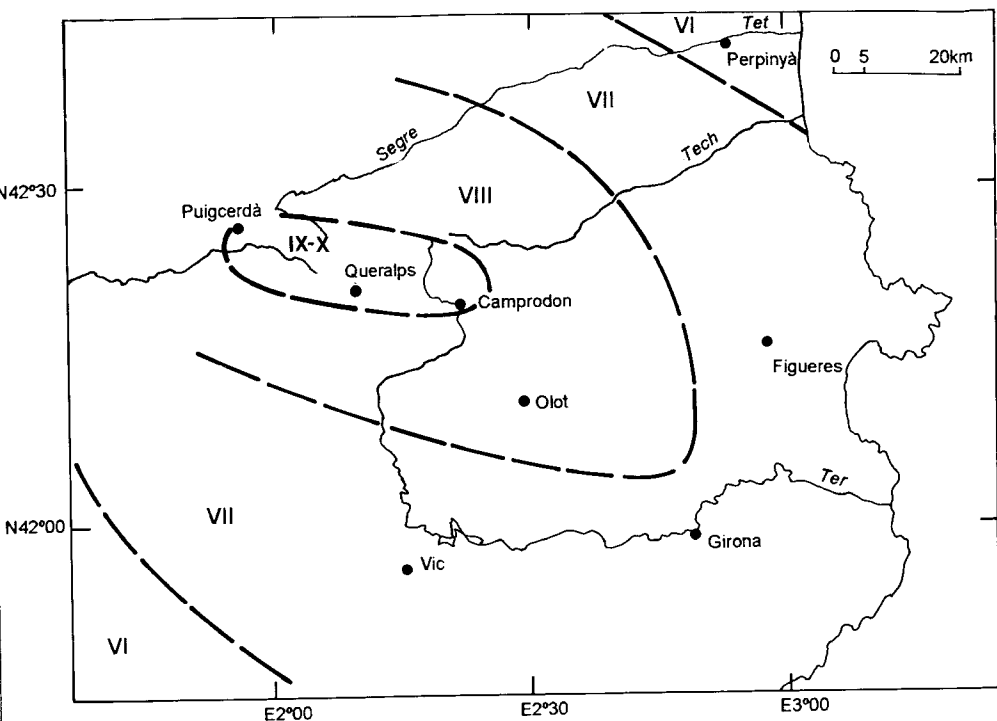


Fig. 6.- Contornos isosísmicos, en intensidad MSK, del terremoto de 1428 según Banda y Correig (1984). Figura simplificada de Brias *et al.* (1990).

Es preciso resaltar que las comarcas de la Cerdanya y del Ripollès fueron afectadas en el año 1428 por un terremoto de intensidad IX-X MSK (Banda y Correig, 1984) (fig. 6) que causó daños importantes en las poblaciones de Puigcerdà, Queralps y Camprodon (Fontseré y Iglesias, 1971). Brias *et al.*, (1990) sugieren que este terremoto se generó por una ruptura de movimiento normal de la falla de la Cerdanya-Conflent (ver hoja de Puigcerdà, nº 217); según estos mismos autores, el sismo de 1428 pone de manifiesto que, en la actualidad, existe continuidad del régimen extensional iniciado durante el Neógeno en la Europa y el Mediterraneo occidental. Contrariamente a esta idea, Philip *et al.* (1992), dado que observan estructuras compresivas de edad cuaternaria, sugieren que el terremoto de 1428 se originó por un mecanismo compresivo asociado a la reactivación de rampas de cabalgamientos alpinos. De hecho, Philip *et al.* (1992) apuntan que durante el Plioceno existe un cambio del régimen tectónico del Pirineo, que evolucionaría de una situación extensional Oligo-Miocénica, a un episodio actual compresivo moderado de dirección N-S.

4. GEOMORFOLOGÍA

El Pirineo oriental de Girona está constituido principalmente por los macizos de Puigmal (2.912 m), Bastiments o Pic del Gegant (2.875 m) y Costabona (2.464 m), y está separado del resto de la cordillera por unos profundos valles y collados. Al norte limita con la depresión del Conflent, al este con el Coll d'Ares y al sur con los cabeceras de los ríos Ter, Freser y Ritort. Esta zona montañosa se caracteriza por crestas que se encuentran a 1.000 m por encima del nivel de base del fondo de los valles. En éstos predominan los procesos geomorfológicos erosivos sobre los de acumulación, debido a lo estrecho de los valles. Este hecho hace que sea muy difícil obtener un cronología basada en la estratigrafía o sedimentología, debido a la escasez de afloramientos, falta de continuidad de las formaciones y afloramientos estudiados, y a la falta de criterios paleontológicos.

Relieve preglaciar

En el Oligoceno superior-Mioceno inferior se da la fase postparoxismal, con la formación de los principales niveles de cumbres, que es anterior a las fallas causantes del hundimiento de la fosa de la Cerdanya. Los movimientos post-Mioceno han configurado la morfología actual de la cordillera.

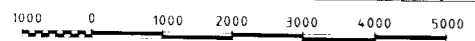
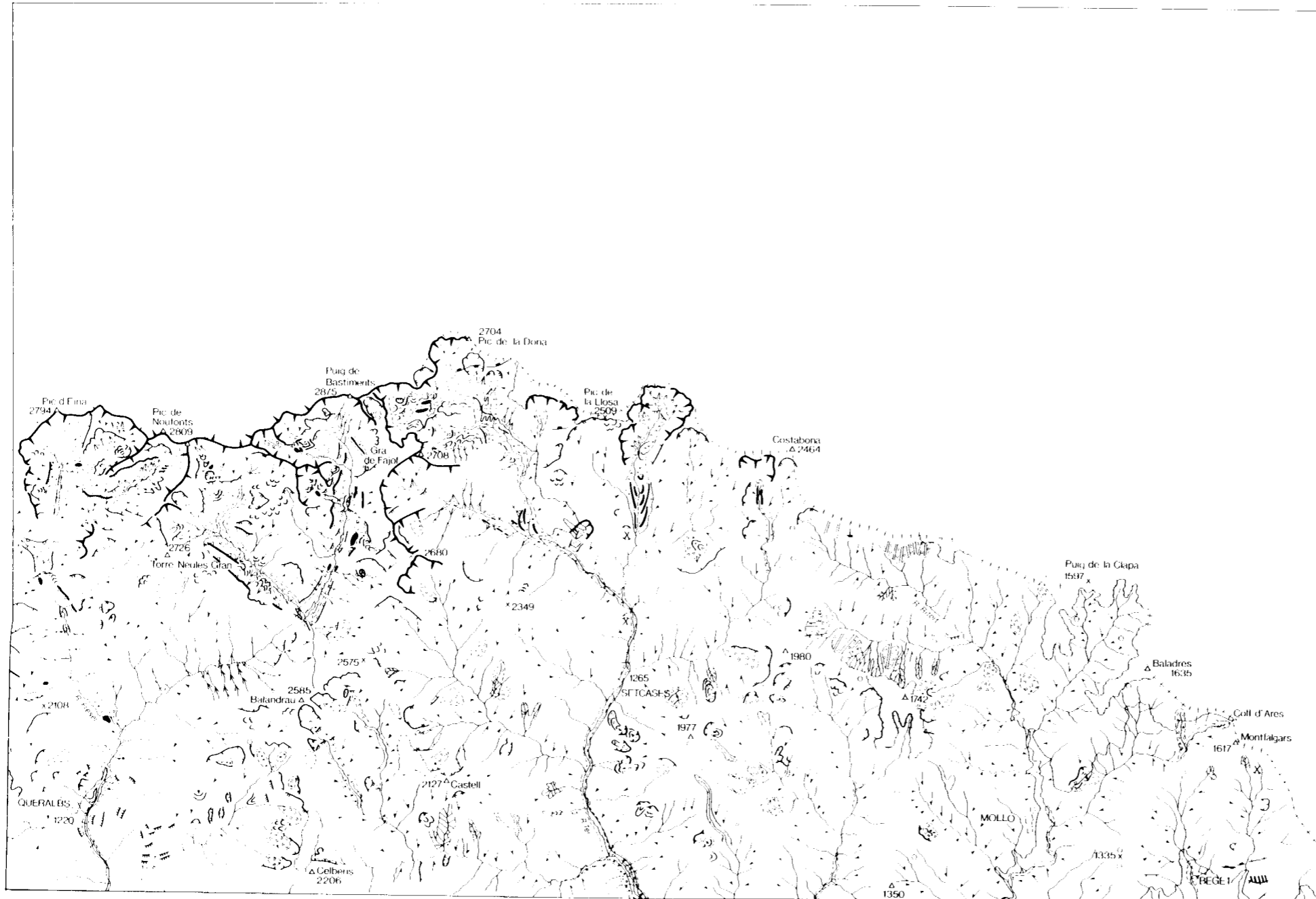
En las superficies o niveles de erosión tuvo lugar un modelado de disección muy fuerte dando lugar un relieve con profundos valles. Aparte de la colmatación de las cuencas intramontañas como la Cerdanya, predominaba una morfodinámica erosiva intensa que no ha dejado ningún tipo de sedimentos.

Serrat (1977), al oeste del Puigmal, sitúa tres niveles de erosión en menos de 6 km, localizados en el Pla de Salines a 2.220 m, Pla del Gorro Blanc a 2.450 m y el Puigmal a 2.912 m. En la zona de Ull de Ter, Canigó y Costabona observa los niveles de Pla de Coma Armada a 2.490 m, Pla de Campmagre a 2.400 m, Pomarola a 2.456 m, Esquerdes de Rojà a 2.350 m y el Pla de Guillem a 2.302 m. Estas cotas altimétricas dan un escalonamiento de las superficies de erosión. Aparte, se encuentran otros niveles como el de Guils, Viliella, Lles y el de La Llosa. Una hipótesis de trabajo de la formación de estos diferentes niveles podría corresponder a las siguientes fases: a) formación de los niveles escalonados según la forma de la Cerdanya. b) formación de los niveles de crioplanación cuaternarios debido a glaciares regenerados. c) basculamiento hacia el sur por el sistema de fallas de la Cerdanya, con retoques debidos a los glaciares cuaternarios.

Modelado glaciar

El glaciario del Pirineo oriental está constituido por los glaciares de valle de los macizos del Puigmal y Costabona. Estos valles estrechos provocaron que las morrenas terminales fueran rápidamente desmanteladas por el régimen fluvio-glacial y torrencial durante el retroceso glaciar.

Las crestas y circos glaciares se sitúan en las divisorias de aguas a partir de los 2.300 m de altura. Debido a la sección encajada de los valles y a las grandes pendientes, la acción de los hielos hizo que en los valles septentrionales se produciese un escaso



DAVID SERRAT CONGOST
UNIVERSITAT DE BARCELONA

LEYENDA

- | | |
|---|---------------------------------------|
| TOPOGRAFIA | MORFOLOGIA GLACIAR |
| △ x Vértice geodésico y collado | — Cresta |
| x Cota altimétrica | — Circo glaciar |
| — Escarpe o ruptura de pendiente | — Valle en "U" |
| FORMAS ESTRUCTURALES | — Ombligo o cubeta de sobreexcavación |
| — Superficie estructural | — Garganta yuxtaglacial |
| — Superficie de erosión neta y degradada | — Umbral |
| — Barra rocosa | — Umbral en barra |
| — Pífon rocoso | — Roca aborregada |
| MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL | — Transfluencia |
| — Curso principal | — Cordón morrónico |
| — Valle en "V" con incisión | — Material morrónico |
| — Escarpe de terraza | — Glaciar rocoso |
| — Cono de deyección | FORMAS ANTROPICAS |
| — Terraza | — Mina inactiva |
| — Aluvial actual | — Carretera y núcleo de población |
| MORFOLOGIA DE VERTIENTES | x x Cantera activa e inactiva |
| — Abarrancamientos | |
| — Abancalamientos | |
| — Cicatriz de deslizamientos | |
| — Movimiento en masa | |
| — Formaciones coluviales indiferenciadas | |
| MORFOLOGIA PERIGLACIAR, NIVAL Y CARSTICA | |
| — Vertiente regularizada | |
| — Derrubios de vertiente | |
| — Canal de aludes | |
| — Cono de derrubios | |
| — Saliflucción | |
| — Guirnaldas | |
| — Nicho de nivación | |
| — Dolinas o sumideros | |

modelado en artesa o en «U» típico del medio glaciar. Los únicos sectores en que se dan éstas formas corresponden a los ríos Núria y Freser, y el afluente del torrente de Coma de Vaca.

En el caso del valle del Freser se supone un espesor de 1.500 m de hielo y los valles adyacentes quedaban colgados a esta altura. El hielo descendía con una pendiente fuerte y perdiendo altura rápidamente. Al juntarse varias lenguas glaciares se produjo un exceso de presión sobre el lecho blando de los esquistos, facilitando la formación de una pequeña cubeta de sobreexcavación u «ombligo». Estas morfologías, actualmente, están ocupadas por lagos o «estany» que se colmatan por depósitos fluvio-torrenciales y lacustres. Las cubetas de Núria y Coma de Freser, que son los dos ejemplos más claros, están limitadas al sur por un umbral en barra. Algunas cubetas, de dimensiones más reducidas, se localizan al pie de los circos glaciares como Bastiments, Nou Fonts, etc.

La acción de pulido y desgaste del hielo generó, una vez pasados los umbrales, la aparición de rocas aborregadas. Estas acciones se pueden observar en las paredes del valle glaciar de Coma del Freser y aguas abajo del umbral de la cubeta de sobreexcavación de Núria, donde el hielo atravesaba una estrecha garganta subglaciar. También al superar umbrales de circo en Ull de Ter y en el torrente de les Barraques (sur de Bastiments).

Los collados de transfluencia, localizados gracias al estudio litológico de los cantos de los «tills», se sitúan en la Collada de Fonda al sur del Puig d'Eina, con una fluencia de este a oeste, y en Ull de Ter, en el Puig dels Lladres, con una dirección de sur a norte.

El material morrénico está constituido por bloques de dimensiones métricas englobados en una matriz arcilloso arenosa, y corresponden a los «tills» würmienses. Estos depósitos aparecen colgados en las vertientes de los principales valles, como es el caso del Freser. Como formas superficiales encontramos arcos morrénicos en la Llosa, y morrenas laterales en el Costabona y en el Freser. En la confluencia del torrente de Coma d'Orri y el río Ter, se da la interconexión de morrenas laterales.

Los restos morrénicos del avance glaciar se sitúan en las lenguas que alcanzaron las localidades de Setcases y Queralbs, en los valles del Ter y Freser respectivamente. Estas posiciones definen la máxima extensión de la pulsación, de 5 km para el primero y de 7 km para el segundo.

Los depósitos glaciares en el río Freser carecen de buenos afloramientos. Cerca de Queralbs, localizados a +40, están constituidos por bloques embebidos en una matriz areno-limosa que corresponden a materiales procedentes del desmantelamiento de terrazas fluvio-glaciares anteriores a la máxima extensión glacial del Würm.

El macizo más oriental afectado por la dinámica glaciar würmiense cuaternaria corresponde al Costabona. En este sector se conservan morrenas laterales hasta los 1.780 m de altura.

El tardiglaciario viene representado por pequeñas morrenas de nevero que no superaron el umbral del nicho de nivación y por los glaciares rocosos ampliamente extendidos por toda la zona, Ull de Ter, Bastiments, Nou Fonts, etc.

Dada la posición de los sedimentos con respecto al río actual, como por su nula alteración y escaso desarrollo de suelos, éstos materiales se atribuyen a la última glaciación. No existen restos claros de una glaciación más antigua que el Würm, pero ésta pudo ocupar la misma extensión en estos valles.

En el conjunto del Pirineo catalán, el glaciario presenta una dinámica geomorfológica y evolutiva similar en todos los sectores, atribuyéndose a un último e importante período glaciario. De esta manera, se dan las siguientes fases (Bru *et al.*, 1985):

- Pre-máximo.
- Máximo empuje con la máxima potencia de los aparatos glaciares.
- Estabilización, con el desarrollo de depósitos yuxtaglaciares que incluyen secuencias lacustres -datada en 34.000 BP por Vilaplana (1983)-.
- Retroceso, con los arcos morrénicos internos.
- Tardiglaciario, se da el confinamiento de los hielos a los circos y las formaciones de glaciares rocosos -12.620 \pm 160 BP según Vilaplana (1983)-.
- Postglaciario histórico, aparecen algunos cordones morrénicos en los circos -5.420 \pm 130 BP de acuerdo a Vilaplana (1983)-.

Dentro de la historia glaciaria del Pirineo oriental encontramos dos episodios principales (Serrat, 1977, 1980):

- Máximo glaciario visible y estabilización, que corresponden a los glaciares de valle Würmienses. Sus depósitos se localizan aguas abajo de los umbrales de los circos.
- Pulsación fría posterior o tardiglaciario, que corresponde a los glaciares rocosos, glaciares de circo y a los neveros.

El gradiente topográfico y el régimen periglaciario provoca una gelifluxión de las morrenas laterales haciendo que su registro sea muy casual y local.

Fluvioglaciario

En el torrente de Carboner, al norte de Setcases, se encuentran los depósitos definidos como fluvioglaciares del Ter. Constituyen un afloramiento de 4 m de material morrénico, caracterizado de base a techo por lentejones de arenas lavadas con bloques de hasta 2 m, arenas con un nivel carbonoso y, en el techo, lentejones de arenas lavadas con cantos y bloques imbricados. Este depósito corresponde a la única terraza baja en este sector y está relacionado con la pulsación glaciaria del Würm. Este nivel se correlaciona con la terraza media en el sinclinal de Ripoll.

Modelado periglacial fósil

El importante desarrollo del modelado periglacial, aparte de las condiciones climáticas, también hay que buscarlo en las características litológicas del substrato. La abundancia de rocas esquistosas muy sensibles a la gelifración han facilitado la acumulación de importantes formaciones periglaciares.

Las formas periglaciares heredadas se localizan muy puntualmente en el cordón fronteroizo y en los restos de nivel de cumbres (superficies de erosión entre los 2.560 y 2.750 m). Estas formas están representadas por macropolígonos, suelos estriados, nidos de piedras y rosas.

Vertientes regularizadas y derrubios estratificados

El periglaciarsismo cuaternario afectó a la totalidad de las vertientes por encima de los 1.000 m, produciendo procesos de regularización (Serrat, 1983). A partir de los 1.400 m encontramos un mayor desarrollo de las vertientes regularizadas. En la Hoja de Molló éstas se localizan principalmente en la parte oriental, en la Sierra de Costabona y en los torrentes de la Cassasa y del Grin.

El proceso de regularización generó la acumulación de importantes masas de derrubios de ladera. Los derrubios estratificados mejor representados en el área de estudio se sitúan en el Coll d'Ares. Estos depósitos alcanzan una potencia de 50 a 60 m de espesor y se caracterizan por una gran homogeneidad. Están constituidos por una repetición de ritmos que contienen gelifractos de 4 a 5 cm. Se disponen paralelos a la vertiente y rellenan un antiguo nicho de nivación. Se podrían datar como depósitos würmenses que colmatan un antiguo nicho rissense (Serrat, 1979).

Movimientos en masa

En las zonas de esquistos, con alturas que oscilan entre los 1.700 y los 2.100 m, se localizan grandes despegues de materiales, como el del Collet de les Barraques cerca del barranco de Estremera, en la subida a Ull de Ter y en las proximidades de Molló. Entre los 2.500 y 2.000 m de altura, en el Puig Sistré se encuentran formas fósiles de movimientos en masa.

Canales y conos de derrubios

Unicamente se localizan en las zonas bajas de los valles del Ter y del Freser, fuera del alcance de las lenguas glaciares. Estos conos de derrubios se formaron sincrónicamente a las terrazas fluvio-glaciares würmenses.

En las paredes escarpadas, con la gravedad asistida por gelifración y el aporte esporádico de aludes de rocas y nieve, los derrubios se canalizan y se acumulan al pie de la pared dando enormes conos de derrubios, como los situados en la vertiente septentrional del Gra de Fajol, la vertiente oriental de la Torre d'Eina y la vertiente sureste de las Agulles d'en Xillén, etc.

En el máximo tardiglacial la persistencia de la nieve incluida en estos derrubios producía los glaciares rocosos. Estas morfologías están consideradas a caballo entre las formas glaciares y las periglaciares. Otros canales y conos de derrubios han persistido como corredores y conos de aludes actuales.

Modelado tardiglacial

Dentro del retroceso general posterior al máximo glaciar würmiense, se dió una pulsación fría y seca caracterizada por la presencia de glaciares rocosos y pequeños glaciares de circo muy localizados (Nou Fonts, Ull de Ter).

Los glaciares rocosos se encuentran muy generalizados y se desarrollan al pie de las paredes escarpadas de origen glaciar, en cotas superiores a los 2.000 m de altura. Están constituidos por acumulaciones de bloques con más o menos matriz, con morfologías lobulares que son el resultado del desplazamiento plástico de los cantos acumulados. Presentan morfologías de arco con sus caras externas mostrando muy a menudo vertientes escalonadas. Los glaciares rocosos desarrollados en esquistos tienen un mayor contenido en finos en la matriz y tienen una mayor colonización por la vegetación herbácea.

Si bien en la hoja de Molló se desconoce la funcionalidad actual de los glaciares rocosos, en una zona relativamente próxima (macizo del Campquerdós) con altitudes y factores climáticos similares a los de esta Hoja, estos depósitos no son funcionales hoy en día, pero tienden a ser remodelados por la acción periglacial (Gómez, 1987).

Paralelamente a estos glaciares rocosos y en circos orientados hacia el sur, se encuentran algunos restos morrénicos de pequeños glaciares de circo, como los de la cabecera de la Coma de Vaca, Nou Fonts y en el mismo interior del circo de Ull de Ter (Xalet Vell). En Coma de Vaca, al pie del collado de Carançà, un glaciar de circo depositó un complejo morrénico a 2.739 m de altura con dos arcos individualizados. En la zona de Nou Fonts, otro depósito similar al anterior se encuentra a una altura de 2.514 m. Por último en Ull de Ter, a una altitud de 2.524 m, se localizan unos arcos morrénicos de 3 a 4 m de espesor, con pequeñas cubetas de sobreexcavación ocupadas por lagos estacionales. Todas éstas morrenas actuando en forma de muros de contención, hacen que los lagos se encuentren actualmente en proceso de formación de turberas.

Dinámica actual

La dinámica actual viene manifestada por la funcionalidad de procesos nivales, periglaciares y fluviotorrenciales. Otra dinámica que no cabe desprestigiar corresponde a la acción humana que produce la modificación de las formas y los procesos. La actividad antrópica de pastoreo realizada durante los siglos XIX y XX en los prados de altura, junto con la industria de la fabricación de armas conllevó la tala de importantes masas forestales. Este hecho ha generado reptación o «creep» en los depósitos cuaternarios de vertiente y el constante pisoteo y desmantelamiento de las formaciones superficiales con los senderos de vacas o «pieds de vache». En el Pla de Escura, en el Valle del Freser, aparecen abancalamientos importantes como resultado de la actividad agrícola.

También cabe destacar la presencia de numerosas canteras localizadas en las paredes del valle del Ter, principalmente en el área de Setcases. En la vertiente meridional de la Sierra de Costabona, en el río Ritort, se pueden observar formas generadas por la explotación minera. Todas estas actividades no han producido ninguna modificación importante en el paisaje digna de resaltar, exceptuando la presencia de pequeñas escombreras que constituyen formas puntuales de degradación.

Dinámica periglaciaria

Se encuentra restringida con formas y depósitos poco definidos. Estos últimos se sitúan a lo largo de las vertientes como derrubios sin delimitar su zona de acumulación, dada la escasa potencia de su formación superficial.

Debido al piso altitudinal que ocupa esta zona del Pirineo oriental, se distinguen los siguientes tipos de procesos:

- a) Soliflucción: a partir de los 2.000 m se produce de una manera generalizada. El grado de humedad y el poco espesor de las formaciones superficiales hacen que éstas sean fácilmente erosionables. Este proceso puede ser modificado y acelerado por el pastoreo, y pueden aparecer bloques anclados y lóbulos de soliflucción.
- b) Geliflucción: esta región registra más de 1.000 mm anuales de agua, y el hielo es un proceso muy activo. El desplazamiento grano a grano o «pipkrake» alcanza hasta los 6 cm de longitud en alturas superiores a los 2.000 m, pudiendo aparecer incluso rodamiento. Cuando este proceso se encuentra asociado a la presencia de vegetales herbosos, que frenan el desplazamiento, se producen «suelos en guirnalda». Éstos están muy extendidos en la Coma de Vaca.
- c) Crioturbarciones: en los altiplanos situados entre los 2.000 y 2.500 m de altura, provistos de formación superficial y un manto vegetal continuo, se producen césped almohadillado y ostiolos. Estas formas se dan principalmente en las zonas húmedas del Pla de la Coma Armada, y fuera del ámbito de la Hoja, en el Pla de Guillém a 2.300 m de altura.

Dinámica nival y cárstica

La dinámica nival actual se caracteriza por la inexistencia de glaciares en los macizos del Puigmal y Costabona debido a las condiciones interglaciares actuales. El nivel de nieves perpetuas permanentes actual se sitúa a unos 2.900 m sobre el nivel del mar. A pesar de esto, una capa de nieve durante 3 a 5 meses, cubre gran parte de la superficie por encima de los 2.000 m de altura. El predominio de fuertes vientos del norte desmantela la nieve de las superficies somitales, acumulando la misma en sotavento. De esta manera la escasa existencia de neveros se da por sobrealimentación eólica. Localmente pueden aparecer acumulaciones al pie de canales de aludes, como los situados al pie del Gra de Fajol. La fusión del manto nival en primavera provoca un fenómeno de arroyada nival difusa a partir de los 2.500 m. Esta removiliza y transporta las partículas finas que descienden por las vertientes desprovistas de tapiz vegetal.

Entre los 2.400 y 2.600 m de altura se dan formas cársticas de absorción de dolinas y sumideros, principalmente en las intercalaciones calcareo-dolomíticas. En el macizo del Puigmal-Bastiments se dan dolinas en las intercalaciones de mármoles, en alturas absolutas que oscilan entre los 2.300 y los 2.450 m, a unos 150-200 m sobre el nivel de nieves permanentes würmieneses calculado en 2.175 m por Serrat (1977, 1980). Las dolinas se localizan principalmente en la Coma de Vaca, Coma d'Eugassers y Estremera. Su morfología se caracteriza por una forma de embudo que no supera los 5 o 6 m, y se localizan en mármoles y esquistos. Localmente pueden aparecer en pequeños omblicos o cubetas de sobreexcavación. Las formas cársticas aquí observadas corresponden a un circuito prewürmiese heredado y revitalizado en las condiciones actuales. Las dolinas que observamos actualmente serían el resultado de la subfusión al revitalizarse la circulación en los circuitos preexistentes.

Los sumideros se localizan principalmente en la Sierra de Vaca y Torreneules. A lo largo de la zona se localizan numerosas formas de disolución en las intercalaciones de mármoles (simas, cuevas y abrigos), entre las que destacan las de Rialb y Encantats, conocidas por sus dimensiones y recorridos explorables.

Dinámica fluviotorrencial

La dinámica fluviotorrencial genera las formas de destrucción por excelencia de los modelados fósiles glaciares, fluvioglaciares y periglaciares. Ésta produce un encajamiento de 4 a 6 m, de los principales cursos de agua, en las terrazas würmieneses y en las formaciones superficiales periglaciares. En las vertientes, ésta dinámica ha producido importantes abarrancamientos en vertientes regularizadas, como el torrente de la Casassa. Esta actividad hace que las aguas se cargen de material en suspensión aumentando su densidad y, por lo tanto, su capacidad erosiva y de transporte; llegando a darse consecuencias catastróficas, como las acaecidas en las avenidas de Octubre de 1940.

Dinámica eólica

La dinámica eólica se caracteriza por la sobrealimentación nival de los circos situados en las vertientes meridionales. Los vientos predominantes son de dirección norte y noroeste; localmente, producen socavaciones discontinuas en las formaciones superficiales localizadas por debajo de la capa vegetal. En la vertiente septentrional del Pirineo, en las Fonts del Tec, se han encontrado terracillas oblicuas a las líneas de isohipsas condicionadas por la dirección de los vientos.

Conclusiones generales

En el Pirineo oriental solo se preservan depósitos atribuibles a una única glaciación (Bru *et al.*, 1985). El fuerte encajamiento de los valles provoca mayores pendientes e imposibilita encontrar restos de posibles glaciaciones anteriores. Durante el Cuaternario en este sector se dan glaciaciones Pre-Würm y Würm, y la última pulsación fría o tardiglaciaria. Todos los restos hallados, tanto en la parte baja de sus valles, como los depósitos

fluvioglaciares relacionados y las morrenas laterales representan el máximo glaciar (Serrat, 1977). Esta pulsación está caracterizada por los glaciares de valle y por la disimetría del nivel de nieves perpetuas, 2.125 m en la vertiente norte y 2.150 m en la sur. En la vertiente septentrional se dan valles en artesa, con acumulaciones fluvioglaciares y fluviolacustres. En la meridional, las gargantas y los valles fluviales, apenas retocados por el hielo, desmantelan los escasos sedimentos encontrados. Los glaciares alcanzaron longitudes muy semejantes en ambas vertientes, aunque los situados en los valles septentrionales formaron importantes depósitos morrénicos y de obturación.

La presencia de glaciares rocosos y la menor abundancia de morrenas de neveros caracterizan la pequeña pulsación fría del período tardiglaciár. Este período se caracteriza por un clima predominantemente frío, con escasas precipitaciones, que dan lugar a formaciones de vertiente con predominio de gelifractos en ausencia de humedad, típica de canchales o «tarteres».

La dinámica actual está representada por los procesos nivales, periglaciares, fluvio-torranciales, eólicos y las modificaciones antrópicas. El nivel actual de nieves perpetuas, de difícil precisión altitudinal, se situaría alrededor de los 2.900 m de altura; la ausencia de glaciares está condicionada por la escasa precipitación nival y, sobretudo, por la situación altitudinal más inferior de la región montañosa del Pirineo oriental localizada en esta Hoja.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS GNEISIFICADAS

En general, son rocas ortoderivadas, de composición granítica, gneisificadas durante la orogenia hercínica (Guitard, 1970). Los gneises de la hoja de Molló forman parte del macizo del Canigó, y se localizan en dos áreas: al norte de Setcases (gneises de Carançà) y en la cabecera del río Freser (gneises de Núria y gneises de Queralbs).

En la actualidad, existe controversia en cuanto a la edad y significado de estos gneises; para Guitard (1970) los gneises del Canigó constituyen un zócalo precámbrico sobre el cual se dispone la serie cambro-ordovícica. Contrariamente, aunque sin aportar datos concluyentes, Sebastian (1981) sostiene que los gneises que afloran en la hoja de Molló provienen de un granitoide prehercínico de edad probablemente ordovícica.

Por otra parte, las edades obtenidas en estos gneises, 580 Ma por el método de U-Pb y 525 Ma por el método de Rb-Sr en roca total, han sido utilizadas para confirmar la edad precámbrica de los gneises del Canigó (Vitrac y Allègre, 1975a, 1975b). Sin embargo, dataciones recientes, efectuadas por el método de evaporación directa de Pb en zircones (Delaperriere y Soliva, 1992; Delaperriere y Respaut, 1995), cuestionan las dataciones anteriores dado que obtienen edades de 425 ± 18 y 446 ± 20 Ma. Consecuentemente, para Delaperriere y Respaut (1995) el protolito de los gneises del Canigó corresponde a una intrusión, emplazada durante un episodio magmático de edad ordovícica.

Gneises ocelares (Núria y Carançà) (1)

Forman el substrato sobre el que se disponen, en aparente concordancia, los materiales de la serie de Canavelles. Los gneises de Carançà afloran en la zona fronteriza con Francia y los gneises de Núria se sitúan en la cabecera del río Freser, en los alrededores del monasterio del mismo nombre. Ambos tipos de gneises corresponden al tipo de gneis G1 distinguido por Guitard (1970) en el macizo del Canigó, y derivan directamente de rocas graníticas, o bien de sus productos de retrabajamiento. En general, son gneises heterogéneos, de carácter leucocrático, en los que se distinguen varias litologías: gneises homogéneos poco ocelares, gneises ocelares con grandes cristales de feldespato potásico, gneises bandeados y gneises leptínicos. Los gneises de Carançà, a diferencia de los gneises de Núria, son más ricos en biotita y muestran una linearidad relativamente acusada. La característica distintiva de los gneises de Núria es que (tal como señala Santanach, 1974) presentan nódulos de cuarzo de 0.3 a 1 cm de diámetro, hecho que los hace correlacionables con los gneises G1 tipo La Preste de Guitard (1970).

Gneis de Queralbs (2)

Se trata de un nivel de 100 a 200 m de espesor, dispuesto paralelamente a los sedimentos de la serie de Canavelles, situado unos 75 m por encima de los gneises de Núria; estos gneises también afloran, con una disposición similar, al norte de Setcases, en la zona de la Baga de Carboners. En general, aunque localmente pueden presentar un

cierto carácter ocelar, son gneises leucocráticos de grano fino que contienen numerosos cristales de feldespato potásico y albita, incluidos en una matriz cuarzo-feldespática con moscovita y minerales accesorios. A grandes rasgos, los gneises de Queralbs también corresponden a los gneises tipo G1 de Guitard (1970).

5.2. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

Pórfidos granodioríticos y cuarzodioríticos (3)

Se trata de filones de pocos metros de espesor y de 200 m a 1 km de longitud que afloran al norte del santuario de Núria, en las crestas del macizo del Puigmal. Estas rocas también afloran, de forma local, en la sierra de Feitús donde forman varias masas de dimensiones decamétricas, la mayor de las cuales presenta unos 500 m² de afloramiento.

En general, son rocas alteradas que presentan textura porfídica y matriz microcristalina. Los fenocristales son de plagioclasa y la matriz está formada por cuarzo, plagioclasa, micas blancas, clorita, calcita, epidota y biotita cloritizada; asimismo, en estas rocas, también son frecuentes los óxidos de hierro y de titanio. Los análisis químicos efectuados por Robert (1980) en algunos diques dan composiciones próximas a las dacitas. Estos materiales también afloran localmente, en la hoja de Puigcerdà (nº 217) (ver Cirés *et al.*, 1994a; Llac *et al.*, 1988); de acuerdo con Llac (1989) estos pórfidos corresponden a manifestaciones hipovolcánicas ácidas de edad tardihercínica.

Granito de Costabona (4)

Está situado en los alrededores del pico Costabona y aunque en la parte española de la Hoja forma un afloramiento de aproximadamente 1 km² de extensión, en la vertiente francesa constituye un cuerpo de unos 23 km² de superficie. Se trata de granito casi totalmente circunscrito que ha intruido en los gneises ocelares del macizo del Canigó (gneises de Núria y Carançà en esta memoria) (Autran *et al.*, 1970; Guitard, 1970).

Petrográficamente es un granito de grano relativamente grueso (de 1 a 4 mm) caracterizado por la presencia constante de fenocristales centimétricos de microclina idiomorfa. De acuerdo con Guitard y Laffitte (1958) el granito del Costabona presenta las siguientes características mineralógicas: el cuarzo es xenomorfo; la plagioclasa es idiomorfa, normalmente está zonada (An₄₅-An₀₅) y, en general está parcialmente sericitizada. En contacto con la microclina, las plagioclasas presentan bordes de corrosión y mirmequititas. La microclina de la matriz es xenomorfa; a menudo es perfitica y contiene abundantes inclusiones de biotita y plagioclasa. La biotita se presenta en forma de láminas y, generalmente, está parcialmente cloritizada. La moscovita, en la mayoría de los casos, está ausente o es muy poco abundante; y cuando se presenta o bien forma interstratificados con las láminas de biotita, o bien aparece sobre el feldespato potásico o sobre la plagioclasa.

El granito de Costabona presenta pequeñas variaciones locales en cuanto al tamaño de los granos y a la abundancia de fenocristales. A grosso modo, pueden distinguirse

tres tipos de facies: la facies de borde, caracterizada por un grano más fino y por una tendencia de la biotita a concentrarse en aglomeraciones centimétricas; una facies de dos micas caracterizada por la abundancia de moscovita visible en el afloramiento; y una facies transformada, situada en la zona de contacto con los skarns, caracterizada por la abundancia de cuarzo y de plagioclasa así como por la ausencia de microclina (Guy, 1980).

Las dataciones realizadas por el método de Rb-Sr en el granito del Costabona atribuyen una edad de 265 ± 10 ma para dicho granito (Vitrac y Allègre, 1975b).

En la tabla I están representados los análisis químicos del granito de Costabona realizados por Autran *et al.* (1970) y Guy (1980).

5.3. METAMORFISMO REGIONAL HERCÍNICO

El metamorfismo regional hercínico ha transformado las rocas detríticas y las calizas y dolomías del Cambro-Ordovícico en pizarras, filitas, esquitos y mármoles. En las pelitas del macizo del Canigó, Guitard (1970) distingue una zonación que comprende: la zona de la clorita, la zona de la biotita, la zona de la andalucita-cordierita-estaurolita y la zona de la sillimanita. En la vertiente española de Hoja, sólo afloran rocas de bajo grado metamórfico y la mayor parte de la zona cartografiada corresponde a la zona de la clorita; únicamente la zona más próxima a los gneises pertenece a la zona biotita. Trabajos recientes sobre el metamorfismo hercínico de la Hoja (Ayora *et al.*, 1993) estiman unas condiciones de presión y temperatura para la zona de la clorita de 4,6-6 kb y 450-530° C.

5.4. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO A LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS

La intrusión del granito de Costabona ha generado una aureola de metamorfismo de contacto que aumenta de grado de sur a norte. En las pelitas, dicha aureola se pone de manifiesto por la presencia de moteados de biotita, andalucita y cordierita; así como por la existencia, en las partes más internas de la aureola, de feldespato potásico en la matriz (Marcke, 1983). Asimismo, en las rocas carbonatadas, y en las zonas de contacto entre las pelitas y los carbonatos, dicha intrusión ha generado corneanas de silicatos cálcicos, skarns y skarnoides. Las corneanas cálcicas son poco abundantes y forman bancos lenticulares de pocos decímetros de espesor compuestos por diópsido, tremolita, flogopita y zoisita. Los skarns y skarnoides serán descritos a continuación; en la cartografía geológica se han representado los principales afloramientos de estas rocas.

Skarns y skarnoides (5)

Están relacionados con el emplazamiento del granito de Costabona y el hecho más significativo es la presencia de scheelita en los skarns. Debido a la importancia económica de la scheelita existe abundante bibliografía sobre estos skarns y skarnoides, siendo los trabajos más representativos los de Guitard y Laffitte (1958), Guy (1979, 1980) y Marcke (1983).

TABLA I

	GC	GC	GC	GC	GC	GC	GC	GC	GT	GT	GT
SiO ₂	67,60	70,45	70,72	71,01	72,35	67,95	73,74	70,70	69,9	68,65	
Al ₂ O ₃	16,40	14,93	15,14	15,06	14,62	15,70	13,11	16,00	15,54	17,53	
Fe ₂ O ₃	1,20	0,89	0,91	0,91	0,94	1,20	1,38	0,02	0,50	0,56	
FeO	2,24	1,72	1,24	1,33	0,92	1,75	1,09	0,30	0,49	0,35	
MnO	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,00	0,06	0,12	0,11	
MgO	1,05	0,73	0,60	0,50	0,57	0,94	0,62	0,48	0,65	3,00	
CaO	2,55	2,01	1,45	2,26	1,38	2,24	22,05	7,60	6,60	2,80	
Na ₂ O	3,90	3,80	3,70	3,90	3,90	4,00	2,93	0,70	1,50	1,40	
K ₂ O	3,90	4,20	5,20	4,40	4,50	4,10	3,56	1,88	1,40	2,20	
TiO ₂	0,48	0,33	0,32	0,33	0,22	0,32	0,23	0,35	0,40	3,32	
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,12	0,20	0,12	0,22	0,14	1,48	2,30	2,50	
H ₂ O ⁺	1,00	1,13	1,16	0,56	0,90	1,13	1,30	0,17	0,15	0,10	
H ₂ O ⁻	0,08	0,05					0,35	0,22			
TOTAL	100,64	100,50	100,63	100,52	100,48	99,63	100,50	100,06	99,68	99,65	

Tabla I.- Análisis químicos tomados de Autran *et al.* (1970) y Guy (1980); GC granito de Costabona, GT granito transformado de la zona de contacto con los skarns.

Los skarnoides se forman en las pelitas y, aunque pueden ser ricos en molibdenita, la mayoría son estériles en tungsteno. Se presentan en forma de venas, o bien formando cuerpos masivos de dimensiones decamétricas a hectométricas dispuestos, generalmente, a lo largo de los contactos entre las pelitas y las rocas carbonatadas; en la mayoría de los casos, los skarnoides en venas parten de los skarnoides masivos. Estas rocas presentan una zonación primaria claramente visible en la que, de menor a mayor grado, se distingue: la zona de la desaparición de la biotita; la zona del anfíbol, la zona del piroxeno y la zona del granate-piroxenita (Marcke, 1983). De acuerdo a este último autor, los datos termométricos de las inclusiones fluidas indican que los skarnoides situados más cerca del granito se han formado a temperaturas de al menos 650° C y unos 2 Kb de presión.

Los skarns se generan en las rocas carbonatadas y son relativamente ricos en scheelita; cuando los skarnoides y los skarns coexisten en un contacto pelita-carbonato, la scheelita siempre se sitúa en el skarn. Tal como indica Guy (1980) en los skarns se distingue la siguiente zonación primaria: zona calcita-forsterita (sólo presente en las dolomías en forma de venas), zona del diopsido, zona de la scheelita y zona del granate. La zona del granate está constituida por tres generaciones sucesivas de granate, la formación de la scheelita es sincrónica al granate de segunda generación.

A temperaturas entre 450 y 300 °C los minerales que constituyen la zonación primaria de los skarns y skarnoides se alteran y se forma magnetita, sulfuros diversos, epidota, calcita, idocrasa, cuarzo y scheelita secundaria (ver Guy; 1979, 1980; y Marcke, 1983).

5.5. ROCAS FILONIANAS

Filones de cuarzo (6)

Se sitúan en la zona fronteriza con Francia y, en general, afloran encajados en los gneises de Núria y Carançà y en el granito del Costabona; localmente, también afloran intruyendo a los sedimentos cambro-ordovícicos de la Fm. de Canavelles. Se trata de filones de dimensiones kilométricas, cuyo grosor varía entre 10 y 25 m, los cuales están asociados a bandas miloníticas de orientación ENE-OSO. Los filones más importantes se sitúan en la parte francesa de la Hoja y se conocen con el nombre de «Esquerdes d'en Rojà»; estos filones, tal como indican Ayora y Casas (1983), se formaron a partir de soluciones mineralizantes de Na⁺, Ca⁺⁺, K⁺ y Mg⁺⁺, con una salinidad del orden del 20 % en peso de NaCl, que cristalizaron a temperaturas situadas entre 250 y 280 °C.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En la actualidad existe controversia en cuanto a cuales son las rocas más antiguas que constituyen la hoja de Molló. Para Guitard (1970) y Vitrac y Allègre (1975a, 1975b) los materiales más antiguos de la Hoja corresponden a los gneises de Núria y Carançà, los cuales, según estos autores, constituyen un zócalo precámbrico sobre el cual se disponen los materiales paleozoicos del Cambro-Ordovícico; en cambio, para Delaperriere y Soliva (1992) y Delaperriere y Respaut (1995) dichos gneises corresponden a un cuerpo plutónico que intruyó durante el Ordovícico.

En el Cambro-Ordovícico se sedimentó una potente sucesión de rocas siliclásticas, de carácter rítmico, que presentan abundantes intercalaciones de rocas carbonatadas y rocas volcánicas ácidas (gneises «granulé»). Posteriormente, en el Ordovícico superior se deposita una serie fundamentalmente detrítica, en la que destaca un importante nivel de rocas andesíticas. Los materiales silúricos y devónicos son muy poco abundantes en la Hoja y corresponden, respectivamente, a lutitas negras ampelíticas y a grauvacas.

En el Carbonífero, durante el transcurso de la orogenia hercínica, se deforman las rocas anteriores y, a consecuencia de la deformación, se forma el clivaje regional de la Hoja y se gneisifican las rocas ígneas prehercínicas. Asimismo, debido también a los procesos orogénicos hercínicos las rocas se metamorfizan y se transforman a mármoles o pizarras, según su naturaleza primaria.

Al final de la orogenia Hercínica, en el Estefano-Pérmico, se depositan materiales siliciclásticos con niveles de carbón y rocas volcánicas. En el Pérmico también intruye el granito del Costabona, el cual da lugar a una aureola de metamorfismo de contacto con skarns de tungsteno.

En la Hoja no existen sedimentos del Triásico, del Jurásico, y ni de la mayor parte del Cretácico; sólo existe registro de los materiales en facies Garumniense del tránsito mesozoico-terciario. Dichos materiales corresponden a depósitos de tipo continental con sistemas de abanicos fluviales y aluviales que alternan con ambientes palustres y lacustres, depositados entre el Maastrichtiense y el Paleoceno. En el Eoceno, en un ambiente de plataforma marina relativamente profunda, se depositan las margas azules de la Fm. Sagnari.

En el Paleógeno debido a la tectónica compresiva alpina se deforman los materiales paleozoicos y terciarios de la Hoja, y se emplazan las diversas unidades tectónicas definidas en la presente cartografía (Unidad del Canigó, Unidad de Montfalgar, Unidad de Ferreres y Unidad del Cadí). En sentido amplio dichas unidades corresponden a grandes láminas cabalgantes limitadas por cabalgamientos alpinos.

En el Neógeno a causa de los procesos distensivos que afectaron gran parte del suroeste europeo, se forman una serie de fallas normales de orientación NNO-SSE, de las que las más importantes se sitúan en la cabecera del río Freser.

En el Cuaternario tienen lugar diferentes glaciaciones, de las cuales, en la hoja de Molló, sólo existe registro sedimentario de la última glaciación y de los episodios tardí-

glaciares. En este período también se depositan los depósitos fluviales de los ríos Ter y Freser. En cuanto a la actividad tectónica reciente cabe citar el terremoto de 1428 que destruyó las poblaciones de Puigcerdà, Queralbs y Camprodon. Asimismo, la actividad tectónica actual queda reflejada por una sismicidad moderada localizada en el basamento hercínico de la Hoja.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. MINERÍA Y CANTERAS

7.1.1. Minería

Aunque en la actualidad no existe ninguna explotación minera activa dentro del ámbito de la Hoja, sí que existen un gran número de antiguas explotaciones que denotan la relativa importancia minera de la zona en tiempos pasados. De hecho, la Vall de Ribes constituyó, a principios de siglo, un distrito minero de cierto interés, en el que se obtenían pequeñas cantidades de arsénico, antimonio, plomo, cobre y plata (Thos, 1904). Recientemente estas mineralizaciones han sido descritas por Ayora (1980), Robert (1980), Ayora *et al.* (1981) y Ayora y Casas (1986). En el extremo sureste de la Hoja, existen mineralizaciones de relleno de cavidades cársticas, las cuales han sido estudiadas por Soler y Ayora (1985).

Otro aspecto de importancia minera a destacar de la Hoja, es la presencia, en la zona del Costabona, de skarns con scheelita. Aunque Font i Sagué (1909) descubrió la presencia de molibdenita en la vertiente sur del Costabona; no fue hasta 1951 en que mediante unos trabajos de prospección, realizados por el B.R.G.M., se puso de manifiesto la presencia de scheelita y su posible interés económico (ver Destombes *et al.*, 1951). Posteriormente los skarns del Costabona han sido ampliamente estudiados por Guitard y Laffitte (1958), Guy (1979, 1980) y Marcke (1983); más información sobre este yacimiento puede encontrarse en Autran *et al.* (1980).

Un completo inventario y resumen de todos los yacimientos minerales e indicios de esta Hoja puede encontrarse en Mata (1981, 1990)

En función de su mineralogía, las diversas mineralizaciones presentes en la hoja de Molló pueden agruparse en:

Mineralizaciones de As y Au

Son un conjunto de mineralizaciones estratoligadas encajadas en los materiales cambro-ordovícicos. En función de su morfología y de su composición mineralógica Ayora y Casas (1986) distinguen cuatro tipos de mineralizaciones:

- Diseminaciones de minerales de As-Au-(Cu-W) en micaesquistos ricos en ilmenita.
- Masas y filones de minerales de As-Au-(Ag-Cu-Pb-W) en la alternancia rítmica de lutitas y areniscas.
- Diseminaciones y lentejones de pirita y minerales de Pb-As-Au-(Ag-Bi-Sb-Zn-W) en dolomías.
- Filones de arsenopirita, pirita y minerales de Au-Ag-Bi-Cu-Pb-Sb-Zn-W en dolomías.

Los cuatro tipos de mineralizaciones, han sido objeto de explotación en mayor o menor grado, sin embargo los que presentan un mayor tonelaje y que fueron objeto de una más intensa explotación son las masas y filones situadas en la alternancia rítmica (Pla de Maonella, Can Constans, Can Plana y Pla dels Abeuradors). Todas las antiguas explotaciones se sitúan en el término municipal de Queralbs.

Mineralizaciones de Ba y As

Son mineralizaciones de relleno de cavidades cársticas de las calizas dolomías del cambro-ordovícico, que consisten en bolsadas de baritina y de sulfuros de As, Sb, Cu, Ag, Pb, Fe y Zn. Las únicas explotaciones se realizaron en las minas de Les Ferreres (en el término municipal de Camprodon), en las que se beneficiaron el cobre y el bario (ver Soler y Ayora, 1985).

Mineralizaciones de As y Cu

Consisten en pequeños filones de arsenopirita, pirita, pirrotina y calcopirita, encajados en las ritmitas cambro-ordovícicas. Fueron explotados en la Mina Crestella (Setcases) y en la Coma de Granollers (Tregura de Baix).

Mineralizaciones de Pb, Zn y Cu

Corresponden a filones de cuarzo, con galena, esfalerita y calcopirita, encajados en los materiales cambro-ordovícicos. Fueron explotados la Mina de El Serrat (Espinavell), en el término municipal de Molló.

Mineralizaciones de Cu

Se trata de filones de cuarzo ricos en minerales de cobre encajados en los esquistos. Han sido explotados en la Mina de Carboners (Setcases).

Mineralizaciones de W tipo skarn

Se trata de skarns con scheelita desarrollados en la zona de contacto entre las calizas y dolomías de la Fm. de Canavelles y el granito del Costabona. Los principales afloramientos se sitúan en la vertiente francesa del Costabona donde existen diversas galerías de reconocimiento, e incluso hubo varios intentos frustrados de explotación. En la vertiente española de la Hoja los afloramientos más importantes se sitúan al noreste de Setcases, en el paraje denominado Fra d'en Joan, y al noroeste de Espinavell, en la Roca del Turó.

Otras mineralizaciones de menor importancia, corresponden a concentraciones ferruginosas en calizas y dolomías, y a mineralizaciones de asbestos (serpentina y tremolita) en los mármoles; ambas en materiales cambro-ordovícicos.

7.1.2. Canteras

Dentro del ámbito de la hoja de Molló existen pocas canteras; hoy en día, la mayoría de estas canteras están abandonadas y sólo existe una cantera activa. Dichas canteras explotaban los gneises, las calizas y mármoles del Cambro-Ordovícico, así como las calizas del Garumniense. La única cantera activa existente en la actualidad está situada al norte de Setcases, y se dedica a la explotación de las calizas y mármoles del Cambro-Ordovícico para piedra ornamental y de construcción.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

La práctica totalidad de la superficie del vertiente española de la Hoja, se sitúa en la cabeceras de los ríos Ter y Freser a excepción del extremo sureste, el cual pertenece a la cuenca alta del río Fluvià.

Los principales acuíferos de la hoja de Molló se sitúan en las calizas y mármoles del Cambro-Ordovícico y en las calizas garumnienses. En conjunto, se trata de acuíferos de tipo cárstico de poca importancia, aunque suficientes para abastecer los pequeños núcleos urbanos de la Hoja.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ABRIL, J. (1972).- Estudio geológico del borde axial pirenaico entre Rocabruna y el Riutort (Girona). *Bol. Geol. y Min.* 83, 457-496.
- ALMERA, J. (1886).- Descripción de las rocas del Valle de Núria. *Bol. Comisión del mapa geológico de España*, XIII, 441-443
- ALMERA, J. (1896).- Història geològica de la Vall de Núria (Pirineus Catalans) en «Història de Ntra. Sra. de Núria», 39 pp.
- ASHAUER, H. (1934).- Die östliche endigung der Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. Phys. Kl. III*, 10, 1285-1393.
- ASHAUER, H. (1943).- La terminación oriental de los Pirineos. *C.S.I.C., Publ. Alem. Geol. España*. II, 201-236.
- AUTRAN, A.; DERRÉ, C.; FONTEILLES, M.; GUY, B.; SOLER, P. y TOULHOAT, P. (1980).- Minéralizations liées aux granitoïdes, 2e partie. La gèneses des skarns à tungstène des Pyrénées. *Mémoire du BRGM*, 99, 191-326.
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M. y GUITARD, G. (1970).- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considéré principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XII, 673-731.
- AYORA, C. (1980).- Les concentracions metàl·liques de la Vall de Ribes. *Tesi doctoral*. Univ. de Barcelona (inéd.), 182 pp.
- AYORA, C.; CARDELLACH, E. y PHILLIPS, R. (1981).- Mineralization from Vall de Ribes Area (Eastern Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita* 16, 195-204.
- AYORA, C. y CASAS, J. M. (1983).- Estudi microtermomètric dels filons de quars de les Esquerdes de Rojà, Massís del Canigó, Pirineu Oriental. *Acta Geol. Hisp.*, 18, 35-46.
- AYORA, C. y CASAS, J. M. (1986).- Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from the Vall de Ribes. Eastern Pyrenees, Spain. *Mineral. Deposita* 21, 278-287.
- AYORA, C.; LIESA, M.; y DELGADO, J. (1993).- Low-thermal-gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees. *J. metamorphic Geol.*, 11, 49-58.
- BANDA, E. y CORREIG, A. M. (1984).- The Catalan earthquake of February 2, 1428. *Eng. Geol.*; 20: 89-97.
- BARNOLAS, A.; GARCA, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J. y PALLI, L. (1983).- Cartografía geológica y memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333). I.G.M.E.
- BATLLÓ, J. (1988).- Studies of seismicity in the Cerdanya region of the eastern Pyrenees. *Tesis doctoral*, Saint Louis University (USA), 70 p.

- BOERSMA, K. Th. (1973).- Devonian and Carboniferous conodont biostratigraphy, Central Spanish Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 49; 303-377.
- BRIAIS, A.; ARMIJO, R.; WINTER, T.; TAPPONNIER, P. y HERBECQ, A. (1990).- Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, IV, 1, 19-42.
- BRU, J.; GÓMEZ ORTIZ, A.; SERRAT, D.; VENTURA, J. y VILAPLANA, J. M. (1985).- Síntesis de la dinámica glacial cuaternaria de la vertiente meridional del Pirineo Catalán. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico, GETC-GTPEQ*, Lisboa, vol. I: 165-183.
- CAVET, P. (1957).- Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, 254, 303-518
- CASAS, J. M.; MART, J. y AYORA, C. (1986).- Importance du volcanisme dans la composition lithostratigraphique du Paléozoïque inférieur des Pyrénées Catalanes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302, série II, 1193-1198.
- CASAS, J. M. (1984).- Estudi de la deformació en els gneis del Massís del Canigó. *Tesi doctoral*. Univ. de Barcelona (inéd.), 284 pp.
- CIRÉS, J.; DOMINGO, F.; ROCA, E.; ESCUER, J. y SANZ, J. (1994a).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Puigcerdà (nº 217), I.T.G.E.
- CIRÉS, J.; MORALES, V.; LIESA, M.; CARRERAS, J.; ESCUER, J. y PUJADAS, J. (1994b).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de La Jonquera (nº 220), I.T.G.E.
- DALLONI, M (1930).- Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Annal. Fac. Sc. Marseille*, XXVI, 373 pp
- DELAPERRIERE, E. y SOLIVA, J. (1992).- Détermination d'un âge Ordovicien supérieur-Silurien des gneiss de Casemi (Massif du Canigou, Pyrénées Orientales) par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 314, série II, 1179-1185.
- DELAPERRIERE, E. y RESPAUT, J. P. (1995).- Un âge ordovicien de l'orthogneiss de La Preste par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon remet en question l'existence d'un socle précambrien dans le Massif du Canigou (Pyrénées Orientales, France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 320, série II a, 1179-1185.
- DESTOMBES, J. P.; GUITARD, G. y LOUGNON, J. (1951).- Présence de la scheelite dans les zones de contact des granites hercyniens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 233, série II, 1380-1381.
- ESTÉVEZ, A. (1970).- La estructura de la Garrotxa en el sector comprendido entre Coma Negra y S.Joan de les Fonts. Relaciones entre el zócalo y cobertera. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 21, 123-133.

- ESTÉVEZ, A. (1973) La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià. *Publ. Univ. de Granada*, 1-519.
- FAURA, M. (1913).- Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña. Tesis Doctoral. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, IX, 1, 5-202.
- FEIST, M. y COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétace-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des charofites. *Géologie Méditerranéenne*, tome X, (3-4), 303-326.
- FONT i SAGUÉ, N. (1909).- Notes científiques. Barcelona.
- FONT i SAGUÉ, N. (1902).- Nota sobre la constitució geològica de la Vall de Camprodon. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, II, 4-9.
- FONTBOTÉ, J. M. (1948).- Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribas (Pirineos Catalanes). *Est. Geol.*, 8, 209-220.
- FONTBOTÉ, J. M. (1949).- Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *An. Inst. Est. Gerundenses*. IV, 129-185.
- FONTBOTÉ, J. M. (1952).- Sobre el estilo tectónico de la estructura herciniana en la cuenca alta del río Ter. *Mem. y Com. del Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, IX, 9-13.
- FONTSERÉ, E. y IGLÉSIES, J. (1971).- Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fund. Salvador Vives Casajuana*; 1-547.
- GALLART, J.; DAIGNIÈRES, M.; GAGNEPAIN-BEYNEIX, J.; HIRN, A. y OLIVERA, C. (1984).- Seismostructural studies in the Pyrenees: Evolution and recent results. *Pageophysics*, 122, 713-724.
- GICH, M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 4, 1, 5-8.
- GISBERT, J. (1980) Estudio geológico-petroológico del Estefano-Pérmico de la sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y sedimentología. *Tesis Doctoral*. Univ. Zaragoza (inéd.), 1-314.
- GISBERT, J., GARCÍA, S.A., GASCN, F., MARTÍ, S. y BROUTIN, J. (1983) El Estefaniense, Pérmico y Triásico del Pirineo Catalan oriental. Cartografía 1/25000, sedimentología, diagénesis y recursos de interés económico. Servei Geològic de Catalunya. Informe
- GISBERT, J., MARTÍ, J. y VAQUER, R. (1984).- El vulcanismo estefano-pérmico del Pirineo catalan. En: Resúmenes y guías de campo del Seminario del vulcanismo antiguo del pirineo. *Publ. Facultad de Geologia*. Univ. de Barcelona.
- GÓMEZ, A. (1987).- Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supreforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell. *Tesi doctoral*. Pub. I.C.C., 161 pp.

- GOULA, X.; OLIVERA, C.; ESCUER, J.; FLETA, J.; GRELLET, B. y BOUSQUET, J. C. (1992).- Neotectonics and seismicity of the Area of the Seismic Crisis of 1.427-28. *XXII General Assembly European Seismological Commission. WS2*, 333-337.
- GOULA, X.; OLIVERA, C.; ESCUER, J.; FLETA, J. y RIERA, T. (1990).- The 1.427-28 earthquakes in Catalonia: Historical traces and geological context». *Excursion Guidebook. XXII General Assembly European Seismological Commission. WS2*, 34 pp.
- GUIRTARD, G. (1970).- Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M.*, 63, 317 pp
- GUIARD, G. y LAFFITTE, P. (1956).- Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 242, série II, 2749-2752.
- GUIARD, G. y LAFFITTE, P. (1958).- Les calcaires métamorphiques et les skarns du pic de Costabonne. *Sc. Terre*, VI, 1-2, 57-137.
- GUY, B. (1979).- Pétrologie et géochimie isotopique (S, C, O) des skarns de Costabonne. *Thèse. Ecole des Mines de Paris*, 240 pp.
- GUY, B. (1980).- Étude géologique et pétrologique du gisement de Costabonne. In: Minéralisations liées aux granitoïdes, 2e partie. La genèse des skarns à tungstène des Pyrénées. Autran et al. *Mémoire du BRGM*, 99, 237-250.
- HARTEVELT, J. J. A. (1970).- Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra-Spain. *Leid. Geol. Med.*, 45: 167-236.
- KONZALOVÁ, M.; CASAS, J. M.; FONTBOTÉ, J. M. y SANTANACH, P. (1982).- Nouvelles données micropaléontologiques sur le Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées catalanes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294, série II, 869-874.
- LLAC, F. (1989).- Notice explicative, carte géol., France (1:50.000). Feuille Saillagouse (1098) Orléans: B.R.G.M., 75 pp. Carte géologique par Llac, F.; Autran, A.; Guitard, G.; Robert, J. F.; Gourinard, Y. y Santanach, P. (1988).
- LLAC, F.; AUTRAN, A.; GUITARD, G.; ROBERT, J. F.; GOURINARD, Y. y SANTANACH, P. (1988).- Carte géol., France (1:50.000). Feuille Saillagouse (1098) Orléans: B.R.G.M. Notice explicative par Llac, F. (1989), 75 pp.
- LAUMONIER, B. (1987).- Les structures tangentielles alpines de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespir. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304, série II, 1081-1086.
- LAUMONIER, B. (1988).- Les groupes de Canaveilles et de Jujols («Paléozoïque inferior») des Pyrénées orientales arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV; 1, 25-38.

- LAUMONIER, B. y BAETENS, E. (1986).- Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats-de-Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302, série II, 363-366.
- LAUMONIER, B. y GUITARD, G. (1978).- Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées Orientales: le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villafranche du Conflent. *Rev. Géogra phys. Géol. dyn.* (2), XX, p. 177-212.
- LIESA, M. (1988).- El metamorfisme del vessant sud del Massís del Ronflet. *Rev. Geogr. Phys, Géol. Dym.*, XX, 2, 177-212. c de Frausa (Pirineu Oriental). *Tesis doctoral*. Universitat de Barcelona (inéd.), 233 pp.
- LIESA, M., MARTINEZ-RIUS, A., VERGÉS, J., SÀBAT, F., PUJADAS, J. y ESCUER, E. (1994).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Maçanet de Cabrenys (nº 219), I.T.G.E.
- MARCKE van G. (1983).- Pétrologie et géochimie des skarnoides du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées Orientales), *Thèse*, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne et Univ. Catholique de Louvan (Belgique), 2 vol., 293 pp.
- MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J., FLETA, J., ESCUER, J., PUJADAS, J., TOSQUELLA, J., SAMSÓ, J.M., BARBERÁ, M., MUÑOZ, J. A. y MALLARACH, J. M. (1994) Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Olot (nº 257). I.T.G.E.
- MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1983).- Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne*, tome X (3-4), 283-290.
- MATA, J. M. (1981).- Els minerals de Catalunya. *Tesi doctoral*. Univ. de Barcelona (inéd.), 5 vol., 1451 pp.
- MATA, J. M. (1990).- Els minerals de Catalunya. *Publ. Institut. d'Estudis Catalans*, 441 pp.
- MENGEL, O. (1912).- Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1991. Feuille de Prades au 1:80.000 et région espagnole adjacente. *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, XXI, 132, 511-515.
- MENGEL, O. (1913).- Sur la terminaison orientale du synclinal de Mérens-Vilafranca et le Glaciare de Prades (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 157, 20, 955-957.
- MUÑOZ, J. A. (1985).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu oriental. *Tesi doctoral*. Univ. de Barcelona, 305 pp.
- MUÑOZ, J. A. (1992).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu oriental. *Mon.*, nº 1, *Pub. S.G.C.*, 227 pp.

- MUÑOZ, J. A.; MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1986).- Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 8, 399-405.
- MUÑOZ, J. A.; SÀBAT, F. y SANTANACH, P. (1983).- Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, série II, 1453-1456.
- MUÑOZ, J. A.; VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RIUS, A.; FLETA, J.; PUJADAS, J.; TOSQUELLA, J.; SAMSÓ, J. M.; SANZ, J.; SAULA, E.; MATÓ, E.; BARBERÍ, M. (1994).- Memória explicativa del mapa geològic de Espanya a escala 1:50.000, hoja de Ripoll (nº 256). I.T.G.E.
- OLIVERA, C.; GALLART, J.; GOULA, X. y BANDA, E. (1986).- Recent activity and seismic tectonics of the eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 367-380.
- PALLÍ, LL. (1972).- Estratigrafia del Paleogeno del Empordà y zonas limítrofes. *Publ. de Geologia*, 1. Univ. Autòn. de Barcelona.
- PHILIP, H.; BOUSQUET, J. C.; ESCUER, J.; FLETA, J.; GOULA, X. y GRELLET, B. (1992).- Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 314, série II, 1239-1245.
- ROBERT, J. F. (1980).- Étude géologique et métallogénique du Val de Ribas sur le versant espagnol del Pyrénées catalanes. *Thèse Univ. Franche-Comté, Besançon*. 294 pp.
- ROUSSEL, J. (1896).- Étude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, VIII, 52, 24 pp.
- SANTANACH, P. F. (1972a).- Sobre una discordança en el Paleozoic inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, 2, 129-142.
- SANTANACH, P. F. (1972b).- Estudio tectónico del Paleozoic inferior del Pirineo entre Cerdaña y el río Ter (resumen). *Acta Geol. Hisp.*, VII, 2, 44-49.
- SANTANACH, P. F. (1974).- Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el Riu Ter. *Fund. Salvador Vives Casajuana, Barcelona*, 133 pp.
- SEBASTIAN, A. (1981).- Petrología y geoquímica de los gneisses de Querulbs. *Tesis de licenciatura*. Univ. de Barcelona, 89 pp
- SEGURET, M. y VERGELY, P. (1969).- Sur l'estyle en têtes plongeantes des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter (versant Sud des Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, série II, 1702-1705.
- SERRAT, D. (1977).- Estudio y cartografía geomorfológica detallada 1:50.000 de los modelados glacial y periglacial del Pirineo Oriental (Macizos del Puigmal y Costabona). *Tesis doctoral*. Univ. Barcelona.
- SERRAT, D. (1979).- Excursión A. Geomorfológica del alto valle del Rio Ter. *Actas IV Reunión Grupo Trabajo Cuaternario*. Banyoles. 269-278.
- SERRAT, D. (1980).- Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona). *Notes Geografia Fisica*, Univ. Barcelona, 2, 39-55.

- SERRAT, D. (1983).- Geomorfología del Pirineo Catalán: estudios actuales en la Universidad de Barcelona. *Eusko-Ikaskuntza*, 169-174.
- SOLER, A. y AYORA, C. (1985).- La mineralització Kàrstica (Ba, Cu, Pb, Zn, Sb) de Rocabrúna i de can Pubill, Pirineu Oriental: geologia, morfologia i gènesi. *Acta Geol. Hisp.*, 20, 2, 107-122.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1958).- El Eoceno del Alto Valle del Ter (Ex. a Olot Nuria y Puigcerdà) *Guia III Congreso Inst. Est. Pirenaicos*, 7-9.
- SURIÑACH, E. y ROCA, A. (1982).- Catálogo de terremotos de Catalunya, Pirineos y zonas adyacentes. In: *La sismicidad de la zona comprendida entre 40°N-44°N y 3°W-5°E; NE Península Ibérica*, Cátedra de Geofísica, Univ. Complutense, Madrid, Publicación 190, 9-106.
- THOS, S. (1904).- Exploración y explotación de los criaderos minerales del Valle de Ribes. 147 pp., Barcelona: Gironés y Henrich.
- TROUW, R. A. J. (1969).- Informe interno *Geol. Min. Inst. Leiden*.
- VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RIUS, A.; DOMINGO, F.; LOSANTOS, M.; GISBERT, J.; FLETA, J. (1994a).- Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de La Pobla de Lillet (n° 255). I.T.G.E.
- VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RIUS, A.; MUÑOZ, J. A.; CASAS, J. M.; CIRÉS, J.; FLETA, J. (1994b).- Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Ripoll (n° 256). I.T.G.E.
- VERGELY, P. (1970).- Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant Sud des Pyrénées Orientales entre le Llobregat et le Ter (Prov. de Barcelona et Gerone, Espagne). *Thèse 3eme cycle*. Montpellier, 55 pp.
- VIDAL, L. M. (1871).- Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Catalunya. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, T. I; 209-247.
- VIDAL, L. M. (1886).- Reseña geológica y minera de la provincia de Girona. *Bol. Com. Mapa Geol. España*. XIII, 209-380.
- VIDAL, L. M. (1898).- Compte-rendu de l'excursion de Gerona a Olot et a San Juan de las Abadesas. *Bull. Soc. Géol. France*, T. XXVI; 674-678.
- VILAPLANA, J. M. (1983).- Estudi del glaciariisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça. *Tesi doctoral*. Univ. de Barcelona, 322 pp.
- VITRAC-MICHARD, A. y ALLÈGRE, C. J. (1975a).- ²³⁸U-²⁰⁶Pb, ²³⁵U-²⁰⁷Pb systematics on Pyrenean basement, *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 205-215.
- VITRAC-MICHARD, A. y ALLÈGRE, C.J. (1975b).- A study of the formation and history of a piece of continental crust by 87Rb-87Sr method: The case of the French Oriental Pyrénées. *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 257-285.