INFORME ESTRATIGRAFICO Y BIOESTRATIGRAFICO DE LOS MATERIALES EOCENOS MARINOS Y GARUMNIENSES DE LA HOJA nº 254 GÓSOL

J. M. Samsó Escolà
Diciembre de 2000

INFORME ESTRATIGRAFICO Y BIOESTRATIGRAFICO DE LOS MATERIALES EOCENOS MARINOS Y GARUMNIENSES DE LA **HOJA nº 254 GÓSOL**

GARUMNIENSE

El Garumniense es una facies típica del Pirineo oriental, que comprende los materiales continentales que se sitúan entre las calizas marinas del Cretácico superior y del Eoceno. Profusamente estudiado desde diferentes puntos de vista cabe destacar los trabajos de los pioneros Vidal (1893) y Dailloni (1930), continuados especialmente por Plaziat (1973, 1984), Liebau (1973), Feist y Colombo (1983), Ullastre et al. (1990), Cuevas (1992), Colombo y Cuevas (1993), Galbrun et al. (1993), Alvarez- Sierra et al. (1994) y Ullastre y Masriera (1998), En realidad comprende tanto a calizas micríticas lacustres o transicionales como a lutitas grises y rojas, estas últimas dan nombre a la unidad, que algunos autores han considerado como formación. La base es prácticamente un paso gradual de las calizas bioclásticas del Campaniense o Maastrichtiense. El techo es un contacto neto con las calizas de alveolinas o las margas grises marinas equivalentes laterales de estas, que constituyen la transgresión Ilerdiense.

En el ámbito de la hoja de Gósol, el garumniense presenta características particulares según la unidad estructural en la que afloren y serán descritas según esta disposición: en el manto del Cadí, predomina un escaso desarrollo del garumniense inferior, que no presenta lignitos y escasos canales de areniscas, mientras que el garumniense superior es muy carbonatado, con abundantes capas de calizas micríticas y de paleosuelos; en el manto del Pedraforca, las series son muy potentes, están divididas claramente por la caliza de Vallcebre en dos partes fundamentalmente margosas, de las cuales la inferior presenta abundantes canales arenosos y lignitos en la base.

Las características de afloramiento y de continuidad cartográfica de sus capas y niveles permiten considerar a los materiales Garumnienses de la hoja de Gósol como una formación estratigráfica, en el sentido de Mey et al. 1968.

Garumniense del manto del Cadí

En el ámbito de esta hoja siempre se encuentra sobre el cretácico superior bioclástico, pero en la vecina hoja de La Pobla de Lillet puede observarse directamente sobre el Estefano-pérmico.

Se observan características ligeramente diferentes de Este a Oeste, siendo las series más occidentales de características mas similares a las series observadas en el manto del Pedraforca. Estos materiales estan representados en las columnas de Jovell 254-d, Fornols 254-e, Pradell 254-j y Comabona 254-k. Podemos así describir dos series típicas:

En la parte oriental de la Serra del Cadí, en concreto en los alrededores del refugio de Prat d'Aguiló , englobada en la columna Comabona 254-k, podemos observar de base a techo:

G1.- 50 m. de calizas micríticas, en capas métricas. Localmente se observan fragmentos de conchas de bivalvos, restos vegetales y fragmentos de rudistas.

G2.- 220 m. de arcillas rojas o vinosas en paquetes métricos y decamétricos, con intercalaciones de canales de areniscas líticas métricos. Localmente se observa algún

paleosuelo o capa métrica de calizas micríticas. No se observan lignitos ni microcódium. La parte baja presenta localmente un tramo de arcillas lilaceas, con algún canal arenoso, provinente de la erosión de materiales del Estefano-Permico.

G3.- de 1 a 10 m. de calizas micríticas o nodulosas con base neta. Estas son probablemente equivalentes a la caliza de Valcebre que en esta región tiene muy poca entidad.

G4.- 350 m. de alternancias de arcillas rojas con capas de caliza micríticas, paleosuelos nodulosos carbonatados o canales de areniscas. Las capas arcillosas son de orden métrico a decamétrico, las calizas micríticas suelen ser métricas y los canales arenosos esporádicos también métricos. En la parte baja el microcódium es muy abundante, llegando a sustituir completamente a la litología original, probablemente paleosuelos. Son muy frecuentes las marcas de raíces y las decoloraciones. Cabe destacar en la parte superior de este tramo la presencia de una gran barra de calizas micríticas de casi 30 m. de espesor con una continuidad cartográfica exepcional.

Cartográficamente se puede dividir el garumniense del manto del Cadí en dos grandes unidades cartográficas básicas: la inferior y la superior:

Las calizas micríticas (G1) se son difícilmente discriminables del resto de serie cretácica.

La unidad inferior corresponde al tramo descrito como G2

La unidad superior comprende a los tramos descritos como G3 y G4 siendo una unidad de arcillas rojas y calizas micríticas indiferenciadas. Solo en la zona occidental, en los alrrededores de Fornols existen cambios significativos.

Le serie en Fornols, parcialmente representada en la columna de Fornols254-e a escala 1:1.000 se puede describir como sigue:

G1.- Calizas micríticas con algunas intercalaciones de calizas bioclásticas con rudistas, bivalvos y gasterópodos dispersos.

G2.- Arcillas rojas en capas métricas y decamétricas con intercalaciones métricas de areniscas, especialmente en la parte superior del tramo. Localmente se observa una única capa de areniscas, de entre 4 y 8 m. de espesor. Esta corresponde a las llamadas "areniscas de Reptiles" por Ullastre et al. (1990).

G3.- 25 m. de calizas micríticas o con brechas de otras calizas micríticas ("cayos noires"). Corresponde a la caliza de Vallcebre que en esta zona si divide a las facies garumniense en dos unidades cartográficas. Presenta un espesor de 22 m.

G4.- 335m de alternancias de paquetes métricos y decamétricos de arcillas rojas con capas métricas de calizas micríticas o paleosuelos. El microcódium es muy abundante en la parte baja del tramo. Son muy frecuentes las marcas de raíces y las decoloraciones. Las calizas micríticas presentan aspecto masivo, noduloso bioturbado, brechoide con intraclastos de otras calizas micríticas o ser una capa nodulosa tipicamente originada por acción persistente de raíces vegetales. Presenta una potencia de unos 330 m.

G5b.- 30 m. de brechas masivas o en capas métricas. Formadas por fragmentos semiredondeados de calizas micríticas con una proporción variable de matriz arcillosa roja. Solo localmente se distinguen en los clastos fragmentos de rocas cretácicas. Esta brecha ha sido descrita como brecha de Fornols por Ullastre et al. (1990).

Corresponde al estadio final de las facies garumnienses y son discordantes sobre el resto de garumniense, las calizas cretácicas, triásicas o los sedimentos arcillosos y evaporíticos del Keuper. Es el estado previo a la transgresión Ilerdiense que inundará

una parte importantísima de la cuenca surpirenaica. Comparada con otras series de la Fm. Tremp de la misma hoja, podemos decir que no se observa claramente el tramo G5 típico. Este, formado por margocalizas y lutitas ocres podría corresponder en parte a los materiales erosionados por la brecha de Fornols o a un hiato sedimentario.

Garumniense del manto del Pedraforca.

Como representativa de las series garumnienses del manto del Pedraforca se puede tomar la serie de la localidad de Vallcebre. En el ámbito de la hoja de Gósol, aflora extensamente los materiales Garumnienses al Oeste de dicha localidad y comprenden una parte importante del área geográfica que es objeto de explotación a cielo abierto de las capas de lignitos.

En las cercanias de la localidad de Vallcebre la descripción de estos materiales comprende los siguientes tramos:

G1.- Calizas micríticas en capas decimétricas y métricas con un espesor total de 10 a 20 m. Conocido localmente con el termino de "caliza de cementos". Esta unidad presenta intercalaciones de lutitas negras y de lignitos, y esta profusamente explotada a cielo abierto en numerosos puntos de los alrrededodes de las localidades de Vallcebre, Saldes y Gósol.

G2.- De 150 a 200 m. de arcilles grises, rojas y margocalizas, en capas métricas. La base presenta un conjunto de calizas micríticas, margas grises y lignitos, en capas métricas. Los lignitos han sido profusamente explotados a cielo abierto y corresponden a los explotados en las minas cercanas de Lignitos de Figols. El tramo continua con un conjunto de paquetes decamétricos de arcillas rojas con intercalaciones de paleosuelos o areniscas métricas. Destaca en la parte alta de este tramo la presencia de una capa o conjunto de canales de 5 a 15 m. de espesor de areniscas líticas y cuarcíticas, o incluso conglomerados. Estas constituyen la denominada arenisca de Reptiles de Ullastre et al. (1990) y Ullastre y Masriera (1983, 1998) Su edad corresponde al Maastrichtiense, determinado por las asociaciones de carófitas entre las que destacan *Septorella brachycera.*

G3.- De 40 a 100 m. de calizas micríticas, con tramos de calizas brechoides, masivas o en capas métricas y decamétricas. Se han citado en estas calizas corófitas que permiten situarla en el Paleoceno Daniense, Feist y Colombo (1983) que las describen como Formación Vallcebre , denominación seguida posteriormente por Ullastre et al (1990) y Ullastre y Masriera (1998) . Se estima tradicionalmente que el límite Cretácico - Terciario se sitúa en la base de estas calizas.

G4.- Arcillas rojas en paquetes decamétricos con intercalaciones decimétricas o métricas de calizas micríticas, paleosuelos o limos y areniscas. Contiene abundante microcódium y esporádicamente alguna capa con estromatolitos. Los paleosuelos son realmente muy abundantes, con decoloraciones y marcas de raíces. Localmente presenta yesos nodulosos. Contiene carófitas entre las que destacan según Ullastre y Masriera (1998) Estas, permiten determinar una edad Paleoceno Thanetiense. En las capas rojas se ha encontrado *Vidaliella gerundensis*. Localmente se observan yesos nodulosos en la parte alta de este tramo.

G5.- Alternancia métrica de arcillas rojas y ocres y margocalizas ocres. Constituye un tramo típico de la parte superior de la Fm. Tremp, que habitualmente se

identifica casi en el límite con las calizas de alveolinas o equivalentes laterales. Contiene carófitas que permiten determinar su edad Paleoceno Thanetiense.

En la mayoría de los afloramientos se pueden diferenciar cartográficamente los cinco tramos descritos como cinco unidades cartográficas.

En diferentes zonas del manto del Pedraforca se observan series análogas a la descrita para las proximidades de Vallcebre, aunque de espesores bastante variables.

Desde un punto de vista sedimentológico el conjunto de las facies Garumniense corresponde a un ambiente continental con episodios fluviales de ríos trenzados en facies muy distales y episodios lacustre - palustres. La parte baja con los lignitos corresponde a un ambiente palustre con gran acumulación de materia orgánica. Son muy abundantes las brechificaciones de calizas micríticas muy probablemente originadas por adafización de otras calizas. Los paleosuelos son muy frecuentes, dando lugar a la formación de nódulos de caliza que pueden crecer y solaparse hasta formar auténticas capas de calizas micríticas nodulares. El microcódium, muy probablemente originado por acción de raíces es muy abundante en la parte media de las series (G4).

EOCENO

Han sido muy abundantes los trabajos sobre estratigrafía o bioetratigrafía de los materiales eocenos equivalentes a los que afloran en la hoja de Gósol. Entre ellos destacaremos a Solé Sabarís (1958), Hottinguer (1960), Kromm (1968), Mey et al (1968), Gich (1969, 1972, 1973), Palli (1972), Estévez (1979, 1973), Busquets et al. (1979), Busquets (1981), Betzler (1989), Giménez (1989, 1993), Tosquella et al. (1998), Tosquella (1995), Serra-Kiel et al (1998).

Los trabajos sobre bioestratigrafía de Hottinger 1960, Hottinguer y Schaub 1960 y Schaub 1981, clarifican la división cronostratigráfica y las biozonas del eoceno, basadas en macroforaminíferos, con especial atención a los nummulites y alveolinas, sentando las bases para una correcta identificación de las diferentes unidades estratigráficas. Las revisiones recientes centradas en Serra-Kiel et al (1998) y Tosquella et al (1998) aplicadas a la caracterización de los materiales, permiten describir las formaciones Cadí, Sagnari, Corones, Armancies, Penya y Campdevanol. Estos materiales presentan ligeras diferencias según su disposición dentro de las unidades tectónicas de los mantos del Cadí o del Pedraforca a las que haremos referencia en la descripción.

Se han realizado numerosas columnas estratigráficas que comprenden estos materiales, representados en detalle en columnas a escala 1:500, como Montaña de Arp 254-i y Estacion del Port del Compte, 254-h, a escala 1: 1.000 como Prat d'Aguiló 254-a, Canal del Cristall 254-b, coll de la Fesa 254-c, Fornols 254-e y cabana de Casali 254-g. También a escala 1: 2.000 como Coll de Port 254-f y a escala 1: 5.000 como Jovell 254-d, Pradell 254-j y Comabona 254-k.

LA CALIZA DE ALVEOLINAS, FORMACIÓN CADI

Constituye una de las litologías típicas de la hoja de Gósol, debido a la facilidad de identificación de la roca, a su carácter de roca competente que da lugar a relieves prominentes como la Serra del Cadí, y el gran espesor de sedimentos que presenta.

La abundancia de alveolinas, sin embargo, ha condicionado que algunos autores utilicen este termino en un sentido demasiado amplio, generalizándolo a todas las rocas que presentan dicho fósil. Este es el caso de Mey et al. 1968, que describen la formación Cadí y en la descripción de la misma engloban a todas las calizas de la Serra del Cadí, ámbito geográfico en el cual hoy en día se describen no menos de cuatro formaciones.

La característica general mas importante de la Fm. Cadí es su paso lateral a las lutitas de la formación Sagnari, que se realiza fundamentalmente en sentido de Sur a Norte y de Oeste a Este. Englobamos bajo la denominación de Formación Cadí a las calizas y margocalizas con gran abundancia de alveolinas y nummulites. Estos materiales presentan ligeras diferencias según su disposición dentro de las unidades tectónicas de los mantos del Cadí o del Pedraforca.

Dentro del manto de Cadí, es necesario referirse a dos áreas, la propia Serra del Cadí y la Serra del Port del Compte. En ambas las características de la serie de la Fm. Cadí es similar con la presencia de tres grandes tramos:

A/ El tramo inferior presenta capas masivas de calizas con alveolinas, calizas pararrecifales y margocalizas con nummulites. Se observa su paso progresivo a lutitas de Sagnari en la Parte oriental de la Serra del Cadí. Este tramo contiene *A. ellipsoidalis* y *A. pasticillata* según Tosquella y Samsó (1998), que lo llaman cadi-a y lo atribuyen a las biozonas SBZ5 y SBZ6 de Serra-Kiel et al. (1998). Este tramo presenta una potencia variable entre los 50 y los 100 m. en la Serra del Cadí y de unos 50 m. en el Port del Compte.

B/ La parte media presenta un conjunto de calizas y margocalizas con nummulites,
bivalvos y restos de equinodermos. Entre ellos destaca *N. Atacicus*, que puede atribuirse a
la biozona SBZ8. Este tramo, llamado Cadi-b por Tosquella y Samsó (1998) presenta un espesor de entre 20 y 50 metros en la Serra del Cadí y de escasamente entre 5 y 10 m. en el Port del Compte.

C/ La parte superior presenta grandes capas con laminaciones cruzadas, formadas por grainstones de alveolinas, miliólidos y orbitolites. Localmente se observan también nummulites, moluscos, equinodermos y bryozoos. La parte alta de este tramo pasa igualmente a lutitas de Sagnari hacia la parte oriental de la Serra del Cadí.

La potencia es variable entre los 650 y los 500 m. en la parte centro occidental de la Serra del Cadí y los 350 m. en la parte oriental de la misma, donde una parte de las calizas a pasado lateralmente a la Fm. Sagnari. En la Serra del Port del Compte, estos materiales alcanzan los 250 m. de espesor. En este tercer tramo, que Tosquella y Samsó (1998) describen como Cadi-c y Cadi-d, se describen *A. corbarica, A aragonensis, A. triestina, A ilerdensis* y *A. trempina y A. oblonga* en la parte alta, con lo que corresponderían a las biozonas SBZ8, SBZ9 y SBZ10 del Ilerdiense medio, superior y Cuisiense basal.

Mención aparte merece la parte mas occidental de la Serra del Cadí en la zona de las localidades de Fornols y la Vansa, donde las calizas de alveolinas presentan un

espesor variable entre los 50 y 100 m y frecuentemente presentan facies brechoides. Se disponen directamente sobre los materiales garumnienses, sobre la brecha de Fornols o directamente sobre materiales cretácicos, jurasicos o triasicos. Esta zona interpretada como un diapiro activo durante el final del Cretácico y parte baja del Eoceno condiciona que la transgresión Ilerdiense deposite calizas de alveolinas en posiciones inusuales discordantes sobre diversos materiales.

En el ámbito del manto del Pedraforca, los afloramientos de las calizas de alveolinas afloran en la vecina hoja de Sant Llorenç de Morunys , concretamente en los alrededores de la Serra de Rasos de Peguera, con rasgos muy similares a los descritos anteriormente, (nº292).

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma carbonatada que varia de somera a media y se profundiza hacia el Norte y Este. La Edad corresponde al Piso Ilerdiense y base del Cuisiense en el sentido de Serra-Kiel et al. (1998) englobando las biozonas de la SBZ5 a la SBZ10.

FORMACIÓN SAGNARI

Los afloramientos de las lutitas y margas de Sagnari dentro de la hoja de Gósol se centran en dos posiciones estratigráficas. Como ya hemos mencionado la parte baja y alta respectivamente de la caliza de alveolinas pasa lateralmente de manera progresiva a un conjunto de lutitas y margas grises con algunos nummulites y bivalvos dispersos, caracterizados como la Fm. Sagnari, como puede observarse en la mampara de correlación de este informe.

En el manto del Cadí, el tramo inferior de la formación se localiza al Este de la Serra del Cadí, y presenta una potencia máxima de 350 m. El tramo superior se encuentra tanto en posiciones laterales a las calizas de alveolinas, de las que es un paso gradual, como en una posición superpuesta a las calizas de alveolinas mas altas. Este tramo mas alto es descrito como Sagnari-III por Tosquella y Samso (1998) y se observa tanto en la Serra del Cadi, donde presenta espesores entre 300 y 80 m., como en la del Port del Compte, donde la potencia varia de 2 a 20 m y se puede considerar como las facies margosas distales de las areniscas de la formación Corones, con las que el límite es muy a menudo progresivo. En realidad en el ámbito de la Serra del Port del Compte que aflora en la hoja de Gósol (cuadrante Noreste) este tramo se ha representado como formación Corones.

En el manto del Pedraforca estos materiales afloran abundantemente en la zona de Rasos de Peguera, en la vecina hoja de Sant Llorenç de Morunys (nº292) y en un pequeño afloramiento en la base del macizo de la Serra d'Ensija, bajo la collada del Molar.

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina lutítica y su edad correspondería al Ilerdiense y parte baja del Cuisiense, según Serra-Kiel et al (1998) y Tosquella et al (1998) comprendiendo las biozonas SBZ5 hasta la SBZ10.

FORMACIÓN CORONES

La formación Corones, por sus características y distribución cartográfica, constituye un conjunto clave en la cartografía y estratigrafía de la cuenca surpirenaica oriental. Denominado como calizas de Corones por Solé Sabarís(1958), fue descrito como miembro Corones por Gich (1969) y considerado como formación por Rosell et al (1973). Asimismo es objeto de estudio detallado por Giménez (1989).

Se puede describir como un conjunto de areniscas y calizas micríticas o de miliólidos, que localmente presenta dos ciclos con las areniscas deltaicas en la base y las calizas transicionales o marinas a techo. Cada región presenta sus particularidades y en el ámbito de la hoja de Gósol se puede caracterizar mediante tres unidades cartográficas en la Serra del Cadí, que pasan a ser una sola unidad cartográfica en la Serra del Port del Campte. Esta representada en las columnas de escala 1: 1.000 de Aguló- Comabona 254-a, Canal del Cristall 254-b y Cabana de Casali 254-g

A/ En la Serra del Cadí podemos describir los siguientes tramos:

1.-La unidad inferior de la Fm Corones se caracteriza en la Serra del Cadi por presentar un conjunto de limos y lutitas, y muy esporádicamente areniscas, con una barra de calizas micríticas cartografiable. Lateralmente correspondería a unidades terrígenas en la vecina hoja de La Pobla de Lillet (nº255). El conjunto varia entre los 200 m. y solo 50 m. Interpretado como facies deltaicas distales. Debemos destacar la localidad cercana al llamado Pas dels Gósolans, al Oeste del pico de Comabona, donde se observan afloramientos de areniscas que pasan lateralmente a los limos y lutitas basales de este tramo

2.-La unidad intermedia presenta abundantes areniscas grises y rojas, con pasadas de limos y arcillas. Esta unidad terrígena presenta una excelente continuidad tanto en esta hoja como en las vecinas de La Pobla de Lillet y Ripoll, permitiendo una clara identificación de la Fm. Corones en toda la cuenca surpirenaica oriental. Presenta una potencia variable entre los 70 y los 150 m. El ambiente sedimentario corresponde a una llanura y frente deltaico en sentido amplio.

3.-La unidad superior engloba a un conjunto de capas de calizas muy características. Se trata de paquetes de caliza micrítica o de miliólidos, separados por lutitas o margas grises. El paquete superior presenta en la base un conjunto de calizas laminadas y plegadas, característico, formado en gran parte por grainstones de conchas de ostrácodos. Asimismo suelen ser abundantes los nódulos de sílex negros. El conjunto presenta un espesor entre los 20 y 50 m. El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma carbonatada transicional o marina de gran extensión. Cabe señalar que el conjunto de calizas plegadas típico de este tramo, muy representativo de la Fm. Corones en la cuenca Surpirenaica oriental, pierde entidad en la Serra del Cadí, pasando de tener unos 5 m. a unos escasos 2 m. en la parte occidental.

B/ En la Serra del Port del Compte, las características son bastante diferentes, como describe Betzler (1989). No se distinguen con claridad los tres tramos fácilmente identificables al Norte, simplemente se observa una unidad cartográfica caracterizada por presentar capas de areniscas, grises y localmente rojas. En algunos puntos las areniscas están directamente sobre las calizas de alveolinas, mientras que en otros puntos se podría diferenciar un tramo importante de lutitas grises entre ambas formaciones, que correspondería a la formación Sagnari. Sobre las areniscas se observa una primera capa de caliza micrítica pero solo muy localmente se observan uno o dos

metros de caliza laminada y no se reconocen la calizas con ostrácodos típicas. El conjunto, representado como una única unidad cartográfica, presenta una potencia variable entre los 20 m. y los 120 m. El ambiente corresponde a un medio transicional con episodios deltaicos en sentido amplio. Sus características particulares se interpretan como propias de una zona marginal de la cuenca. Debemos asimismo remarcar, que de manera local siguen observándose areniscas y lutitas rojas en esta unidad, como es el caso de la columna de Cabana de Casalí 254-g. En esta misma columna, la parte inferior de la formación presenta abundantes alveolinas que redundan la edad asignada por Tosquella y Samsó (1998) para esta formación.

El conjunto de la Fm. Corones presenta , fuera del ámbito de la hoja de Gósol , algunas asociaciones de alveolinas que permiten según Tosquella et al. (1998) atribuirle la parte alta de la biozona SBZ10 de Serra-Kiel et al. (1998).

Debemos mencionar igualmente que existe una cierta disparidad de criterio en cuanto a los materiales considerados como Fm. Corones por otros autores. Así, Estévez (1973) y Gimenez (1993) incluyen en esta formación materiales de afinidad litológica que estarían tanto en la Fm. Sagnari como en la Fm. Armancies.

FORMACIÓN ARMANCIES

La formación Armancies caracterizada por los trabajos de Solé Sabarís (1958), Gich (1969) y Estévez (1970) está constituida por una alternancia de lutitas, margas, margocalizas y calizas micríticas, siempre de colores grises. Lateralmente pasan a las calizas micríticas masivas o bioclásticas denominadas como Fm. Penya.

Dentro de la hoja de Gósol la Fm. Armancies aflora en los alrededores de la Serra del Cadí y ocupa dos posiciones estratigráficas:

La parte inferior es claramente un cambio lateral progresivo de las calizas micriticas de la Fm. Penya que se localiza en las cumbres de la Sierra. Este cambio se produce en dirección de Oeste a Este y es completo hacia el límite de la hoja de La Pobla de Lillet (nº255). En este punto el espesor total de la Fm. Armancies alcanza los 400 m.

La parte superior se caracteriza por presentar grandes paquetes de lutitas grises homogéneas, extendidas por todo el flanco Sur de la Sierra, superpuestos, por tanto a las calizas de la Fm. Penya y que presentan intercalaciones de capas resedimentadas con brechas de calizas fosilíferas provinentes de la unidad inferior. Estas capas asimilables a megaturbiditas tienen ocasionalmente continuidad lateral kilométrica y son fácilmente reconocibles en los alrededores del valle de Josa de Cadí y en la subida al Coll de Jovell. El espesor de esta parte superior de la formación alcanza los 500 m. Esta diferenciación de dos tramos de la Fm. Armancies no es claramente reconocible en otros puntos de la cuenca, donde las facies son relativamente homogéneas. Ello conduce a considerar una sola unidad cartográfica par ambos tramos.

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma margosa marina de media a profunda, y los cambios laterales de facies indican claramente una profundización de la cuenca, bastante brusca en algunos momentos, aunque las facies permiten atribuir en todo momento ambientes sedimentarios de rampa o talud margocalcareo.

Los foraminíferos, fundamentalmente nummulites, asilinas y esporádicamente alveolinas permiten reconocer en estos materiales las biozonas de la SBZ11 a la SBZ13,

según Tosquella et al (1998) y Serra-Kiel et al (1998). Estas edades se deducen según la posición de las facies margosas como cambios laterales de las plataformas carbonatadas que contienen macroforaminíferos y que se describen en la Fm. Penya .

FORMACIÓN LA PEÑA

El termino fue utilizado por primera vez por Solé Sabarís (1958) y redefinido formalmente por Estévez (1970, 1973). Comprende un conjunto de sedimentos terrígenos y carbonatados en facies de plataforma, relacionados lateralmente con la formación Armancies. La definición formal, realizada en la zona de la Garrotxa, se utiliza igualmente para designar a los sedimentos de plataforma carbonatada relacionados lateralmente con las margas de Armancies, que son abundantes en al ámbito de la hoja de Gósol, estando presentes con características propias, tanto en la Serra del Cadí, como en la Serra del Port del Compte. En ambas plataformas podemos diferenciar dos partes, separadas por una superficie erosiva, localmente discordante y con características propias. Las columnas estratigráficas de Coll de Port 254-f, Urbanización del Port del Compte 254-h y Montaña de Arp 254-i comprenden fundamentalmente a los materiales de la Fm. Penya del Port del Compte.

El tramo inferior está caracterizado por capas de calizas micríticas masivas, alternadas con capas de lutitas grises.

En la Serra del Cadí tiene una potencia de unos 300 a 450 m. y presenta tanto calizas de miliólidos y algunas alveolinas, como calizas de bivalvos, y pasa lateralmente a las margas de Armancies hacia el Este.

En la Serra del Port del Compte, se observan calizas micríticas, calizas con bivalvos, calizas con algas y calizas bioclásticas con miliólidos y alveolinas, con espesor muy variable, entre 50 y los 400 m. El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina transicional o somera. Pertenece a las biozonas SBZ11 y SBZ12, de edad Cuisiense. Es equivalente a la plataforma de Terrades, descrita en la zona de la Garrotxa.

El tramo superior presenta capas de caliza micrítica, caliza bioclásticas de miliólidos y alveolinas y calizas de nummulites y asilinas. La base de este tramo es erosiva y localmente describe una discordancia angular suave sobre los materiales precedentes.

En la Serra del Cadí, presenta una gran variedad de facies, entre las que destacan localmente bancos de nummulites y assilinas, con algunas brechificaciones locales. El paso lateral a las margas de Armancias en sentido Este es notable. La potencia alcanza los 400 m. y el ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina carbonatada somera y madia que se profundiza lentamente hacia techo y que pasa a facies de rampa y talud hacia el Este. Los foraminíferos indican que pertenece a la SBZ13 de Serra-Kiel et al. (1998), de edad Luteciense. Entre las especies de numulítidos citadas por Tosquella y Samsó (1998) destacamos *Nummulites cf campesinus, Assilina aff laxispira* y *A, cf. mayor*.

En la Serra del Port del Compte, destaca igualmente la variedad de facies, con calizas de miliólidos, alveolinas o fabularias, calizas de algas rodofíceas y calizas de nummulites, asilinas y algas. Alcanza un máximo de 250 m. de potencia y presenta frecuentes tramos brechificados. El ambiente sedimentario corresponde igualmente a

una plataforma carbonatada marina, somera y media, con episodios de colapso, debido probablemente a los primeros estadios del emplazamiento del manto del Pedraforca. Los macroforaminíferos indican igualmente la biozona SBZ13 del Luteciense, destacando la presencia de *Alveolina stipes* y *A. callosa*.

El tramo superior de la Fm. Penya es discordante en bastantes puntos de la zona estudiada. La base traza una discordancia angular de bajo ángulo y gran escala, ligeramente identificable en la parte occidental de a Serra del Cadí y notable en algunos puntos de la Serra del Port del Compte.

Mención especial merece las megacapas presentes dentro de las margas de Armancies en el flanco Norte de la Serra del Cadí (PLpb). La mas notable y diferenciada como nivel guía en el mapa alcanza un espesor entre los 2 y los 5 metros, y esta formado por brechas en las que los nummulites, asilinas miliólidos y alveolinas se encuentran tanto en la matriz como en los clastos. El límite inferior es siempre erosivo y neto, presentando localmente marcas de base que indican dirección Norte – Sur. Se puede interpretar como una megacapa semiturbidítica resedimentada dentro de la plataforma marina margosa profunda de la parte alta de la Fm. Armancies. Su contenido en macroforaminíferos indica según Tosquella (1998) y Tosquella et al. (1998) las biozonas SBZ12 y SBZ13 del Cuisiense y Luteciense.

FORMACIÓN CAMPDEVANOL – VALLFOGONA

Aflora solo en el margen oriental de la hoja, en la parte alta de la serie marina margosa eocena del manto del Cadí y soporta el límite con el manto del Pedraforca. Se puede observar, muy recubierta de derrubios cuaternarios en las cercanías de la localidad de Gisclareny, Coll de la Bena. Esta formado por alternancias de lutitas, margas y algunas esporádicas capas centimétricas de areniscas tabulares similares a las turbiditas. Probablemente alcanzan a duras penas el centenar de metros en el ámbito de la hoja de Gósol. El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina profunda semiturbidítica. Los macroferaminíferos procedentes de regiones vecinas indican una edad de Luteciense inferior, biozona SBZ13 de Serra-Kiel et al (1998).

Bibliografía citada

ALVAREZ-SIERRA, M.A., ARRIBAS, M.E., ARDEVOL, L., CIVIS, J., DAAMS, R., KRAUSS, S., LOPEZ-MARTINEZ, N., DE LA PEÑA, A., SOLER, R., VIANEY-LIAUD, M., LACASA, A., MARANDAT, B,. PELAEZ-CAMPOMANES, P., SEVILLA, P. y SIGE, B. (1994). El limite Cretácico- Terciario en la sección de Fontllonga (cuenca de Ager, Provincia de Lérida). Comunicaciones II Congreso Grupo Esp. Del Terciario, Jaca: 23-26.

BETZLER, , C. (1989). The Upper Paleocene to Middle Eocene between the Rio Segre and the Rio Llobregat (Eastern South Pyrenees): Facies, Stratigraphy and Structural Evolution. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*: 113 pp., 15 app.

BUSQUETS, P., SERRA-KIEL, J. Y REGUANT, S. (1979). Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la zona septentrional de la Depresión Central Catalana entre los ríos Llobregat y Merlès (provincias de Barcelona y Gerona) *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 157-167

BUSQUETS, P. (1981). Estratigrafia i sedimentologia del Terciari prepirinenc entre els rius Llobregat y Freser-Ter. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 2 vol.

DAILLONI, M. (1930). Etude géologique des Pyrénees catalanes. *Ann. Fac. Scien. Marseille*, XXVI: 373

COLOMBO , F. Y CUEVAS, J.L. (1993) Características estratigráficas y sedimentológicas del "garumniense" en el sector de Àger. (Pre-Pirineo, Lleida). *Acta Geológica Hispànica*, 28 (4): 15-32

CUEVAS, J. L. (1989). La Formación Talarn: estudio estratigráfico y sedimentológico de las facies de un sistema aluvial en el tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 107 pp.

ESTÉVEZ, A. (1970) La estructura de la Garrotxa (Gerona) en el sector comprendido entre Coma Negra y St. Joan les Fonts. Relaciones entre zócalo y cobertera. *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 1-2: 123-133

ESTÉVEZ, A. (1973). La vertiente meridional del Pirineo Catalán al Norte del curso medio del río Fluvià. *Publ. Universidad de Granada.*

FEIST, M. et COLOMBO, F. (1983) La limite Crétacé- Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des Charophytes. *Géologie Méditerranéenne,* 10 83-4): 303-326.

GALBRUN, B., FEIST, M., COLOMBO, F., ROCCHIA, R. y TAMBAREAU, Y. (1993). Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, Province of Lérida, Spain. Palaeogeogr.,Palaeoclimat. Palaeoecol. 102: 41-52.

GICH, M. (1969). Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geológica Hispanica*, (1): 5-8

GICH, M. (1972). Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 477 pp.

GICH, M. (1973). Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. *Acta Geológica Hispanica*, VIII(4): 120-124

GIMENEZ, J. (1989). Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià Inferior (Eocè inferior) de la Conca Surpirinenca Catalana, Sector Bagà- Pobla de Lillet. Tesis de Llicenciatura, Universitat de Barcelona, 200 pp.

GIMENEZ, J. (1993). Análisis de Cuenca del Eoceno Inferior de la Unidad Cadí (Pirineo Oriental). El sistema Deltaico y de Plataforma carbonática de la Formación Corones. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. 344 pp.

HOTTINGUER, L. (1960). Recherches sur les Alvéolines du Paléocéne et de l'Eocéne. *Mem. Suisses de Paléont.*, 75-76; 1-243.

HOTTINGER, L. Y SCHAUB, H. (1960). Zuf Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. *Eclogae geol. Heiv.*53: 453-480.

KROMM, F. (1968). Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers Sud des Pyrénées et de la cordillére prelitoral catalane. *Actes Soc. Linéenne de Bordeaux.* 2: 105pp.

LIEBAU, A. (1973). El maastrichtiense lagunar ("Garumniense") de Isona. *XII Coloq. Europ. Micropaleontol.*, España. C.N.G.-Enadimsa: 87-112.

MASRIERA, A. y ULLASTRE, J. (1990). Yacimientos inéditos de carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo Catalán. Rev. Soc. Geol. España, 3(1-2); 33-41.

MEY, P.W.H., NAGTEGAL, P.J.C., ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968) Lithostratigraphic sudivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.* 41: 221-228.

PALLI, L. (1972). Estratigrafia del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. *Publicaciones de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona.* 338 pp.

PLAZIAT, J.C. (1973). *Vidaliella gerundensis* (Vidal) et les autres Bulimoïdes de l'Ëocène du Nord de l'Espagne et du Sud de la France. Caractérisation paléobiomètrique et descriptive de l'espèce et répartition stratigraphique del *Vidaliella* et *Romaella* de ce domaine. *Paléobiologie continentale*, 4 (3): 1-34, 4 láms.

PLAZIAT, J.C. (1984). Le domaine Pyrénéen de la fin du Crétacé a la fin de l'Eocène. Stratigraphie, Paléoenvironment et èvolution paléogéographique. Thèse Doct. Sci. Nat. de Paris-Sud: 1362pp, 528 figs. 105 láms.

ROSELL, J., FERRER, J. y LUTERBACHER, H.P. (1973). El Paleogeno marino del Noroeste de España.. . *XII Coloq. Europ. Micropaleontol.*, España. C.N.G.-Enadimsa: 17-49.

SCHAUB, H. (1981) Nummulites et Assilines de la Thetys Paléogène. Taxonomie, Phylogénesè et biostratigraphie. *Mem. Suisse Paleontol.* 104-106: 236pp.

SERRA-KIEL, J., CANUDO, J.I., DINARES, J., MOLINA, E. ORTIZ, N., PASCUAL, J.O., SAMSO, J.M. y TOSQUELLA, J. (1994). Cronoestratigrafia de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus- Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4); 273-297.

SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRÁNDEZ, C., JAUHRI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. y ZAKREVSKAYA, E. (1998). Larger foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Geol. France*. 169 (2): 281-299.

SOLE SABARIS, L. (1958). El eoceno del alto valle del Ter. *Guia del III Congreso Internacional de estudios Pirenaicos.* Excursión a Olot, Nuria y Puigcerdá, :7-9.

SOLE SABARIS, L. (1958). El Pirineu. *Geografia de Catalunya I.* 665 pp.

TOSQUELLA, J. (1995). Els Nummulitinae del Paleocè- Eocè inferior de la Conca Subpirinenca. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. 281 pp.

TOSQUELLA, J. y SAMSO, J.M. (1998). Biostratigrafía y litoestratigrafía del Paleoceno Superior- Eoceno inferior del sector oriental de la Cuenca Surpirenaica. *Acta Geol. Hispanica.* 31 (1-3): 3-21.

TOSQUELLA, J. y SERRA-KIEL, J. (1998). Los nummulítidos (*Nummulites y Assilina*) del Paleoceno Superior- Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica: Sistemática. *Acta Geol. Hispanica.* 31 (1-3): 37-159.

TOSQUELLA, J., SERRA-KIEL, J., FERRÁNDEZ, C. y SAMSO, J.M. (1998) Las biozonas de nummulítidos del Paleoceno Superior – Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica. . *Acta Geol. Hispanica.* 31 (1-3): 23-36.

ULLASTRE, J., DURAND-DELGA, M. y MASRIERA, A. (1990) Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán). *Treb. Mus. Geol. Barcelona.* 1: 163-207.

RELACION DE COLUMNAS y MAMPARAS
Hoja nº 254 GÓSOL

Este informe contiene la siguiente relación de columnas, mamparas de correlación y mapas:

Columna 254a -- AGUILO - COMABONA a escala 1:1.000
Columna 254b -- CANAL DEL CRISTALL a escala 1:10.000
Columna 254c -- COLL DE LA FESA a escala 1:1.000
Columna 254d -- JOVELL a escala 1:5.000
Columna 254e -- FORNOLS a escala 1:1.000
Columna 254f -- COLL DE PORT a escala 1: 2.000
Columna 254g -- CABANA DE CASALI a escala 1: 1.000
Columna 254h -- URBANIZACION a escala 1:500
Columna 254i -- MONTANYA D'ARP a escala 1:500
Columna 254j -- LA FESA – PRADELL a escala 1: 5.000
Columna 254k -- COMABONA a escala 1: 5.000

Mampara 1 --- MAMPARA DE LA SERRA DEL CADI