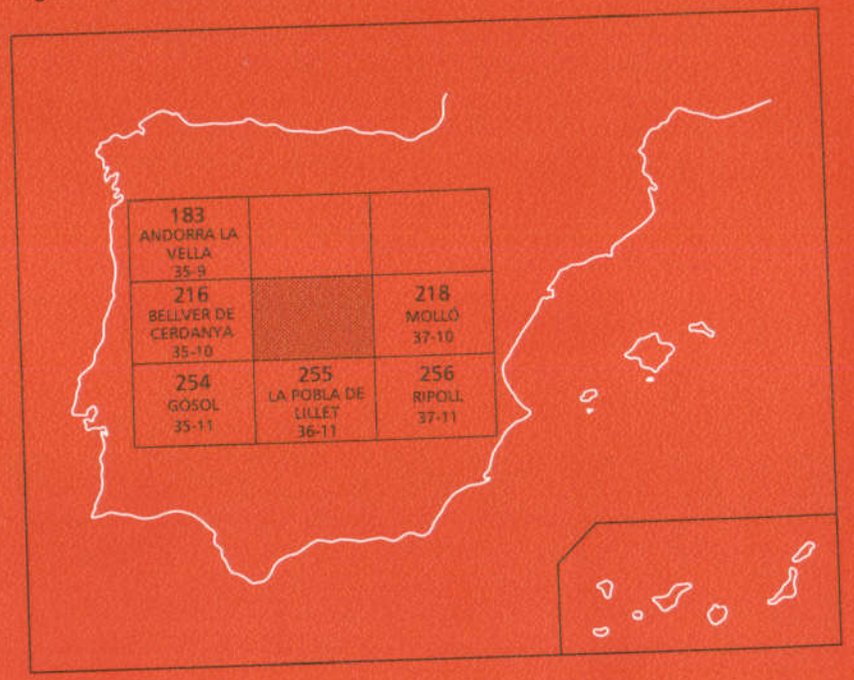
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

217
36-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



PUIGCERDÀ

20217

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PUIGCERDÀ

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-34701-1994
ISBN: 84-7840-189-X
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 y Mesozoico:

J. CIRÉS (Servei Geològic de Catalunya)

F. DOMINGO (Universitat de Barcelona)

J. C. SIRVENT (Servei Geològic de Catalunya)

P. SANTANACH (Universitat de Barcelona)

Cartografía del Neógeno

E. ROCA (Universitat de Barcelona)

Cartografía del Cuaternario y realización del mapa geomorfológico:

J. ESCUER (Servei Geològic de Catalunya)

Autores memoria:

J. CIRÉS (Servei Geològic de Catalunya)

F. DOMINGO (Universitat de Barcelona)

E. ROCA (Universitat de Barcelona)

J. ESCUER (Servei Geològic de Catalunya)

J. SANZ (Universitat de Barcelona)

Coordinador del equipo de trabajo de la Hoja: JORDI CIRÉS FORTUNY (Servei Geològic de Catalunya)

Dirección del Proyecto y Supervisión: ANTONIO BARNOLAS CORTINAS (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** 12

2.1.3. **Silúrico** 16

2.1.4. **Devónico** 18

2.1.5. **Carbonífero** 23

2.1.6. **Pérmico** 24

2.2. MESOZOICO 25

2.2.1. **Triásico** 25

2.2.1.1. ***Buntsandstein*** 25

2.2.2. **Cretácico superior** 25

2.3. TERCIARIO 25

2.3.2. **Neógeno** 25

2.3.2.1. ***Mioceno*** 26

2.3.2.2. ***Plioceno*** 36

2.4. CUATERNARIO 37

3. **TECTÓNICA** 41

3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA 41

3.2. TECTÓNICA ALPINA 43

3.3. TECTÓNICA NEÓGENA 44

3.4. TECTÓNICA CUATERNARIA Y NEOTECTÓNICA 46

4. **GEOMORFOLOGÍA** 49

5. **PETROLOGÍA** 51

5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS 51

5.2. METAMORFISMO REGIONAL HERCÍNICO 51

5.3. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO A LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS 54

5.4. FILONES ASOCIADOS A FRACTURAS 54

6. **HISTORIA GEOLÓGICA** 53

7. **GEOLOGÍA ECONÓMICA** 55

7.1. MINERÍA Y CANTERAS 55

7.1.1. **Minería** 55

7.1.2. **Canteras** 56

7.2. HIDROGEOLOGÍA 56

7.2.1. **Aguas subterráneas** 56

7.2.2. **Aguas termales** 58

8. **BIBLIOGRAFÍA** 59

1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Puigcerdà está situada en la provincia de Girona y ocupa parte de las comarcas de la Cerdanya y Ripollès; en esta Hoja se ubica también el enclave de Llívia situado, actualmente, dentro del territorio francés.

El rasgo morfológico que caracteriza a esta Hoja es la presencia de una depresión intramontañosa de orientación NE-SO (fosa tectónica de la Cerdanya) cuyas altitudes oscilan entre los 1.000 y los 1.600 m. Dicha depresión está limitada al norte por los macizos del Puig Pedrós (2.914 m) y del Puig Farinós (2.594 m), y al sur por los contrafuertes de la Tossa d'Alp (2.536 m) y del macizo del Puigmal (2.909 m).

Desde el punto de vista geológico la hoja de Puigcerdà está ubicada en la denominada Zona Axial del Pirineo y ha sido afectada por las orogenias Hercínica y Alpina, así como por los procesos distensivos neógenos que culminaron con la formación de la fosa tectónica de la Cerdanya. El basamento hercínico de la Hoja está formado por materiales cambro-ordovícicos, rocas del Ordovícico superior, rocas devónicas y materiales carboníferos. El Silúrico únicamente forma afloramientos muy reducidos, localizados en la base de algunos cabalgamientos. En el extremo NO de la Hoja, aflora el batolito granodiorítico de Andorra-Montlluís, el cual produce una importante aureola de metamorfismo de contacto en los sedimentos cambro-ordovícicos encajantes. Los materiales pérmicos, triásicos y mesozoicos forman afloramientos poco extensos limitados por fallas asociadas a la distensión neógena. La fosa tectónica de la Cerdanya está rellenada por materiales aluviales, deltaicos y lacustres de edad miocena y pliocena, cubiertos en su mayor parte por depósitos cuaternarios. Un aspecto a destacar de esta Hoja es la presencia de formas y depósitos glaciares de edad cuaternaria que sobresalen por su buen estado de conservación; entre éstos, cabe citar las morrenas laterales situadas en el valle del río Querol. Asimismo, son igualmente remarcables los distintos y extensos niveles de terraza que ha desarrollado el río Segre.

Sobre la hoja de Puigcerdà se dispone de abundante bibliografía geológica; existe una gran cantidad de artículos, varias tesis no publicadas (Domingo, 1985; Roca, 1986; Sanz, 1986), así como dos cartografías geológicas a escala 1:50.000 (Solé Sabarís, 1971; Llac *et al.*, 1988) publicadas, respectivamente, por el I.G.M.E. y el B.R.G.M. Sin embargo, a pesar de la gran cantidad de documentación existente, no es hasta la década de los 80 que se empieza a disponer de información relevante sobre la totalidad de materiales que configuran la Hoja. Con anterioridad a esta década, la mayoría de trabajos están dedicados al estudio de los materiales neógenos de la fosa de la Cerdanya, y al conocimiento de su contenido en fauna fósil y restos vegetales, (Lyell, 1834; Déperet y Rerolle, 1885; Almela y Bofill, 1889; Astre, 1927; Villalta y Crusafont, 1947; Menéndez Amor, 1955; Gourinard, 1977).

La publicación de la cartografía de Llac *et al.* (1988) y su memoria explicativa (Llac, 1989) supone un gran paso adelante en el conocimiento geológico de la zona de la Cerdanya; ya que, además de efectuar una importante revisión y actualización sobre los materiales neógenos y cuaternarios, se establece la sucesión estratigrafía del

Cambro-Ordovícico, del Ordovícico superior, del Devónico y del Carbonífero. A pesar de la existencia de esta cartografía, cabe señalar que la estratigrafía y estructura de las rocas del Ordovícico superior, del Devónico y del Carbonífero, de esta Hoja, no se ha establecido con precisión hasta la publicación de los trabajos de Domingo (1985), Sanz (1986) y Domingo *et al.* (1988). También son de remarcar las publicaciones de Roca (1986), Agustí y Roca (1987) y Cabrera *et al.* (1988) las cuales aportan nuevos datos sobre la estratigrafía y tectónica neógena de la fosa de la Cerdanya, y conllevan la actualización y reinterpretación de la información previa existente sobre los materiales miocenos y pliocenos que rellenan dicha fosa.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos de la hoja de Puigcerdà están formados por rocas cambro-ordovícicas, materiales del Ordovícico superior, así como por rocas devónicas y carboníferas. A excepción del Devónico, y de algunos niveles calcáreos o margocalcáreos presentes en las series del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior, el grueso de sedimentos paleozoicos corresponde a litologías de naturaleza siliciclástica. Cabe señalar también, que en las formaciones del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior, existen varios niveles formados por rocas volcánicas y volcanoclásticas.

2.1.1. Cambro-Ordovícico

Forma una serie predominantemente siliciclástica de más 2.000 m de espesor, que en la base presenta varios niveles de calizas de gran continuidad lateral. La potencia exacta es difícil de determinar debido a la presencia de pliegues pre-esquistosos y a la posible existencia de cabalgamientos hercínicos no reconocidos en campo.

En cuanto a la edad de estos materiales, si bien trata de una sucesión azoica, se ha atribuido al Cambro-Ordovícico por las analogías que presenta con las series infracaradocianas definidas por Cavet (1957) en la región del Canigó.

Alternancia rítmica milimétrica de areniscas y lutitas (4)

Se trata de una alternancia milimétrica de lutitas y areniscas que contiene intercalaciones de paquetes métricos y decamétricos de calizas y dolomías (5). En la hoja de Molló (nº 218), se observa que esta unidad cartográfica se dispone directamente encima de los gneises de Núria y del Canigó (ver Cirés *et al.*, 1995). Por afinidad litológica y por la posición suprayacente a los gneises (fig. 1) esta litología corresponde a la Formación Canavelles definida por Cavet (1957) y la Formación Canavelles y Carançà de Laumonier (1988).

Calizas y mármoles (5)

Afloran o bien, en una posición basal o intermedia en las ritmitas milimétricas (4) de la Fm. Canavelles, donde constituyen niveles de gran continuidad lateral con espesores de orden métrico a decamétrico; o bien, en el seno de las ritmitas centimétricas (6) (Fm. Jujols), formando capas aisladas de poco espesor y de escasa continuidad lateral. Los niveles calcáreos situados en la base de la Fm Canavelles (4) están parcialmente dolomitizados y localmente trasformados a mármoles; estos niveles afloran en el sector SE de la Hoja y, dada su extraordinaria continuidad lateral, constituyen un buen nivel guía. Las calizas que se sitúan intercaladas en las ritmitas centimétricas de la Fm. Jujols (6) afloran en el sector de Guils-Ger; el afloramiento más notable de estas calizas se sitúa al SO de la población de Guils.

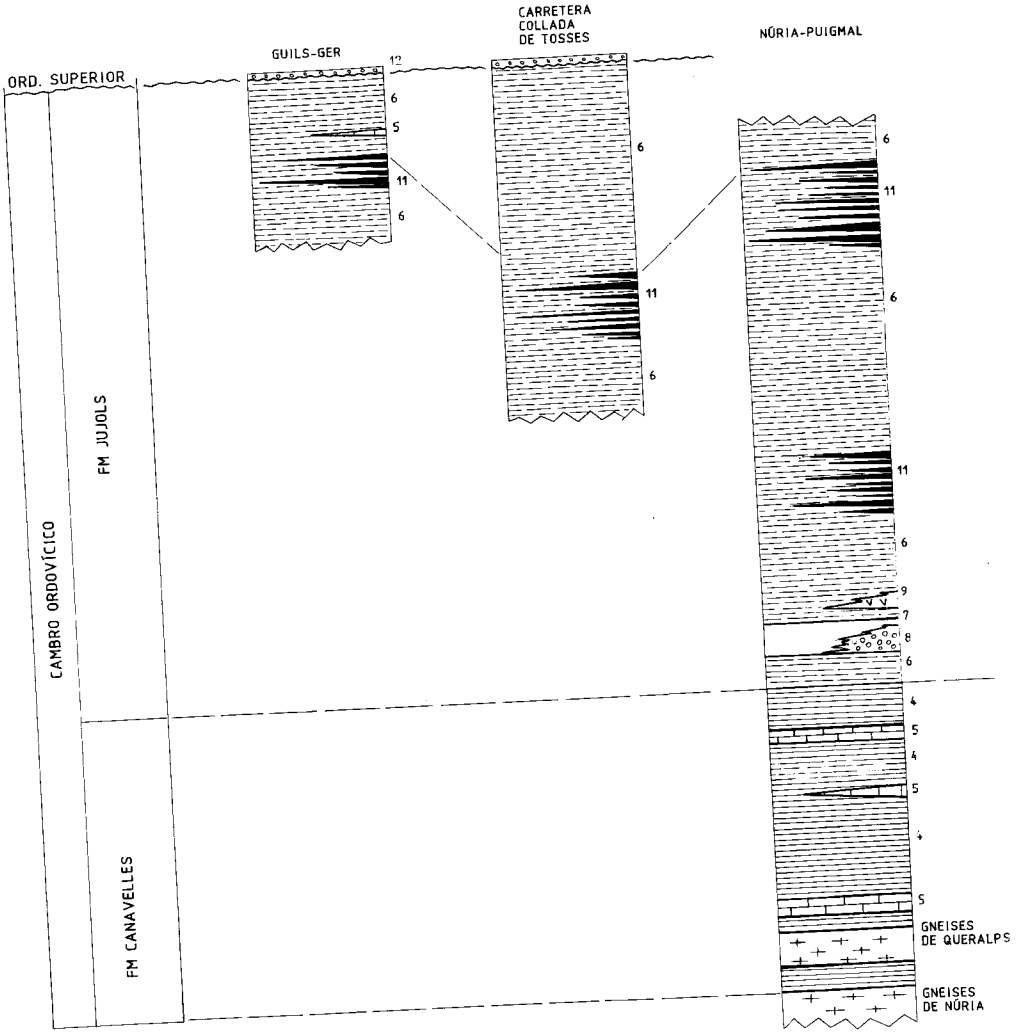


Fig. 1.- Columnas estratigráficas sintéticas del Cambro-Ordovícico de la hoja de Puigcerdà. Los números situados en la parte derecha de las columnas corresponden a los de la leyenda de la cartografía geológica.

Alternancia rítmica centimétrica de areniscas y lutitas (6)

Es la unidad cartográfica de mayor extensión de la Hoja; se trata de una alternancia rítmica centimétrica de areniscas y lutitas que, localmente, presenta intercalaciones de lutitas negras (7), conglomerados (8), gneises «granulé» (9), vulcanitas (10), cuarcitas (11) y calizas (5). Aunque en la cartografía geológica presente no se han diferenciado, en estas ritmitas se distinguen tramos, relativamente extensos, de pizarras de tonos oscuros en las que es relativamente difícil observar la estratificación. En estas pizarras existen cuerpos lenticulares, de dimensiones centimétricas, de rocas carbonatadas; frecuentemente, el material carbonatado esta disuelto y estos cuerpos se reconocen por la presencia de agujeros lenticulares en la roca. Estos materiales, se reconocen al norte de Ger, en las canteras abandonadas de pizarra situadas en el paraje denominado el Castellar; también pueden reconocerse y al O y SO de Guils.

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

En campo, el contacto entre las ritmitas de la Fm. Jujols y la alternancia rítmica de la Fm. Canavelles (4) no siempre se delimita con facilidad. Los rasgos distintivos son que, en general, las ritmitas de la Fm Jujols son de orden centimétrico o decimétrico y no presentan niveles de calizas importantes; en cambio, las ritmitas de la Fm. Canavelles son de orden milimétrico y presentan abundantes niveles de calizas.

Lutitas negras (7)

El único afloramiento de esta litología se halla situado unos 2 km al este del Pla de les Salines, en la cresta del macizo del Puigmal. Estratigráficamente estas lutitas se sitúan unos metros por encima de la base de las ritmitas (6) atribuidas a la Fm de Jujols.

Conglomerados (8)

Son conglomerados heterométricos cuyos cantos están formados por calizas, grauvacas y areniscas; el diámetro de los cantos varia desde pocos centímetros hasta el metro, y la matriz es pelítica o parecida a los gneises «granulé» (9). En la Hoja, solamente afloran en el collado de Finestrelles (al NNE del Puigmal) y en las proximidades de Sallagosa (Saillagouse) (ver Llac *et al.*, 1988 y Santanach 1974). Sin embargo, en la vecina hoja de Molló (nº 218), estos conglomerados ocupan extensiones relativamente importantes y se interdigitan con las lutitas negras y los gneises «granulé» (ver Cirés *et al.*, 1995). De forma similar a las lutitas negras (7) y a los gneises «granulé» (9), los conglomerados descritos en este apartado se sitúan en la zona de transición entre las ritmitas de la Fm. Jujols (6) y las de la Fm. Canavelles (4).

Gneis «granulé» (9)

Dentro del ámbito de la Hoja sólo afloran en las inmediaciones del collado de Finestrelles; sin embargo, al igual que los conglomerados (8) son muy abundantes en la hoja de Molló (nº 218). Son niveles de origen volcano-sedimentario (Guitard y Laffite, 1956) 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.

Vulcanitas (10)

Forman un pequeño afloramiento situado 1 km al oeste de la población de Llívia (ver Llac *et al.*, 1988 y Llac, 1989). Se trata de rocas similares a los gneises «granulé» pero que no están gneisificadas.

Cuarcitas (11)

Son cuarcitas blancas, de 0.5 a 2 o 3 m de espesor y de varios metros de continuidad lateral, situadas en la base y en la parte superior de la serie rítmica de Jujols (6) (ver fig. 1). En el Pla de les Salines estas cuarcitas afloran cerca de la base de la Fm. Jujols, por encima de las lutitas negras (7). En la carretera de la Collada de Toses y al norte de Niula (sector de Guils-Ger), las cuarcitas descritas en este apartado se sitúan en la parte superior de la Fm. Jujols.

2.1.2. Ordovícico superior

Forma una secuencia que se dispone en contacto discordante (Santanach, 1972a Santanach, 1974) sobre el Cambro-Ordovícico. Estos materiales afloran extensamente siguiendo una franja, de orientación NO-SE, situada entre las poblaciones de Alp y la Molina; también afloran, en el límite oeste de la Hoja, en las proximidades de Gréixer. Aunque la serie estratigráfica mejor expuesta se encuentra en las cercanías de Alp, en la descripción de las litologías del Ordovícico superior se aportan datos de otras localidades de la misma Hoja y de la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255).

El estudio de estos materiales ha permitido diferenciar un conjunto de facies (fig. 2) asimilables a las formaciones del Ordovícico superior descritas por Hartevelt (1970) en los altos valles de los ríos Segre y Valira (Fm. Rabassa, Fm. Cava, Fm. Estana, Fm. Ansovell y Fm. Bar).

Conglomerados y brechas (Fm. Rabassa) (12)

Estos materiales forman un buen afloramiento, al SE de Alp, en la carretera que va de esta misma población a Masella. También dan el resalte de la Roca Castellana, constituido por un monolito conglomerático que ha resistido mejor a la erosión.

Esta formación se dispone en discordancia sobre la alternancia rítmica (6) cambro-ordovícica atribuida a la Formación Jujols. Aflora de forma continua, en la parte meridional de la Hoja; también aflora al sur de Gréixer, en la carretera de Ger a Maranges. El límite superior está constituido por las areniscas cuarzofeldespáticas de la Formación Cava (13).

Se trata de conglomerados y brechas, cementados por cuarzo, constituidos por cantos de cuarzo blanco, liditas, cuarcitas, esquistos y pizarras. En general, los cantos son angulosos y presentan contactos de tipo presión-disolución; el diámetro máximo de los mismos es de unos 15 centímetros y los cantos más abundantes son los de cuarzo blanco. La matriz es microgranuda o pelítico-micacea, normalmente con clorita secundaria en pequeñas grietas.

El los alrededores de Alp, estos conglomerados presentan dos niveles con características litológicas diferentes: uno de inferior poco cementado (nivel de brechas) con mucha clorita y micas, y otro superior más cementado (nivel de conglomerados) con poca matriz. Ambos presentan una textura inmadura, el nivel inferior está soportado por la matriz y el superior por los cantos.

Estos materiales presentan una potencia reducida, en general no superior a los 10 m, y son atribuibles a depósitos de «mud flow».

Areniscas cuarzofeldespáticas, microconglomerados y lutitas (Fm. Cava) (13)

Se sitúan directamente sobre los conglomerados y brechas anteriores (12). Hacia el techo pasan progresivamente a las lutitas carbonatadas suprayacentes de la Fm. Estana (14). En las proximidades de Alp se calcula una potencia de unos 700 metros. En Supermolina su potencia supera los 1.500 m, aunque no puede descartarse que existan repeticiones estratigráficas por causas tectónicas.

Las areniscas, las lutitas y, incluso, las limolitas, de la formación descrita en este apartado, forman secuencias granodecrecientes, de orden centimétrico a métrico, organizadas en una secuencia de mayor escala granodecreciente.

Los niveles de areniscas son grauvacas que llegan a contener granos muy gruesos y algunos cantos; a menudo, presentan bases erosivas, granoclasificación y laminaciones cruzadas. Los granos son de cuarzo, caolín y clorita. El cuarzo es bastante anguloso y presenta bordes irregulares y curvados, algunos tienen golfos de corrosión que indican un origen volcánico. Tanto la naturaleza de los componentes como la textura llevan a interpretar estos niveles como tobas volcánicas retrabajadas por la acción fluvial.

Las areniscas cuarzo-feldespáticas son de color verde y lila. Las areniscas con laminaciones de gran escala acostumbran a ser verdes con coloraciones violeta o púrpura. También existen niveles de areniscas cuarcíticas; algunos de estos niveles presentan laminaciones cruzadas de escala decimétrica a métrica y de gran ángulo; estas laminaciones se ponen de manifiesto debido a la existencia de bandas de diferente color que corresponden a acumulaciones de óxidos.

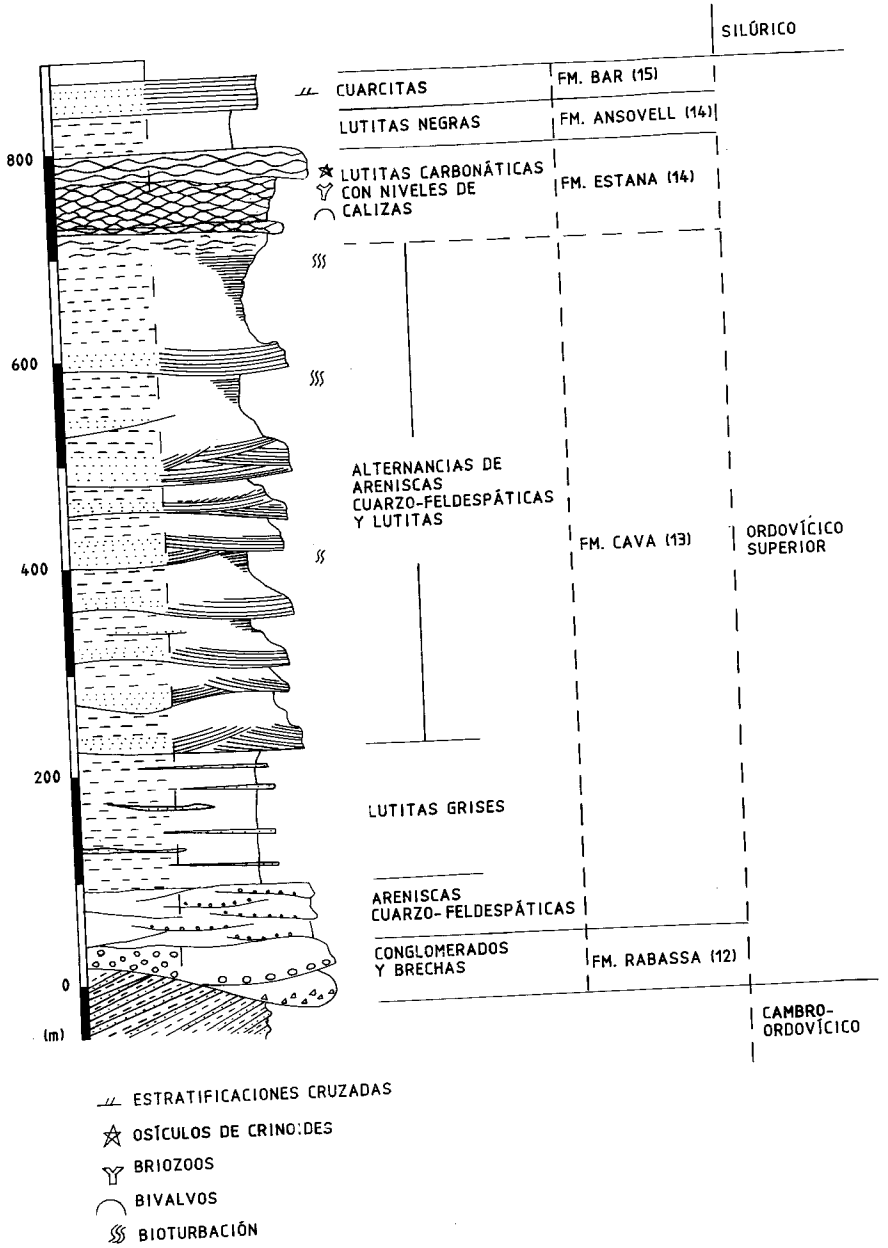


Fig. 2.- Columna estratigráfica, según Domingo (1985), de los materiales del Ordovícico superior que afloran al SSO de Alp. Los números que acompañan a los nombres de las formaciones, corresponden a los de la leyenda de la cartografía geológica

Los niveles limolíticos llegan a potencias de más de 100 m, normalmente son de color gris claro o beige claro, y contienen intercalaciones de areniscas cuarzofeldespáticas. Están constituidos por una gran cantidad de caolín, pequeños cristales de pirita y minerales de la arcilla. También se observan diversas alteraciones de óxidos de hierro. Probablemente se trata de cenizas en las que los feldespatos, los fragmentos de vidrio, los minerales ferro-magnéticos y otros componentes han sido alterados.

Las lutitas se encuentran en niveles delgados intercalados entre las areniscas o bien en paquetes de potencia métrica. Son de color verde, o bien de color beige o rojizo a causa de los óxidos de hierro. Presentan fragmentos de cuarzo poco retrabajados. En las secuencias superiores las lutitas son arenosas, pueden estar finamente laminadas y contener laminaciones cruzadas. De forma ocasional, contienen algún fósil y restos claros de bioturbación. En los niveles lutíticos de la parte alta de la formación se encuentran fósiles de braquiópodos, tentaculites, crinoides y briozoos, los cuales corresponden a la fauna fósil más antigua hallada en la hoja de Puigcerdà. Faura Sans (1913), en la Collada de Toses, en materiales correlacionables a los de esta formación, identifica una fauna que atribuye al Caradoc.

Las estructuras sedimentarias observadas en la Formación Cava, llevan a interpretar que la sedimentación tuvo lugar en un medio fluvial y aluvial; por otra parte la textura de los componentes clásticos indican una área fuente volcánica próxima.

Lutitas carbonatadas con niveles de calizas (Fm. Estana) y lutitas negras (Fm. Ansovell) (14)

En la hoja de Puigcerdà la Formación Estana se dispone claramente por debajo de la Formación Ansobell. Sin embargo, dado que esta última formación presenta un espesor muy reducido, en la cartografía geológica se han agrupado ambas formaciones con un mismo epígrafe. Debido a que estas dos formaciones presentan características litológicas distintas se describen, a continuación, por separado.

Lutitas carbonatadas con niveles de caliza (Fm. Estana)

Su límite inferior consiste en un paso gradual de las lutitas de la Formación Cava; el límite superior es neto y corresponde a las lutitas negras de la Formación Ansobell.

La Formación Estana está formada por lutitas carbonatadas verde-marronosas con niveles de calizas nodulosas packstone-grainstone que son más importantes a techo. La parte alta de la formación contiene gran cantidad de fósiles; sin embargo, en la mayoría de los casos, sólo se conserva el molde externo y la roca aparece llena de agujeros; por este motivo los autores franceses denominan a esta roca «schistes troués» (Cavet, 1957; Llac *et al.*, 1988; Llac, 1989). Los niveles de calizas presentan una gran cantidad de bioclastos formados por fragmentos de crinoides, tentaculites, corales, briozoos y braquiópodos (siendo abundantes los del género *Orthis*). La potencia del conjunto se acerca a los 100 m.

Esta formación constituye un buen nivel guía, y es correlacionable con los «schistes troués» o las «grauvaques à Orthis» de Cavet (1957). En lugares próximos a esta Hoja, Hartevelt (1970) efectuó dataciones de macrofósiles y conodontos, permitiéndole atribuir una edad Caradoc superior-Ashgill inferior a esta formación.

Lutitas negras (Fm. Ansovell)

Esta formación se encuentra intercalada entre lutitas carbonatadas y calizas de la Formación Estana y las cuarcitas, suprayacentes, de la Formación Bar. Se trata de limolitas oscuras bastante homogéneas donde la estratificación es poco visible. Contiene cristales de pirita a menudo alterados a limonita. Se aprecia una potencia de unos 40 m y es azoica.

Cuarcitas (Fm. Bar) (15)

Forman un nivel muy continuo de unos 30 m de potencia que se sitúa por encima de las lutitas negras de la Fm. Ansobell (14); a techo de estas cuarcitas se disponen las lutitas ampelíticas del Silúrico.

Son cuarcitas de color gris claro que alteradas, dan colores beige y marrón. Se componen mayoritariamente por granos de cuarzo, aunque contienen una gran cantidad de granos de feldespato o plagioclasa alterados a caolín o sericita. Los contactos entre los granos son dentados.

Frecuentemente, las cuarcitas de la Fm. Bar muestran una laminación milimétrica a centimétrica que se pone de manifiesto por el color y el contenido de los minerales de hierro presentes en las distintas láminas. A techo de algunos niveles se encuentran laminaciones cruzadas. En el ámbito de la Hoja, estos materiales no han proporcionado fósiles; sin embargo Hartevelt (1970), en los alrededores de Estamariu (NE de la Seu d'Urgell), cita la presencia de braquiópodos, crinoides y corales.

2.1.3. Silúrico

Constituye un nivel de despegue generalizado y por este motivo sólo forma afloramientos, de extensión reducida, que se disponen sobre los planos de algunos cabalgamientos. Aparece de forma discontinua, en la parte sur de la Hoja, siguiendo la traza del cabalgamiento de la Molina-Alp. También forma un pequeño afloramiento, en el vértice suroccidental de la Hoja, donde se sitúa en la base de un cabalgamiento que pone en contacto Devónico sobre Carbonífero.

Lutitas negras (16)

Los materiales silúricos están formados por argilitas negras carbonosas con finas intercalaciones milimétricas a centimétricas de calizas muy descalcificadas, en las que se encuentra algún resto fósil limonitizado. Las determinaciones de graptolítidos en las

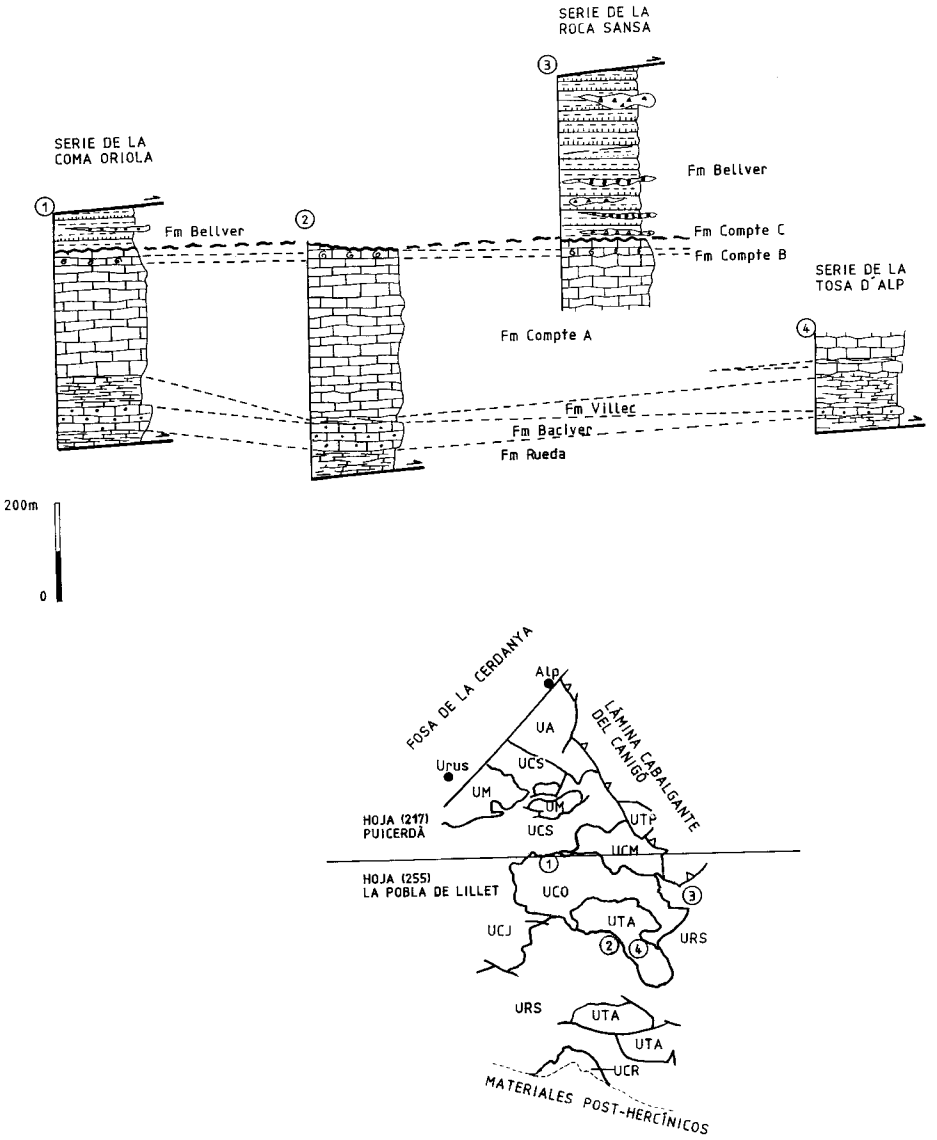


Fig. 3.- Columnas estratigráficas del Devónico y Carbonífero del macizo de la Tossa d'Alp. En el esquema adjunto, se muestra la situación de las columnas en las diferentes unidades estructurales hercínicas del macizo de la Tossa d'Alp: UA, Unidad de Alp; UCJ, Unidad de coll de Jou; UM, Unidad de Mirabò; UTP, Unidad del tossal del Pla; UCM, Unidad coll de la Mola; UCO, Unidad de la Coma Oriola; UTP, Unidad de la Tossa d'Alp; URS, Unidad de la roca Sansa; UCR, Unidad de collet Roig.

hojas vecinas (Dalloni, 1930; Boissevain, 1934 y Degardin, 1988) señalan para estas rocas un intervalo de edad entre el Llandoveri y el Ludlow. En la Hoja, a techo de estos materiales, se dispone una caliza bioclástica que, en Isòvol contiene ortocerátidos, braquiópodos, bivalvos y *Scypocrinites* sp. Un horizonte similar se encuentra en la base de la Unidad del Coll de la Mola; en el techo de esta capa se han obtenido *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis, O.r. remscheidensis y O. excavata*, asociación cercana al límite Silúrico-Devónico. Esta determinación señala la edad Pridoli para gran parte de dicha caliza bioclástica.

2.1.4. Devónico

Las facies del Devónico que aflora en esta Hoja pertenecen a la denominada área de subfacies Comte (Mey, 1967a y Boersma, 1973), y afloran en los contrafuertes situados al norte de la Tossa d'Alp y en los alrededores de la población de Isòvol. En general se trata de sucesiones carbonatadas (fig. 3) atribuibles a las unidades litoestratigráficas propuestas por Mey (1967b) (Fm. Rueda, Fm. Baciver, Fm. Víllec y Fm. Comte).

Aunque el límite Devónico-Carbonífero se sitúa en la serie del Miembro Comte C (ver leyenda del mapa geológico), debido a la afinidad litológica con el resto de la Fm Comte, este miembro de describirá en este apartado.

Las series estratigráficas del Devónico de esta Hoja han sido estudiadas por Domingo (1985) y Sanz (1986). Dichas series se encuentran en distintas unidades estructurales limitadas por cabalgamientos o bien cortadas por fallas normales e inversas; por esta causa, en algunas unidades estructurales las series son incompletas y falta alguna de las formaciones anteriormente citadas. Para facilitar la lectura de la descripción de las litologías devónicas que afloran en la hoja de Puigcerdà, en la fig. 4 se muestra la situación de las distintas unidades estructurales en las que afloran los materiales devónicos.

Alternancia decimétrica de calizas y lutitas carbonáticas ocres (Fm. Rueda) y calizas masivas grises oscuras (Fm. Baciver) (17)

Dado el reducido espesor que, en la hoja de Puigcerdà, presentan estas dos formaciones, en la cartografía geológica se han agrupado bajo un mismo epígrafe. Sin embargo, debido que en el campo, son fácilmente distinguibles, ambas formaciones se describen por separado.

Fm. Rueda

Es el nivel inferior de las secuencias carbonatadas de las distintas unidades estructurales. Su potencia oscila entre 35 y 70 m. Se trata de una alternancia bastante rítmica de niveles centimétricos a decimétricos de calizas grises mudstones a packstones con lutitas carbonatadas ocres. En la base de la secuencia la roca acostumbra a ser más

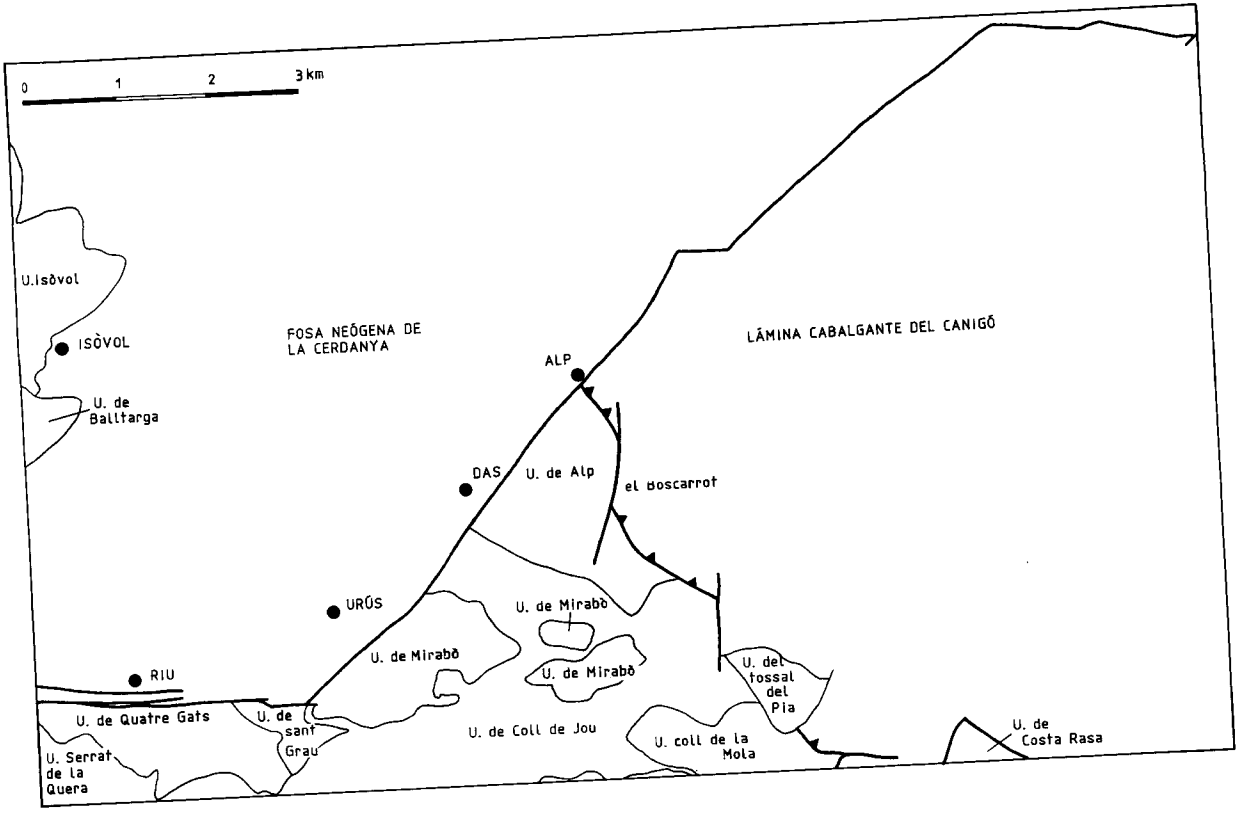


Fig. 4.- Situación de las distintas unidades estructurales del macizo de la Tossa d'Alp, en las que afloran los materiales devónicos y carboníferos de la hoja de Puigcerdà.

lutítica y, en algunos sitios, presenta intercalaciones de lutitas negras. Hacia el techo hay un cierto aumento del contenido de bioclastos. En algunas localidades cercanas, situadas en la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255) (Unidad de Coma Oriola) se observan granoclasificaciones de los niveles más bioclásticos y bioturbaciones a techo.

En esta formación son característicos los niveles de packstones con gran cantidad de bioclastos de crinoideos; también son abundantes, aunque en menor cantidad, los bioclastos de tentaculites, braquiópodos, ostrácodos, briozoos, corales, orthoceras y trilobites. En Baltarga, en estos materiales, Dalloni (1930) citó faunas de trilobites, braquiópodos y corales.

La edad de esta formación se ha establecido por correlación litoestratigráfica con las hojas vecinas (ver Sanz, 1986), y corresponde a Devónico inferior (Praguiense). Este mismo autor interpreta que estos materiales fueron depositados en una plataforma externa carbonatada o en una rampa carbonatada en su zona externa profunda.

Fm. Baciver

La base representa un paso gradual de la Formación de Rueda a la Baciver; a grandes rasgos, ambas formaciones forman una macrosecuencia granocreciente y de disminución de profundidad. En esta Hoja, la Formación Baciver tiene una potencia aproximada de 25 a 60 m.

Está constituida por calizas gris oscuras packstones y wackestones, con intercalaciones de grainstones (encrinitas) y rudstones (brechas) más abundantes en la parte alta de la serie. Los grainstones se pueden encontrar retrabajados, y presentan laminaciones cruzadas y ligeras granoclasificaciones.

En esta formación, los bioclastos son abundantes, sobre todo los de crinoideos. Se encuentran también bioclastos de tentaculites, bivalvos, trilobites, ostrácodos, briozoos, gasterópodos y corales. Sanz (1986), en base al estudio de conodontos de las series de Coma Oriola y Tossa d´Alp (hoja de la Pobla de Lillet), atribuye una edad Emsiense inferior al techo de la Formación Baciver.

Alternancia centimétrica-decimétrica de calizas y lutitas carbonáticas rosadas (Fm. Víllec) (18)

El contenido pelítico de esta formación hace que sea un nivel de despegue de los cabalgamientos, por lo que aparece muy fracturada. Su potencia oscila entre 20 y 30 m.

Esta formada por una alternancia de calizas mudstones a wackestones de tentaculítidos de color gris claro, y calizas arcillosas de color rosado, más rojo cuanto más aumenta el contenido de pelitas. En la Unidad del Coll de la Mola esta formación contiene algunos bancos de debris flow con cantos intraformacionales. Las faunas de cri-

noides, briozoos y corales que, en las hojas de la Pobla de Lillet y Ripoll, aparecían ocasionalmente y de manera escasa, en esta Hoja se encuentran formando acumulaciones de packstones y grainstones (Pla Gran, Unidad de Coll de Jou). Este mismo hecho es patente en la Pleta de les Vaques (Unidad de Alp), donde se observan bases erosivas y granoclasificación positiva. Esta rocas también contienen cefalópodos, sobre todo hacia el techo de la formación.

Sanz (1986), en su estudio de los conodontos de las Unidades de la Tossa d'Alp y la Coma Oriola, concluye que el límite superior de la Formación de Víllec es heterócrono y comprende desde el Eifeliense al Givetiense.

Calizas masivas grises (Fm. Comte A) y calizas nodulosas grises (Fm. Comte C) (19)

En la hoja de Puigcerdà, en las calizas de la Formación Comte se diferencian tres miembros, asimilables a los descritos por Hartevelt (1970), denominados, de inferior a superior; Miembro Comte A, Miembro Comte B y Miembro Comte C (fig. 3). Los Miembros A y C están formados por calizas de tonos grises frecuentemente nodulares, estos dos niveles no muestran diferencias litológicas significativas y únicamente se diferencian por su posición estratigráfica relativa. El Miembro B aflora intercalado entre los dos miembros anteriores y está formado por calizas rojas nodulares «griotte».

Dada la similitud litológica de los Miembros A y C, en la cartografía geológica se han agrupado con el mismo epígrafe (19).

Miembro Comte A

La base de la formación presenta calizas nodulares en capas centimétricas y wackestones de tentaculítidos. Siguen calizas nodulares anaranjadas a grises, bioturbadas, que pasan a tener un aspecto masivo y colores grises claros. Progresivamente se disponen calizas encriníticas poco continuas y con morfología canaliforme, calizas crinoidales en bancos de escala métrica, que van desde calizas mudstone con los osículos de crinoides flotando en la matriz a niveles granoclasificados de tamaño variado. Estos niveles pasan a calizas más nodulares, de grosor reducido, donde se presentan concentraciones de tentaculítidos. La bioturbación también se distribuye por niveles.

Los estratos mayores de calizas crinoidales tienen bases erosivas, cantos intraformacionales y corales. Algunas de las acumulaciones de corales están poco removilizadas y se han observado estromatopóridos muy diagenizados (Pla Gran, Unidad del Coll de Jou).

El techo de la formación se distingue por las calizas claras mudstones, que en la Unidad del Coll de la Mola incluye brechas intraformacionales de 1,5 m de grosor. Sanz (1986) analiza este horizonte y observa que contiene fauna retrabajada de conodontos de la Biozona de *P.gigas* Inferior, siendo su edad como mínimo de *P. gigas* superior (Frasniense superior).

En el Tossal de Isòvol son muy abundantes las calizas nodulares, aunque también afloran calizas crinoidales y brechas intraformacionales.

Miembro Comte C

Caracterizado por calizas nodulares más claras que las del Miembro A con tonos grises y rosados. Se han observado pequeñas secuencias centimétricas de calizas marrones laminadas que pasan a calizas nodulares más claras y a calizas bioturbadas. Por encima de estas secuencias las calizas toman colores más grises, y se trata de calizas de cefalópodos y crinoides. En la parte superior de este tramo las calizas son tableadas y contienen interbancos lutíticos.

En el Tossal de Isòvol, Ziegler (1959) cita conodontos hasta la Biozona *P. styriacus*, hecho que indica una edad Fameniense.

En la Unidad de Coll de Jou y cerca de Das (Sanz, 1986) detecta, a techo de estas calizas, 0,30 m de pelitas que contienen el límite Devónico-Carbonífero. Sin embargo, este nivel, así como los superiores, tienen poca continuidad lateral, encontrándose involucrados en pequeñas escamas. Por encima, se dispone una caliza de 2-8 m, de edad Tournaisiense y pelitas con niveles de chert negros con nódulos de fosfato. A estos últimos niveles, les siguen, en esta misma localidad, unas calizas nodulares de cefalópodos del Viseense inferior.

En la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255), intercalados entre las calizas de la parte superior del Miembro Comte C, en la zona de contacto con la Formación Bellver (21), son frecuentes los niveles discontínuos de liditas.

En el sector de Isòvol, las calizas del Miembro Comte C están más desarrolladas y contienen cherts de colores claros del Viseense. La falta de cherts tournaisienses es explicada hacia Bellver en Boersma (1973), por la existencia de una paraconformidad e hiatos de variable extensión entre el Famenniense y el Tournaisiense. Sobre las calizas nodulares muy tectonizadas, se disponen pelitas verdes con niveles de nódulos calizos y niveles centimétricos de granos de cuarzo. Los nódulos contienen *Gnathodus bilineatus bollandensis*, del Namuriense A. Por encima siguen pelitas con capas de escala centimétrica de arenas finas y limos granoclasificados, típicos de la Formación Bellver (21).

En general, el Miembro Comte C está formado por rocas calcáreas de naturaleza variada y de diversa edad. La serie tal como indica Sanz (1986) abarca desde el Fameniense inferior (Devónico superior) hasta el Viseense (Carbonífero).

Calizas nodulosas rojo oscuras («griotte» Fm. Comte B) (20)

Miembro Comte B

Los materiales de este miembro equivalen a las típicas calizas griotte de los autores franceses. Es un buen nivel guía cartográfico, característico por su color rojizo, con una potencia que oscila entre 15 y 26 m.

En la zona situada al sur de la fosa de la Cerdanya, estas rocas presentan una gran cantidad de cefalópodos; son calizas rojas wackestone, que contienen algunos niveles de acumulación de braquiópodos, crinoides y niveles de porosidades de tipo *Stromatactis*. Así mismo, también presenta niveles ricos en óxidos de hierro y manganeso.

El límite utilizado para la base del miembro es el cambio de color de las calizas. El tramo inferior está formado por calizas anaranjadas o rosadas, con ocasionales niveles milimétrico-centimétricos de acumulación de bioclastos. Se han obtenido conodontos de las Zonas de *P. triangularis* y *P crepida*. El tramo suprayacente está compuesto por calizas más nodulares con gran cantidad de cefalópodos. La fauna de cefalópodos determinada en Isòvol por Dalloni (1930) debe corresponder a este tramo. Se han obtenido faunas de conodontos de la Zona de *P. rhomboidea*. El límite superior del miembro es transicional y por las faunas referidas en Ziegler (1959) y Boersma (1973) debe situarse en al parte basal de la Zona de *P. marginifera*.

2.1.5. Carbonífero (Facies Culm)

Estos materiales son correlacionables con la Formación de Bellver (ver Hartevelt, 1970) y clásicamente se identifican como facies Culm. Aunque, en la mayoría de los casos el contacto entre las calizas de la Fm. Comte C y los materiales de la Formación Bellver es paraconforme, en algunas unidades estructurales la Fm. Bellver erosiona hasta el Miembro Comte B (fig. 3); Sin embargo, en determinados lugares, tal como ocurre en las cercanías de Olopte, se observa un paso gradual entre ambas formaciones.

No se han podido identificar series completas debido a que, a menudo, constituyen niveles de despegue de los cabalgamientos. En la hoja de Puigcerdà se diferencian tres grupos de materiales, atribuibles a la Fm. Bellver que corresponden a distintas unidades cartográficas.

Alternancia rítmica centimétrica-decimétrica de lutitas y areniscas (21)

Consta de una alternancia rítmica de niveles centimétricos a decimétricos de lutitas negras y areniscas con laminaciones cruzadas. Las areniscas tienen una composición cuarzo-feldespática; los estratos son, en general, granodecrecientes y algunos presentan bioturbación. También se encuentran estratos de microconglomerados y niveles con los cantos flotando en la matriz; hacia la parte alta de la alternancia se encuentran niveles más finos. En algunas unidades, como en el caso del sector de Isòvol, se identifica un contacto continuo de estos materiales con las unidades calcáreas de la Formación Comte.

Brechas olistostrómicas (22)

Están formadas por un conjunto de cantos y bloques heterogéneos en las que se pueden reconocer cantos de cuarzo, lidita, pizarra, granito, cantos intraformacionales y incluso bloques angulosos de calizas devónicas. La matriz es de naturaleza pelítico-

arenosa. Muchos de estos depósitos tienen características de «debris flow». Estas brechas se reconocen en la Unidad dels Quatre Gats (Sur de Pedra).

Conglomerados (23)

Se disponen formando cuerpos lenticulares de dimensiones decamétricas y hectométricas, los cuales presentan bases acanaladas y cuya potencia puede superar los 5 m. El grado de redondez es elevado y la naturaleza de los mismos es, en cierto modo, semejante a los de la unidad de brechas olistostrómicas, siendo mayoritariamente silicea (de cuarzo y de lidita). La medida máxima de los cantos es de 6 cm, y el tamaño dominante es de 3 a 4 cm. Tanto en el sector meridional del mapa como en el de Isòvol, estos conglomerados se ubican intercalados en la alternancia rítmica de lutitas y areniscas (21). Un buen afloramiento de estos materiales se encuentra cerca del peaje de la boca norte del túnel del Cadí.

2.1.6. Pérmico

Ignimbritas y brechas piroclásticas (24)

Dichos materiales están representados en el sector suroeste de la Hoja, a 2 km de la pista forestal que va de Riu a Coll de Pendís. Allí se encuentran unas riolitas de color morado que afloran muy fracturadas por fallas extensionales. Cabe señalar que en las áreas de contacto entre las riolitas y las calizas devónicas, estas últimas se encuentran dolomitizadas. Todos los contactos observados son por falla.

Las características de las riolitas, a pesar de que no tienen continuidad, son muy semejantes a las del complejo riolítico de Gréixer-Coll de Pi, descritas por Martí (1986). Los trabajos de Gisbert (1980) proponen que las riolitas son la manifestación volcánica más importante de las que están asociadas a la Unidad Roja Inferior. Fontboté y Puga (1979) establecen una naturaleza ignimbrítica para dichas riolitas; en cambio, Martí (1986) debido a la homogeneidad del bandeado y la ausencia de texturas vitroclásticas y flameadas afirma que se trata de verdaderas coladas de lava.

Lutitas rojas y areniscas (25)

Al suroeste de la Ermita de Sant Grau y muy cerca de ella, se encuentran unos materiales detríticos discordantes sobre los conglomerados y lutitas del Carbonífero. Estos materiales están representados por una alternancia de lutitas rojas y areniscas junto con niveles de conglomerados y brechas. Por su semejanza con otros afloramientos de las hojas de Pobla de Lillet (nº 255), estos materiales se pueden asociar a la Unidad Roja Inferior, establecida por Gisbert (1980).

2.2. MESOZOICO

Los materiales mesozoicos solamente afloran en el vértice SO de la Hoja, y están formados por rocas del Buntsandstein y del Cretácico superior. En general, se trata de afloramientos poco extensos limitados por fracturas relacionadas con la distensión neógena.

2.2.1. **Triásico**

2.2.1.1. ***Buntsandstein***

Areniscas y lutitas rojas (26)

Su único afloramiento se localiza en las inmediaciones de la Ermita de Sant Grau. Los contactos, tanto inferior como superior, son muy difíciles de reconocer a causa de las fallas extensionales que afectan al sector. Los materiales constan de una alternancia de areniscas con laminaciones cruzadas y lutitas rojas, y presentan algunos niveles de brechas. En afloramientos pequeños, esta unidad es fácil de confundir con las lutitas rojas y areniscas del Pérmico (25); el rasgo distintivo es que las areniscas del Buntsandstein presentan muchos fragmentos de mica.

2.2.2. **Cretácico superior**

Areniscas y calizas detríticas con Hippurites (27)

También corresponde a un pequeño afloramiento localizado en el cerro de la Ermita de Sant Grau. Los materiales cretácicos yacen en discordancia sobre los del Buntsandstein, y están constituidos por areniscas con numerosos cantos silíceos, lutitas y calizas con fragmentos de Hippurites. Al microscopio se observa que las calizas contienen abundantes bioclastos de pólipos, briozoos, foraminíferos, equinodermos, gasterópodos y lamelibranquios; en conjunto estos materiales muestran un color amarillento. Dalloni (1930) y Boissevain (1934), a partir de la fauna fósil presente en estos materiales, proponen para estas rocas una edad Maastrichtiense.

2.3. TERCIARIO

Está representado por los materiales neógenos que rellenan la fosa de la Cerdanya. Esencialmente se trata de sedimentos terrígenos (conglomerados, areniscas y lutitas) que intercalan algunos niveles de diatomitas y de lignitos.

2.3.2. **Neógeno**

En conjunto, el relleno de la fosa de la Cerdanya presenta una potencia variable entre 400 y 1000 m (Pous *et al.*, 1986; Cabrera *et al.*, 1988) y puede dividirse en dos grandes unidades estratigráficas: la Unidad Neógena Inferior, datada como miocena medio-superior (Vallesiense) y la Unidad Neógena Superior, de edad miocena terminal (Turoliense)-pliocena (?). Estas dos unidades reflejan dos diferentes situaciones tectó-

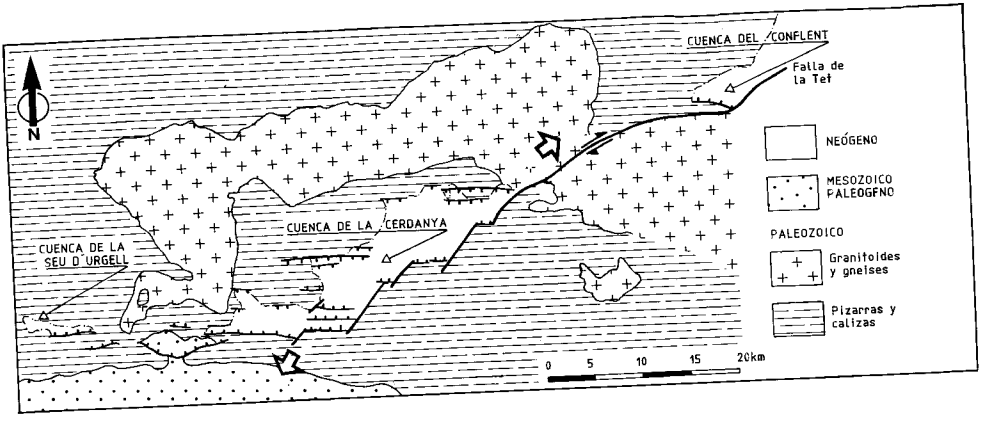


Fig. 5.- Mapa esquemático de la estructura del basamento en el extremo suroccidental de la falla de La Tet (Roca, 1995). En él, se muestra el modelo tectónico de la formación, durante el Mioceno superior, de las cuencas de la Cerdanya, Seu d'Urgell y Conflent como resultado del movimiento dextro de la falla de La Tet. Las flechas blancas indican el movimiento relativo de los bloques limitados por la falla de La Tet.

nicas que se suceden (Roca y Santanach, 1986). En este sentido, mientras la deposición de la Unidad Neógena Inferior vino controlada por el movimiento dextro de la falla de la Tet que generó la cuenca (fig. 5), la Superior registra la evolución final de la cuenca en un contexto extensivo generalizado.

La relación geométrica entre estas dos unidades depende del desarrollo que presentan localmente las estructuras (principalmente pliegues) que sólo afectan la Unidad Neógena Inferior. Así, el contacto entre ambas unidades es concordante cuando la Unidad Neógena Inferior no está plegada y discordante cuando si lo está (por ejemplo discordancia en la fig. 6).

2.3.2.1. *Mioceno*

Unidad Neógena Inferior

Descansando discordantemente sobre el zócalo paleozoico, las sucesiones de esta unidad constituyen la mayor parte de los afloramientos neógenos que hoy en día afloran en la fosa de la Cerdanya (fig. 7). El espesor de esta unidad es muy variable (entre 400 y 800 m,) y está fuertemente controlado por el diferente salto normal que presentan las diversas fallas normales E-O que compartimentan la cuenca.

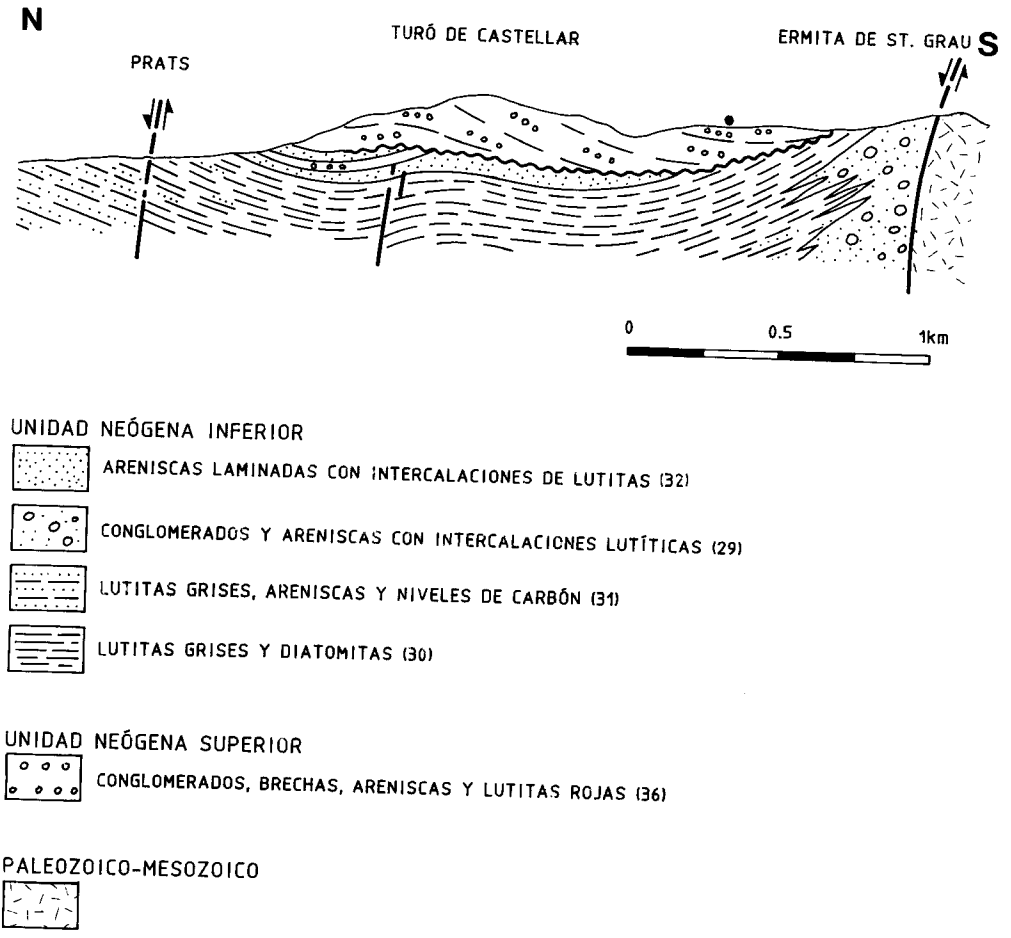


Fig. 6.- Corte geológico del sector oriental del Serrat de Torrelles, entre Prats y la ermita de Sant Grau (situada al sur de la población de Urús).

La sedimentación de la Unidad Neógena Inferior resulta principalmente de la interacción de procesos aluviales, fluviales, deltaicos y lacustres, con una distribución en la cuenca claramente asimétrica. En general, los depósitos aluviales se localizan preferentemente en el margen septentrional de la fosa, mientras que los fluviales, deltaicos y lacustres son más extensos en las zonas centrales y meridionales de la cuenca (fig. 7 y 8).

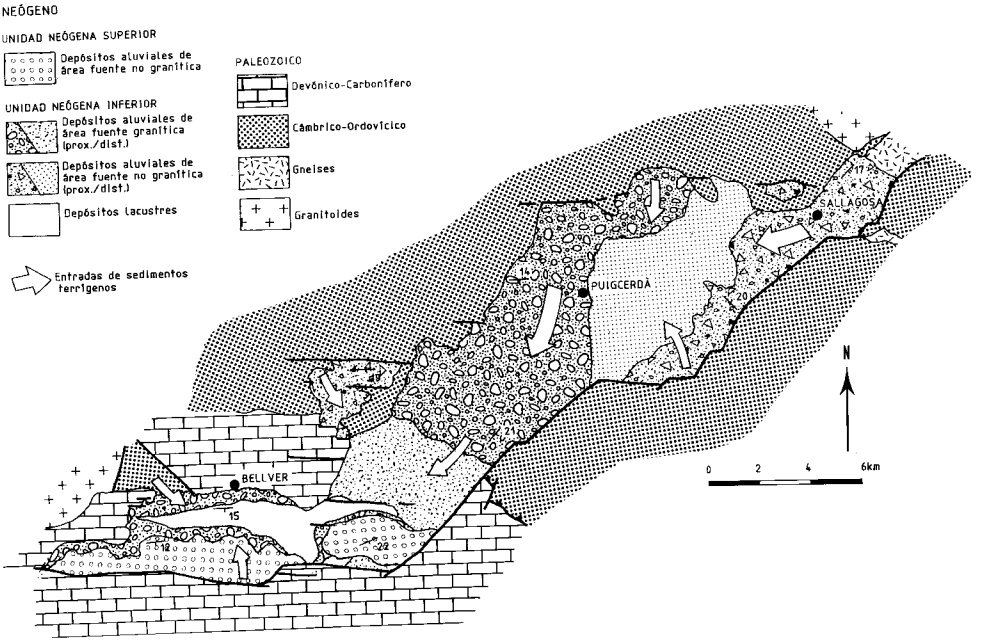


Fig. 7.- Mapa geológico simplificado del relleno neógeno de la fosa de la Cerdanya.

En todos estos depósitos terrígenos, las características litológicas y estratigráficas están fuertemente condicionadas por la litología dominante del área fuente de los sedimentos. Así, Roca (1986) distingue los depósitos terrígenos provenientes de áreas fuente pizarrosa o esquistosa constituidos principalmente por conglomerados y lutitas, y los depósitos terrígenos provenientes de áreas fuente graníticas, con dominio de las fracciones de tamaño arena de composición arcósica.

Por lo que hace referencia a su edad, esta unidad ha proporcionado un elevado número de localidades de Mamíferos fósiles situadas en antiguas explotaciones de lignitos (Llívia, Estavar, Sanavastre, Alp, Das, Prats y Sampsor). Estas localidades han sido profusamente estudiadas desde el siglo pasado (Rérolle, 1884-85; Déperet y Rérolle, 1885; Almera y Bofill, 1887; Almera y Bofill, 1889; Bofill, 1899; Bataller, 1918; Bataller, 1921; Villalta y Crusafont, 1947; Crusafont *et al.*, 1948; Golpe, 1981) y han proporcionado una abundante fauna que indica que la Unidad Neógena Inferior se depositó esencialmente durante el Vallesiense, Zonas MN9 y MN10 de Mein (Golpe, 1981; Agustí y Roca, 1987). Sin embargo, hay que reseñar que a causa del carácter morfo-

lógico irregular del fondo de la fosa puedan existir en sus partes centrales y orientales depósitos pre-vallesienses. Del mismo modo, la falta de yacimientos de Mamíferos en los términos detrítico-aluviales del techo de la Unidad Neógena Inferior, posibilitan la existencia de depósitos turolienses dentro de ésta.

Brechas monogénicas con intercalaciones lutíticas rojas (28)

Se incluye en este apartado a los pequeños afloramientos de brechas que afloran tanto en la base del relleno sedimentario de la cuenca de la Cerdanya (por ejemplo entre Ger y Bolvir) como adosadas a la falla de La Tet que limita al SE la fosa. Las primeras no se han representado en la cartografía geológica dado que en su mayor parte están cubiertas por materiales cuaternarios.

Aunque incluyen algunos niveles lutíticos rojos, esta unidad está formada casi exclusivamente por brechas masivas que incluyen una abundante matriz arcillosa de color rojo que, a menudo, engloba los clastos. Los clastos son monogénicos (pizarras o esquistos con alguno de cuarzo) y su composición es coincidente con la de las rocas cambro-ordovícicas que afloran junto las brechas. Su tamaño y grado de redondez difiere bastante entre los que configuran las brechas de la base del relleno de la cuenca y las adosadas a la falla de La Tet. Así, los clastos de las brechas de la base del relleno de la cuenca, que afloran en el margen NO de la fosa, son relativamente heterométricos, con clastos subangulosos que varían desde pocos centímetros hasta medio metro. En contraste, los clastos que constituyen las brechas adosadas a la falla de la Tet son mucho más heterométricos (tamaño variable desde pocos centímetros hasta más de 2 metros) y angulosos. Cabe señalar, que estos últimos afloramientos también incluyen algunos clastos de rocas devónicas, carboníferas y cretácicas.

Las características de estos materiales apuntan a depósitos sedimentados principalmente en medios aluviales y de piedemonte. Predominando en la base del relleno de la cuenca, los depósitos aluviales reflejan el desarrollo de abanicos aluviales de pequeña envergadura (>1 km de diámetro) y ámbito muy local, en los que predominarían los flujos de sedimentos (mud flow y debris flow). Los depósitos de piedemonte aparecen localmente bien desarrollados junto al escarpe generado por la falla de la Tet, donde llegan a incluir pequeños olistolitos.

La edad de esta unidad ha sido establecida por su relación geométrica con las otras unidades neógenas de relleno de la fosa de la Cerdanya. Así, a excepción de los afloramientos del margen SE que se intercalan en niveles atribuidos al Vallesiense, la mayoría de depósitos de esta edad se sitúan por debajo de los yacimientos de vertebrados que han suministrado fauna del Vallesiense inferior (Estavar y Llívia). Se les asigna pues una edad como más moderna Vallesiense inferior

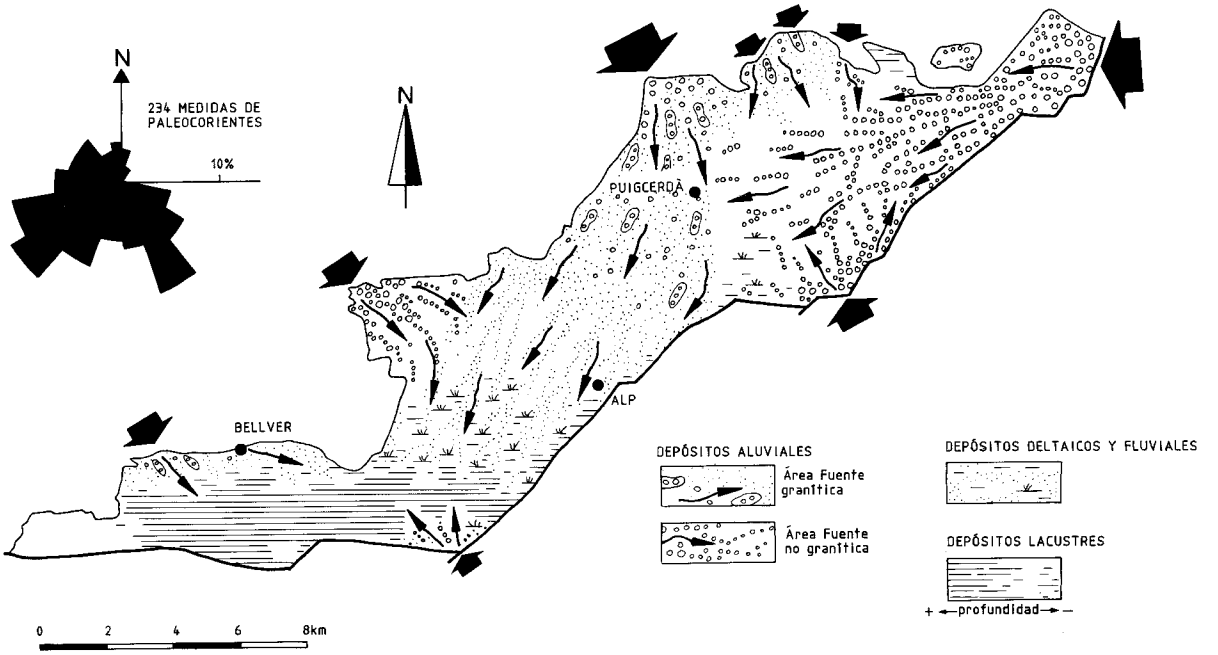


Fig. 8.- Distribución espacial esquematizada de los diversos paleoambientes reconocidos durante la deposición de la Unidad Neógena Inferior. Las flechas externas muestran las entradas de sedimentos terrígenos y son proporcionadas al volumen estimado de sedimento que aportan a la cuenca. El diagrama de rosas indica las principales direcciones de transporte reconocidas en la cuenca (ligeramente modificado de Cabrera *et al.*, 1988).

Conglomerados y areniscas con intercalaciones lutíticas (facies proximales de conos aluviales de área fuente carbonática) (29)

Esta unidad aflora fundamentalmente en el margen meridional de la fosa de la Cerdanya al sur del pueblo de Urús, donde en superficie llega a alcanzar los 30 m de potencia.

Está formada por lentejones de conglomerados masivos que intercalan niveles de lutitas rojo-violaceas y, esporádicamente, microconglomerados y areniscas masivas. Los conglomerados poseen gran variabilidad local en cuanto a redondez y selección, siendo predominantemente de cantos de calizas devónicas. Generalmente están mejor seleccionados hacia centro de cuenca que junto el margen de ésta, donde son muy heterométricos y frecuentemente soportados por una matriz arcillosa roja. En estas zonas marginales las lutitas rojo-violaceas incluyen numerosos clastos de tamaño inferior al de canto englobados en su seno. Los datos existentes hasta ahora no permiten establecer las características sedimentológicas de esta unidad, pero probablemente corresponden a depósitos de zonas proximales de pequeños conos aluviales.

Los afloramientos de esta unidad lateralmente se intercalan con los niveles deltaicos superiores de la Unidad Neógena Inferior datados como Vallesiense superior-Turoliense (?). Por lo tanto, a los depósitos incluidos en este apartado se les asigna una edad similar.

Lutitas grises y diatomitas (facies lacustres) (30)

Formando parte del relleno neógeno de la fosa, esta unidad aflora en el extremo suroccidental de esta Hoja y se prolonga por la vecina hoja de Bellver, donde ésta es más potente (250 m) y presenta los mejores afloramientos.

Está formada por una sucesión azul-grisacea a gris pálida de lutitas finas organógenas y diatomitas con intercalaciones de láminas ricas en ostrácodos. Las diatomitas muestran una fina laminación que puede relacionarse con varvas estacionales (Margalef, 1957). Eventualmente, dentro de esta unidad, pueden observarse láminas centimétricas de areniscas de carácter granocreciente y de gran extensión lateral, que se han interpretado como turbiditas (Roca, 1986).

En diversos niveles de esta sucesión aparecen fosfatos diagenéticos tempranos en forma de niveles extensos de esferulitos y/o nódulos individualizados o amalgamados. También, aunque raramente, estos fosfatos se presentan en forma de vetas delgadas. Las fases minerales anapaita, fairfieldita y xanthoxenita (Bech y Vallejo, 1977; Queralt y Plana, 1990) que configuran estos fosfatos sugieren unas condiciones anóxicas reductoras con una baja concentración del Ca^{2+}-Fe^{2+} y unos valores bajos del pH, en las aguas intersticiales de los sedimentos del fondo del lago (Roca *et al.*, 1987; De Las Heras *et al.*, 1989).

El contenido fósil de esta unidad es muy grande e incluye restos de plantas e insectos, generalmente, bien preservados. Profusamente estudiados, los restos de plantas están formados principalmente por: 1) diatomeas del genero *Cyclotella, Melosira, Stephanodiscus y Aulacoseira* (Margalef, 1957 y 1958; Haworth, 1993); y, 2) hojas y frutos de macroflora que incluyen cerca de 200 especies diferentes (Rérolle, 1884-85; Villalta y Crusafont, 1945; Menéndez Amor, 1955; Sanz de Siria, 1978 y 1980; Alvarez y Golpe, 1981; Barrón, 1992). Los restos de insectos, aunque menos estudiados, son también abundantes y incluyen diversas familias como *Carabidae, Phryganeidae, Lestidae* o del grupo de las Zoocecidias (Villalta y Crusafont, 1945; Villalta, 1957 y 1962; Arillo y Bremond, 1992). Muy ocasionalmente, también dentro de esta unidad, llegan a encontrase restos muy mal preservados de peces (Julià, 1992).

Del conjunto de los datos paleontológicos y sedimentológicos suministrados por los depósitos que configuran esta unidad, se deduce que esta unidad registra el desarrollo de un lago estable y relativamente profundo con unas aguas generalmente estratificadas. Estas aguas serían ricas en sílice y sodio (Anadón *et al.*, 1989) y en la base estarían poco oxigenadas (Margalef, 1957; Martín-Closas, 1995).

Dentro del ámbito de esta Hoja, los depósitos lacustres de esta unidad pasan lateralmente a la unidad de lutitas grises, areniscas y niveles de carbón, de facies deltaicas y lacustres marginales, que se han datado como Vallesiense superior (Agustí y Roca, 1987). Puede, pues, atribuirse una edad similar a los depósitos de este apartado.

Lutitas grises, areniscas y niveles de carbón (facies deltaicas y lacustres marginales) (31)

En este apartado se agrupan gran parte de los pequeños afloramientos neógenos que afloran en las partes centrales de la fosa de la Cerdanya, justo por debajo de las extensas terrazas cuaternarias.

Está formada por lutitas masivas grises con intercalaciones de areniscas y de lignitos laminados. Las areniscas son principalmente arcósicas y se disponen formando cuerpos tanto lenticulares como tabulares con potencias de hasta 2,5 metros. Estos cuerpos muestran cicatrices internas y se presentan masivas o con laminaciones de tipo planar o cruzada de pequeña y gran escala (de ripples y dunas respectivamente). Genéticamente, estas areniscas se han interpretado tanto como depósitos de canal fluvial o como turbidíticos o de progradación deltaica (Roca, 1986; Cabrera *et al.*, 1988). Por su parte, los niveles de lignitos son de origen alóctono y tienen un espesor variable entre 20 cm y dos metros (Closas, 1948; Martín-Closas, 1995). En las zonas donde afloran extensamente, las lutitas suelen incluir: moluscos del género *Limnae, Bythinia* y *Planorbis* (Dalloni, 1930), restos de paleoflora hidrófica autóctona (Bessedik, 1985; Baltuille *et al.*, 1992; Julià, 1992; Martín-Closas, 1995), y fragmentos de peces, que registran el desarrollo de zonas palustres a lacustres someras.

De acuerdo con Roca (1986 y 1995), el ambiente de depósito de estos materiales correspondería a un medio de llanura deltaica a fluvial distal con numerosos episodios lacustres que esporádicamente recibirían influjos fluviales canalizados.

La edad de los afloramientos actuales de esta unidad está bien determinada a partir de los yacimientos de Mamíferos de Sanavastre, Das y Prats-Sampsor que han suministrado una fauna del Vallesiense superior (ver referencias en Agustí y Roca, 1987).

Areniscas laminadas con intercalaciones de lutitas (facies intermedias y distales de conos aluviales de área fuente granítica) (32)

Los materiales de esta unidad afloran profusamente en la parte media de la fosa de la Cerdanya y justo por debajo de los depósitos pertenecientes a la Unidad Neógena Superior que afloran al sur de Prats y Sampsor. Esta unidad, conjuntamente con la descrita en el apartado siguiente, configura una serie de conos aluviales adosados al margen norte de la cuenca que, en el ámbito de esta Hoja, se extienden principalmente entre las localidades de Llívia y Ger.

Aunque no aflora bien dentro de esta Hoja, se reconoce que esta unidad está integrada principalmente por areniscas de colores grises y amarillentos que intercalan, ocasionalmente, niveles de lutitas grises y de microconglomerados. Reflejando una área fuente granítica alterada por una condiciones climáticas húmedas y cálidas, las arenas son de composición arcósica y los cantos de los microconglomerados son de cuarzo o de rocas metamórficas de grado medio-alto (esquistos, cuarcitas, etc.). A excepción de algunos escasos niveles de areniscas que incluyen un cemento ferruginoso, las areniscas y microconglomerados no están cementados.

Claramente dominantes, las areniscas se disponen formando una amalgama de lentejones de poca extensión lateral que muestran una base erosiva acanalada y cicatrices internas. En estos lentejones, se reconoce una laminación interna de tipo planar o cruzada que viene, ocasionalmente, realzada por la presencia de pequeñas hiladas de microconglomerados. En conjunto, Julià (1984) y Roca (1986) interpretan que esta unidad corresponde a medios aluviales medios a distales de un conjunto de conos alimentados primordialmente por fracciones arena.

Estos depósitos pasan lateralmente, hacia zonas más alejadas de los bordes, a las lutitas grises, areniscas y niveles de carbón que corresponden a las facies deltaicas y lacustres marginales descritas en el apartado anterior. Localmente, en la misma dirección, también llegan a intercalarse con los depósitos lacustres profundos. Todos estos tránsitos son bastante graduales por lo que, si además añadimos la escasez de afloramientos, es difícil posicionar el límite entre las diferentes unidades adyacentes

En esta unidad no se han reconocido yacimientos de Mamíferos. Ahora bien, por su extensa repartición en todos los niveles estratigráficos de la Unidad Neógena Inferior se le atribuye una edad segura Vallesiense, sin descartar que los niveles más altos puedan ser ya turolienses.

Conglomerados y areniscas (facies proximales de conos aluviales de área fuente granítica) (33)

En discordancia sobre el sustrato paleozoico de la fosa de la Cerdanya, esta unidad aflora adosada al margen NO de la fosa de la Cerdanya entre las localidades de Llívia y Bolvir. Más al sur, también aparece en las inmediaciones de Queixans.

Corresponde al equivalente proximal de los depósitos aluviales descritos en el apartado anterior. Está formada por lentejones de espesor variable entre 0.5 y 1 m de conglomerados masivos y areniscas laminadas de color predominantemente gris a amarillento. Los conglomerados son la litología dominante y, a excepción de las cercanías de Saneja donde son heterométricos (cantos de 5-10 cm hasta 2 m), son bastante homométricos (tamaño de los cantos entre 3 y 10 cm) y redondeados. Los cantos son de esencialmente de cuarzo y de rocas metamórficas de grado medio a alto (esquistos, gneises, cuarcitas, etc.), si bien en las zonas más proximales de los abanicos aluviales (ejem. cerca de Saneja) pueden ser también de rocas plutónicas. A menudo dichos cantos aparecen imbricados y formando niveles con gradación decreciente de tamaño. Por su parte, las areniscas son arcósicas con abundantes cantos de microconglomerados que, flotando en la matriz arenosa, realzan una laminación interna de tipo planar. La ausencia de cemento y de matriz lutítica en todas estas litologías detríticas gruesas, da lugar que estén poco cohesionadas y muestren porosidad alta.

De acuerdo con Astre (1927) y Roca (1986), las características de estos materiales apuntan que se tratan de depósitos sedimentados por corrientes tractivas no confinadas en las zonas proximales de los abanicos aluviales de área fuente granítica.

La edad de los afloramientos actuales de esta unidad azoica es probablemente Vallesiense inferior, ya que se sitúan en una posición estratigráfica equivalente a la de los depósitos de Estavar y Llívia que han suministrado Mamíferos de esta edad.

Lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados, areniscas y niveles de carbón (facies intermedias y distales de conos aluviales con área fuente de pizarras y esquistos) (34)

Aunque aflora extensamente en la parte francesa de la fosa de la Cerdanya, dentro de la parte española esta unidad tan solo aflora en las cercanías de Vilallobent y Age al sureste de Puigcerdà. En estas áreas los afloramientos son de pequeña dimensión y parcialmente cubiertos, por lo que la descripción de los materiales de este apartado se ha realizado a partir de las observaciones efectuadas en la parte francesa de la fosa.

Así, se ha reconocido que esta unidad está formada principalmente por una alternancia de lutitas de color rojo a anaranjado y de niveles lenticulares de conglomerados poco consolidados. Estos lentejones, con una base irregular y claramente erosiva, presentan una poca extensión lateral y numerosas cicatrices internas, por lo que se interpretan como depósitos de relleno multiepisódico de canales fluviales. Por lo

general, los conglomerados son masivos o muestran alguna laminación cruzada planar. Sus cantos están normalmente imbricados y son oblongos, subredondeados y bastante homométricos, con un tamaño medio entre 5 y 20 cm. Aunque pueden incluir rocas con una litología diferente, los clastos son esencialmente de pizarras y/o esquistos pre-devónicos con alguno de origen cuarcítico.

Desde el punto de vista sedimentológico, esta unidad se relaciona con llanuras de inundación aluvial que, surcadas por numerosos canales fluviales, se desarrollarían en las zonas externas de los abanicos aluviales con una área fuente de sedimentos constituida por pizarras y/o esquistos del Cambro-Ordovícico.

Hacia zonas más alejadas de los bordes de la cuenca y localmente en las cercanías de Estavar, las sucesiones lutíticas de esta unidad pasan a ser grises y a incluir niveles de lignitos y, ocasionalmente, de areniscas con una laminación cruzada de pequeña escala. En estos depósitos, interpretados como de medios palustres a lacustres someros desarrollados sobre la llanura de inundación aluvial, se sitúan los yacimientos de Mamíferos de Llívia y Estavar que permiten datar la base de esta unidad como Vallesiense inferior (Agustí y Roca, 1987). El resto de la unidad, por su amplia repartición estratigráfica dentro de la Unidad Neógena Inferior, seguramente incluye también el Vallesiense superior.

Conglomerados y lutitas rojas (facies proximales de conos aluviales de área fuente de pizarras y esquistos) (35)

Cortados por numerosos torrentes, los materiales de esta unidad afloran extensamente en el extremo nororiental de la fosa de la Cerdanya y junto al margen NO de esta fosa, en el sector comprendido entre Ger y Olopte. En estas áreas, por lo general, los depósitos de esta unidad descansan discordantemente sobre el basamento irregular y fracturado por fallas normales de la fosa de la Cerdanya. La única excepción, sería el sector comprendido entre Llo y Vilallobent, donde el contacto entre esta unidad y el Paleozoico es básicamente es por falla.

Esta unidad corresponde a las zonas proximales de los conos aluviales de área fuente de pizarras y/o esquistos referidos en el apartado anterior. Está constituida por sucesiones ocres a rojizas de conglomerados que intercalan algunos niveles de lutitas y areniscas. Las características de los conglomerados son muy variables, si bien en todos ellos, la base es claramente erosiva y los cantos son de composición similar (pizarras, esquistos y cuarzos). Pueden ser desde masivos con cantos subangulosos y heterométricos (tamaños variables entre gránulo y bloque de 1.5 m) hasta difusamente laminados con cantos redondeados y homométricos (5-20 cm). La geometría de estos niveles conglomeráticos es lenticular, con unas dimensiones que disminuyen hacia el interior de la cuenca.

Los materiales de esta unidad corresponden a depósitos sedimentados por corrientes tractivas relativamente confinadas en las zonas proximales de los abanicos aluviales de área fuente esquistosa o pizarrosa.

La edad de esta unidad, dada la ausencia de yacimientos de Mamíferos conocidos, se ha atribuido al Vallesiense por referencia a las unidades neógenas a la que ésta equivale lateralmente.

2.3.2.2. *Plioceno*

Unidad Neógena Superior

Conglomerados y brechas con cantos calcáreos, areniscas y lutitas rojas (facies proximales de conos aluviales de área fuente carbonática (36)

Los materiales de esta unidad, que descansan sobre la Unidad Neógena Inferior, tan sólo afloran en las partes más meridionales de la fosa de la Cerdanya (fig. 7). En la vecina hoja de Bellver, donde aflora bien toda la Unidad Neógena Superior, se reconoce que su espesor es bastante constante y del orden de unos 250 m.

Las sucesiones de esta unidad están integradas por niveles de lutitas rojas que intercalan lentejones masivos de conglomerados y brechas bien consolidados por un cemento calcáreo. Las brechas únicamente afloran cerca del margen de la cuenca y muestran unos clastos que varían desde pocos centímetros hasta casi un metro. Por su parte, los conglomerados están presentes en toda la unidad y son relativamente homométricos. Su base es claramente erosiva y suelen tener cicatrices internas así como, localmente, una laminación interna planar.

Los clastos de las brechas y conglomerados, a diferencia de la Unidad Neógena Inferior, están formados principalmente por rocas provenientes del margen meridional de la fosa de la Cerdanya, el cual está formado en su mayor parte por rocas silíceas del Carbonífero y rocas carbonatadas del Devónico, Cretácico y Eoceno.

Interpretados como depósitos aluviales de zonas proximales (Astre, 1927; Boissevain, 1934; Julià, 1984; Roca, 1986), lateralmente y hacia centro de la cuenca, estos depósitos rojos gradan a lutitas grises con intercalaciones de conglomerados y lignitos. En estas sucesiones grises se han reconocido gasterópodos limnícolas y restos de carófitas que indican el desarrollo en estas áreas de ambientes palustres y/o lacustres someros.

De acuerdo con estos datos, Roca (1986 y 1995) interpreta que la sedimentación de esta unidad registra la progradación hacia el norte de un sistema de conos aluviales adosados a las fallas E-W que limitan al sur la fosa de la Cerdanya. Estas fallas controlarían la evolución de los conos, tal como queda reflejado por la presencia de discordancias angulares progresivas sintectónicas en la vecina hoja de Bellver; así como, por las variaciones verticales que muestran las facies aluviales, las paleocorrientes y la composición de los clastos.

La edad de la Unidad Neógena Superior viene determinada por el reciente hallazgo en la vecina hoja de Bellver del yacimiento de Mamíferos de Can Vilella (Agustí y Roca,

1987), que indica que la deposición de esta unidad se inició en el Turoliense superior (Zona MN13 de Mein). Por su situación en la base de la Unidad Neógena Superior, esta datación permite suponer que los términos superiores sean ya pliocenos, por lo que puede darse una edad Turoliense superior-Plioceno al conjunto de esta unidad.

2.4. CUATERNARIO

En la hoja de Puigcerdà se han distinguido 6 tipos de depósitos cuaternarios: depósitos glaciares, depósitos periglaciares, depósitos fluvioglaciares, depósitos fluviales, depósitos aluviales y depósitos de vertiente. Cada uno estos depósitos presentan varios tipos de litologías que, en el mapa geológico y en la leyenda, se han diferenciado con un epígrafe diferente.

Depósitos glaciares. (Material morrénico).

Corresponden a todos aquellos depósitos transportados y depositados por, o desde, el hielo glacial. Asimismo, estos sedimentos están caracterizados por la poca o nula clasificación y por carácter masivo, así como por la ausencia de estratificación del material acumulado.

Bloques heterométricos con matriz (restos morrénicos antiguos) (37)

La litología incluye bloques heterométricos con matriz. El mayor grado de alteración presente en estos depósitos es esgrimida para la justificación de la presencia de una glaciación anterior y más extensa que el último máximo glaciar.

Bloques heterométricos con matriz (acumulaciones glaciares de fondo de valle y cordones morrénicos) (38)

Las litologías resultantes incluyen, en ambos casos, bloques heterométricos sin matriz o con matriz. Cuando se presenta matriz, ésta puede incluir un amplio abanico de tamaños de grano desde cantos hasta arcillas. Estos materiales son el resultado de la actividad de glaciares complejos. Se conoce por glaciares complejos los que fluyen por un valle principal, como resultado de la confluencia de otros pequeños glaciares que descendían de los picos y valles laterales más altos. Éste es el caso del valle de Querol (complejo morrénico terminal de Puigcerdà, ver capítulo de Geomorfología).

Bloques heterométricos sin matriz (glaciares rocosos) (39)

Las morrenas de glaciares rocosos localizadas en la vertiente Sur del Puigmal constituyen un caso especial. Están formadas por acumulaciones de bloques de roca con escasez de materiales finos, ocupando éstos últimos la parte interna de los glaciares. Su morfología en lóbulos y arcos indican un mecanismo de desplazamiento plástico producido por mecanismos de hielo-deshielo en combinación con la gravedad.

Depósitos periglaciares

Limos con cantos dispersos (brechas de Guils) (40)

Es una importante formación superficial que recubre una extensa área situada al sur del valle glaciar ubicado al pie de la Sierra de Puig-Farinós (esquina NE de la Hoja). Tal como puede observarse en la pista de Guils a Meranges, el espesor de dicha formación alcanza con facilidad los 4 m. El material está formado por bloques angulosos de materiales metamórficos englobados en una matriz limosa con un grado de consolidación muy pobre. La relación con los depósitos morrénicos vecinos es abrupta. A falta de datos más precisos se ha interpretado a esta unidad como de origen periglacial.

Depósitos fluvioglaciares

Gravas heterométricas y arenas (aluviones fluvio-glaciares) (41)

Se trata de sedimentos depositados por las aguas de fusión de los glaciares. Aparecen formando el nivel de Puigcerdà. A pesar de la similitud con los aluviones fluviales del río Segre presentan diferencias importantes que permiten su clasificación. Éstas comprenden la geometría y morfoscopía de los cantos mostrando facetas y estrías propios del modelado glacial.

Bloques y arenas (formaciones de desmantelamiento glacial) (42)

Situadas en las inmediaciones de la montaña de Alp, en la parte meridional de la Hoja. Forman una acumulación compuesta por grandes bloques desordenados, acompañados de cantos inmersos en una matriz arenosa sin ninguna organización interna, y con un grado de consolidación muy pobre. Se interpretan como producto del desmantelamiento de formaciones glaciares situadas en una posición más alta y que no aparen en la Hoja.

Depósitos fluviales

El río Segre presenta en el ámbito de la Hoja cuatro niveles de terraza escalonados. Cada nivel se individualiza por su altura relativa respecto al curso actual del río.

Los niveles se caracterizan por una composición similar dominando la fracción grava sobre la fracción arena. Las gravas son de carácter polimíctico e incluyen diversas litologías de carácter local dada la proximidad del área fuente. El grado de selección es mayor en las terrazas más modernas, debido, en parte, al reciclado de los niveles superiores.

Terraza IV (43)

Este nivel (+60 m) aparece representado únicamente en el río Segre. Los restos del mismo se sitúan formando plataformas residuales flanqueadas por escarpes en las

inmediaciones de la población de Age, Queixans y el Vilar d'Urtx (margen orográfico izquierdo) y al este de Bolvir (margen derecho). Asimismo, también puede reconocerse el mismo nivel en el margen izquierdo del río Segre, dentro del enclave español de Llívia; así como, en pequeños restos aislados situados en la parte meridional de la Hoja.

Terraza III (44)

El nivel III (+40 m) constituye una de las terrazas de mayor expresión cartográfica. Este nivel presenta continuidad cartográfica en la confluencia del río Segre y la riera de Alp, y también, aunque, en menor medida, en la del río Segre con el río Querol.

Terraza II (45)

El nivel II (+20 m) está estrechamente vinculado al curso del río Segre formando una banqueta que presenta gran continuidad en el margen izquierdo del río entre Puigcerdà y Isòvol. El margen izquierdo presenta un desarrollo mucho menor, hallándose sólo bien representado en Soriguerola, en las inmediaciones de la confluencia de la riera de Alp con el río Segre.

Terraza I y fondos de valle rellenos de aluviones (46)

Esta unidad comprende el cauce actual, la llanura de inundación así como retazos discontinuos de terraza situados a +3 m por encima del cauce principal del río Segre y de la riera de Alp. El cauce actual presenta barras de gravas que incluyen en sus márgenes acumulaciones de arenas. La llanura de inundación está formada por acumulaciones de arenas recubiertas por limos que superan con facilidad el metro de espesor. Asimismo, se han incluido en esta unidad aquellos depósitos vinculados a fondos de valle que son la expresión de procesos actuales o subactuales.

Depósitos aluviales

Conos de deyección (47)

Se han identificado morfologías en abanico formados por materiales aluviales que aparentemente recubren niveles de terraza. Estos depósitos no sólo recubren los materiales de las terrazas III y II, sino que, además, se interdigitan con ellos.

Depósitos de vertiente

Derrubios de ladera (48)

Esta unidad aparece relacionada predominantemente con las paredes que cierran los antiguos circos glaciares. Consiste en acumulaciones de bloques, producto de la evolución de los escarpes que dominan dichas paredes, que constituyen auténticos canchales de derrubios. Su origen se halla relacionado con la fracturación producida por la alternancia hielo-deshielo y su posterior movilización por gravedad.

Coluvial (49)

Son formaciones superficiales de origen coluvial, producto de la evolución de vertientes. Se sitúan predominantemente en el área de afloramientos paleozoicos situada al NO de la Hoja.

3. TECTÓNICA

La hoja de Puigcerdà han sido afectada por tres grandes eventos deformativos: la orogenia Hercínica, la orogenia Alpina y la distensión Neógena.

No existen criterios objetivos para establecer la edad de determinados elementos estructurales (fallas, cabalgamientos y fases de plegamiento) que afectan al paleozoico pero que no involucran o están fosilizadas por materiales posthercínicos o que, a su vez, no están cortadas por los granitoides hercínicos.

Los efectos de la distensión neógena son muy patentes en la configuración del relieve actual de la Hoja; de hecho, dicha distensión ha dado lugar a la formación de la fosa tectónica de la Cerdanya, la cual morfológicamente corresponde a la depresión intramontañosa que define la comarca de la Cerdanya.

3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

Se trata de una tectónica polifásica caracterizada por la presencia de varias fases de plegamiento, fácilmente reconocibles en las rocas del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior, así como por un sistema de cabalgamientos que se pone de manifiesto en los materiales devónicos y carboníferos.

Fases de deformación hercínicas

Aunque existen diversas interpretaciones en cuanto al número y significado de las diversas fases de plegamiento presentes en la Hoja o en áreas próximas (véase los trabajos de Guitard, 1970; Santanach, 1972b y 1974; Llac, 1973 y 1977); todos los autores están de acuerdo en diferenciar una fase de deformación principal responsable de la formación de la foliación o clivaje regional del área (Sr), una fase de plegamiento anterior a dicha fase principal, y unas fases de deformación tardías que deforman la foliación regional.

En la Hoja, el clivaje regional es muy patente en las rocas del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior; en cambio, en el Devónico y Carbonífero la Sr únicamente es evidente en los niveles de composición más pelítica. Tanto al norte de la fosa tectónica de la Cerdanya, como al sur de la misma, la foliación regional presenta, en término medio, una dirección N100 y un buzamiento de 20 a 45° al NE (fig. 9). Esta disposición relativamente uniforme de la Sr se complica en el extremo SE de la Hoja debido a la proximidad del domo del Freser (ver hoja y memoria de Molló, n° 218).

Frecuentemente, los planos del clivaje regional contienen lineaciones de intersección con la estratificación curvas; este hecho, junto con la fuerte dispersión que presentan dichas lineaciones sobre el plano de la Sr (fig. 9), indica, claramente, la presencia de la fase de plegamiento anterior a la fase principal de deformación anteriormente referida.

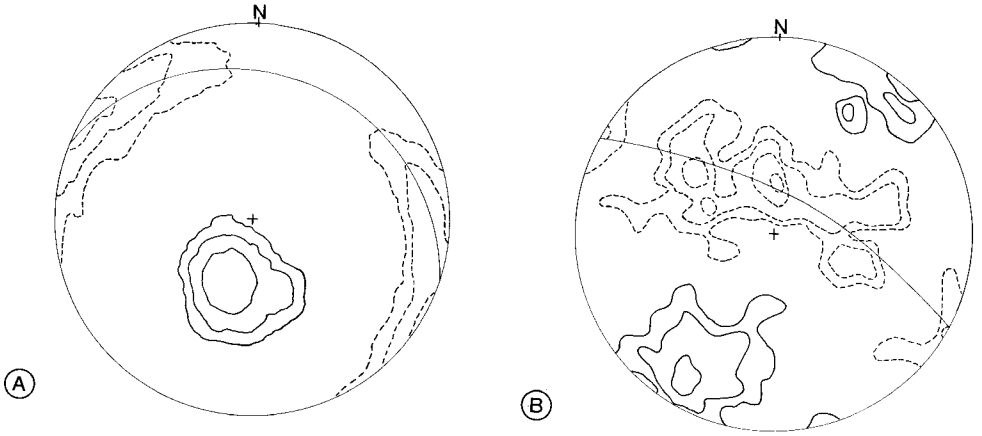


Fig. 9.- Proyecciones estereográficas equiareales de los polos del clivaje regional (Sr) y de las lineaciones de intersección entre la Sr y la estratificación (Li). A: sector de Guils-Ger. B: sector de la Molina. Los contornos en línea continua corresponden a la Sr. Los contornos en línea discontinua corresponden a las lineaciones de intersección Li. La ciclográfica de cada estereograma corresponde al plano medio de Sr.

En la zona comprendida en esta Hoja, los pliegues de las fases tardías son poco importantes y no afectan a la macroestructura. Se trata de pliegues laxos de la Sr, lineaciones de crenulación, así como pliegues de tipo kink band; todos ellos de dirección aproximada N-S y de desarrollo esporádico y local. La edad de las fases tardías es discutible y, aunque históricamente se sugiere para ellas una edad tardihercínica (Santanach, 1972b y 1974; Llac, 1973 y 1977), no puede descartarse de que alguna de estas fases pueda ser alpina o de otra edad posthercínica.

Cabalgamientos hercínicos

Están constituidos por el denominado sistema de cabalgamientos del macizo de la Tossa d'Alp (Llac, 1979; Domingo, 1985 y Domingo *et al.*, 1988), el cual está formado por la superposición de diversas unidades estructurales constituidas por materiales devónicos y carboníferos. Dichas unidades están limitadas, en general, por cabalgamientos subhorizontales vergentes al sur (fig. 10), cuyos niveles de despegue se sitúan en el Silúrico y en las partes lutíticas del Devónico. Si bien, dentro del ámbito de esta Hoja no existen indicios claros sobre la edad de estos cabalgamientos, en la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255) los materiales del Pérmico y del Buntsandstein son discordantes sobre diversas unidades del sistema de cabalgamientos de la Tossa d'Alp, con lo que la edad hercínica para dicho sistema es indudable (ver Domingo, 1985; Domingo *et al.*, 1988; Vergés *et al.*, 1994).

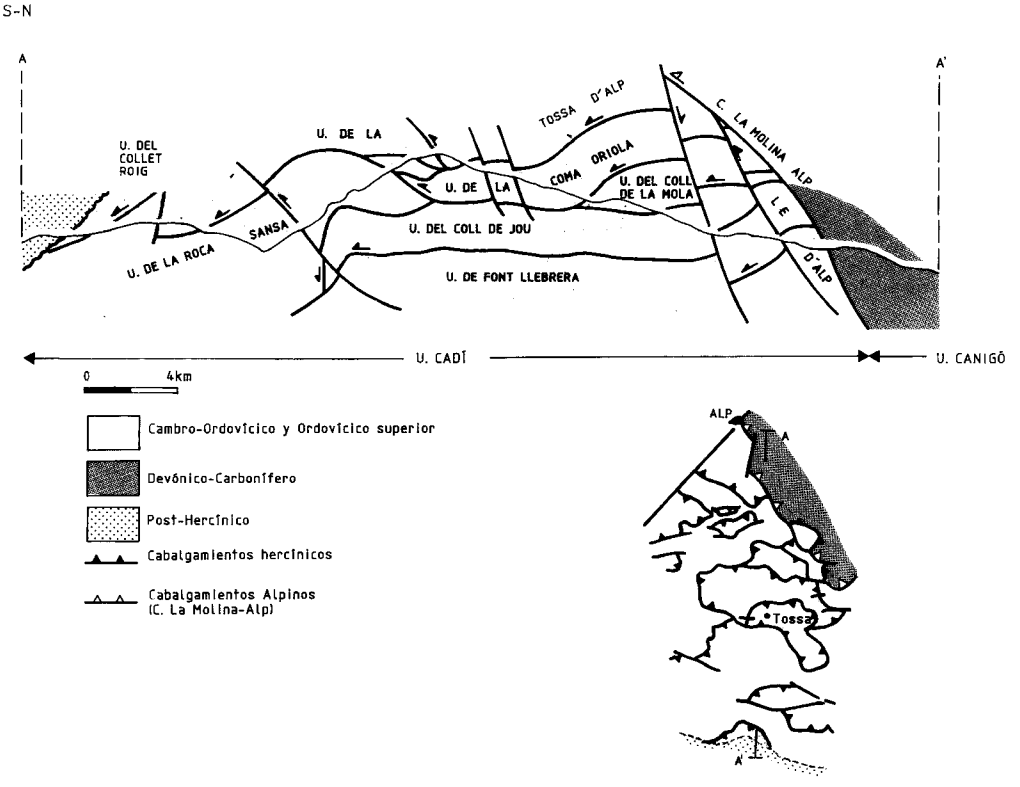


Fig. 10.- Corte geológico y esquema estructural del sistema de cabalgamientos hercínicos de la Tossa d'Alp, y del cabalgamiento de edad alpina de la Molina-Alp. Unidades estructurales hercínicas: UA, Unidad de Alp; UCJ, Unidad de coll de Jou; UM, Unidad de Mirabò; UTP, Unidad del tossal del Pla; UCM, Unidad coll de la Mola; UCO, Unidad de la Coma Oriola; UTP, Unidad de la Tossa d'Alp; URS, Unidad de la roca Sansa; UCR, Unidad de collet Roig. Las unidades estructurales alpinas están separadas por el cabalgamiento de la Molina-Alp y corresponden a la Unidad Cadí y a la Unidad Canigó.

Al norte de la fosa de la Cerdanya, en el Cambro-Ordovícico del sector de Ger-Guils, se han localizado dos cabalgamientos vergentes al sur que, localmente presentan filones cuarzo asociados. La edad de estos dos cabalgamientos se desconoce dado que sólo afectan a rocas prehercínicas.

3.2. TECTÓNICA ALPINA

En la hoja de Puigcerdà afloran dos grandes unidades alpinas (Unidad Cadí y Unidad Canigó) separadas por el cabalgamiento de la Molina-Alp (fig. 10). Este cabalgamien-

to pone en contacto los materiales del Ordovícico superior con las rocas devónicas y carboníferas del sistema de cabalgamientos de la Tossa d'Alp y está cortado por la falla que limita el margen sur de la fosa de la Cerdanya; actualmente, se desconoce la continuación de este cabalgamiento al norte de dicha fosa. De acuerdo a Domingo (1985) y Domingo *et al.*, (1988) se trata de un cabalgamiento subvertical que corresponde la continuación occidental del cabalgamiento de Ribes-Camprodon (Muñoz *et al.*, 1983; Casas *et al.*, 1989); de hecho, este accidente continúa hacia el este por las hojas de la Pobla de Lillet (nº 255), Ripoll (nº 256) y Molló (nº 218) donde recibe el nombre de Cabalgamiento de Ribes-Camprodon (Muñoz, 1985, 1992). Aunque esta Hoja no existen criterios objetivos en cuanto a la edad del cabalgamiento de la Molina-Alp, dado que únicamente afecta a materiales del basamento hercínico, la edad alpina de dicho cabalgamiento queda confirmada en la hoja de Molló (nº 218) (cabalgamiento de Ribes-Camprodon) donde afecta a materiales garumnienses (ver Muñoz, 1985, 1992, y cartografía geológica de la hoja de Molló).

3.3. TECTÓNICA NEÓGENA

Parcialmente modificada durante los procesos glaciares cuaternarios, el relieve actual de la Zona Axial de los Pirineos Orientales fue originado por el movimiento normal y direccional, durante el Neógeno, de un conjunto de fallas orientadas ENE-OSO y E-O. Estas fallas generaron un sistema de depresiones de la misma orientación que, siguiendo la traza de las fallas mayores, coinciden con el conjunto de valles anchos orientados ENE-OSO (Cerdanya, Conflent y Rosselló) por los que transcurren los principales ríos del área (ríos Segre, La Tec y La Tet). Entre las fallas activas durante el Neógeno sobresalen los sistemas de fallas ENE-OSO de La Tet y La Tec, que están integrados por fallas orientadas NE-SO y E-O.

Las cuencas de la Cerdanya, Conflent y Seu d'Urgell se formaron a lo largo de la falla de La Tet, concretamente en el bloque NO de esta falla, donde se localizan las principales fallas extensionales E-O (fig. 5). A partir de las estructuras tectónicas de estas cuencas y de las características estratigráficas del relleno de éstas, la evolución tectónica neógena de este sector de los Pirineos Orientales se ha dividido en dos grandes etapas (Roca y Santanach, 1986; Cabrera *et al.*, 1988):

La primera etapa, desarrollada en el Mioceno, se caracteriza por una fuerte actividad tectónica que originó una intensa fracturación de las rocas del basamento. Durante este período, se formaron las principales cuencas neógenas (Seu d'Urgell, Cerdanya, Conflent y Roselló) como resultado del movimiento transtensional dextro de las fallas de La Tet y La Tec, que crearon situaciones extensivas en sus terminaciones suroccidentales (fosas de la Seu d'Urgell y Cerdanya) y en las zonas en que se relevan las diversas fallas NE-SO que las componen (fosa del Conflent).

La segunda etapa se inició durante el Mesiniense (Turoliense inferior) después de un corto período mesiniense en el cual, el desarrollo de estructuras compresivas en el interior de las cuencas dio lugar al levantamiento y erosión del relleno de las cuencas

(Calvet, 1985; Pous *et al.*, 1986; Cabrera *et al.*, 1988). Durante esta segunda etapa mesiniense superior-pliocena, la actividad tectónica se fue atenuando en tal manera que la deformación se fue concentrando junto a las fallas principales que limitan al sur y sureste las fosas. Todas estas fallas pasaron a actuar principalmente como fallas normales, dando lugar al basculamiento hacia el sur del relleno de las cuencas y a la reactivación de la subsidencia en las cuencas previamente erosionadas.

Fosa de la Cerdanya

Registrando esta evolución tectónica, la cuenca de la Cerdanya es una semi-fosa orientada ENE-OSO, que se sitúa en el bloque noroccidental de la terminación SO de la falla de La Tet. La longitud de esta semi-fosa es de unos 25-30 km y su anchura varía entre 5-7 km.

Su formación y posterior evolución durante el Mioceno superior (fig. 11) vino condicionada por el movimiento transtensional dextro de la falla de La Tet y por el movimiento normal de las fallas E-O que absorbían el desplazamiento direccional de dicha falla (Cabrera *et al.*, 1988).

La estructura miocena superior de la cuenca de la Cerdanya viene caracterizada, por lo tanto, por la presencia de: a) unas fallas subverticales orientadas NE-SO, que conforman el límite surocccidental de la fosa, y b) unas fallas E-O, desarrolladas en el interior de la fosa, que la compartimentan en diversos bloques inclinados al SE. Esta estructura confiere una clara asimetría entre los margen S y SE de la fosa y el N. Así, el margen S y SE es abrupto y viene caracterizado por fallas subverticales E-O y NE-SE de salto hectométrico que ponen en contacto los materiales neógenos con el zócalo paleozoico. En contraste, el margen septentrional es mucho más irregular y el contacto entre el relleno de la fosa y el zócalo, aunque controlado por fallas normales, es básicamente discordante (fig. 7).

El desplazamiento normal de las fallas E-O, que es mayor en aquellas situadas junto al margen meridional de la cuenca, origina un engrosamiento de las sucesiones miocenas superiores hacia el sur y la aparición en el interior de éstas de flexiones E-O que reflejan el movimiento de fallas normales de la misma orientación en el zócalo infrayacente (Gourinard, 1977; Roca, 1986). Relacionado con los estadios finales de esta etapa miocena superior, las sucesiones de la Unidad Neógena Inferior están afectadas localmente por pliegues NO-SE. Estos pliegues, según Roca (1986) se generarían como resultado del movimiento transcompresivo dextro de la falla de la Tet durante el Messiniense.

Posteriormente, el basculamiento de unos 15-20° hacia el sur de los materiales de la Unidad Neógena Superior, así como el desarrollo de discordancias progresivas en el margen sur de la cuenca, indican que durante el Messiniense superior-Plioceno

se produjo una importante reactivación de la fallas E-O que limitan al sur la fosa de la Cerdanya. La entrada de importantes aportes detríticos provenientes del sur durante la deposición de la Unidad Neógena Superior (Messiniense superior-Plioceno ?) sugiere además, que es durante esta etapa cuando se levantan en gran parte los relieves de la Tossa d'Alp y el Cadí. Levantamiento éste, que se produciría a partir de las fallas extensivas que limitan al sur la fosa y, seguramente, de las fallas normales E-O que afectan las estribaciones septentrionales de la Tossa d'Alp (Domingo *et al.*, 1988). Estas fallas cortan tanto los cabalgamientos hercínicos como los alpinos y, inclinadas fuertemente al norte, compartimentan el basamento pre-Neógeno en diversos bloques que se hunden progresivamente hacia la fosa de la Cerdanya.

En los materiales cambro-ordovícicos del macizo del Puigmal se ha desarrollado un sistema de fracturas subverticales de orientación NO-SE que discurren, en general, por los principales valles de la parte norte de dicho macizo y que, localmente, tienen asociados pequeños filones de cuarzo. Estas fracturas también afloran al norte de la fosa de la Cerdanya (ver Llac *et al.*, 1988), pero en la zona que abarca esta Hoja no se conoce su relación temporal con la distensión neógena. Sin embargo, en la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255) y en la hoja de Ripoll (nº 256) estas fallas afectan a los materiales eocenos y oligocenos, y más al SE, en la hoja de Santa Coloma de Farners (nº 333) (ver Barnolas *et al.*, 1983), este sistema de fracturas ha actuado claramente durante el Neógeno dado limita a la fosa tectónica de la Selva.

3.4. TECTÓNICA CUATERNARIA Y NEOTECTÓNICA

Los datos disponibles sobre la evolución post-neógena de los Pirineos Orientales parecen indicar, a pesar de su escasez y carácter local, que los movimientos tectónicos de las principales fallas de zócalo han continuado durante el Cuaternario.

Concretamente en el área de la Cerdanya, Boissevain (1934) reconoce que, durante el Cuaternario, la cuenca todavía estaría sometida a situaciones extensivas que producirían abombamientos, fracturas (en el área de Baltarga-Serra de Torruelles) y un basculamiento generalizado hacia el sur. De acuerdo con esta situación, los recientes estudios de neotectónica

realizados a partir del análisis de la morfología actual de los escarpes de fallas muestran que, durante el Cuaternario, la falla de La Tet se ha movido en sentido normal con un desplazamiento superior al centenar de metros (Armijo *et al.*, 1988; Briais *et al.*, 1990). Aunque intermitentemente, esta actividad tectónica cuaternaria genera que haya continuado la subsidencia de la fosa de la Cerdanya, originando la sedimentación de sucesiones relativamente potentes de materiales detríticos. Localmente, estos materiales están cortados por fallas normales e inversas de salto métrico (Armijo *et al.*, 1988; Briais *et al.*, 1990; Philip *et al.*, 1992).

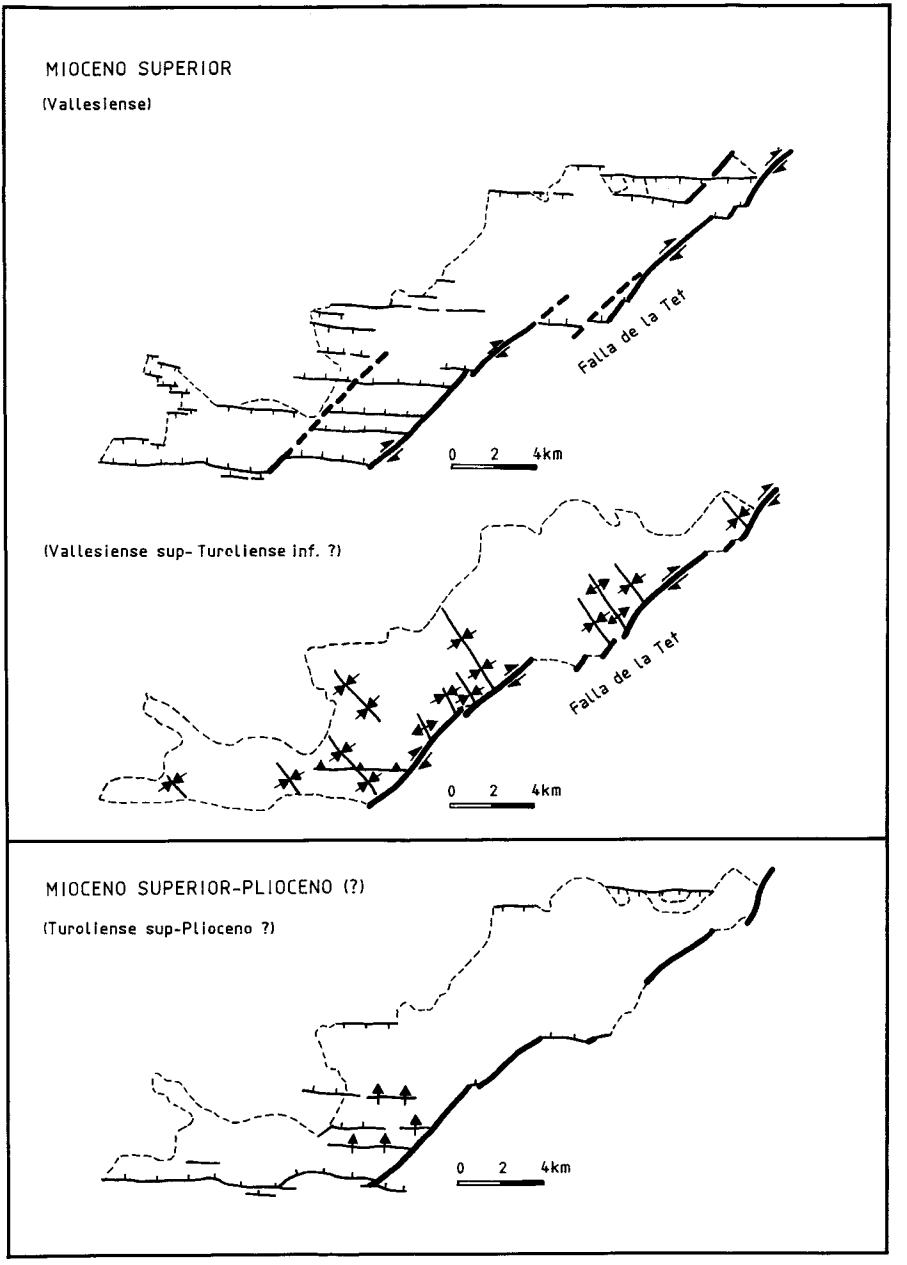


Fig. 11.- Evolución estructural de la fosa de la Cerdanya durante el Neógeno.

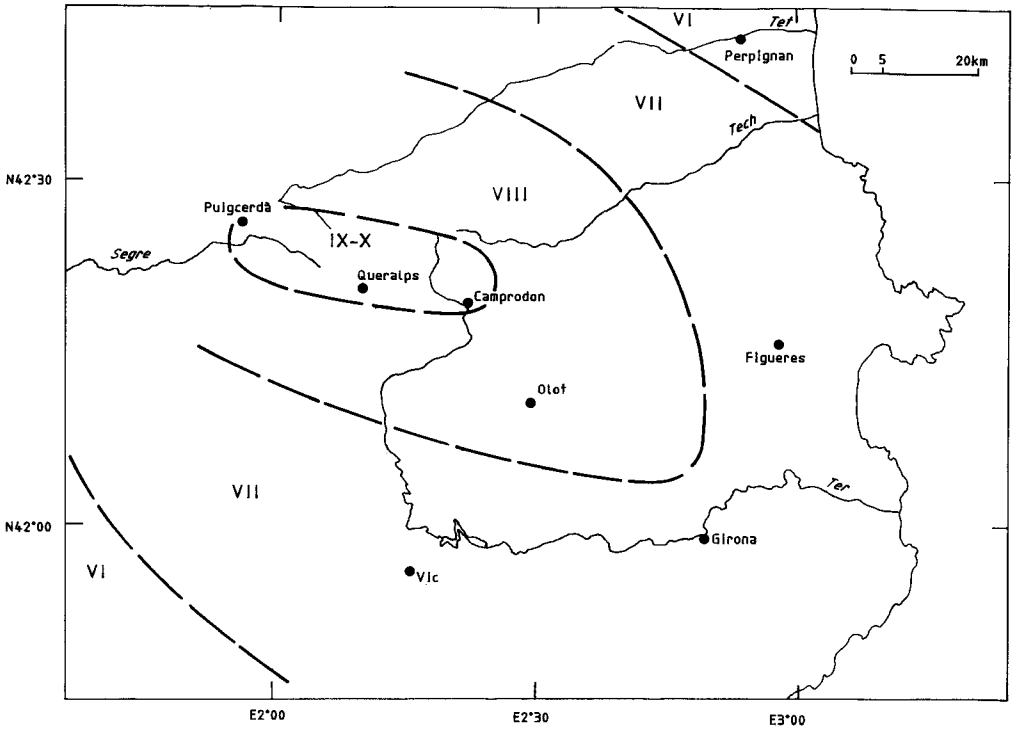


Fig. 12.- Contornos isosísmicos, en intensidad MSK, del terremoto de 1428 según Banda y Correig (1984). Figura simplificada de Brias *et al.* (1990)

La actividad tectónica actual de la Cerdanya y áreas circundantes queda reflejada en la moderada actividad sísmica que se registra hoy en día en dicha área (Suriñach y Roca, 1982; Gallart *et al.*, 1984 y 1985; Olivera *et al.*,1986; Batlló, 1988; Goula *et al.*, 1990 y 1992). Cabe resaltar también, que el área de la Cerdanya y del Ripollès fue afectada en el año 1428 por un terremoto de intensidad IX-X MSK (Banda y Correig, 1984) (fig. 12) que causó daños importantes en las poblaciones de Puigcerdà, Queralbs y Camprodon (Fontseré y Iglesies, 1971). Briais *et al.*, (1990) sugieren que este terremoto se generó por un ruptura de movimiento normal de la falla de la Cerdanya-Conflent (falla de La Tet); dicha ruptura, según estos mismos autores, reflejaría que en la actualidad existe una continuidad de la tectónica extensional iniciada durante el Neógeno en la Europa y el Mediterráneo 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. Asimismo 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

La presente Hoja está caracterizada desde el punto de vista geomorfológico por los relieves deprimidos correspondientes a la fosa neógena de la Cerdanya, los cuales están flanqueados, al sur, por los relieves pertenecientes a los macizos del Puigmal (2.909 m) y de la Tossa d'Alp (2.536 m) y, al norte, por los relieves del macizo del Puigpedrós (2.914 m).

En el ámbito de la Hoja, en cuanto a las formas que presentan depósitos asociados destacan las morrenas del complejo terminal de Puigcerdà y los glaciares rocosos; así como, las terrazas que presenta el río Segre y los diversos conos aluviales que se sobreponen o que pasan lateralmente a dichas terrazas. Dentro otro grupo de formas, cabe citar las superficies de aplanamiento visibles en el paisaje de la Cerdanya.

Morrenas del complejo terminal de Puigcerdà y glaciares rocosos

El complejo morrénico terminal de Puigcerdà, fue generado por el antiguo glaciar del Querol, en la zona en que éste se interrelacionaba con el sistema de terrazas del río Segre. Las formas más remarcables las constituyen diversos arcos morrénicos extraordinariamente bien conservados.

Los estudios de dicho complejo, así como sus relaciones con los distintos niveles de terraza del río Segre han sido motivo de grandes controversias. En un primer estadio dicho estudio llevó a la conclusión de la existencia de diversas glaciaciones que afectaron la zona: Según Panzer (1932) y Gourinard (1971) podrían diferenciarse tres glaciaciones (Mindel, Riss i Würm); por otro lado, lo trabajos de Boissevain (1934) y Nussbaum (1946) únicamente diferencian dos glaciaciones (Riss y Würm). Finalmente, Viers (1961) afirma que los diferentes arcos frontales identificados en el complejo morrénico terminal de Puigcerdà corresponden simplemente a diversas fases de una misma glaciación.

Los estudios geomorfológicos, sedimentológicos y palinológicos, acompañados de dataciones absolutas, realizados recientemente en las dos vertientes del Pirineo, coinciden en afirmar la existencia de una última glaciación importante en los Pirineos, durante el Pleistoceno (Bru *et al.*, 1985; Herail *et al.*, 1987; Andrieu *et al.*, 1988; Bordonau *et al.*, 1992). Sin embargo, este hecho no implica necesariamente adoptar una concepción monoglaciarista negando la existencia de glaciaciones antiguas en los Pirineos. Si bien, en la actualidad se identifican construcciones morrénicas bien definidas, con depósitos glacio-lacustres y glacio-fluviales asociados, la presencia de restos de tills aislados en las vertientes y de depósitos glaciales retrabajados, permiten deducir la existencia de como mínimo, un episodio glacial anterior. En este sentido el grado de alteración de los depósitos inferiores del complejo glacial de Puig de Saneja, en el valle del Querol, inducen a pensar en una glaciación anterior y más extensa que el último máximo glacial. La dificultad de la identificación de episodios glaciares antiguos, se debe a la posterior erosión de que habrían sido objeto sus depósitos asociados durante la última glaciación pleistocena.

Posteriormente al último periodo de máxima extensión glacial se inicia el deshielo de los Pirineos. Éste se caracteriza por el retroceso de las lenguas glaciares alternando pequeños avances o pulsaciones de los glaciares con periodos de estabilización. Con posterioridad a estos episodios, el hielo desaparece de la mayoría de circos de los Pirineos para dar lugar a los glaciares rocosos, característicos del conocido periodo tardiglacial Serrat (1979). Éstos se desarrollan especialmente en las vertientes S y en las paredes orientadas al N, a caballo entre la dinámica glaciar y periglaciar, en un periodo caracterizado por condiciones climáticas frías y secas.

En resumen dentro del ámbito de la Hoja, en cuanto a depósitos y formas glaciares se distingue entre:

a) Restos asimilables a glaciaciones anteriores (Puig de Saneja).

b) Una máxima pulsación glaciar, representada por los arcos internos del complejo morrénico de Puigcerdà y por todos los depósitos glaciares y yuxtaglaciares conocidos.

c) Una fase tardía (tardiglaciar) caracterizada por morrenas de boca de circo y glaciares rocosos.

Terrazas del Río Segre y conos aluviales:

En la hoja de Puigcerdà el Río Segre presenta 4 niveles escalonados de terrazas constituidos por gravas y arenas (ver cartografía geológica). Son frecuentes también, los conos de deyección los cuales se interdigitan o cubren los niveles de terraza II y III.

Superficies de aplanamiento

El macizo del Puigmal y, en general, las altas cumbres que dominan la Hoja, se caracterizan por la presencia de aplanamientos (ver Llac, 1989). El aplanamiento más generalizado es el que afecta a todas las partes somitales de esta zona, el cual se ha denominado «nivel de cumbres». Su generalidad no impide que presente alturas muy dispares en zonas muy cercanas entre sí; así, en el sector occidental de Puigmal, en menos de 6 km pasa de 2.200 m (Pla Salines) a 2.900 m (Puigmal). Para explicar el escalonamiento de éste nivel de aplanamiento, las teorías han ido variando según los autores; Panzer (1932) lo interpreta como deformaciones con un pequeño radio de curvatura; en cambio, Boissevain (1934) lo describe como una sucesión de superficies horizontales distintas.

La edad de este aplanamiento quedaría enmarcada entre el Oligoceno superior (último estadio aceptado de la evolución de la cordillera pirenaica) y el Mioceno inferior, dado que dichas superficies son anteriores a la formación de la fosa tectónica de la Cerdanya.

MAPA GEOMORFOLOGICO Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES

PUIGCERDÀ

217
36-10

LEYENDA

1.TOPOGRAFIA Y FORMAS

- Vértice geodésico
- Cota altimétrica

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano
- Carreteras

MORFOLOGIA

- Escarpe < 20m
- Escarpe > 20m
- Crestas
- Talud > 10m
- Ruptura de pendientes cóncava
- Glacis
- Escalones rocosos
- Escarpe < 5m degradado
- Superficie de erosión

FORMAS ESTRUCTURALES

- Capa subvertical, hog-bag, barra rocosa
- Linea de capa dura
- Fallas con expresión fotogeológica

MORFOLOGIA FLUVIAL

- Escarpe de terraza
- Carcavas
- Red de drenaje indiferenciada
- Curso trenzado (braided)
- Curso abandonado
- Curso fluvial permanente y barras
- Cono de deyección

MORFOLOGIA GLACIAR

- Circo glaciar
- Lagos, "estanys"
- Cordones morrénicos
- Umbral rocoso

MORFOLOGIA PERIGLACIAR

- Guirnaldas

2.FORMACIONES SUPERFICIALES

- Límite neto de formación superficial

DEPOSITOS ALUVIALES

- Aluviones fluvioglaciares
- Aluviones, gravas y arenas — N IV
- Aluviones, gravas y arenas — N III
- Aluviones, gravas y arenas — N II
- Terraza baja y fondos de valle rellenos de aluviones — N I
- Conos de deyección gravas y arenas

DEPOSITOS GLACIARES

- Material morrénico, glaciares rocosos

DEPOSITOS PERIGLACIARES

- Derrubios de vertiente, tarteras
- Brechas de Guils
- Limos con cantos dispersos

JOAN ESCUER SOLÉ
SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

Granodiorita (1)

Aflora en la zona norte de la Hoja y, en este sector, forma el límite meridional del batolito granodiorítico de Andorra-Montlluís. Dicho batolito, constituye un cuerpo intrusivo de morfología estratoide que forma parte de los denominados granitoides en macizos superiores (Autran *et al.*, 1970). Las dataciones efectuadas por Vitrac y Allègre (1975) mediante el método Rb^{87}/Sr^{87}, en los granitoides de los macizos de Querigut-Millas y de Montlluís, han proporcionado una edad de 275 $\pm$ 12 Ma.

Se trata de granodioritas biotíticas que, generalmente, contienen hornblenda y megacristales de feldespato potásico de tamaño variable; también son frecuentes los enclaves microgranudos dioríticos de dimensiones centimétricas. Para una descripción mineralógica más detallada ver Autran y Guitard (1957).

Pórfidos granodioríticos y cuarzodioríticos (2)

Son filones de pocos metros de espesor y de poca extensión que afloran, localmente, en las crestas del macizo del Puigmal y en la zona comprendida entre Ger y Guils. También existe un afloramiento de estas rocas, al sur de la población de Alp, pinzado en el cabalgamiento de la Molina-Alp.

En general se trata de rocas muy 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, también son frecuentes los óxidos de hiero y de titanio. Los análisis químicos efectuados por Robert (1980) en algunos estos diques dan composiciones próximas a las dacitas. Llac (1989) afirma que estas rocas corresponden a manifestaciones hipovolcánicas ácidas de edad tardihercínica.

5.2. METAMORFISMO REGIONAL HERCÍNICO

El metamorfismo regional hercínico que afecta a las rocas paleozoicas de la parte española de la hoja de Puigcerdà es de grado bajo o muy bajo. De hecho, la zonación metamórfica que presentan los materiales pelítico-psamíticos cambro-ordovícicos, que afloran en la parte española, corresponde a la de la zona clorita-moscovita o menor, y las rocas metamórficas que se forman son pizarras con clorita y moscovita. Sin embargo, en la parte francesa de la Hoja, la zonación del metamorfismo regional hercínico, además de la zona clorita-moscovita, alcanza la zona biotita y la zona andalucita-cordierita (Llac *et al.*, 1988); en esta última zona, las rocas están formadas por esquistos porfidoblásticos de grado medio.

5.3. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO A LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS

El emplazamiento del batolito granodiorítico de Andorra-Montlluís ha generado, en los materiales cambro-ordovícicos encajantes, una aureola de metamorfismo de contacto de 2 a 1,5 km de espesor (ver cartografía geológica). Las rocas de esta aureola están formadas por filitas y corneanas moteadas, con abundantes porfidoblastos de andalucita y cordierita. Frecuentemente dichos porfidoblastos son muy vistosos, dado que, en muchas ocasiones, la longitud de su dimensión mayor supera el centímetro.

5.4. FILONES ASOCIADOS A FRACTURAS

Filones de cuarzo (3)

Dentro del ámbito de la Hoja, existen varios filones de cuarzo de dimensiones cartográficas. De éstos, destaca el situado al NE de Gréixer, el cual se sigue durante aproximadamente 1 km y alcanza hasta unos 5 m de espesor. Todos estos filones están asociados a fracturas y afloran, encajados, en la alternancia rítmica de areniscas y lutitas (6) de la Formación Jujols.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que afloran en esta Hoja están formados por potentes series rítmicas azoicas, de naturaleza mayoritariamente siliciclástica, que presentan varias intercalaciones de niveles calcáreos. Dichas series, no han sido datadas pero se han atribuido al Cambro-Ordovícico por las similitudes litológicas que presentan con las series infracaradocianas de la zona del Canigó (Fm. Canavelles y Fm. Jujols).

El Ordovícico superior constituye el primer nivel paleontológicamente datado de la Hoja. Durante este período se depositaron un conjunto de formaciones detríticas, volcano-sedimentarias y margocalcáreas (Fm. Rabassa, Fm. Cava, Fm. Estana, Fm. Ansobell y Fm. Bar), las cuales se disponen, en clara discordancia, sobre las rocas cambro-ordovícicas

El Silúrico se caracteriza por la sedimentación de un paquete de lutitas negras que a techo culminan con un nivel de calizas bioclásticas.

En el Devónico ocurre un cambio radical en la sedimentación, se depositan materiales fundamentalmente carbonatados, con abundante fauna fósil, constituidos por las Formaciones Rueda, Baciver, Villech y Comte.

El tránsito Devónico-Carbonífero ocurre en el Miembro C de la Fm. Comte. Un poco más avanzado el Carbonífero se depositan los materiales detríticos en facies Culm de la Formación Bellver. En general el contacto entre esta formación y el Miembro Comte C es paraconforme; sin embargo, en algunas unidades estructurales la Fm. Bellver erosiona hasta el Miembro Comte B.

En el Westfaliense tiene lugar la Orogenia Hercínica y se deforman todos los materiales depositados anteriormente; como resultado de los procesos tectónicos se forma la esquistosidad o clivaje regional de la zona y se emplaza el sistema de cabalgamientos de la Tossa d'Alp. Al final de la Orogenia Hercínica intruye el batolito granodiorítico de Andorra-Montlluís; el cual da lugar a una aureola de metamorfismo de contacto de aproximadamente 1 km de espesor.

Terminada la Orogenia Hercínica se desarrollan las cuencas estefano-pérmicas y se sedimentan un conjunto de materiales detríticos y volcánicos. En la Hoja se depositan las rocas volcánicas del complejo riolítico de Gréixer y los sedimentos detríticos de la Unidad Roja Inferior, ambos de edad pérmica.

En la hoja de Puigcerdà, el mesozoico es poco abundante y sólo están representados el Buntsandstein y el Cretácico superior. En la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255) se observa que, en el mesozoico que se dispone sobre los materiales devónicos y carboníferos del macizo de la Tossa d'Alp, existe una importante laguna estratigráfica que comprende todo el Trías superior, todo el Jurásico, todo el Cretácico inferior y parte del Cretácico superior.

En el Paleógeno a causa de la tectónica compresiva Alpina se genera la cadena pirenaica. Debido a esta tectónica compresiva, el zócalo hercínico de la Hoja se comparti-

menta en dos grandes unidades tectónicas (Unidad Cadí y Unidad Canigó), separadas por el cabalgamiento de la Molina-Alp.

Durante el Neógeno, a causa de los procesos distensivos que afectaron gran parte del SO de Europa, se forma la fosa tectónica de la Cerdanya. Asimismo, como materiales de relleno de dicha fosa, se sedimentan los depósitos aluviales y lacustres de edad miocena y pliocena, correspondientes a las denominadas Unidad Neógena Inferior y Unidad Neógena Superior.

En el Cuaternario, durante las glaciaciones, se sedimentan los materiales del complejo morrénico terminal de Puigcerdà, el cual presenta diversos arcos morrénicos así como, varias morrenas laterales muy bien conservadas. El río Segre deposita cuatro niveles de terrazas fluviales; asimismo, también se forman diversos conos aluviales, cuyos sedimentos se interdigitan con algunos niveles de terraza. Ya en tiempos más recientes, en la Edad Media, tuvo lugar el terremoto de 1428, el cual destruyó las poblaciones de Puigcerdà, Queralbs y Camprodon. En la época actual, aunque muy moderada, continua la actividad tectónica de la Zona Axial del Pirineo; dicha actividad, se pone de manifiesto por la moderada a baja sismicidad que presenta el basamento hercínico de esta Hoja.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. MINERÍA Y CANTERAS

7.1.1. Minería

Los trabajos de Mata (1981, 1990) ponen de manifiesto que en la hoja de Puigcerdà existen tres grandes grupos de yacimientos minerales: las mineralizaciones de arsénico, las mineralizaciones de manganeso asociadas a bolsadas kársticas de las calizas devónicas y los lignitos miocenos de la fosa de la Cerdanya.

Mineralizaciones de arsénico

Se trata de mineralizaciones de arsenopirita y pirita, con pequeñas cantidades de oro nativo y minerales de Ag-Cu-Pb-Zn-W (Ayora y Casas, 1986; Mata, 1990), que se presentan en forma de diseminaciones y lentejones en las ritmitas (4) y en las calizas (5) de la Formación Canavelles. En numerosas ocasiones, dichas mineralizaciones también se presentan asociadas a pequeños filones de cuarzo. La máxima explotación de estas mineralizaciones se realizó a principios del siglo XX; sin embargo, en la actualidad todas las minas están abandonadas y no presentan actividad alguna.

Estas mineralizaciones y sus minas correspondientes son muy abundantes en la vecina hoja de Molló (nº 218). Dentro del ámbito de la hoja de Puigcerdà sólo existen tres explotaciones importantes: la mina Zaragoza, la mina del Pla de les Barraques y las minas del Roc de l'Home; todas ellas sin actividad. Para información concreta sobre estas tres minas véase Mata (1981 y 1990).

Mineralizaciones de manganeso

Son concentraciones, en forma de bolsadas, de minerales de manganeso (pirolusita, hausmanita y rodocrosita) y minerales de hierro, que rellenan cavidades kársticas de las calizas devónicas; en general, estas mineralizaciones están localizadas en las calizas de la Formación Comte. En la hoja de Puigcerdà existen dos antiguas explotaciones actualmente inactivas situadas al sureste de Urús, en el torrente de Coma Oriola y en la carretera a los Coms de Das. En Isòvol, en las calizas de la Formación Comte, también existen mineralizaciones de manganeso similares a las que se explotaban en Urús. La mineralización más importante está ubicada en la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255), al oeste de la Tossa d'Alp (ver Mata, 1981 y 1990; Domingo, 1985; Llac, 1989), cuya producción en 1954 fue de 1.117 toneladas.

Lignitos miocenos de la fosa de la Cerdanya

Se trata de yacimientos de carbón, poco importantes, formados por capas de lignitos, de 0,2 a 2 m de espesor, que afloran intercalados en los materiales deltaicos y lacustres descritos en el epígrafe (31).

Dichos yacimientos fueron explotados en galerías desde finales del siglo XIX, y su apogeo de explotación fue durante el período de la primera guerra mundial; posteriormente en 1940 volvió a reanimarse su explotación, pero en 1953 la mayoría paralizó sus actividades. Las minas más importantes están situadas en Prats, Sampsor, Sanavastre y Das. En 1980 aun subsistían dos explotaciones a cielo abierto, una situada al oeste de Sanavastre y la otra entre Prats y Sampsor.

En Llívia se realizaron algunas prospecciones y, en la parte francesa de la Hoja, en Estavar, se explotaba, en galerías, un nivel de lignitos de unos 4 metros de espesor asociado a los materiales del epígrafe (34)

Más datos sobre estas minas, así como de las características de los lignitos que de ellas se extraían pueden hallarse en Solé Sabarís (1971) y en Llac (1989).

7.1.2. **Canteras**

Actualmente, en esta Hoja, hay pocas canteras en funcionamiento. Únicamente cabe citar como explotaciones activas, las canteras de pizarras cambro-ordovícicas de Llívia; la cantera de calizas devónicas de Isòvol, y las canteras de grava y arena ubicadas en las terrazas del río Segre.

Las canteras inactivas tampoco son muy numerosas. En los materiales cambro-ordovícicos que afloran al N de Gréixer y Ger, se sitúan varias explotaciones de pizarras. Asimismo, en las terrazas cuaternarias y en los materiales neógenos de la fosa de la Cerdanya, también existen diversas canteras inactivas, dedicadas a la explotación de gravas y arenas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

En general, la mayor parte de las aguas de la hoja de Puigcerdà pertenecen a la cuenca del río Segre. Únicamente las aguas del extremo SE de la Hoja son drenadas por la cuenca alta del río Llobregat. La línea divisoria de ambas cuencas está definida por la cadena montañosa del macizo del Puigmal.

7.2.1. **Aguas subterráneas**

En cuanto a la aguas subterráneas existe un claro control litológico y de edad de los diferentes tipos de acuíferos; en este sentido se diferencian, a grandes rasgos, los siguientes acuíferos:

–. Acuíferos en los materiales siliciclásticos del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior.

–. Acuíferos en las calizas cambro-ordovícicas.

–. Acuíferos en las calizas devónicas.

–. Acuíferos en los materiales neógenos.

–. Acuíferos en los depósitos cuaternarios.

Acuíferos en los materiales siliciclásticos del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior.

Son materiales poco permeables que presentan acuíferos de escasa importancia, existen algunos pozos excavados en las pizarras que proporcionan bajos caudales, pero que se utilizan para el abastecimiento parcial de algunas poblaciones. En la parte oeste de la Hoja, en el paraje denominado Roques de LLogar, existen dos fuentes situadas en las rocas cambro-ordovícicas que se utilizan para el abastecimiento parcial de Guils y Puigcerdà. Se trata de la Font Negra y la Font Freda; Según datos del Servicio Geológico de Catalunya de estas fuentes se extraen aproximadamente 150.000 m^3/año.

Acuíferos en las calizas cambro-ordovícicas.

En la vertiente Sur del macizo del Puigmal estas calizas están débilmente karstificadas; son calizas, en general de poco espesor, intercaladas en rocas impermeables de naturaleza siliciclástica, que presentan diversos sistemas kársticos de poca importancia que drenan a la cuenca del Llobregat. Se conocen varias cavidades de las que la más remarcable es la denominada l'Embut del Puigmal o Forat de l'Embut; dicha cavidad constituye un sumidero de las aguas que discurren por el torrente del mismo nombre y que resurgen unos 150 m más abajo. También existen algunas surgencias de relativa importancia; entre éstas destacan las fuentes de Fontalba, la Font de l'Home Mort, así como la Font del Serrat de les Creuetes de la que se extraen unos 20.000 m^3/año para el abastecimiento de la población de Queralbs.

En las calizas cambro-ordovícicas de la vertiente francesa de la Hoja, aunque no existen surgencias importantes, se conoce la presencia de alguna cavidad kárstica poco importante (ver Llac, 1989).

Acuíferos en las calizas devónicas.

Las calizas devónicas forman sucesiones carbonatadas de aproximadamente 500 m de espesor. Dichas calizas están fuertemente karstificadas y presentan un elevado número de microsistemas kársticos propiciados por la presencia de repeticiones de la serie devónica (cabalgamientos hercínicos), y por la compartimentación en bloques de dicha serie, a causa de la tectónica distensiva neógena.

Dentro del ámbito de la Hoja se conocen varias cavidades así como diversas surgencias todas ellas de importancia relativa. En general estas surgencias corresponden a zonas de descarga, de los microsistemas referidos anteriormente, la cuales se sitúan en la zona de contacto entre las calizas devónicas y materiales impermeables de edad diversa. De estas surgencias cabe citar la Font del Rector, la Font de la Tossa y la Font del Puig, las cuales se utilizan, respectivamente, para el abastecimiento de las poblaciones de Das, Urús y Alp; y de las que, según el banco datos hidrogeológicos del

Servicio Geológico de Catalunya, en 1991 se extraían 47.000, 41.000 y 126.000 m^3/año respectivamente. En Isòvol existe una surgencia similar que proporciona a dicha población 10.000 m^3/año.

Tal como señala Llac (1989) es posible que la descarga de las aguas infiltradas en las calizas devónicas del sector más septentrional del macizo de la Tossa-Moixeró, se efectúe directamente sobre los materiales neógenos de la fosa; ya que, en las antiguas minas de Das, se han citado fuertes avenidas de agua.

A todo lo dicho es preciso añadir que los puntos de descarga más importantes, que drenan todo el dominio karstificable de las calizas devónicas, se sitúan fuera del ámbito de esta Hoja y corresponden a la Fou de Bor y a las Fonts del LLobregat, situadas respectivamente en la hoja de Bellver (nº 216) y en la hoja de la Pobla de Lillet (nº 255). Un dato importante a tener en cuenta es que estos dos sistemas, aunque tienen un dominio karstificable común, drenan las aguas a cuencas hidrográficas diferentes: la Fou de Bor drena las aguas a la cuenca del Segre, mientras que las Fonts del Llobregat desaguan a la cuenca del Llobregat.

En las calizas devónicas de Das se han excavado diversos pozos, de los cuales no se tienen datos sobre la profundidad y el caudal que proporcionan.

Acuíferos en los materiales neógenos.

Aunque los materiales miocenos y pliocenos que rellenan la fosa tectónica de la Cerdanya no constituyen reservorios importantes, se han excavado, en ellos, una gran cantidad de pozos. La gran mayoría de estos pozos proporcionan caudales poco importantes y en término medio se extraen cantidades entre los 1.000 y 2.000 m^3/año; las cuales se destinan para uso agrícola o riego de jardines. En general, la profundidad de dichos pozos oscila entre los 40 y 100 m; en varios casos llegan a los 150 metros y, excepcionalmente, existe alguno de alrededor de 400 m de profundidad.

Acuíferos en los depósitos cuaternarios.

De estos acuíferos se abastecen la mayoría de poblaciones de esta Hoja y constituyen los reservorios más importantes. En las terrazas del Río Segre, o sobre otros depósitos cuaternarios existen numerosos pozos; en algunos casos, el pozo penetra en los materiales neógenos, aunque los niveles productivos siempre son los materiales cuaternarios. En las terrazas del Segre de los alrededores de Puigcerdà i de Llívia existen, actualmente, unos seis pozos en explotación que proporcionan caudales de 387.000 a 400.000 m^3/año.

7.2.2. **Aguas termales**

En la parte francesa de la Hoja existen varias fuentes termales sulfurosas situadas, en general, sobre las zonas de fractura que ponen en contacto los sedimentos neógenos de la fosa de la Cerdanya con los materiales paleozoicos del basamento hercínico. La temperatura del agua varia según las fuentes de 17 a 29° C y la mineralización es inferior a 0,5 g/l (Llac, 1989).

8. BIBLIOGRAFÍA

AGUSTÍ, J. y ROCA, E. (1987).- Síntesis bioestratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos orientales). *Estudios Geológicos*, 43, 521-529.

ALMERA, J. y BOFILL, A. (1887).- Descubrimientos de grandes mamíferos fósiles de Cataluña. *Crónica Científica*, 10, 1-4.

ALMERA, J. y BOFILL, A. (1889).- Recientes descubrimientos paleontológicos de Cataluña. *Crónica Científica*, 12, 1-5.

ALVAREZ, C. y GOLPE, J.M. (1981).- Sobre la paleobiología de la cuenca de Cerdanya (depresiones pirenaicas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 79, 31-44.

ANADÓN, P.; CABRERA, L.; JULIÀ, R.; ROCA, E. y ROSELL, L. (1989).- Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European rift system). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 7-28.

ANDRIEU, V.; HUBSCHMAN, J.; JALUT, G. y HÉRAIL, G (1988).- Chronologie de la déglaciation des Pyrenées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bull. Assoc. Française pour l'étude du Quaternaire*, 1988-2/3: 55-67.

ARILLO, A. y BREMOND, C.S. (1992).- Nota sobre la presencia de un Tricóptero y un Odonato en el Mioceno superior de la depresión ceretana. *Boletín Geológico y Minero*, 103, 984-988.

ARMIJO, R.; TAPPONNIER, P.; BRIAIS, A. y HERBECQ, A. (1988).- *Sismotectonique et risque sismique dans les Pyrénées orientales*. Sismotec, 111 pp.

ASTRE, G. (1927).- Le bassin néogène de Bellver. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 56, 231-258.

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.

AUTRAN, A. y GUITARD, G. (1957).- Sur le granite de Mont-Louis (Pyréneés-Orientales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), VII, 245-269.

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.

BALTUILLE, J. M.; BECKER-PLATEN, J. D.; BENDA, L. y IVANOVIC CALZAGA, Y. (1992).- A contribution to the subdivisión of the Neogene in Spain using palynology. *Newsletters of Stratigraphy*, 27, 41-57.

BANDA, E. y CORREIG, A.M. (1984).- The Catalan earthquake of Febrary 2, 1428. *Eng. Geol.*; 20: 89-97.

BARNOLAS, A.; GARCÍA, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J. y PALLÍ, L. (1983).- Cartografía geológica y memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Santa Coloma de Farners (n° 333). I.G.M.E.

BARRÓN, E. (1992).- Relaciones paleobotánicas de la flora del Mioceno superior de la Cerdanya (Lleida). *VIII Jornadas de Paleontología, Barcelona 1992, Resúmenes*, 15-17.

BATALLER, J.R. (1918).- Mamífers fòssils de Catalunya. *Treballs de l'Institut Català d'Història Natural*, 4, 111-271.

BATALLER, J.R. (1921).- Mamífers fòssils de Catalunya. Nota paleontològica. *Bulletí de l'Institut Català d'Història Natural*, 21, 80-86.

BATLLÓ, J. (1988).- Studies of seismicity in the Cerdanya region of the eastern Pyrenees. *Tesis doctoral,* Saint Louis University (USA), 70 págs.

BECH, J. y VALLEJO, R. (1977).- Contribución al conocimiento de la anapaita de la Cerdanya. *Acta Geològica Hiapànica*, 12, 113-116.

BESSEDIK, M. (1985).- Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest mediterranéennes à partir de la Palynologie. *Tesis doctoral,* Université de Montpellier, 162 págs.

BOERSMA, K.T (1973).- Devonian and lover carboniferous conodont biostratigraphi, spanish central Pyrénées. *Leid. Geol. Med.*, 44:303-377.

BOFILL, A. (1899).- Sobre la presencia de *Hipparion gracile* KAUP, en la mina denominada «Mercedes» de Sanabastre, Cerdaña. *Boletín de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, 1, 567.

BOISSEVAIN, H. (1934).- Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées catalanes). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 66, 33-170.

BORDONAU, J.; SERRAT, D. y VILAPLANA, J.M. (1992) Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. In : Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, Servicio editorial Universidad del País Vasco. Bilbao, pp. 303-312.

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.

CABRERA, L.; ROCA, E. y SANTANACH, P. (1988).- Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *Journal of the Geological Society, London*, 145, 261-268.

CALVET, M. (1985).- Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'example du horst des Albères. *Revue de Géologie dynamique et Géographie physique*, 26, 119-130.

CASAS, J.M.; DOMINGO, F.; POBLET, J. y SOLER, A. (1989).- On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, 2, 135-147.

CAVET, P. (1957).- Le Paléozoïque de la zone axiále des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, 254, 303-518

CIRÉS, J.; CASAS, J.M.; MUÑOZ, J. A. y FLETA, J. (1995).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Molló (n° 218), I.T.G.E.

CLOSAS, J. (1948).- Los carbones minerales de Cataluña. *Publicaciones del Instituto de Geología de la Diputación Provincial de Barcelona, Miscelanea Almera*, 7, 61-193,

CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J.F. y BATALLER, J.R. (1948).- Los castores fósiles de España. I. Parte general y descriptiva. *Boletín Geológico y Minero*, 61, 321-423.

DALLONI, M. (1930).- Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Annales de la Faculté de Sciences de Marseille*, 26, 1-373.

DE LAS HERAS, X.; GRIMALT, J.O.; ALBAIGÉS, J.; JULIÀ, R. y ANADÓN, P. (1989).- Origin and diagenesis of the organic matter in Miocene freshwater lacustrine phosphates (Cerdanya Basin, Eastern Pyrenees). *Organic Geochemistry*, 14, 667-677.

DÉGARDIN, J.M. (1988).- Le silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie. Soc. Géol. du Nord, 15, 525 pp.

DÉPERET, Ch. y RÉROLLE, L. (1885).- Note sur la géologie et sur les Mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 13, 488-506.

DOMINGO, F. (1985).- Estructura geològica del massís de la Tossa d'Alp. *Tesi de llicenciatura*. Facultat de Geologia. Univ. de Barcelona.123pp.

DOMINGO, F.; MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1988).- Estructures d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massís de la Tossa d'Alp (Pirineu oriental). *Acta Geol. Hisp.*, 23, 141-153.

FAURA SANS, M. (1913).- Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Catalunya, con una descripción de los yacimientos fosilíferos más importantes. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9(1): 5-202.

FONTBOTÉ, J.M. y PUGA, E. (1979).- Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Gréixer (Pirineo catalán). *Acta Geol. Hisp.* Hom. Ll. Solé i Sabarís. 14: 80-89.

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. *Pageophisics*, 122, 713-724.

GALLART, J.; OLIVERA, C. y CORREIG, A. (1985).- Reconocimiento sísmico de la Cerdanya (Pirineos Orientales). Primeros resultados. *Revista de Geofísica*, 41, 81-90.

GISBERT, J. (1980).- Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y Sedimentologia. *Tesis doctoral.* 314 pp., 3 tomos, Univ. de Zaragoza.

GOLPE, J.M. (1981).- Los Mamíferos de las cuencas de Cerdanya y Seu d'Urgell (depresiones pirenaicas) y sus yacimientos; Vallesiense medio-superior. *Boletín Geológico y Minero*, 92, 91-100.

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.

GOURINARD, Y. (1971).- Les morraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puigcerda (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272, 3112-3115.

GOURINARD, Y. (1977).- Sur la stratigraphie des dépots néogènes de Cerdagne (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 113, 284-288.

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.

GUITARD, G. y LAFFITTE, P. (1956).- Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyréneés Orientales. *C. R. Ac. Sc.*, 242, 2749-2752.

HARTEVELT, J.J.A. (1970).- Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra-Spain. *Leid. Geol. Med.*, 45: 167-236.

HAWORTH, E.Y. (1993).- A new Miocene *Aulacoseira* species in diatomite from the ancient lake in La Cerdanya (NE Spain). *Nova Hedwigia, Beihelf*, 106, 227-242.

HERAIL, G.; HUBSCHMAN, J. y JALUT, G. (1987).- Quaternary glaciation in the French Pyrenees. *Quaternary Sciences Reviews,* 5: 397-402.

JULIÀ, R. (1984).- Síntesis geológica de la Cerdanya. Girona. In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*, C.S.I.C., Granada, 95-98.

JULIÀ, R. (1992).- The Neogene lacustrine deposits from the Cerdanya intramontane basin, (eastern Pyrenees). In: Mid-Congress Excursions (J. CATALÁN y J. Ll. PRETUS, Edots), *XXV SIL International Congress, Barcelona 1992*, 13.1-13.7.

LAUMONIER, B. (1988).- Les groupes de Canaveilles et de Jujols («Paléozoïque inferior») des Pyrénées orientales arguments en faveur de l'age essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV; 1, 25-38

LLAC, F. (1973).- Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du Puigmal. *C. R. Somm. S. G. F.*, 89-90.

LLAC, F. (1977).- Mesures d'orientacions structurales dans le Paléozoïque de Cerdagne (Pyrénées orientales françaises): superposicions des tectoniques souples et cassantes. *Mém. B.R.G.M.*, n° 91, 439-446.

LLAC, F. (1979).- Les nappes tardi-hercyniennes entre Cerdagne et Llobregat (versant Sud des Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 467-473.

LLAC, F. (1989).- Notice explicative, carte géol., France (1:50.000). Feuille Saillagouse (1098) Orléans: B.R.G.M., 75 pp. Carte geólogique 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.

LYELL, C. (1834).- On a freshwater formation containing lignite in Cerdagne, in the Pyrenees. *Proc. Geol. Soc. London*, 21-22.

MARGALEF, R. (1957).- Paleoecología del lago de la Cerdaña. *Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada*, 25, 131-137.

MARGALEF, R. (1958).- Registro fósil de fluctuaciones climáticas de corto período en el área pirenaica y en época miocénica. *III Congreso del Instituto de Estudios Pirenaicos*, 217-226.

MARTÍ, J. (1986).- El vulcanisme explosiu tardihercinià del Pirineu català. *Tesi doctoral*. 303 pp. Facultat de Geologia. Univ. Barcelona.

MARTÍN-CLOSAS, C. (1995).- Plant taphonomy of the Cerdanya basin (Vallesian, Eastern Pyrenees). *Geobios, Mém. Spec., 18* (en prensa).

MATA, J.M. (1981).- Els minerals de Catalunya. *Tesis doctoral. Universitat de Barcelona* (inéd.), 5 vol., 1451 pp.

MATA, J.M. (1990).- Els minerals de Catalunya. *Publ. Institut. d'Estudis Catalans*, 441 pp.

MENÉNDEZ AMOR, J. (1955).- La depresión ceretana española y sus vegetales fósiles. *Memoria de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 18, 1-344.

MEY, P.H.W. (1967a).- The geology of the upper Ribagorzana and Baliera Valleys. Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Med.*, 41: 153-220.

MEY, P.H.W. (1967b). Evolution of the pyrenean basins during the Upper Paleozoic. *Int. Symp. Devonian system, Calgary*. 2: 1157-1166.

MUÑOZ, J.A. (1985).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu oriental. *Tesi doctoral*. Univ. de Barcelona, 1-305.

MUÑOZ, J.A. (1992).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu oriental. *Mon., n° 1, Pub. S.G.C.*, 227 pp.

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. Ac. Sc. Paris*, 296, sér. II; 1453-1456.

NUSSBAUM, F. (1946) Orographische und geomorphologische untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. *Jahresbericht des Geogr. Ges. von Bern*, 35-36: 245 pp.

OLIVERA, C.; GALLART, J.; GOULA, X. y BANDA, E. (1986).- Recent activity and seismic tectonics of the eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 367-380.

PANZER, W. (1932).- Die eiszeitlichen Endmorränen von Puigcerda (Ostpyrenäen). *Zeit. fur Gletscherkunde*, 18: 411-421.

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. *Comptes Rendues de l'Académie de Sciences de Paris*, 314, 1239-1245.

POUS, J.; JULIÀ, R. y SOLÉ SUGRAÑES, L. (1986).- Cerdanya basin geometry and its implication on the Neogene evolution of the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 355-365.

QUERALT, I. y PLANA, F. (1990).- Los fosfatos lacustres del Mioceno de la Cerdanya. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 13, 84-85.

RÉROLLE, L. (1884-85).- Étude sur les végétaux fossiles de Cerdagne. *Revue des Sciences Naturelles de Montpellier*, 4, 167-191, 252-298, 368-386.

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.

ROCA, E. (1986).- Estudi geològic de la fossa de la Cerdanya. *Tesi de licenciatura.*, Universitat de Barcelona, 109 págs.

ROCA, E. (1995).- The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (eastern Pyrenees). In: *Tertiary Basins of Spain* (P. FRIEND y C. DABRIO, Edots), Cambridge University Press, en prensa.

ROCA, E.; JULIÀ, R.; CABRERA, Ll. y ANADÓN, P. (1987).- Late Miocene lacustrine diatomites and early diagenetic phosphates from the Cerdanya basin (eastern Pyrenees). *Terra cognita*, 7, 222.

ROCA, E. y SANTANACH, P. (1986).- Génesis y evolución de la fosa de la Cerdanya (Pirineos Orientales). *Geogaceta*, 1, 37-38.

SANTANACH, P.F. (1972a).- Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, 2, 129-142.

SANTANACH, P.F. (1972b).- Estudio tectónico del Paleozoico 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.

SANZ DE SIRIA, A. (1978).- La flora miocénica de las cuencas pirenaicas catalanas. *Bulletí Informatiu de l'Institut Paleontològic de Sabadell*, 10, 52-62.

SANZ DE SIRIA, A. (1980).- Estudio sistemático y paleontológico de la flora miocénica de la cuenca de la Seu d'Urgell. *Paleontologia i Evolució*, 5, 3-29.

SANZ, J. (1986).- Estratigrafía, sedimentología y bioestratigrafía (CONODONTA) del Devónico-Carbonífero inferior en el área de la Tossa d'Alp. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Barcelona. Inédita.

SERRAT, D. (1979).- Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. In: Schücter, Ch. (De.), *Moraines and varves. Origin, genesis, classification*. A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 132-144.

SOLÉ SABARÍS, L. (1971).- Mapa geológico a escala 1:50.000 de la hoja nº 217 (Puigcerdà) y memoria explicativa. I.G.M.E.

SURIÑACH, E. y ROCA, A. (1982).- Catálogo de terremotos de Catalunya, Pirineos y zonas adyacentes. In: *La sismicidad de la zona comprendida entre 40oN-44oN y 3oW-5oE; NE Península Ibérica*, Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense, Madrid, Publicación 190, 9-106.

VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RÍUS, A.; DOMINGO, F.; MUÑOZ, J.A.; LOSANTOS, M.; GISBERT, J. y FLETA, J. (1994).- Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de la Pobla de Lillet (nº 255), I.T.G.E.

VIERS, G. (1961).- Le glaciare du massif du Carlit (Pyrénées Orientales) et ses enseignements. *Rev. Géogr. des Pyrénées du Sud-Ouest*, 32: 5-33.

VILLALTA, J.F. (1957).- Dos Zoocecidias fósiles del Mioceno de la Cerdanya (Prov. de Lérida). *Cursillos y Conferencias del Instituto «Lucas Mallada»*, 4,63-64.

VILLALTA, J.F. (1962).- Dos coleóptedos fósiles procedentes de la depresión de Cerdanya (Lérida). *Estudios Geológicos*, 18, 105-109.

VILLALTA, J.F. y CRUSAFONT, M. (1945).- La flora miocénica de la depresión de Bellver. *Ilerda*, 3, 339-353.

VILLALTA, J.F. y CRUSAFONT, M. (1947).- Les gisements de Mammifères du Néogène espagnol. *Comptes rendues sommaires de la Société Géologique de France*, 28-30.

VITRAC-MICHARD, A. y ALLÈGRE, C.J. (1975).- A study of the formation and history of a piece of continental crust by ^{87}Rb-^{87}Sr method: The case of the French Oriental Pyrénés. *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 257-285.

ZIEGLER, W. (1959). Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bermerkungen zur bretonischen Faltung. *Neues Jahr. Geol Paläont. Monat.*, 289-309.