

# Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica)

J. SERRA-KIEL<sup>1</sup>, J. I. CANUDO<sup>2</sup>, J. DINARES<sup>3</sup>, E. MOLINA<sup>2</sup>, N. ORTIZ<sup>2</sup>,  
J. O. PASCUAL<sup>3</sup>, J. M. SAMSO<sup>1</sup> y J. TOSQUELLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia, Zona Universitària de Pedralbes, 08071 BARCELONA.

<sup>2</sup> Departamento de Geología (Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Plaza San Francisco s/n, 50009 ZARAGOZA.

<sup>3</sup> Institut de Ciències de la Terra (Jaume Almera) C.S.I.C., Martí i Franquès s/n, 08028 BARCELONA.

**Resumen:** El estudio magnetoestratigráfico y bioestratigráfico de los sedimentos marinos del Terciario inferior del intervalo Thanetiense/Cuisiense inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica) ha permitido precisar su ubicación en la escala geocronológica estándar. El Thanetiense está representado de base a techo por las Biozonas *A. (G.) primaeva* y *A. (G.) levis*. La primera de ellas comprende el Cron 26n y parcialmente el 25r; la segunda, limitada a techo por un hiato, comprende el resto del Cron 25r. Entre el Thanetiense y el Ilerdiense se ha localizado un hiato que abarca como mínimo al Cron 25n. El Ilerdiense inferior 1 comprende parte del Cron 24r, la Biozona *A. cucumiformis*, y parte de *N. fraasi*, NP9 y BB1. El Ilerdiense inferior 2 se ubica dentro del Cron 24r, y comprende la Biozona *A. ellipsoidalis*, y parte de *N. fraasi*, NP9, BB1 y P6a. El Ilerdiense medio 1 se localiza dentro del Cron 24r, y comprende las Biozonas *A. moussoulensis*, *N. robustiformis*, parte de BB1y BB2, NP9-NP10, y P6a-P6b. El Ilerdiense medio 2 comprende parte de los Cron 24r y 24.1r, y en su totalidad al Cron 24.2, así como las Biozonas *A. corbarica*, *N. exilis*, y parte de BB2, NP10, NP11 y P6b. El Ilerdiense superior se ubica dentro del Cron 24.1r y comprende las Biozonas de *A. trempina*, *N. involutus*, y parte de BB2, NP11 y P6c. Por último, el Cuisiense inferior comprende parcialmente los Cron 24.1r y 23r, y en su totalidad al Cron 24.1, así como las Biozonas *A. oblonga*, *N. planulatus*, NP12, y parte de NP11, NP13, P6c y P7.

**Palabras clave:** Cronoestratigrafía, Bioestratigrafía, Magnetoestratigrafía, Terciario inferior, Cuenca Graus-Tremp, Zona Central Surpirenaica.

**Abstract:** The combined magnetostratigraphic and biostratigraphic study of the marine sediments encompassing the Thanetian/Early Cuisian time span (lowermost Tertiary) from the Graus-Tremp basin allows some precisions on its location within the standart geocronologic time-scale. The Thanetian is represented, from bottom to top, by the Biozones of *A. (G.) primaeva* and the *A. (G.) levis*. The first one includes the Chron 26n and partially Chron 25r. The second one, limited at top by an hiatus, includes the rest of the Chron 25r. A sedimentary gap comprising at least Chron 25n has been evidenced between the Thanetian and the Ilerdian. The Early Ilerdian 1 enclose part of Chron 24r, and the *A. cucumiformis* and part of the *N. fraasi*, NP9 and BB1 Biozones. The Early Ilerdian 2 is located within Chron 24r and comprises the *A. ellipsoidalis* and part of the *N. fraasi*, NP9, BB1 and P6a Biozones. The Middle Ilerdian 1 is located within Chron 24r and comprises *A. moussoulensis*, *N. robustiformis* and part of the BB1-BB2, NP9-NP10, and P6a-P6b Biozones. The Middle Ilerdian 2 comprises partially Chrons 24r and 24.1r and fully Chron 24.2. The *A. corbarica* and *N. exilis* Biozones are totally included, whereas BB2, NP10, NP11 and P6b Biozones are only partially included. The Late Ilerdian is located within Chron 24.1r and comprises *A. trempina*, *N. involutus* and part of the BB2, NP11 and P6c Biozones. Finally the Early Cuisian partially comprises Chrons 24.1r and 23r and fully Chron 24.1. The *A. oblonga*, *N. planulatus* and NP12 Biozones are totally included whereas NP11, NP13, P6c and P7 are only partially included.

**Key words:** Chronostratigraphy, Biostratigraphy, Magnetostratigraphy, Early Tertiary, Graus-Tremp Basin, Southpyrenean Central Unit.

Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarès, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. y Tosquella, J. (1993): Cronoestratigrafía 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.

Las secciones estratigráficas de Tremp y Campo corresponden al estratotipo y paraestratotipo del Ilerdiense, respectivamente. Estas secciones se localizan en la zona central de la cuenca terciaria surpirenaica, concretamente en la denominada Cuenca de Graus-Tremp.

El Ilerdiense fue caracterizado por Hottinger y Schaub (1960) y ha sido utilizado por los geólogos de diferentes especialidades (estratigrafía, sedimentología, micropaleontología...) que han desarrollado su labor en los sedimentos marinos someros del Terciario inferior,

en el intervalo Paleoceno superior/Eoceno inferior, en el sector occidental de la Mesogea.

La pobreza en foraminíferos planctónicos de los sedimentos correspondientes al Ilerdiense en la sección de Tremp (estratotipo) y en la parte inferior de la sección de Campo (paraestratotipo), fue la causa de que este piso no se utilizase en la escala cronoestratigráfica estándar del Paleógeno. A pesar de ello, el Ilerdiense ha continuado utilizándose por los autores que trabajan en la cuenca terciaria surpirenaica, básicamente debido a la abundancia de macroforaminíferos que contienen los sedimentos marinos de este piso y en consecuencia su fácil datación en los medios de plataforma somera, y por la gran extensión geográfica en que dichos sedimentos se localizan en la cuenca surpirenaica.

La situación cronoestratigráfica del Ilerdiense estratotípico, así como la ubicación del límite Paleoceno/Eoceno en la base o en el interior del Ilerdiense y la correlación con los pisos marinos europeos clásicos (Ypresiense y Thanetiense) ha generado una amplia bibliografía que el lector interesado puede encontrar en Molina *et al.* (1992).

Por lo que hace referencia al Cuisiense, cabe señalar que en este trabajo se ha adoptado el sentido de Cuisiense de Schaub (1969, 1992), utilizado por la mayor parte de autores relacionados con el campo de estudio de los macroforaminíferos en el dominio paleogeográfico del antiguo Tethys. El Cuisiense entendido de este modo comprende desde las Biozonas de *Alveolina oblonga-Nummulites planulatus* (estratotipo del Cuisiense en la Cuenca de París) hasta las Biozonas de *Alveolina violae-Nummulites manfredi*.

En lo que hace referencia a las unidades litoestratigráficas utilizadas en este trabajo, hay que destacar que todas ellas han sido definidas por autores anteriores, aunque consideramos que la redefinición de muchas de ellas es una tarea a abordar en un futuro inmediato.

Por último, señalar que este trabajo es el producto de la colaboración entre miembros de los proyectos IGCP 286 (Early Paleogene Benthos) y del IGCP 308 (Paleocene/Eocene Boundary Events), siendo su objetivo la ubicación del Ilerdiense dentro de la escala cronoestratigráfica y geocronológica estándar. Para ello se ha efectuado en el estratotipo, paraestratotipo, y en otras secciones seleccionadas, el estudio magnetoestratigráfico y de los principales taxones con importancia bioestratigráfica: foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo, microfóraminíferos bentónicos y macroforaminíferos (alveolínidos y nummulítidos).

### Marco geológico

En la vertiente Sur de los Pirineos Centrales, la denominada "Zona Axial" está representada por un gran afloramiento de materiales fundamentalmente paleozoicos que ocupan el núcleo de la cordillera. Esta "Zona Axial" está estructurada en una serie de láminas cabalgantes del basamento apiladas en un antiforme de dirección N-S (Parish, 1984; Williams y Fisher, 1984). Este conjunto ha sido denominado "Láminas Cabalgantes Inferiores" y pertenecen a él las unidades estructurales de Gavarnie y de Las Noguères, situadas al Sur de la falla Norpirenaica.

Al Sur de la "Zona Axial" se localiza el conjunto denominado "Láminas Cabalgantes Superiores", que confi-

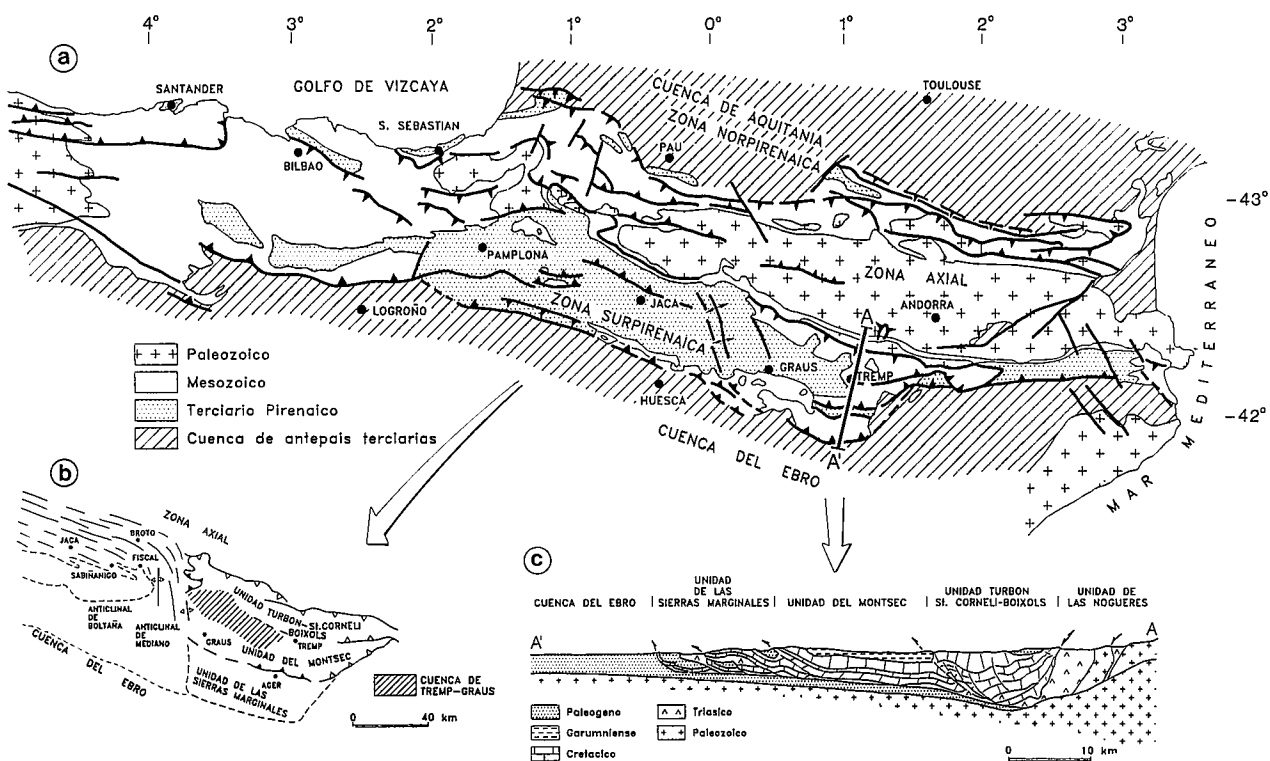
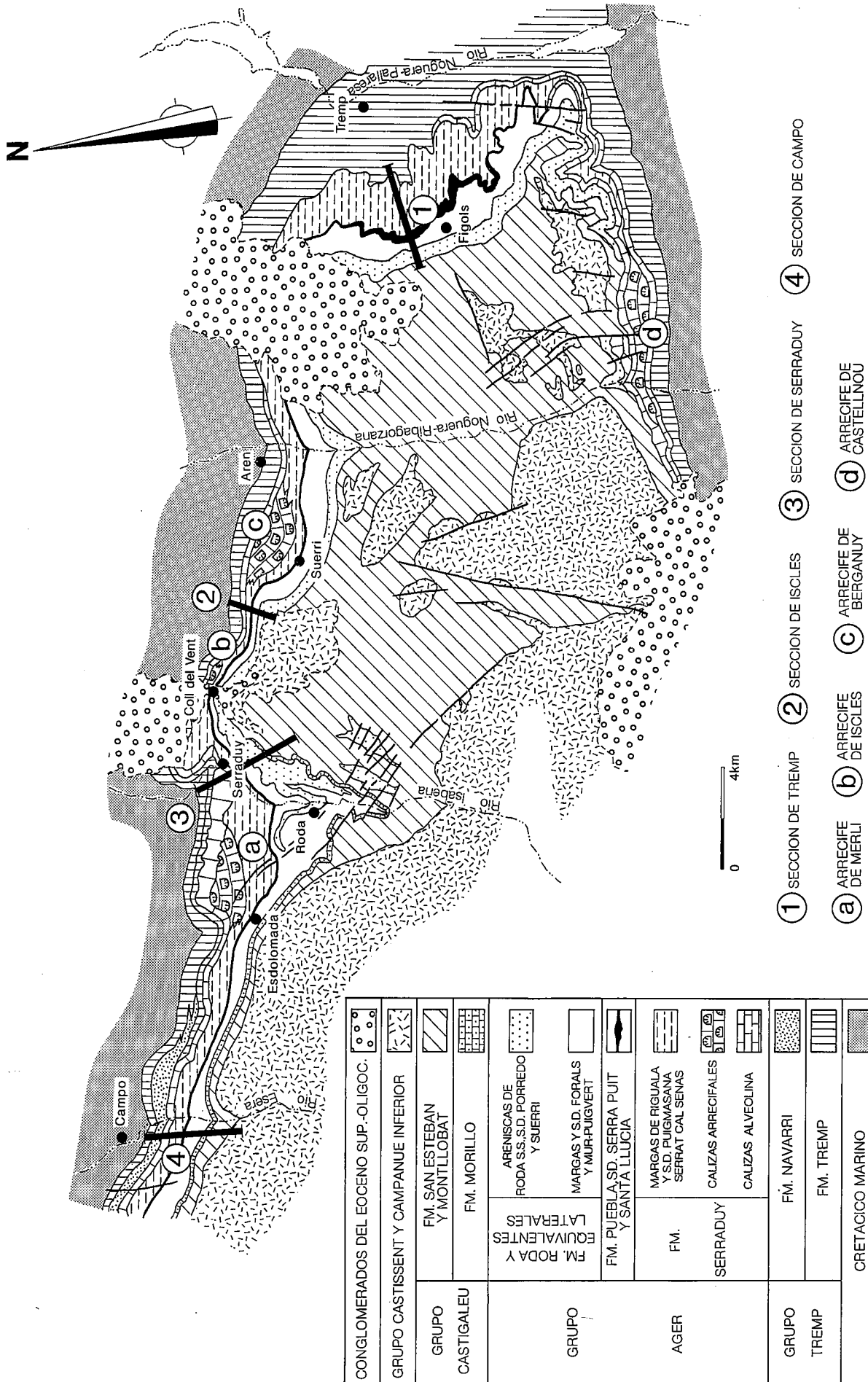


Figura 1.- Esquemas geológicos y sección transversal mostrando las principales estructuras de la Zona Central Surpirenaica. a, Esquema estructural de los Pirineos, b, Esquema tectónico de la Zona Central Surpirenaica, c, Corte estructural a través de la zona central surpirenaica. Simplificado de Muñoz (1992).



CONGLOMERADOS DEL EOCENO SUP.-OLIGOC.		
GRUPO CASTISSENT Y CAMPANUE INFERIOR		
GRUPO CASTIGALEU	FM. SAN ESTEBAN Y MONTLOBAT	
	FM. MORILLO	
GRUPO	EQUIVALENTES LATERALES	ARENISCAS DE RODA S.S., S.D., PORREDO Y SUERRI
	FM. RODA Y MARGAS Y S.D. FORALS Y MUR-PUIGVERT	
	FM. PUEBLA, S.D. SERRA PUIT Y SANTA LLUCIA	
AGER	FM.	MARGAS DE RIGUALA Y S.D. PUIGMASANA SERRAT CAL SENAS
	SERRADUY	CALIZAS ARRECIFALES
		CALIZAS ALVEOLINA
GRUPO TREMP	FM. NAVARRI	
	FM. TREMP	
CRETACICO MARINO		

Figura 2.- Mapa geológico de la Cuenca de Graus-Tremp. Elaborado a partir de datos de Fonnesu (1984), Samsó (1988) y Tosquella (1988).

gura un sistema de cabalgamientos imbricados en dirección N-S que afectan a materiales del Mesozoico y del Terciario, según Séguret (1972), Cámara y Klimowitz (1985), Muñoz *et al.* (1986) y Muñoz (1992) (Figs. 1b, c).

El emplazamiento de las "Láminas Cabalgantes Superiores" se produjo desde el Cretácico superior hasta el Mioceno, siguiendo una secuencia de cabalgamiento de bloque inferior ("piggy-back sequence"). En consecuencia las láminas cabalgantes más antiguas son las de las unidades estructuralmente más altas. Los sedimentos del Cretácico superior-Paleógeno inferior fueron progresivamente incorporados a las láminas cabalgantes en los primeros estadios de la estructuración del sistema y diferenciaron progresivamente la cuenca surpirenaica.

Las principales estructuras de la cuenca surpirenaica presentan orientaciones WNW-ESE, localizándose también estructuras transversales orientadas de N-S a NE-SW, como los anticlinales de Mediano y Boltaña (Figs. 1a, b).

La cuenca surpirenaica fué compartimentándose a medida que la deformación de las "Láminas Cabalgantes Superiores" progresó hacia el Sur, desarrollándose localmente algunas cuencas a techo de las láminas cabalgantes.

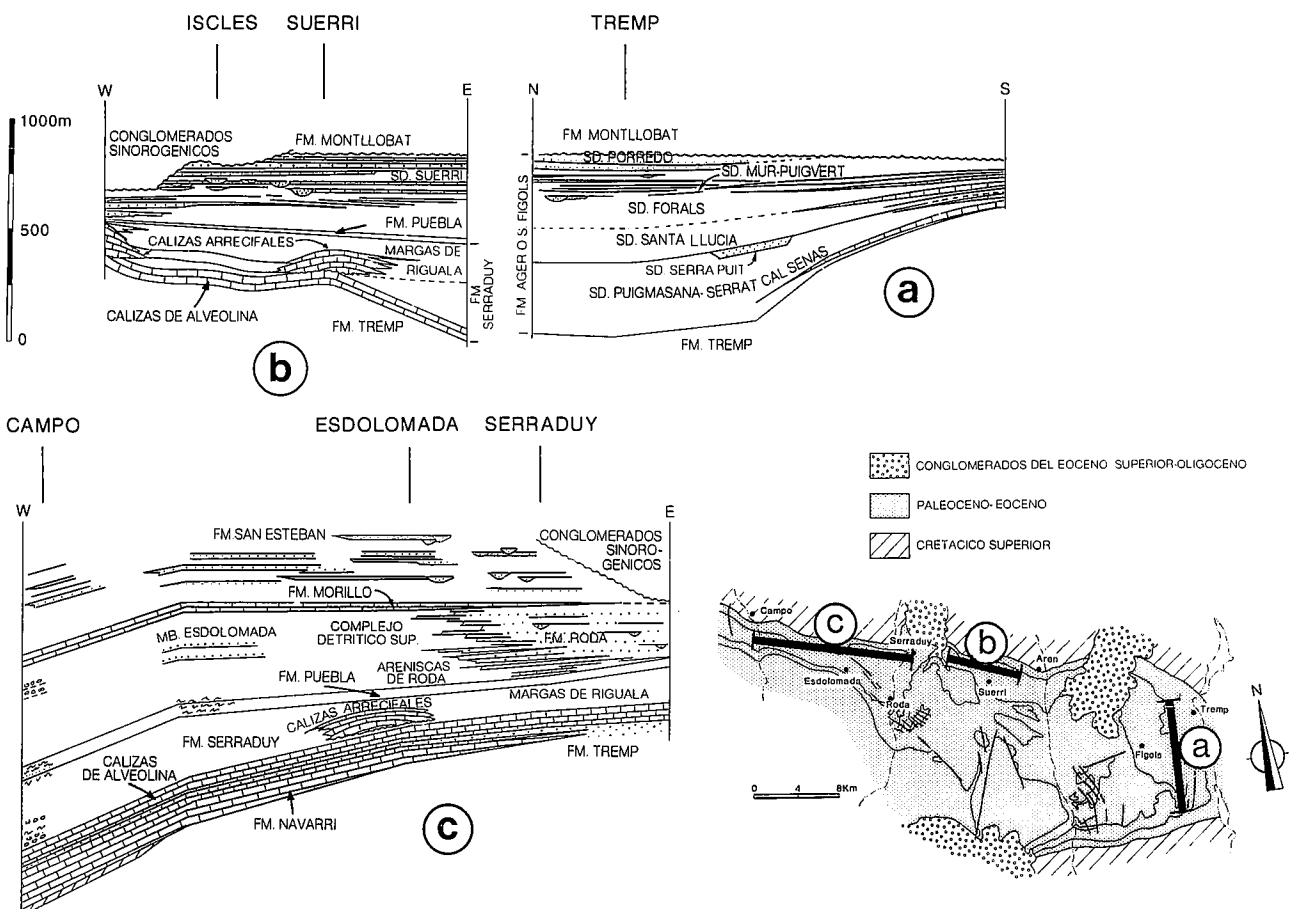
En las "Láminas Cabalgantes Superiores" se han diferenciado las siguientes unidades estructurales (Figs. 1b, c):

*Unidad del Turbón-St. Corneli-Boixols*, es la unidad estructural superior y por tanto la más antigua; limita al

Norte con la "Zona Axial". Está formada por una lámina cabalgante hacia el Sur con una estructura interna de sinclinal complejo y está constituida por materiales del Cretácico.

*Unidad del Montsec*, localizada al Sur de la unidad anterior. Está formada por una lámina de sedimentos principalmente del Cretácico superior con una estructura interna ligeramente sinforme. A techo de esta lámina cabalgante se encuentran los sedimentos de la Cuenca de Graus-Tremp, cuyos límites geográficos son el área de Tremp al Este y el anticlinal de Boltaña al Oeste. Durante el Eoceno inferior el frente de la Unidad del Montsec se propagó de Este a Oeste (Farrell *et al.*, 1987), y en consecuencia los sedimentos del Eoceno inferior pueden registrar rotaciones estructurales alrededor del "steep axis" relacionadas con el desplazamiento de la lámina cabalgante.

*Unidad de las Sierras Marginales*. Formada por una serie de pequeñas subunidades transportadas predominantemente hacia el Sur. La subunidad situada más al Norte y en contacto con el frente de la Unidad del Montsec presenta a techo los materiales de la Cuenca de Ager. Esta cuenca presenta sedimentos sintectónicos del Eoceno inferior, que han permitido la datación del movimiento de la lámina del Montsec (Séguret, 1972; Garrido-Megías, 1973). El frente Sur de los cabalgamientos de las Sierras Marginales, está fosilizado por los materiales aluviales del Oligoceno y Mioceno.



**Figura 3.**- Esquemas estratigráficos de la Cuenca de Graus-Tremp. a, "Área de Tremp", b, "Área de Suerri", c, "Área de Serraduy-Campo". Los esquemas a y b han sido simplificados de Fonnesu (1984) y el c de Samsó (1988) y Tosquella (1988).

## Contexto estratigráfico

Dadas las excelentes condiciones de afloramiento de los materiales del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp, se han efectuado numerosos estudios sobre la estratigrafía y sedimentología de esta zona de la cuenca surpirenaica.

A partir de los datos cartográficos y estratigráficos de Fonnesu (1984), Samsó (1988) y Tosquella (1988) se ha elaborado el mapa geológico de la Figura 2. En esta figura se enumeran las unidades litoestratigráficas utilizadas en este trabajo y se sitúan los perfiles utilizados para el estudio cronoestratigráfico.

Efectuaremos la descripción estratigráfica por áreas geográficas, agrupando las unidades litoestratigráficas del intervalo Paleoceno-Eoceno inferior en cuatro asociaciones denominadas Grupo Tremp, Grupo Ager, Grupo Castigaleu y Grupo Castissent-Campanúe inferior (Mutti *et al.*, 1972; Barnolas *et al.*, 1991).

Las áreas geográficas que utilizaremos para la descripción estratigráfica son: "Área de Tremp", comprendida entre los ríos Noguera Pallaresa y Noguera Ribagorçana; "Área de Sueri", comprendida entre el río Noguera Ribagorçana y el Coll del Vent; y "Área de Serraduy-Campo", comprendida entre el Coll del Vent y el río Esera (Fig. 2).

### Grupo Tremp

El Grupo Tremp comprende la Formación Tremp (Mey *et al.*, 1968) y la parte inferior de la Formación Navarri de Garrido y Ríos (1972) (Figs. 2 y 3). La Formación Tremp corresponde a los sedimentos continentales de la facies Garumniense (Leymerie, 1868). En el "Área de Tremp" esta formación presenta 600 m. de potencia. Los materiales infrayacentes pertenecen a la Formación Areniscas de Arén (Mey *et al.*, 1968), que se atribuyen al Maestrichtiense inferior no basal (Gallemí *et al.*, 1983), concretamente a la Biozona *falsostuarti* (Caus y Gómez-Garrido, 1989). Los sedimentos marinos suprayacentes pertenecen al Ilerdiense inferior (Hottinger, 1960; Ferrer *et al.*, 1973; Luterbacher, 1973; Gaemers, 1978a).

En el "Área de Serraduy-Campo", la potencia de la Formación Tremp se reduce a 140 m. y se halla limitada estratigráficamente por los materiales infrayacentes del Maestrichtiense superior (Fondecave, 1975), y por los sedimentos marinos suprayacentes del Thanetiense (Hottinger, 1960; Schaub, 1973, 1981; Serra-Kiel, Samsó y Tosquella *in* Robador *et al.*, 1990b). En consecuencia los límites de la Formación Tremp son diacrónicos. En sentido E-W, el límite inferior varía desde el Maestrichtiense inferior al Maestrichtiense superior, y el límite superior desde el Ilerdiense inferior al Thanetiense. En este mismo sentido, la potencia de la Formación Tremp se reduce progresivamente hacia el Oeste, hasta su desaparición -fuera del área que comprende este estudio-, donde por encima de los sedimentos del Cretácico superior se localizan los sedimentos marinos paleocenos del Daniense-Thanetiense (Robador, 1990).

Dentro de la Formación Tremp, el límite Cretácico-Terciario sólo se ha podido establecer en el "Área de Tremp", donde por las asociaciones de carófitas, se diferencian el Maestrichtiense, el Dano-Montiense y el Thanetiense (Feist y Colombo, 1983). En la misma área, Cuevas (1989) diferencia dentro de la Formación Tremp los sedimentos mesozoicos de los terciarios por la presencia de huesos de dinosaurios o de *Microcodium* respectivamente.

La Formación Navarri comprende los sedimentos marinos más antiguos de la Cuenca de Graus-Tremp y aflora en la zona estudiada en el "Área de Serraduy-Campo", en el sector occidental de la cuenca (Fig. 3c). Esta formación se compone de dos intervalos de calizas de plataforma marina interna, separadas entre sí por una discontinuidad estratigráfica y por un intervalo de sedimentos continentales de facies lacustres y fluviales (Robador, 1990). Los episodios carbonatados marinos pertenecen al Thanetiense (Hottinger, 1960; Schaub, 1973; Serra-Kiel, Samsó y Tosquella *in* Robador *et al.*, 1990b).

En el valle del río Esera (sección de Campo), la primera plataforma carbonatada del Thanetiense presenta una potencia de 162 m., y está separada de la segunda plataforma carbonatada, de 45 m. de potencia, por un nivel lacustre de 5 m. de espesor; mientras que en dirección Este, en el valle del río Isábena (sección de Serraduy) las plataformas carbonatadas del Thanetiense presentan una potencia de 2 y 3 m., respectivamente. Ambos episodios carbonatados marinos están separados entre sí por 20 m. de arcillas rojas y conglomerados fluviales. De este modo, la Formación Navarri pasa lateralmente en sentido W-E a las facies continentales de la Formación Tremp.

El límite superior de la Formación Navarri, es una discontinuidad estratigráfica representada en el valle del río Esera (sección de Campo) por un nivel brechoide con concreciones ferruginosas y por una superficie erosiva en el valle del río Isábena (sección de Serraduy).

### Grupo Ager

La estratigrafía y sedimentología de los materiales del Grupo Ager ha sido objeto de estudio por diferentes autores, básicamente en los sectores oriental ("Área de Tremp") y occidental ("Área de Serraduy-Campo") de la cuenca. La gran variabilidad de facies que presentan estos sedimentos tanto en la horizontal como en la vertical y el hecho de que se encuentren localmente cubiertos por conglomerados sinorogénicos del Eoceno superior-Oligoceno, dificulta la correlación de las unidades litoestratigráficas establecidas en los diferentes sectores de la cuenca.

Debido a esto efectuaremos la descripción de los materiales por sectores, utilizando para cada uno de ellos las unidades litológicas que han sido descritas más detalladamente en trabajos anteriores. Así, para el sector oriental ("Área de Tremp") se utilizarán las unidades establecidas por Luterbacher (1973) y Fonnesu (1984); para el

sector central ("Area de Suerri") las establecidas por Fonnesu (1984); y para el sector occidental ("Area de Serraduy-Campo") las establecidas por Cuevas-Gozaló *et al.* (1985), Samsó (1988) y Tosquella (1988).

"Area de Tremp": En este sector de la cuenca, Luterbacher (1973) caracterizó los sedimentos marinos suprayacentes a la Formación Tremp como Formación Ager. Posteriormente, Fonnesu (1984) definió estos materiales como Secuencia de Figols, y los subdividió en un conjunto de Sistemas de Depósito con unas variaciones de facies y de potencia importantes de Norte a Sur. Por ello, definió dos zonas: la zona central, de mayor potencia, con predominio de los sedimentos siliciclásticos, y la zona meridional, con predominio de los sedimentos carbonatados y potencia más reducida (Fig. 3a). En los párrafos siguientes mantendremos esta subdivisión geográfica.

En la zona central, la sedimentación marina se inició con los materiales que configuran el Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs (Fonnesu, 1984) del Ilerdiense inferior y del Ilerdiense medio 1, con una potencia de 375 m. (Figs. 3a, 4). Los primeros 85 m. de serie corresponden a margas y limos con niveles carbonatados en la base, ricos en foraminíferos aporcelanados (miliólidos, orbitolítidos y alveolínidos) que se han interpretado como facies de marismas y playas fangosas (Ferrer *et al.*, 1973; Fonnesu, 1984). Por encima de estos niveles se localiza un intervalo de 55 m. de espesor constituido por cuerpos detríticos de escala métrica, interpretados como canales submareales (Fonnesu, 1984) y que presentan *Lucina corbarica* (= *Pseudomiltha corbarica* Leymerie) en posición de vida ("Lucina Beds" *sensu* Luterbacher, 1973). A techo de este intervalo se encuentran niveles carbonatados ricos en macroforaminíferos de plataforma interna y media (alveolínidos, nummulítidos y discociclínidos) y un intervalo pelítico de 50 m. que Luterbacher definió como "Turritella Clay"; el conjunto pertenece al Ilerdiense inferior (Ferrer *et al.*, 1973; Luterbacher, 1973). Los siguientes 185 m. están representados por los intervalos pelíticos que Luterbacher (1973) definió como "Patalophyllia Clay" (35 m. de potencia) y por la parte inferior del "Nummulites globulus Clay" (150 m. de potencia, del total de los 485 m. que presenta el conjunto de esta unidad); estos intervalos pertenecen al Ilerdiense medio.

En la zona meridional, el Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs está representado por dos cuerpos carbonatados de plataforma interna ricos en alveolínidos y orbitolítidos, separados por un intervalo margoso. El conjunto presenta una potencia de 60 m. Por encima de la segunda plataforma carbonatada en el sector de Castellnou del Montsec se desarrolla un sistema arrecifal. En esta zona la sedimentación carbonatada de plataforma interna y arrecifal abarcan el intervalo Ilerdiense inferior y medio. En dirección Norte, las plataformas carbonatadas reducen progresivamente su potencia y pasan lateralmente a los sedimentos siliciclásticos de la zona central, correspondiendo el techo del primer intervalo carbonatado de plataforma interna al techo del nivel de "Lucina Beds" (Luterbacher, 1973).

En la zona central y por encima del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs, se localiza un intervalo detrítico de distribución areal discontinua y notables variaciones laterales de facies y de potencia. Estos sedimentos, con una potencia de hasta 19 m., han sido caracterizados como Sistema de Depósito Serra Puit (Fonnesu, 1984) y pertenecen al Ilerdiense medio 2. Su localización geográfica queda restringida a la zona central del "Area de Tremp", no hallándose representados aparentemente ni en el borde meridional, ni en el septentrional.

A continuación se localiza el Sistema de Depósito Santa Llúcia (Fonnesu, 1984) del Ilerdiense medio 2 (Figs. 3a, 4). En la zona central este Sistema de Depósito presenta una potencia de 167 m. y está representado por dos cuerpos de limos carbonatados muy ricos en nummulítidos, separados entre sí por un intervalo margoso. En la zona meridional reduce progresivamente su potencia y los dos cuerpos limosos carbonatados no se pueden individualizar por faltar el tramo margoso intermedio.

El Sistema de Depósito Forals (Fonnesu, 1984) que pertenece igualmente al Ilerdiense medio 2, tiene como límite infrayacente el techo del intervalo limoso carbonatado superior del Sistema de Depósito Santa Llúcia (Fig. 3a). Este Sistema de Depósito corresponde a un intervalo terrígeno (margoso y arenoso), que presenta una potencia de 143 m. en la zona central, disminuyendo progresivamente de potencia tanto hacia el Norte como hacia el Sur.

El suprayacente Sistema de Depósito Mur-Puigvert (Fonnesu, 1984) que también pertenece al Ilerdiense medio 2 se caracteriza en la zona central por 75 m. de sedimentos arenosos bioclásticos y en la zona meridional se caracteriza por niveles carbonatados bioclásticos asociados a intervalos margosos (Figs. 3a, 4). Este Sistema de Depósito presenta un solapamiento expansivo ("onlap") en sentido N-S (Gaemers, 1978a; Fonnesu, 1984) sobre los materiales del Sistema de Depósito Forals.

El último episodio de sedimentación marina de la Secuencia de Figols o Formación Ager se localiza únicamente en la zona centro-septentrional y corresponde a los materiales del Ilerdiense superior del Sistema de Depósito Porredó (Fonnesu, 1984). Presenta una potencia de 135 m. y litológicamente se caracteriza por margas con ostreoides y gasterópodos (facies de bahía), y areniscas arcósicas que corresponden a medios de progradação deltaica. En los tramos margosos de la parte inferior de la unidad se localizan niveles carbonatados de plataforma interna, ricos en macroforaminíferos, alveolínidos y nummulítidos (Figs. 3a, 4).

El límite superior de los sedimentos marinos del "Area de Tremp" es una discontinuidad erosiva (discordancia) que pone en contacto tanto los materiales del Sistema de Depósito Porredó, en la zona central, como los del Sistema de Depósito Mur-Puigvert, en la zona meridional, con los sedimentos de facies fluviales meandriformes de la Formación Montllobat (Nijman y Nio, 1975).

"Area de Suerri": En este sector los sedimentos del Grupo Ager presentan una gran similitud litológica con

los del "Área de Serraduy-Campo", que se describen más adelante. El primer intervalo marino suprayacente a los sedimentos continentales de la Formación Tremp está representado por 70 m. de carbonatos de plataforma interna, ricos en alveolínidos y orbitolítidos (Figs. 3b, 5). Este intervalo pertenece al Ilerdiense inferior y corresponde a las Calizas de *Alveolina* de la Formación Serraduy del "Área de Serraduy-Campo".

En los altos estructurales de esta área se localizan bioconstrucciones coralinas, representadas por los arrecifes de Iscles y Berganuy, que según Fonnesu (1984) se desarrollan por encima de una superficie erosiva que afecta a las Calizas de *Alveolina* (Fig. 3b). Estas Calizas Arrecifales pertenecen al Ilerdiense medio 1 y son coetáneas con el arrecife de Merli ("Área de Serraduy-Campo") y con el de Castellnou de Montsec (zona meridional del "Área de Tremp") según los datos que aportan en sus trabajos Gaemers (1978a, 1978b), Fonnesu (1984) y Eichenseer (1988).

En el "Área de Suerri", el conjunto de sedimentos formado por las Calizas de *Alveolina* y el tramo detrítico clástico que se halla entre dicha unidad y las Calizas Arrecifales ha sido caracterizado como Sistema de Depósito Colmenar-San Clemente (Fonnesu, 1984), y pertenece en conjunto al Ilerdiense inferior (Fig. 3b).

Lateralmente y por encima de las Calizas Arrecifales se localiza un intervalo predominantemente margoso, con intercalaciones de areniscas y limos, equivalente a las Margas de Riguala de la Formación Serraduy en el "Área de Serraduy-Campo". Dicho intervalo, perteneciente al Ilerdiense medio 1, presenta una potencia que varía desde 12 m., al Este del Coll del Vent, a 200 m. en la sección de Iscles (Figs. 3b, 5).

A continuación se localiza un intervalo equivalente a la Formación Puebla (Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985), perteneciente al Ilerdiense medio 2, caracterizado por dos intervalos limosos carbonatados con abundantes nummulítidos, separados entre sí por un intervalo margoso. La potencia de esta unidad aumenta en sentido W-E, siendo en la sección de Iscles alcanzando los 30 m. (Figs. 3b, 5).

En la zona de Iscles -entre los arrecifes de Iscles y Berganuy-, por encima de la Formación Puebla e infra-yacente al Sistema de Depósito Suerri (Fonnesu, 1984), se localiza un tramo de 70 m. de potencia no caracterizado por autores anteriores, formado por margas, areniscas, y por un nivel carbonatado rico en macroforaminíferos que se sitúa a techo (Figs. 3b, 5).

El Sistema de Depósito Suerri está formado por cuerpos detríticos grano- y estratocrecientes (facies de progradación deltaica) o por cuerpos detríticos con bases erosivas y secuencias verticales positivas (facies de relleno de canales distributarios). Los niveles detríticos superiores de este Sistema de Depósito equivalen estratigráficamente a los episodios de progradación deltaica de la Formación Roda en la zona del río Isábena (sección de Serraduy), observándose únicamente un nivel de solapamiento expansivo ("onlap"), caracterizado por la acumulación de alveolínidos, a techo de uno de los cuerpos detríticos progradantes.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, los materiales suprayacentes a la Formación Puebla, sin denominación previa, y los del Sistema de Depósito Suerri pertenecen al intervalo Ilerdiense medio 2/Cuisiense inferior.

En el sector oriental del "Área de Suerri", el límite superior es una discontinuidad erosiva (discordancia) que afecta a los materiales del Sistema de Depósito Suerri, localizándose por encima de dicha superficie los materiales fluviales meandriformes de la Formación Montllobat (Fig. 3b). En el sector central y occidental, el límite superior es también una discordancia que afecta a los materiales del Sistema de Depósito Suerri, siendo los sedimentos suprayacentes los conglomerados sinorogénicos del Eoceno superior-Oligoceno.

"Área de Serraduy-Campo": Por encima de la discontinuidad estratigráfica que caracteriza el techo de la Formación Navarra (Garrido y Ríos, 1972), se localiza un intervalo de sedimentos de facies fluviales (arcillas, arenas y conglomerados). La potencia de este intervalo disminuye en sentido E-W, presentando 20 m. en la sección de Serraduy y 12 m. en la sección de Campo (Figs. 3c, 6,7).

A continuación se desarrolla la Formación Serraduy (Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985), caracterizada por tres intervalos de litología diferentes:

- Calizas de plataforma interna con abundantes alveolínidos, denominadas Calizas de *Alveolina* (Nijman y Nio, 1975; Mutti *et al.*, 1985; Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985),

- Calizas Arrecifales, ubicadas en la zona de Merli (Gaemers, 1978a; Eichenseer, 1988).

- Sedimentos siliciclásticos predominantemente margosos de plataforma media y abierta que se desarrollan por encima de las Calizas de *Alveolina*, así como lateralmente y por encima de las Calizas Arrecifales. Este intervalo ha sido denominado "Marl Member" (Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985) de la Formación Serraduy o Margas de Riguala (Tosquella, 1988).

A lo largo del "Área de Serraduy-Campo", las Calizas de *Alveolina* están formadas por dos episodios de plataforma carbonatada interna, separados por un tramo detrítico de escasa potencia (alrededor de 1 m.) con abundantes ostreidos en la zona de Serraduy y por una cicatriz erosiva en la zona de Campo (Robador *et al.*, 1990b). El conjunto presenta una potencia de 55 m., repartidos entre los 26 m. de potencia del tramo inferior y los 28 m. de potencia del tramo superior; globalmente, la unidad pertenece al Ilerdiense inferior.

En la sección de Campo, el techo de las Calizas de *Alveolina* pasa progresivamente a niveles margo-calcáreos interpretados como depósito de plataforma abierta (Remacha y Zamorano, 1989). En la misma sección, las Margas de Riguala presentan en la parte inferior facies turbidíticas, "slumps" y olistolitos; el tramo superior está representado por sedimentos pelíticos con intervalos margo-calcáreos y "slumps", interpretados como facies de plataforma abierta y rampa.

La potencia de las Margas de Riguala pasa de 115 m. en la sección de Serraduy a 142 m. en la sección de

Campo, manifestando en sentido E-W un carácter marino progresivamente más profundo. Bioestratigráficamente esta unidad pertenece al Ilerdiense medio 1.

Las Calizas Arrecifales se disponen sobre una superficie erosiva que afecta a las Calizas de *Alveolina* infra-yacentes (Eichenseer, 1988) y pertenecen al Ilerdiense medio 1 (Fig. 3c).

Por encima de la Formación Serraduy se localiza la Formación Puebla (Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985), o Nivel de la Poble (Tosquella, 1988). Esta formación, que pertenece al Ilerdiense medio 2, se caracteriza litológicamente por dos niveles limosos carbonatados, ricos en macroforaminíferos, separados entre sí por un intervalo margoso. Representa un episodio transgresivo en un contexto de plataforma siliciclástica, que pasa progresivamente a facies más distales en sentido E-W. Así, entre las secciones de Serraduy y Campo se observa el paso de facies de plataforma eufótica profunda con discociclínidos, a facies de plataforma afótica con abundantes esponjas silíceas y sin macroforaminíferos y, finalmente, a facies de talud con "slumps". Localmente, en la base, se observan niveles detríticos con macroforaminíferos resedimentados y glauconita. La potencia varía, incrementándose en sentido E-W, desde 22 m. en la sección de Serraduy a 71 m. en la sección de Campo (Figs. 3c, 7).

A continuación se desarrolla la Formación Roda (*sensu* Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985), que abarca el intervalo Ilerdiense medio 2/Cuisiense inferior. En la zona del río Isábena (sección de Serraduy) esta unidad presenta una potencia total de 278 m., iniciándose con un intervalo de 115 m. de potencia, fundamentalmente margoso con intercalaciones detríticas y carbonatadas de poco espesor (menos de 1 m). Por encima se desarrollan tres grandes cuerpos detríticos arcóscicos principales, grano- y estratocrecientes de facies deltaicas, con retrabajamiento mareal: las Areniscas de Roda (Nio, 1976; Puigdefábregas *et al.*, 1985 y Tosquella, 1988). Los cuerpos detríticos están separados por intervalos margosos ricos en fauna marina, configurando el conjunto ciclos de "offlap-onlap" de facies de progradación deltaica y de plataforma interna, respectivamente. El conjunto de este intervalo presenta una potencia de 43 m. En la parte media y superior de la unidad (Complejo Detrítico Superior de Tosquella, 1988), sigue la misma tendencia sedimentaria en ciclos de tipo "offlap-onlap", si bien los cuerpos detríticos se hallan menos desarrollados en la vertical y presentan un carácter agradable; el conjunto de este último tramo presenta una potencia de 120 m. (Figs. 3c, 6).

Al Oeste del río Isábena, la Formación Roda pasa rápidamente a margas de prodelta y plataforma abierta que responden de forma respectiva a los sucesivos episodios de "offlap-onlap". El equivalente del Complejo Detrítico Superior en esta área, con un predominio de los sedimentos margosos y limosos carbonatados, se ha caracterizado como Miembro Esdolomada por Cuevas-Gozalo *et al.* (1985).

Por último, en la zona del río Esera (sección de Campo) los equivalentes laterales de la Formación Roda, con una potencia de 543 m. (Figs. 3c, 7), presentan unas ca-

racterísticas esencialmente margosas o margo-limosas. La parte inferior está representada por facies de plataforma afótica con esponjas silíceas y por facies de talud con "slumps". La parte superior está constituida por un importante tramo olistolítico (Remacha y Zamorano, 1989), en cuyo interior se localizan pequeños niveles detrítico-bioclásticos con fauna de la plataforma resedimentada.

#### *Grupo Castigaleu*

El Grupo Castigaleu aflora en toda la cuenca y está compuesto por la Formación Morillo (Cuevas-Gozalo *et al.*, 1985), por la Formación San Esteban (Nio, 1976) y por la Formación Montllobat (Nijman y Nio, 1975) (Fig. 2).

La Formación Morillo, denominada también "miliólid bed" (Nijman y Nio, 1975) o Nivel de Eroles (Samsó, 1988), pertenece al Cuisiense inferior. Aflora únicamente en el "Área de Serraduy-Campo" (Figs. 3c, 6, 7) y está compuesto por dos niveles carbonatados (calizas o limos carbonatados) ricos en macroforaminíferos, separados por un intervalo margoso. La potencia de esta unidad se incrementa en sentido E-W, siendo de 30 m. en la zona del río Isábena (sección de Serraduy) y de 57 m. en la zona del río Esera (sección de Campo). Representa un intervalo transgresivo cuyas facies más proximales -zona del río Isábena-, están representadas por carbonatos de plataforma interna con abundantes foraminíferos aporcelanados (miliólidos, orbitolítidos y alveolínidos), y las facies distales -zona del río Esera-, por limos carbonatados de plataforma media con nummulítidos y discociclínidos.

A continuación se localiza la Formación San Esteban, formada por margas rojas, areniscas y conglomerados arcóscicos (Figs. 3c,6,7). Los cuerpos detríticos presentan secuencias grano- y estratocrecientes configurando un sistema deltaico alimentado por corrientes trenzadas ("braided delta") que prograda en sentido NE-SW y pasa lateralmente, al Este del Coll del Vent ("Área de Suerri"), a los sedimentos fluviales meandriiformes de la Formación Montllobat (Fig. 3b).

Aunque con un carácter menos marcado que en la Formación Roda, la Formación San Esteban presenta igualmente ciclos de "offlap-onlap". Los solapamientos expansivos ("onlap") están representados en la zona del río Isábena por margas ricas en ostreidos y gasterópodos de facies salobres, siendo los géneros más representativos *Tympanotonos*, *Ptychopotamides* y *Pyrazus* (Samsó, 1988). En la zona del río Esera estos "onlaps" están representados por intervalos margosos ricos en macroforaminíferos, principalmente nummulítidos.

La Formación San Esteban pertenece al Cuisiense inferior y medio, su potencia varía desde los 250 m. en la zona del río Isábena (sección de Serraduy), a los 686 m. en la zona del río Esera (sección de Campo).

La Formación Montllobat es el equivalente lateral de la Formación San Esteban en las "Áreas de Suerri y de Trepmp". Está compuesta por sedimentos detríticos arcóscicos de facies fluviales meandriiformes con paleocorrientes predominantes del NE hacia el SW en la parte



Norte de la cuenca; en la parte central y meridional las paleocorrientes se reorganizan progresivamente hasta adquirir una componente E-W predominante. El límite inferior de esta formación en el sector meridional del "Area de Tremp" es una discontinuidad erosiva (discordancia) sobre los materiales del Sistema de Depósito Mur-Puigvert del Ilerdiense medio, mientras que en el sector central del "Area de Tremp" esta discordancia afecta a los materiales del Sistema de Depósito Porredó del Ilerdiense superior (Figs. 3a, 4). En el "Area de Suerri" -zona central de la cuenca- esta discordancia se sitúa sobre los sedimentos del Sistema de Depósito Suerri (Figs. 3b, 5) del Cuisiense inferior.

#### *Grupo Castissent-Campanúe inferior*

Este Grupo comprende la Formación Castissent (Nijman y Nio, 1975) y los depósitos conglomeráticos inferiores de la Formación Campanúe (Garrido, 1968).

La Formación Castissent representa un episodio regresivo muy marcado. Está formada por areniscas arcósicas de facies fluviales con paleocorrientes dirigidas de Este a Oeste. Únicamente en el sector más occidental de la cuenca (sección de Campo), presenta en la parte superior niveles de retrabajamiento marino, con macroforaminíferos que han permitido datarla como Cuisiense medio. La potencia es poco variable a lo largo de la Cuenca de Graus-Tremp, siendo de 127 m. en la sección de Campo (Fig. 7).

A continuación se localiza un tramo margo-arenoso con abundantes nummulítidos. Este nivel que representa un intervalo transgresivo de edad Cuisiense medio, se inicia en la zona del río Esera a techo de la Formación Castissent, incrementando su potencia en sentido E-W.

Sobre este intervalo, predominantemente margoso, se localizan los conglomerados de la Formación Campanúe, pertenecientes al Cuisiense superior/Luteciense basal. Esta formación está caracterizada por facies de abanico deltaico ("fan delta") progradantes en sentido N-S.

El resto de la sedimentación paleógena de la Cuenca de Graus-Tremp, está formada por masas conglomeráticas sinorogénicas de edades comprendidas entre el Eoceno superior y el Oligoceno (Fig. 2).

#### **Cronoestratigrafía**

Para efectuar la correlación de las unidades litoestratigráficas descritas en el apartado anterior, y establecer la relación entre las biozonas de macroforaminíferos bentónicos (alveolínidos y nummulítidos), microforaminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo con respecto a la magnetoestratigrafía, se han seleccionado de forma estratégica (según las unidades litológicas representadas y su ubicación geográfica) cuatro secciones.

La sección de Tremp es especialmente importante por ser el estratotipo del Ilerdiense. Recientemente se ha reestudiado su contenido en foraminíferos planctónicos (Canudo, 1990; Canudo, 1991; Canudo y Molina *in* Mo-

lina *et al.*, 1992; Canudo y Molina, 1992b), nanoplancton calcáreo (Sucunza *in* Canudo *et al.*, 1989; Molina *et al.*, 1992) y microforaminíferos bentónicos (McDougall y Ortiz *in* Molina *et al.*, 1992; Ortiz, 1993) y de los alveolínidos y nummulítidos (Samsó, Serra-Kiel y Tosquella *in* Pascual *et al.*, 1991; Samsó, Serra-Kiel y Tosquella *in* Molina *et al.*, 1992). La magnetoestratigrafía ha sido establecida por Pascual y Parés *in* Pascual *et al.* (1991), Pascual y Parés *in* Molina *et al.* (1992) y Pascual (1992). La sucesión estratigráfica y la litología de esta sección es representativa de la zona central del área oriental de la cuenca. Sin embargo, la sección presenta inconvenientes como es su pobreza en el contenido en foraminíferos planctónicos, y la ausencia de algunas de las biozonas de alveolínidos y nummulítidos que caracterizan el Ilerdiense. La falta en el registro fósil de las especies representativas de las biozonas ausentes, se ha podido suplir gracias a la correlación estratigráfica con secciones cercanas donde sí se encuentran localizadas.

En la sección de Iscles, situada entre los arrecifes de Iscles y Berganuy en el "Area de Suerri", se ha efectuado el estudio de los macroforaminíferos (alveolínidos y nummulítidos) que ha permitido establecer que la sedimentación marina de esta área abarca desde el Ilerdiense inferior al Cuisiense inferior. En esta área se localizan los sedimentos marinos de edad Cuisiense más orientales de la Cuenca de Graus-Tremp. Se ha efectuado también, el estudio magnetoestratigráfico puntual de algunos niveles para facilitar su correlación estratigráfica con las unidades litoestratigráficas de las áreas adyacentes.

La sección de Serraduy es representativa de la sucesión estratigráfica y de la litología de la zona oriental del "Area de Serraduy-Campo" en el valle del río Isábena. El estudio de los macroforaminíferos ha permitido establecer que los sedimentos marinos de esta sección abarcan desde el Thanetiense al Cuisiense inferior (*partim* Samsó *et al.*, 1990; *partim* Tosquella *et al.*, 1990; Serra-Kiel, Samsó y Tosquella *in* Robador *et al.*, 1990b). Se ha efectuado también el estudio magnetoestratigráfico puntual de algunos niveles para facilitar la correlación estratigráfica. Esta sección es especialmente interesante por estar ubicada en la zona más oriental de afloramiento de los niveles marinos del Thanetiense en la cuenca.

La sección de Campo es representativa de la sucesión estratigráfica y de la litología de la zona occidental del "Area de Serraduy-Campo" en el valle del río Esera. Su interés radica en ser el paraestratotipo del Ilerdiense, encontrándose este piso ubicado entre sedimentos marinos, a diferencia de la sección de Tremp donde sus límites inferior y superior están representados por sedimentos de facies continental. Esta sección abarca el intervalo Thanetiense/Cuisiense medio y presenta niveles especialmente ricos en foraminíferos planctónicos. Recientemente se han reestudiado los foraminíferos planctónicos por Canudo (1990), Canudo (1991), Canudo y Molina *in* Molina *et al.* (1992) y Canudo y Molina (1992b), los microforaminíferos bentónicos por McDougall y Ortiz *in* Molina *et al.* (1992) y Ortiz (1993), el nanoplancton calcáreo por Sucunza *in* Canudo *et al.*, (1989) y Molina *et*

al. (1992), y los macroforaminíferos por Samsó *et al.* (1990), Tosquella *et al.* (1990), por Serra-Kiel, Samsó y Tosquella *in* Robador *et al.* (1990b), y Samsó, Serra-Kiel y Tosquella *in* Molina *et al.* (1992). Se ha efectuado también la magnetoestratigrafía desde la base de la Formación Navarri hasta la Formación Morillo, es decir desde el Thanetiense al Cuisiense inferior, por Pascual y Parés *in* Molina *et al.* (1992) y Pascual (1992).

### Bioestratigrafía

La bioestratigrafía de los perfiles considerados se ha establecido a partir del estudio de diferentes taxones. Los macroforaminíferos son especialmente útiles para la datación de las facies de plataforma interna (alveolínidos) y media (nummulítidos), mientras que los foraminíferos planctónicos para los sedimentos de plataforma abierta.

La base bioestratigráfica utilizada en este trabajo para las especies de alveolínidos se debe a Hottinger (1960), Drobne (1977) y Hottinger y Drobne (1988), mientras que para los nummulítidos nos hemos basado en los trabajos de Hottinger (1977) y Schaub (1981). Se han utilizado las biozonas de macroforaminíferos (alveolínidos y nummulítidos) del intervalo Thanetiense-Cuisiense consideradas por Schaub (1981).

Respecto a los foraminíferos planctónicos se han utilizado dos biozonaciones, una pretendidamente estándar para medios tropicales (Berggren y Miller, 1988), en la cual las biozonas están nombradas por números y letras. La otra biozonación es de tipo regional (Canudo y Molina, 1992b) y ha sido definida para el Pirineo, por lo que se discute en los diferentes perfiles las peculiaridades de las asociaciones de los foraminíferos planctónicos. Cuando utilizamos esta biozonación la nomenclatura viene dada por los taxones índice.

*Sección de Tremp (Estratotipo del Ilerdiense):* La sección aflora a lo largo de la carretera de Tremp a Puente de Montañana, entre el kilómetro 21.4 y el kilómetro 13.2, desde la localidad de Claret al Collado de Montillobat.

Dada la importancia de la sección, su contenido fósilífero ha sido muy estudiado. Los macroforaminíferos han sido estudiados por Hottinger (1960), Lehmann (1962), Luterbacher (1969, 1970, 1973), Gaemers (1978b), Schaub (1981) y Samsó, Serra-Kiel y Tosquella *in* Pascual *et al.* (1991) y Samsó, Serra-Kiel y Tosquella *in* Molina *et al.* (1992); los microforaminíferos bentónicos por Ferrer *et al.* (1973), Le Calvez (1975), McDougall y Ortiz *in* Molina *et al.* (1992) y Ortiz (1993); los foraminíferos planctónicos por Gaertner y Hay (1962), Hillebrandt (1965), Luterbacher (1969), Ferrer *et al.* (1973), Blow (1979), Canudo (1990), Canudo (1991), Canudo y Molina *in* Molina *et al.* (1992) y Canudo y Molina (1992b); el nanoplancton calcáreo por Wilcoxon (1973), Kapellos *in* Kapellos y Schaub (1973, 1975) y Molina *et al.* (1992); los dinoflagelados por Caro (1973); los ostrácodos por Carbonnel (1975), Tambareau (1975), Lété (1987) y Guernet *in* Molina *et al.* (1992); y los moluscos por De Renzi (1971, 1975).

La estratigrafía de esta sección se ha descrito en el

apartado anterior al caracterizar los sedimentos de la zona central del "Área de Tremp". La litoestratigrafía, magnetoestratigrafía y las biozonas de los taxones estudiados están representados en la Figura 4. El estudio de los macroforaminíferos ha permitido caracterizar las siguientes biozonas:

1) En las muestras situadas en los niveles carbonatados de la parte inferior del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs, la presencia de *Alveolina cucumiformis* Hottinger 1960, *A. dolioliformis* (Schwager 1883), *A. piper* Hottinger 1960, y de *A. globula* Hottinger 1960, caracteriza el Ilerdiense inferior 1 (Biozona *A. cucumiformis*).

2) En las muestras situadas en las "Pattalophyllia Clay" del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs, la asociación compuesta por *Nummulites oblatiscus* Hottinger 1977, *N. spirectypus* Doncieux 1926, *N. aff. exilis* Douvillé 1919, *N. praecursor* De La Harpe 1883, *Assilina arenensis* Almela 1949, *Operculina ammonea ammonea* Leymerie 1846, y *O. custugensis* Massieux 1973, caracteriza el Ilerdiense medio 1 (Biozona *N. robustiformis*).

3) La asociación de nummulítidos de las "Nummulites globulus Clay" de los Sistemas de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs, Santa Lúcia y Forals, compuesta por *Nummulites exilis* Douvillé 1919, *N. globulus nanus* Schaub 1981, *N. globulus laxiformis* Schaub 1981, *N. globulus latior* Schaub 1981, *N. atacicus* Leymerie 1846, *N. subramondi* De La Harpe 1883, *N. aff. laxus* Schaub 1951, *Assilina leymeriei* (D'Archiac y Haime, 1853), *As. pustulosa* Doncieux 1926, *As. luterbacheri* Schaub 1981, y *Operculina canalifera* D'Archiac 1863, caracteriza el Ilerdiense medio 2 (Biozona *N. exilis*).

4) Los niveles del Sistema de Depósito Porredó presentan una asociación de alveolínidos y nummulítidos formada por *Alveolina* aff. *schwageri* (Checchia-Rispoli, 1905), *A. trempina* Hottinger 1960, *A. aff. rütimeyeri* Hottinger 1960, *A. rotundata* Hottinger 1960, *A. aragonensis* Hottinger 1960, *A. coudurensis* Hottinger 1960, *A. fornasinii*. Checchia-Rispoli 1905, *Nummulites praeivius* Schaub 1951, *N. involutus* Schaub 1951, *N. increscens* Schaub 1951, *N. subramondi* De La Harpe 1883, *N. laxus* Schaub 1951, y *Assilina pomeroli* Schaub 1981. Dicha asociación caracteriza el Ilerdiense superior (Biozonas *A. trempina* y *N. involutus*).

En resumen, en esta sección se encuentran representados por alveolínidos el Ilerdiense inferior 1 y el Ilerdiense superior (Biozonas *A. cucumiformis* y *A. trempina*), y por nummulítidos el Ilerdiense medio 1, el Ilerdiense medio 2 y el Ilerdiense superior (Biozonas *N. robustiformis*, *N. exilis* y *N. involutus*). Por correlación estratigráfica con las secciones estudiadas por Hottinger (1960) y Gaemers (1978a, 1978b), se pueden ubicar las biozonas ausentes correspondientes al Ilerdiense inferior (Biozonas *A. ellipsoidalis* y *N. fraasi*) y al Ilerdiense medio 2 (Biozona *A. corbarica*), no encontrándose en el "Área de Tremp" alveolínidos representativos del Ilerdiense medio 1 (Biozona *A. moussoulensis*).

La primera aparición de foraminíferos planctónicos, en la parte alta de las "Pattalophyllia Clay", dentro del

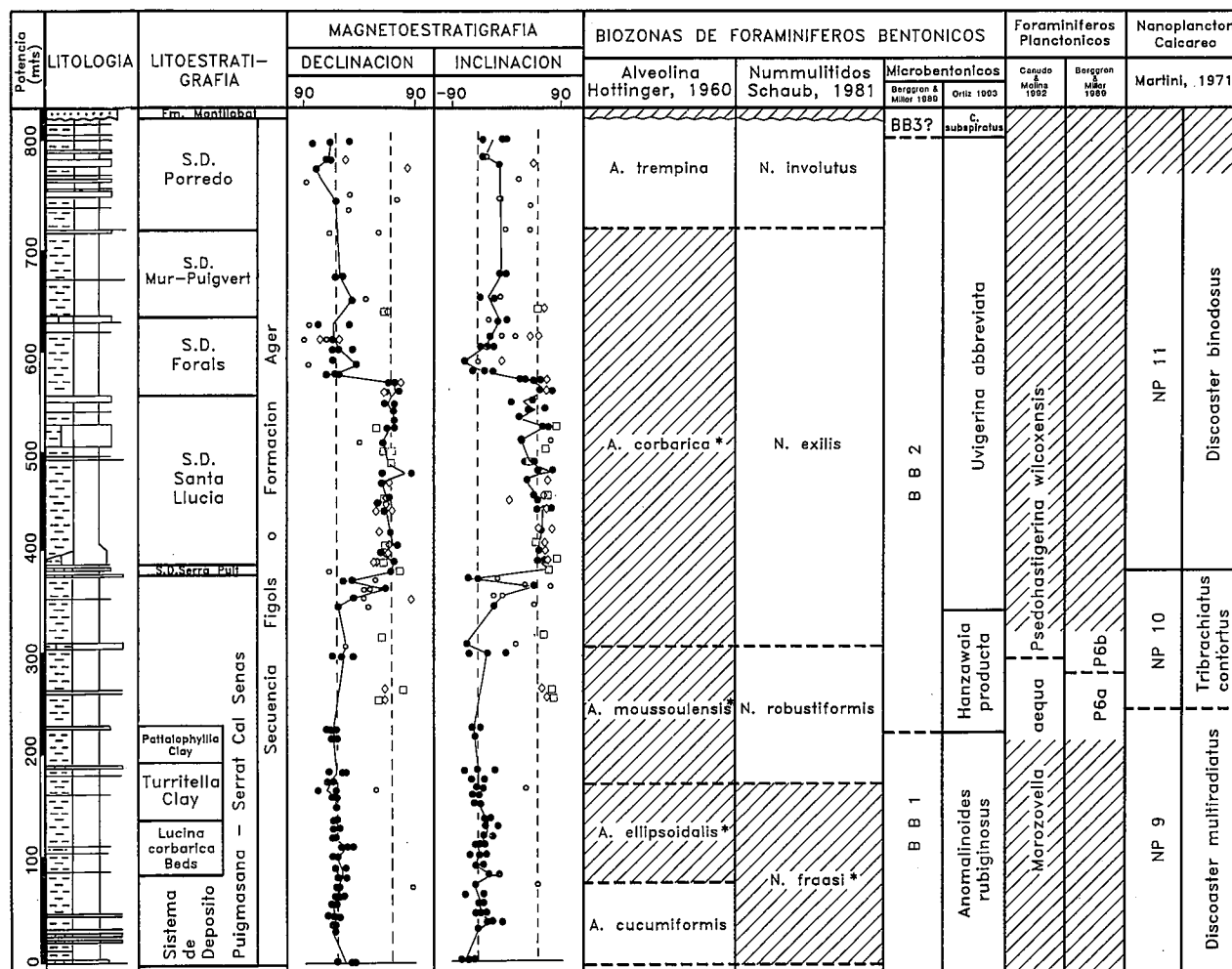


Figura 4.- Litoestratigrafía, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía de la sección de Tremp. Los círculos negros y blancos indican las direcciones paleomagnéticas de clase 1 y clase 2, respectivamente; los cuadrados indican direcciones de clase 3, y los rombos indican direcciones paleomagnéticas de clase 4. Los tramos rayados corresponden a intervalos en los cuales no se han podido caracterizar las biozonas. Las biozonas rayadas y con asterisco se han ubicado a partir de datos propios de secciones cercanas o por correlación con otros taxones.

Sistema de Depósito de Puigmasana-Serrat de Cal Senès, representa un evento característico, ya que en el resto de la sección o bien no se encuentran representados, o bien son muy escasos (menos del 0,1%). En la parte alta de las "Pattalophyllia Clay" oscilan entre el 5 y el 10% y presentan la siguiente asociación: *Morozovella subbotinae* (Morozova 1939), *M. gracilis* (Bolli 1957), *M. aequa* (Cushman y Renz 1942), *M. marginodentata* (Subbotina 1953), *M. edgari* (Premoli Silva y Bolli 1973), *Globanomalina ovalis* Haque 1956, *Subbotina velascensis* (Cushman 1925), *S. eocaenica* (Terquem 1982), *S. triangularis* (White 1928 sensu Bolli 1957), *Planorotalites elongata* (Glaessner 1953), *Muricoglobigerina aquiensis* (Loeblich y Tappan 1957), *M. soldadoensis* (Bronniman 1952), *M. angulosa* (Bolli 1957), *Acarinina acarinata* (Subbotina 1953), y *A. wilcoxensis* (Cushman y Ponton 1932). Estos foraminiferos planctónicos son típicos de la Biozona P6a según la biozonación para medios tropicales de Berggren y Miller (1988) y de la Biozona de *Morozovella aequa* según la de Canudo y Molina (1992b) para el Pirineo. Por tanto, la parte alta de las "Pattalophyllia Clay" pertenece a estas biozonas, pero la mayor parte de la parte superior del Sistema de Depósito

Puigmasana-Serrat de Cal Senès no contiene suficientes foraminiferos planctónicos para una datación fiable y la ausencia de marcadores zonales, como *Pseudohastigerina wilcoxensis*, posiblemente se deba a causas paleoecológicas. Por todo ello consideramos muy probable que la mayor parte de este intervalo pertenezca a la Biozona P6b, o Biozona de *Pseudohastigerina wilcoxensis*.

El nanoplankton calcáreo es más abundante que los foraminiferos planctónicos, a excepción de la base y techo de la sección donde es escaso y se encuentra mal conservado.

En el intervalo comprendido entre los niveles inferiores de la sección hasta la parte baja de las "Nummulites globulus Clay" (techo del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat de Cal Senès), la presencia de *Discoaster multiradiatus* Bramlette y Riedel 1954, *Markalius inversus* (Deflandre 1954), *Micrantholithus vesper* Deflandre 1950, *Toweius? eminens* (Bramlette y Sullivan 1961) y *Braarudosphaera bigelowii* (Gran y Braarud 1935), pueden corresponder tanto a la Biozona NP9 como a la NP10. Sin embargo, por correlación entre las biozonas de los diferentes taxones estudiados en esta sección y en la sección de Campo, el límite entre las Biozonas NP9 y NP10 se localiza

zaría en la parte baja de las "*Nummulites globulus* Clay", cerca del límite con las "*Patalophyllia* Clay" (Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs).

La Biozona NP11 comprende el intervalo entre la parte baja de las "*Nummulites globulus* Clay" (techo del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs) y el techo del Sistema de Depósito Mur-Puigvert. Dicha biozona está representada por la aparición de *Discoaster binodosus* Martini 1958, *D. barbadiensis* Tan 1927, *Sphaenolithus radians* Deflandre 1952, *S. editus* Perch-Nielsen 1978, *Tribrachiatus orthostylus* A Shamrai 1963, *Discoaster distinctus* Martini 1958, *Toweius? magnicrassus* (Bukry 1971), *Rhabdosphaera solus* Perch-Nielsen 1971, y *Tribrachiatus orthostylus* B Shamrai 1963, conjuntamente con *Micrantholithus vesper*, *Toweius? eminens*, y *B. bigelowii*. En los niveles inferiores del Sistema de Depósito Santa Lúcia esta asociación está acompañada de *D. multiradiatus*, mientras que en los niveles superiores del Sistema de Depósito Mur-Puigvert está acompañada de *Discoaster kuepperi* Stradner 1959, y *Transversopontis pulcher* (Deflandre 1954).

La Biozona NP12 que había sido reconocida por Kappellos in Kappellos y Schaub (1973, 1975) no se ha identificado, al no encontrarse la especie índice *Discoaster lodoensis*, mientras que *Discoaster kuepperi*, localizado en la parte superior del Sistema de Depósito Mur-Puigvert, no podemos considerarlo como una especie alternativa dada su poca frecuencia y su problemática aparición.

En referencia a los microforaminíferos bentónicos, la parte baja del Ilerdiense inferior del perfil de Tremp contiene escasas ( $\leq 4\%$ ) especies cosmopolitas del Paleoceno superior con valor bioestratigráfico. Entre ellas se han identificado *Anomalinoidea rubiginosus* (Cushman 1926) ( $\leq 3,7\%$ ), y *Cibicidoides succedens* (Brotzen 1948) ( $\leq 0,1\%$ ). Estos taxones están acompañados por abundantes especies de los géneros *Valvulina*, *Discorbis* y *Elphidium* característicos de un ambiente de plataforma restringida. En la parte alta del Ilerdiense inferior y baja del Ilerdiense medio han sido identificados *Cibicidoides hyphalus* Fischer 1969 (10%), *Pullenia coryelli* White 1929 ( $\leq 0,4\%$ ), *Bulimina trigonalis* ten Dam 1944 (1,9%), *Trifarxulina indentata* (Cushman y Jarvis 1928) (0,9%), *Spiroplectamina tanetheana* Lalicker 1955 ( $\geq 1,4\%$ ) acompañadas por especies características de la parte media de la plataforma pertenecientes a los géneros *Asterigerina*, *Nonion*, *Pararotalia* y *Anomalinoidea*. Este intervalo pertenece a la Biozona de *Anomalinoidea rubiginosus* de Ortiz (1993) que comprende desde la primera aparición de *A. rubiginosus* a la primera aparición de *Hanzawaia producta* (Terquem 1882). Las especies citadas con anterioridad son características del Paleoceno superior y han sido identificadas en este mismo intervalo en Dinamarca por Brotzen (1948), en la Cuenca de París por Le Calvez (1970) y en el Thanetense de Inglaterra por Murray *et al.* (1989).

Las especies eocenas aparecen gradualmente desde la parte alta del Ilerdiense medio 1. Este intervalo junto con la parte baja del Ilerdiense medio 2 corresponde a la Biozona de *Hanzawaia producta* de Ortiz (1993). Esta bio-

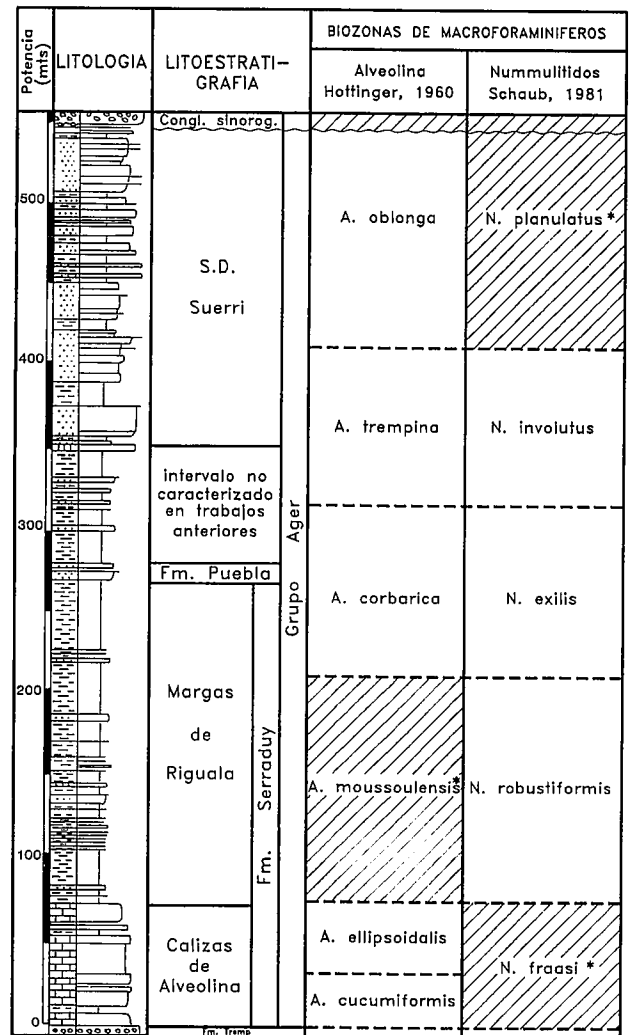


Figura 5.- Litoestratigrafía y bioestratigrafía de la sección de Iscles. Las biozonas rayadas y con asterisco se han ubicado a partir de datos propios de secciones cercanas o por correlación con otros taxones.

zona de intervalo tiene su límite inferior en la primera aparición de la especie que lleva su nombre y el superior en la primera aparición de *Uvigerina abbreviata* (Terquem 1882). En este intervalo son abundantes las formas de mar abierto pertenecientes a los géneros *Cibicidoides*, *Spiroplectamina* y *Lenticulina*. Entre las especies características del Eoceno hay que destacar *Hanzawaia producta* (Terquem 1882) ( $\leq 3,5\%$ ), *Eponides lotus* (Schwager 1883) ( $\leq 30\%$ ), *Cibicidoides eocaenus* (Guembel 1868) ( $\leq 10\%$ ), y *Gyroidinoides soldanii* (d'Orbigny 1926) ( $\leq 6,5\%$ ).

La parte alta del Ilerdiense medio 2 y casi todo el Ilerdiense superior pertenecen a la Biozona de *Uvigerina abbreviata* de Ortiz (1993). El límite inferior de esta biozona coincide con la primera aparición de *Uvigerina abbreviata* (Terquem 1882) y el superior con la primera aparición de *Cibicidoides subspiratus* (Nutall 1930). En este intervalo son abundantes las especies *Cibicidoides spirospunctatus* Galloway y Morrey 1931, y *Cibicidoides proprius* Brotzen 1948. La presencia en la parte alta del

Ilerdiense superior de la especie *Uvigerina cocoaensis* Cushman 1925 podría indicar la presencia de la Biozona de *Cibicoides subspiratus* de Ortiz (1993).

**Sección de Iscles:** Situada cerca del pueblo de Iscles, entre los arrecifes de Iscles y Berganuy, esta sección presenta una potencia de 550 m. La litoestratigrafía y las biozonas de los taxones estudiados están representados en la Figura 5. El estudio de los macroforaminíferos ha permitido caracterizar las siguientes biozonas:

1) En las Calizas de *Alveolin* se reconocen dos asociaciones de alveolínidos. La primera localizada en los primeros 25 m. de la sección, presenta *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* (Schwager 1883), *A. (G.) subtilis* Hottinger 1960, *A. dolioliformis*, *A. globula*, *A. aramaea* Hottinger 1960, y *A. cucumiformis*, que caracterizan el Ilerdiense inferior 1 (Biozona *A. cucumiformis*). La segunda asociación, localizada en la parte media y superior de la unidad, presenta *Alveolina (Glomalveolina) lepidula*, *A. (G.) subtilis*, *A. pasticillata* Schwager 1883, *A. aff. dolioliformis* (Schwager 1883), y *A. ellipsoidalis* Schwager 1883; caracterizan el Ilerdiense inferior 2 (Biozona *A. ellipsoidalis*).

2) En las Margas de Riguala son frecuentes los niveles ricos en nummulítidos, siendo la asociación característica la formada por *Nummulites spirectypus*, *N. roselli* Schaub 1981, *N. mouratovi* Nemkov y Barkhatova 1961, *Assilina arenensis* Almela 1949, *Operculina custugensis*, y *O. ammona ammona*, que caracteriza el Ilerdiense medio 1 (Biozona *N. robustiformis*).

3) En la Formación Puebla se localizan dos asociaciones de macroforaminíferos. La primera de nummulítidos se encuentra en los niveles inferiores de la unidad, contiene *Nummulites globulus laxiformis*, *N. aff. praelucasi* Douvillé 1924, *Assilina pustulosa*, y *As. luterbacheri*; caracterizan el Ilerdiense medio 2 (Biozona *N. exilis*). La segunda asociación contiene *Alveolina corbarica* Hottinger 1960, *A. leupoldi* Hottinger 1960, *A. cylindrata* Hottinger 1960, *A. aragonensis*, y *A. ilderdensis* Hottinger 1960. Ambas asociaciones caracterizan el Ilerdiense medio 2 (Biozona *A. corbarica*).

4) En el nivel carbonatado situado a techo del intervalo margoso infrayacente al Sistema de Depósito Suerri, contiene *Alveolina rotundata*, *Nummulites globulus laxiformis*, *N. soerenbergensis* Schaub 1951, *N. increscens*, *N. crimensis* Nemkov y Barkhatova 1961, *N. aff. praelucasi* Douvillé 1924, *N. involutus* Schaub 1951, *Assilina pomeroli*, *As. luterbacheri*, y *Operculina aff. escheri* Hottinger 1977. Esta asociación caracteriza el Ilerdiense superior (Biozonas *A. trempina* y *N. involutus*).

5) En la parte superior del Sistema de Depósito Suerri, la asociación de *Alveolina oblonga* D'Orbigny 1826, *A. schwageri* Checchia-Rispoli 1905, y *A. fornasinii* Checchia-Rispoli 1905, caracteriza el Cuisiense inferior (Biozona *A. oblonga*).

En esta sección se encuentran representadas por alveolínidos el Ilerdiense inferior 1, el Ilerdiense inferior 2, el Ilerdiense medio 2, el Ilerdiense superior y el Cuisiense inferior (Biozonas *A. cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*,

*A. corbarica*, *A. trempina* y *A. oblonga*). En base a los nummulítidos se encuentran representados el Ilerdiense medio 1, el Ilerdiense medio 2 y el Ilerdiense superior (Biozonas *N. robustiformis*, *N. exilis* y *N. involutus*). No se localizan alveolínidos representativos del Ilerdiense medio 1 (Biozona *A. moussoulensis*), ni nummulítidos del Ilerdiense inferior (Biozona *N. fraasi*) ni del Cuisiense inferior (Biozona *N. planulatus*).

**Sección de Serraduy:** Situado en el valle del río Isábena, la parte inferior de la sección aflora entre el kilómetro 19 y el kilómetro 17 de la carretera de Graus a Pont de Suert, encontrándose la población de Serraduy sobre las Calizas de *Alveolina*. La parte superior de la sección aflora a lo largo de la pista rural que une las poblaciones de La Puebla de Roda con San Esteban del Mall. La potencia total de la sección es de 970 m. La litoestratigrafía, magnetoestratigrafía y las biozonas de los taxones estudiados están representados en la Figura 6.

Los macroforaminíferos es el único grupo que ha sido estudiado en esta sección, con la finalidad de establecer la bioestratigrafía. Estos organismos han sido descritos o citados por Crusafont *et al.* (1966, 1968), De Renzi

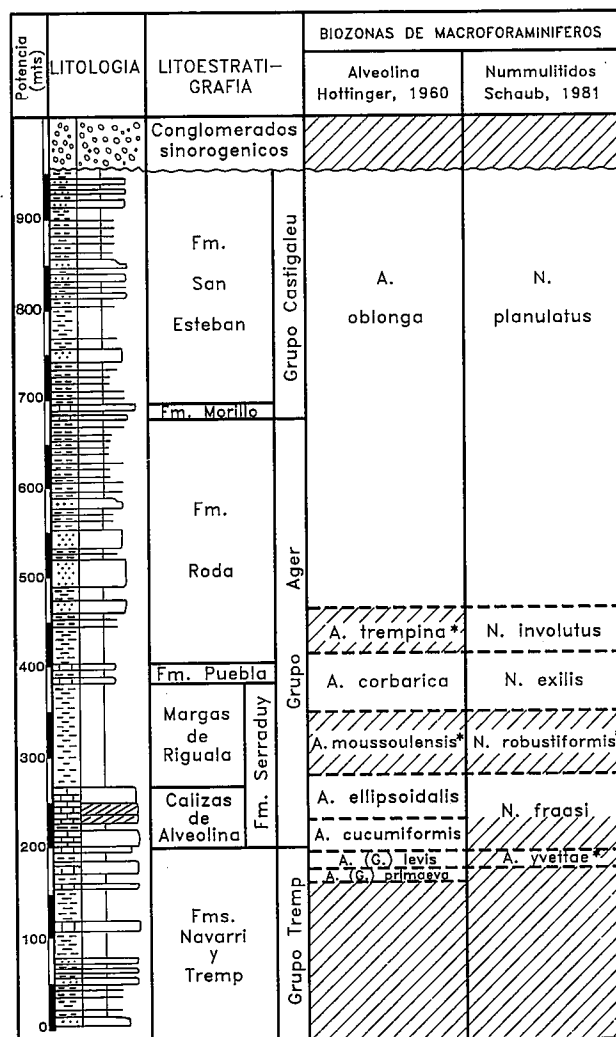


Figura 6.- Litoestratigrafía y bioestratigrafía de la sección de Serraduy. Las biozonas rayadas y con asterisco se han ubicado a partir de datos propios de secciones cercanas o por correlación con otros taxones.

(1967), Samsó *et al.* (1990), Tosquella *et al.* (1990) y por Serra-Kiel, Samsó y Tosquella *in* Robador *et al.* (1990b). El estudio de los macroforaminíferos ha permitido caracterizar las siguientes biozonas :

1) En los niveles carbonatados de la Formación Navarri la presencia de *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva* Reichel 1937, y de *A. (G.) levis* Hottinger 1960, caracteriza el Thanetiense.

2) En las Calizas de *Alveolina* se observan dos asociaciones de alveolínidos. La primera con *Alveolina* (*Glomalveolina*) *lepidula*, *A. (G.) subtilis*, *A. globula*, *A. aramaea aramaea*, y *A. cucumiformis*, caracteriza el Ilerdiense inferior 1 (Biozona *A. cucumiformis*). La segunda asociación con *Alveolina ellipsoidalis*, *A. aff. dolioliformis*, y *A. (G.) lepidula*, caracteriza el Ilerdiense inferior 2 (Biozona *A. ellipsoidalis*).

3) En la parte inferior de las Margas de Riguala, se encuentran *Nummulites fraasi* De la Harpe 1883, *N. aff. praecursor* De La Harpe 1883, y *Operculina aff. subgranulosa* D'Orbigny 1850, caracterizan el Ilerdiense inferior 2 (parte alta de la Biozona *N. fraasi*). En la parte superior de la misma unidad, la presencia de *Nummulites exilis*, *N. atacicus*, *N. spirectypus*, *N. cf. crimensis*, *Operculina custugensis*, *O. canalifera*, *Assilina pustulosa*, y *As. luterbacheri*, caracterizan el Ilerdiense medio 2 (Biozona *N. exilis*).

4) En la Formación Puebla la asociación de *Alveolina corbarica* y *Nummulites atacicus*, caracteriza el Ilerdiense medio 2 (Biozonas *A. corbarica* y *N. exilis*).

5) En el intervalo predominantemente margoso de la base de la Formación Roda, la presencia de *Nummulites spirectypus*, *N. crimensis*, *N. praelucasi*, *N. globulus globulus*, *N. increscens*, *Assilina pomeroli*, *As. luterbacheri*, *Operculina aff. ammonea*, y *O. aff. karreri* Penecke 1885, caracterizan el Ilerdiense superior (Biozona *N. involutus*). A techo del primer cuerpo progradante la presencia de *Nummulites burdigalensis burdigalensis* De La Harpe 1883, *N. parstchi* De La Harpe 1880, *N. aquitanicus* Benoist 1889, *N. praelucasi* Douvillé 1924, *N. bombitus* Hottinger 1977, *N. leupoldi* Schaub 1951, *N. soerenbergensis*, *N. increscens*, *Assilina placentula* (Deshayes 1838), *Operculina karreri* Penecke 1885, y *O. escheri* Hottinger 1977, caracterizan el Cuisiense inferior (Biozona *N. planulatus*). En la mitad de la unidad, la misma Biozona está caracterizada por la asociación de *Nummulites pernotus*, *N. soerenbergensis*, *N. increscens*, *N. praelucasi*, *N. leupoldi*, *N. bombitus*, y *Assilina placentula*. En la parte superior de la unidad, la asociación de *Alveolina riitimeyeri* Hottinger 1960, *A. oblonga*, *A. indicatrix* Hottinger 1960, *A. fornasinii*, *Nummulites leupoldi*, *N. soerenbergensis*, *N. aff. pomeli* Ficheur 1890, *N. subramondi*, y *Assilina aff. placentula*, caracteriza asimismo el Cuisiense inferior (Biozonas *A. oblonga* y *N. planulatus*).

6) En la base de la Formación Morillo, la asociación *Alveolina oblonga*, *A. fornasinii*, *A. sicula* De Stefani 1951, *A. canavarii* Checchia-Rispoli 1905, *Nummulites aff. pomeli*, *N. rotularius*, y *Assilina aff. placentula*, caracteriza también el Cuisiense inferior (Biozonas *A. oblonga* y *N. planulatus*).

7) En la base de la Formación San Esteban, la asociación de *Alveolina oblonga*, *A. fornasinii*, *A. aff. lehneri* Hottinger 1960, *A. (Glomalveolina) minutula* Reichel *in* Renz 1936, *Nummulites praelucasi*, *N. soerenbergensis*, *N. aff. pomeli*, y *N. rotularius*, caracteriza el Cuisiense inferior (Biozonas *A. oblonga* y *N. planulatus*).

En esta sección se encuentran representados por alveolínidos el Thanetiense, el Ilerdiense inferior 1, el Ilerdiense inferior 2, el Ilerdiense medio 2 y el Cuisiense inferior (Biozonas *A. (G.) primaeva*, *A. (G.) levis*, *A. cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*, *A. corbarica* y *A. oblonga*), y por nummulítidos el Ilerdiense inferior 2, el Ilerdiense medio 2, el Ilerdiense superior y el Cuisiense inferior (parte alta de la Biozona *N. fraasi*, y las Biozonas *N. exilis*, *N. involutus* y *N. planulatus*). Faltan los alveolínidos representativos del Ilerdiense medio 1 y del Ilerdiense superior (Biozonas *A. moussoulensis* y *A. trempina*); respecto los nummulítidos faltan los representantes del Thanetiense, del Ilerdiense inferior 1 y del Ilerdiense medio 1 (Biozona *As. yvettae*, parte baja de la Biozona *N. fraasi* y Biozona *N. robustiformis*).

*Sección de Campo (Paraestratotipo del Ilerdiense):* Esta sección aflora a 2 Km. al sur de la población de Campo, siguiendo la carretera que une a dicha población con la de Graus. El tramo estudiado presenta una potencia de 2115 m.

El registro fósil ha sido muy estudiado. En este sentido cabe destacar los estudios sobre macroforaminíferos de Hottinger (1960), Schaub (1966, 1973, 1981), Samsó *et al.* (1990), Tosquella *et al.* (1990), Serra-Kiel, Samsó y Tosquella *in* Robador *et al.* (1990b), Samsó, Serra-Kiel y Tosquella *in* Molina *et al.* (1992); los microforaminíferos bentónicos por McDougall y Ortiz *in* Molina *et al.* (1992) y Ortiz (1993); los foraminíferos planctónicos por Hillebrandt (1965), Canudo *et al.* (1989), Canudo (1990), Canudo (1991), Canudo y Molina *in* Molina *et al.* (1992) y Canudo y Molina (1992b); el nanoplancton calcáreo por Wilcoxon (1973), Kapellos *in* Kapellos y Schaub (1973), Sucunza *in* Canudo *et al.* (1989), y Molina *et al.* (1992); los dinoflagelados por Caro (1973); y los ostrácodos por Ducasse (1972), Tambareau (1975) y Guernet *in* Molina *et al.* (1992). La litoestratigrafía, magnetoestratigrafía y las biozonas de los taxones estudiados están representados en la Figura 7. El estudio de los macroforaminíferos ha permitido establecer la presencia de las siguientes biozonas:

1) En la primera plataforma carbonatada de la Formación Navarri, la presencia de la asociación *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva*, *Fallotella alavensis* Mangin 1954, *Broeckinella arabica* Henson 1948, y *Operculina heberti* Munier-Chalmas 1884, caracteriza la Biozona *A.(G.) primaeva*. En la segunda plataforma de la misma unidad, la asociación formada por *Alveolina* (*Glomalveolina*) *levis*, *Assilina yvettae* Schaub 1981, y *Operculina azilensis* Tambareau 1966, caracteriza las Biozonas *A. (G.) levis* y *As. yvettae*, ambas del Thanetiense.

2) En las Calizas de *Alveolina*, se localizan dos asociaciones diferentes de macroforaminíferos. La primera

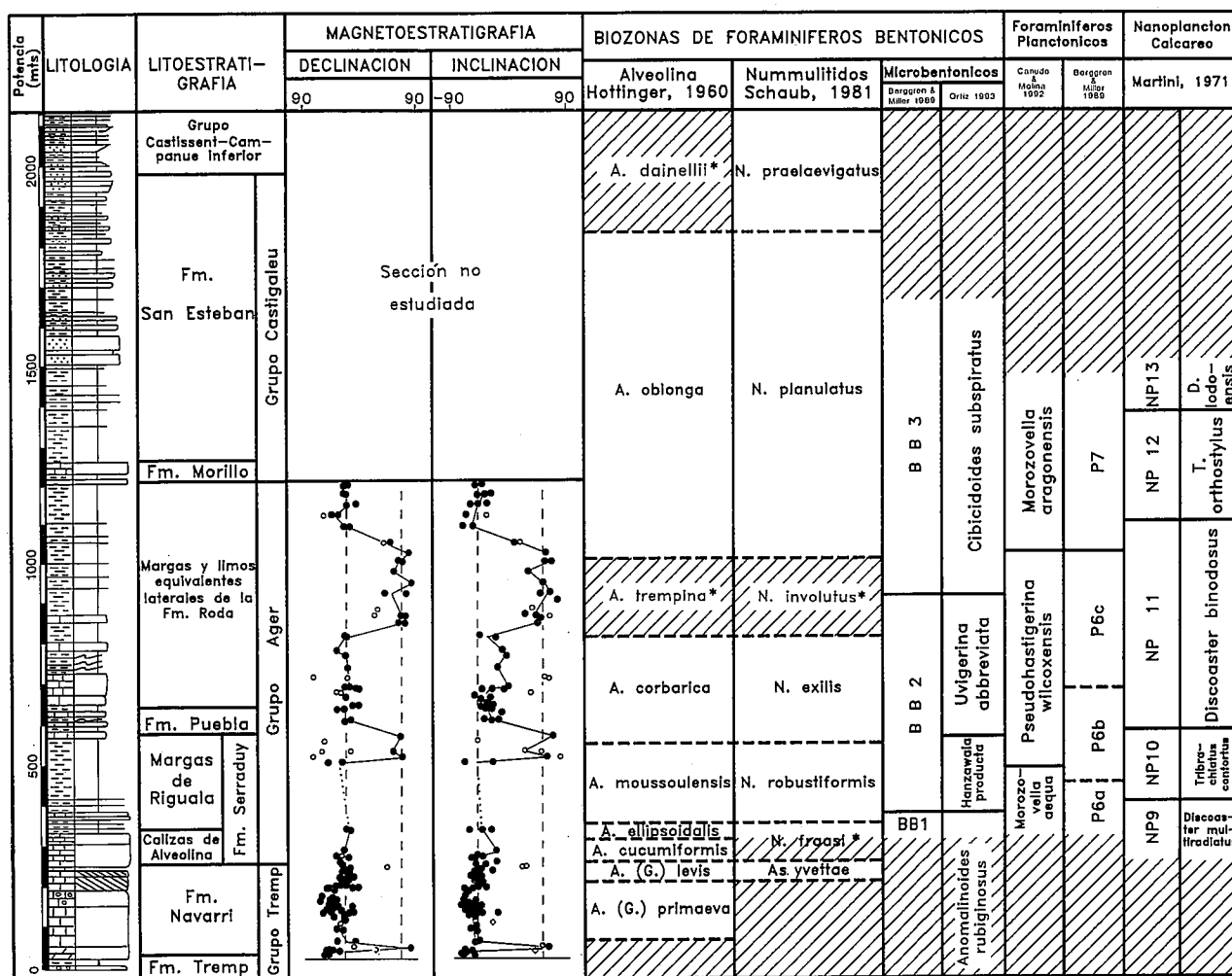


Figura 7.- Litoestratigrafía, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía de la sección de Campo. Los círculos negros y blancos indican las direcciones paleomagnéticas de clase 1 y clase 2, respectivamente; los cuadrados indican direcciones de clase 3, y los rombos indican direcciones paleomagnéticas de clase 4. Los tramos rayados corresponden a intervalos en los cuales no se han podido caracterizar las biozonas. Las biozonas rayadas con asterisco se han ubicado a partir de datos propios de secciones cercanas o por correlación con otros taxones.

se localiza en el episodio carbonatado inferior y contiene *Alveolina cucumiformis*, *A. aramaea aramaea*, *A. globula*, *A. dolioliformis*, y *A. (G.) lepidula*, caracteriza el Ilerdiense inferior 1 (Biozona *A. cucumiformis*). La segunda asociación, localizada en el segundo episodio carbonatado, presenta *A. ellipsoidalis*, *A. pasticillata*, *A. (G.) lepidula*, *Assilina* aff. *prisca* Schaub 1981, *Nummulites roselli*, y *N. aff. praecursor*, característica del Ilerdiense inferior 2 (Biozona *A. ellipsoidalis* y parte superior de la Biozona *N. fraasi*).

3) A techo de los niveles margosos carbonatados situados en la base de las Margas de Riguala, y estratigráficamente equivalente a las Calizas Arrecifales, la asociación de *Alveolina pasticillata*, *A. moussoulensis* Hottinger 1960, *A. subpyrenaica* Leymerie 1846, *A. decipiens* Schwager 1883, y *Nummulites praecursor*, caracteriza el Ilerdiense medio 1 (Biozonas *A. moussoulensis* y *N. robustiformis*).

4) En los niveles inmediatamente superiores a la Formación Puebla, la presencia de *Alveolina aragonensis*, *A. laxa* Hottinger 1960, *N. exilis*, *N. aff. laxis*, *N. cf. crimensis*, y *Assilina pustulosa*, caracterizan el Ilerdiense medio 2 (Biozonas *A. corbarica* y *N. exilis*).

5) La Formación Morillo presenta *Nummulites pernotus*, *N. praelucasi*, *N. burdigalensis burdigalensis*, *N. bombitus*, y *Assilina placentula* que caracterizan el Cuiense inferior (Biozona *N. planulatus*).

6) En la parte inferior y media de la Formación San Esteban, la asociación de alveolínidos formada por *Alveolina oblonga*, *A. rüttimeyeri*, y *A. aff. lehneri*, caracteriza el Cuiense inferior (Biozona *A. oblonga*).

7) Por último, en la parte superior de la Formación San Esteban y base de la Formación Castissent, la asociación de *Nummulites burdigalensis cantabricus* Schaub 1981, *N. aff. planulatus* (Lamarck 1804), *N. aquitanicus*, *N. praelaevigatus* Schaub 1951, *N. aff. manfredi* Schaub 1966, *N. buxtorfi* Schaub 1951, *Assilina* aff. *placentula* (Deshayes 1838), y *Assilina laxispira* De La Harpe 1926, caracteriza el Cuiense medio (Biozona *N. praelaevigatus*).

En esta sección se encuentran representados por alveolínidos el Thanetiense, el Ilerdiense inferior 1, el Ilerdiense inferior 2, el Ilerdiense medio 1, el Ilerdiense medio 2 y el Cuiense inferior (Biozonas *A. (G.) primaeva*, *A. (G.) levis*, *A. cucumiformis*, *A. moussoulensis*, *A. corbarica* y *A. oblonga*). En base a los nummulítidos se en-

cuentran representados el Thanetiense, el Ilerdiense inferior 2, el Ilerdiense medio 1, el Ilerdiense medio 2, el Cuisiense inferior y el Cuisiense medio (Biozonas de *O. heberti* y *As. yvettae*, parte superior de la Biozona *N. fraasi*, Biozonas *N. robustiformis*, *N. exilis*, *N. planulatus* y *N. praelaevigatus*). Faltan los alveolínidos representativos del Ilerdiense superior y del Cuisiense medio (Biozonas *A. trempina* y *A. dainellii*), y los nummulítidos del Ilerdiense inferior 1 y del Ilerdiense superior (parte inferior de la Biozona *N. fraasi* y Biozona *N. involutus*).

Esta sección presenta una mayor abundancia y variedad de foraminíferos planctónicos que la sección de Tremp. En la parte superior de la Caliza de *Alveolina* y en la parte inferior de las Margas de Riguala se han reconocido los siguientes taxones: *Morozovella acuta* (Toulmin 1941), *M. edgari*, *M. marginodentata*, *M. aequa*, *M. subbotinae*, *M. gracilis*, *A. acarinata*, *A. wilcoxensis*, *M. aquiensis*, *M. soldadoensis*, *G. ovalis*, *S. velascoensis*, *S. triangularis*, y *P. elongata*, lo que permite situar este intervalo en la Biozona de *Morozovella aequa* y en la P6a. En la parte media de las Margas de Riguala se encuentra la primera aparición de *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman y Ponton 1932) que marca el límite inferior de la Biozona de *Pseudohastigerina wilcoxensis*. En medios de latitud más baja o de mayor profundidad se encuentra en este intervalo la especie *Morozovella velascoensis* (Cushman 1925), cuya última aparición marca el límite entre la P6a y P6b. Sin embargo, en esta sección esta especie no se encuentra, pero según Canudo y Molina (1992a) la correlación es posible entre estas dos biozonas ya que en Zumaya la última aparición de *M. velascoensis* se encuentra en niveles algo más antiguos que la primera aparición de *P. wilcoxensis*. Por esa razón el límite entre la P6a y la P6b se encontraría por debajo del límite entre las Biozonas de *M. aequa* y *P. wilcoxensis*. Además de la primera aparición de *P. wilcoxensis* es de destacar también la de *Morozovella lensiformis* (Subbotina 1953) en las Margas de Riguala.

Los foraminíferos planctónicos de la Formación Puebla y de la parte inferior de los equivalentes laterales margosos de la Formación Roda, tienen una conservación deficiente y su número disminuye respecto a las Margas de Riguala. La asociación está formada por *P. elongata*, *M. marginodentata*, *M. subbotinae*, *Acarinina strabocella* (Loeblich y Tappan 1957), *A. acarinata*, *A. aequa*, *Acarinina wilcoxensis* (Cushman y Ponton 1932), *S. triangularis*, *M. aquiensis*, *M. soldadoensis*, *M. gracilis*, *M. lensiformis*, y *P. wilcoxensis*. Esta asociación permite situar este intervalo en la Biozona de *P. wilcoxensis* y en la P6b o P6c. El límite entre estas dos biozonas está situado en la primera aparición de *Morozovella formosa* (Bolli 1957). Esta especie ha sido reconocida en este perfil pero únicamente en dos muestras y en una proporción menor del 0,1%, por lo que es muy dudoso que su primera aparición pueda ser utilizada en la bioestratigrafía de esta sección.

En la parte superior de los niveles margosos equivalentes laterales a la Formación Roda se encuentra la primera aparición de *Morozovella aragonensis* que marca

el límite inferior de la Biozona de *Morozovella aragonensis* y la P7. La asociación en este intervalo, además de la especie índice, está compuesta por *Subbotina inaequispira* (Subbotina 1953), *A. strabocella*, *A. wilcoxensis*, *A. acarinata*, *M. subbotinae*, *M. gracilis*, *M. lensiformis*, *M. aequa*, *P. wilcoxensis*, *M. soldadoensis*, y *S. triangularis*.

El resto del perfil tiene un contenido muy escaso en foraminíferos planctónicos. De hecho solamente se han reconocido algunas especies en la Formación Morillo y en la parte inferior de la Formación San Esteban. La asociación encontrada es la siguiente: *M. aragonensis*, *S. inaequispira*, *M. soldadoensis*, y *S. triangularis*, indicando que este intervalo se depositó en la Biozona de *Morozovella aragonensis* o en la P7.

El nanoplancton calcáreo ha sido estudiado por Sucunza in Canudo *et al.* (1989) y en Molina *et al.* (1992), siendo abundante y diversificado desde las Calizas de *Alveolina* hasta los niveles inferiores de la Formación San Esteban, reconociéndose las Biozonas NP9, NP10, NP11, NP12 y NP13 de Martini (1971).

La Biozona NP9 se localiza en los niveles margo-calcareos suprayacentes a las Calizas de *Alveolina*, y está caracterizada por la presencia de *Fasciculithus involutus* Bramlette y Sullivan 1967, *F. tympaniformis* Hay y Mohler 1967, *F. lillianae* Perch-Nielsen 1971, y *Sphaenolithus primus* Perch-Nielsen 1971.

La Biozona NP10 abarca a las Margas de Riguala, y se caracteriza por la aparición de *Discoaster multiradiatus* Bramlette y Riedel 1954, *D. deflandrei* Bramlette y Riedel 1954, *D. lenticularis* Bramlette y Sullivan 1961, y *Fasciculithus schaubi* Hay y Mohler 1967, por la presencia de *F. tympaniformis* y *F. lillianae* en la parte inferior de la Biozona, y por la presencia de *Discoaster diastypus* Bramlette y Sullivan, *D. binodosus* Martini 1958, *D. barbadiensis* Tan 1927, *D. nobilis* Martini 1961, *Lophodolichus nascens* Bramlette y Sullivan 1961, y *Tribrachiatus contortus* (Stradner 1958) en la parte media y superior.

La Biozona NP11 se localiza desde la base de la Formación Puebla hasta la parte superior de la Formación Roda. Se caracteriza por la aparición de *Toweius? magnicrassus* (Bukry 1971), *Neococcolithes dubius* (Deflandre 1954), *Tribrachiatus orthosthylyus* Shamrai 1963, *Sphaenolithus primus*, *S. conspicuus* Martini 1976, *S. radians* Deflandre 1952, y por la presencia total o parcial de *S. primus*, *D. binodosus*, *D. barbadiensis*, *L. nascens* y *Toweius? pertusus* (Sullivan 1965).

La Biozona NP12 se localiza desde la parte superior de los niveles margosos equivalentes laterales de la Formación Roda hasta los niveles inferiores de la Formación San Esteban. Se caracteriza por la aparición de *Discoaster lodoensis* Bramlette y Riedel 1954, y *D. kuepperi* (Stradner 1959), encontrándose conjuntamente con *S. primus*, *D. barbadiensis*, *S. radians*, *S. conspicuus*, *L. nascens*, y *T.? pertusus* en la parte inferior y media del intervalo.

La Biozona NP13 se localiza en los niveles inferiores de la Formación San Esteban, caracterizándose el límite



inferior por la ausencia de las formas características de la Biozona NP12 y por la aparición de *Toweius? crassus* (Bramlette y Sullivan 1961). El límite superior de esta biozona no se ha localizado al empobrecerse el contenido en nanoplancton calcáreo en los niveles estratigráficamente superiores.

Hay que señalar que en esta sección aparece *Discoaster lodoensis* marcando la base de NP12 en la parte superior de la Formación Roda. Esta aparición se produce en niveles postilerdienses y muestra la errónea atribución de Kapellos in Kapellos y Schaub (1973, 1975) a la Biozona NP12 de la parte superior del Ilerdiense estratotípico de Tremp.

En lo que respecta a los microforaminíferos bentónicos, el Ilerdiense inferior de este perfil pertenece a la Biozona de *Anomalinoidea rubiginosus* de Ortiz (1993). En ella se han identificado *A. rubiginosus* (Cushman 1926) ( $\leq 2,3\%$ ) junto a las especies de mar abierto *Alabama wilcoxensis* Toulmin 1941 ( $\leq 2\%$ ), *Trifarina wilcoxensis* (Cushman y Ponton 1932), *Cibicidoides hyphalus* Fisher 1969 ( $\leq 4,2\%$ ), y *Tritaxilina indentata* (Cushman y Jarvis 1928) ( $2,5\%$ ). Esta asociación es equivalente a la parte superior de la Biozona BB1 definida por Berggren y Miller (1989) para medios batiales. Sin embargo, con la excepción de *Cibicidoides hyphalus* y *Anomalinoidea rubiginosus*, el resto de las especies características de esta biozona, como *Stensioina beccariiiformis* (White 1928), *Angulogavelinella avnimelichi* (Reiss 1952), *Neflabeina jarvisi* (Cushman 1935), *Bolivinoidea delicatulus* (Cushman 1927), *Aragonia aragonensis* (Nutall 1930), *Dorothia retusa* Cushman 1926, *Bulimina velascoensis* (Cushman 1925), o *Cibicidoides velascoensis* (Cushman 1925) están ausentes en estos materiales.

La Biozona de *Hanzawaia producta* de Ortiz (1993) comprende la parte alta del Ilerdiense medio 1 y la parte baja del Ilerdiense medio 2. La especie más característica es *Hanzawaia producta* (Terquem 1882). Otras especies presentes son *Cibicidoides eocaenus* (Guembel 1868), *Cibicidoides micrus* Bermudez 1949, *Eponides lotus* (Schwager 1883), *Uvigerina batjetsi* Kaasschieter 1961, y *Alabama wilcoxensis* Toulmin 1941. Esta asociación ha sido descrita en materiales de esta misma edad en las cuencas centroeuropeas (Le Calvez, 1970; Kaasschieter, 1961; Murray *et al.*, 1989). Este intervalo corresponde a la parte inferior de la Biozona BB2 de Berggren y Miller (1989).

En la parte baja del Ilerdiense medio 2 tiene lugar la primera aparición de la especie *Uvigerina abbreviata* (Terquem 1882), junto a ella están presentes *Cibicidoides eocaenus*, *Alabama wilcoxensis*, *Eponides lotus*, *Turrilina brevispira* (ten Dam 1944), y *Loxostomoides applinae* (Plummer 1926). El biohorizonte correspondiente a la primera aparición de la especie *Uvigerina abbreviata* tiene una amplia extensión. Ha sido citado por Le Calvez (1970) en el Eoceno de la Cuenca de París, por King (1989) en el Mar del Norte en la Biozona NSB3a, y por Mallory (1959) en California, en la base del piso "Narizien", bajo el nombre *Uvigerina lodonensis mariae* (Mallory, 1959). La Biozona de *Uvigerina*

*abbreviata* corresponde a la parte superior de la Biozona BB2 de Berggren y Miller (1989) y a la Zona NSB3 de King (1989).

En la parte alta del Ilerdiense medio 2 se ha identificado la Biozona de *Cibicidoides subspiratus* (Nutall, 1930). La especie que da nombre a esta asociación es común (5-7%) en toda la biozona. Las especies características son *Uvigerina abbreviata*, *Uvigerina batjetsi*, *Cibicidoides eocaenus*, *Eponides lotus* y *Loxostomoides applinae*, que tienen sus primeras apariciones en intervalos anteriores. Esta biozona es equivalente a la Biozona BB3 descrita por Berggren y Miller (1989) para medios batiales. Sin embargo la primera aparición de *C. subspiratus* no tiene lugar en la Zona P9 de Berggren y Miller (1988) sino en la Zona P6c. Esta primera aparición temprana de *C. subspiratus* ha sido observada con anterioridad por Oberhansli *et al.* (1991) en el Atlántico Sur, y por Mallory (1959) bajo el nombre *Cibicidoides fortunatus* Martin 1943, en el Eoceno inferior de California.

#### Magnetoestratigrafía

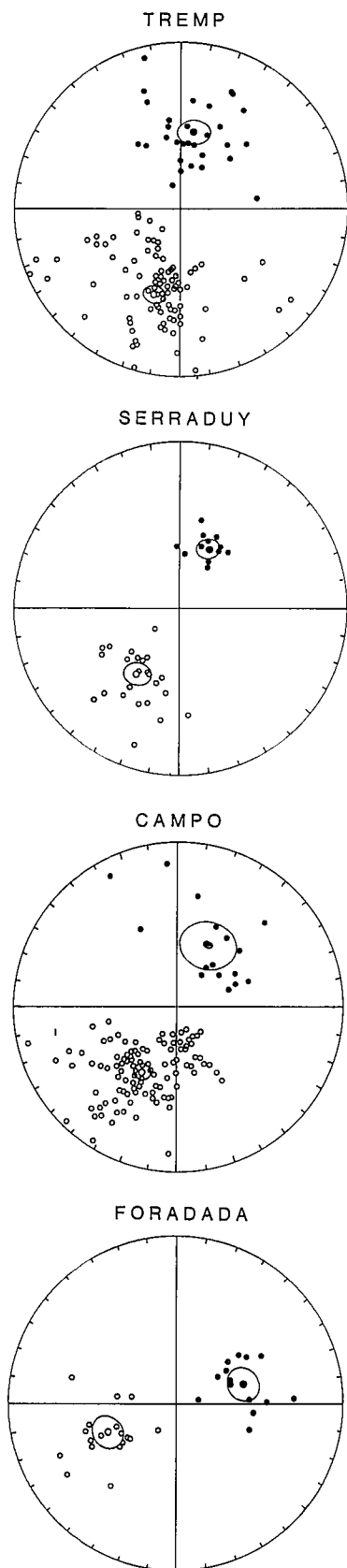
Para la obtención de las componentes paleomagnéticas primarias bloqueadas en las rocas es preciso un proceso de desmagnetización progresiva o lavado de las muestras. La mayor parte de las muestras del estudio magnetoestratigráfico se han desmagnetizado térmicamente aunque ocasionalmente también se ha utilizado la desmagnetización por campos alternantes.

Para el estudio paleomagnético, las declinaciones obtenidas de las componentes paleomagnéticas primarias han sido comparadas con la declinación esperada del Terciario inferior a fin de determinar las rotaciones post-deposicionales. Las inclinaciones paleomagnéticas primarias se han usado para determinar la polaridad del campo magnético en el momento de adquisición (durante la sedimentación de la roca para las componentes de origen primario) y en consecuencia establecer la magnetoestratigrafía.

Los datos magnetoestratigráficos y paleomagnéticos obtenidos de las secciones de Tremp, Iscles, Serraduy y Campo, junto con datos puntuales del sector de La Foradada del Toscar, en el extremo occidental del "Área de Serraduy-Campo", indican la presencia de rotaciones estructurales alrededor de ejes subverticales a lo largo del borde occidental de la lámina cabalgante del Montsec (Fig. 8, Tabla I).

La rotación estructural atribuida al movimiento diferencial del cabalgamiento del Montsec, se manifiesta por la rotación progresiva de la declinación paleomagnética en el sentido de las agujas del reloj (Dinarès, 1992; Dinarès *et al.*, 1992).

La distribución de las declinaciones paleomagnéticas indica que la rotación se acentúa en dirección E-W. Así, en el "Área de Tremp" no se detecta ninguna rotación substancial, presentando el resto occidental de la cuenca rotaciones progresivamente crecientes hacia el Oeste que en general no superan los 30°, a excepción del extremo occidental del "Área de Serraduy-Campo", en los alrede-



**Figura 8.-** Proyección estereográfica de las direcciones características (ChRM) de cada una de las secciones consideradas. Símbolos rellenos representan proyecciones en el hemisferio inferior o polaridad normal y símbolos vacíos proyecciones en el hemisferio superior o polaridad inversa. La elipse representa el cono de confianza (a95) de la dirección media para cada una de las polaridades. Obsérvese que el ángulo de rotación respecto al eje de referencia N-S aumenta hacia el oeste desde la sección de Tremp hasta la de La Foradada.

dores de la localidad de La Foradada del Toscar, donde alcanza los 60°. Este incremento exagerado de la rotación en el extremo occidental ha sido atribuido al efecto local de fallas con componente direccional (Dinarès, 1992).

Atendiendo a las características de los diagramas de desmagnetización se han diferenciado cuatro clases de comportamientos. La mayoría de las muestras presentan una remanencia multicomponente durante la desmagnetización. En las muestras de máxima calidad (clase 1) se distingue una componente viscosa que se elimina alrededor de 90-100 °C. A continuación se elimina una componente secundaria hasta los 180-220 °C. La componente característica se elimina alrededor de los 350-450 °C y en las muestras de clase 1 o de "alta calidad" está representada en los diagramas de desmagnetización por un tramo lineal hacia el origen de estos. En las muestras de polaridad normal se ha considerado como componente característica el tramo de desmagnetización que presenta un espectro de temperatura de desbloqueo similar al que presentan las muestras de polaridad inversa.

Las muestras que no presentan este comportamiento descrito para la clase 1 se han clasificado en: a) muestras que presentan diagramas de desmagnetización con direcciones aberrantes o no fiables (clase 2); b) muestras totalmente remagnetizadas (clase 3); c) muestras que presentan un agrupamiento de puntos en los diagramas de desmagnetización (clase 4).

Sólo las muestras de clase 1 se han usado para calcu-

**Tabla I.-** Estadística fisheriana de las componentes características (ChRM).

Dec./Inc., declinación e inclinación media después de la corrección tectónica; N, número de muestras; k, parámetro estadístico de Fisher (1953); a95, semiángulo del cono del 95% de confianza sobre la dirección media.

Polaridad	N	Dec.	Inc.	k	a95
Sección de Tremp					
inversa	90	196,6	-44,1	9,4	5,1
normal	31	9,1	49,3	13,6	7,3
TOTAL	121	14,8	45,5	10,1	4,2
Sector de Serraduy					
inversa	21	221,4	-50,3	26,8	6,3
normal	13	24,6	56,8	59,9	5,4
TOTAL	33	28,9	52,8	31,5	4,5
Sección de Campo					
inversa	119	207,5	-52,7	9,3	4,5
normal	16	26,0	54,3	9,2	12,9
TOTAL	135	27,3	53,6	10,7	3,9
Sector de La Foradada					
inversa	17	247,0	-52,6	21,6	7,9
normal	14	72,5	55,8	24,8	8,1
TOTAL	31	69,4	54,1	23,3	5,5

lar la dirección media (Tabla I) y para establecer la magnetoestratigrafía. A cada una de las clases se le ha asignado un símbolo diferente en la representación de la magnetoestratigrafía (Figs. 4, 7).

*Sección de Tremp:* Para establecer la magnetoestratigrafía de esta sección se han desmagnetizado 315 especímenes distribuidos en 66 estaciones. La desmagnetización térmica se ha aplicado sobre 283 especímenes, y la desmagnetización por campos alternantes sobre 32 especímenes.

El registro magnetoestratigráfico de esta sección se caracteriza por la presencia de dos períodos de polaridad inversa, separados entre sí por un período de polaridad normal (Fig. 4).

El período de polaridad inversa superior comprende los materiales del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs, abarcando desde la base de la serie al metro 370.

El período de polaridad normal está caracterizado por 30 direcciones distribuidas a lo largo de 195 metros de sección estratigráfica, abarcando desde el Sistema de Depósito Serra Puit hasta los niveles más basales del Sistema de Depósito Forals.

El período de polaridad inversa inferior comprende los Sistemas de Depósito Forals, Mur-Puigvert y Porredó, registrándose desde el metro 565 hasta el techo de la serie.

*Sección de Iscles:* En esta sección se han tomado muestras en dos estaciones paleomagnéticas. Las muestras estratigráficamente inferiores se han tomado de los niveles más altos de las Margas de Riguala y proporcionan 12 direcciones de polaridad inversa. La segunda estación se sitúa en los niveles estratigráficamente más bajos de la Formación Puebla y presenta cuatro direcciones de polaridad normal. Estos datos permiten situar un límite de polaridad entre las Margas de Riguala y la Formación Puebla.

*Sección de Serraduy:* En el "Área de Serraduy" se han tomado muestras en tres estaciones paleomagnéticas. La primera se localiza en los niveles estratigráficamente más altos de las Margas de Riguala y presenta 11 direcciones de polaridad inversa. Las otras dos estaciones se han tomado en los niveles basales de la Formación Puebla y presentan 20 direcciones de polaridad normal. Estos datos indican, de forma similar a la sección de Iscles, que entre la parte superior de las Margas de Riguala y los niveles inferiores de la Formación Puebla se localiza un límite entre un período de polaridad inversa y un período de polaridad normal.

*Sección de Campo:* Para establecer la magnetoestratigrafía de esta sección se han desmagnetizado 176 especímenes de 59 estaciones.

La parte inferior de la sección presenta un largo período de polaridad inversa caracterizado por la presencia de 108 direcciones, abarcando a las Formaciones Navarri y Serraduy (Fig. 7). Este largo período de polaridad in-

versa está interrumpido por un estrecho tramo de polaridad normal caracterizado por 2 direcciones, situado a 27 metros de la base de la sección en los niveles correspondientes a la primera plataforma de la Formación Navarri.

En la base de la Formación Puebla (metro 515) se inicia un período de polaridad normal caracterizado por 3 direcciones, que finaliza prácticamente a techo de dicha Formación (metro 612). Desde el techo de la Formación Puebla hasta la parte inferior de los equivalentes laterales margosos de la Formación Roda (metro 840) se localiza otro intervalo de polaridad inversa caracterizado por 24 direcciones.

A continuación en la parte media de la Formación Roda entre los metros 840 y 1085, se localiza un período de polaridad normal con 12 direcciones. Por último, la parte superior de la Formación Roda (a partir del metro 1085) y hasta los niveles basales de la Formación Morillo presenta un período de polaridad inversa caracterizado por 13 direcciones.

### Discusión y Conclusiones Cronoestratigráficas

Los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos obtenidos han permitido correlacionar las unidades litológicas definidas por autores anteriores en las diferentes áreas de la Cuenca de Graus-Tremp. En este sentido son especialmente importantes las secciones de Tremp y Campo en las cuales se ha efectuado la magnetoestratigrafía y el estudio de los taxones de mayor interés bioestratigráfico. En ambas secciones y a partir de los datos bioestratigráficos se han ubicado los diferentes Cronos de las escalas geocronológicas de Berggren *et al.* (1985), Berggren y Miller (1988) y Aubry *et al.* (1988). A su vez, la correlación de los Cronos ha permitido establecer varias líneas-tiempo, lo cual ha facilitado la correlación de las biozonas de los diferentes taxones, así como la de las distintas unidades litológicas (Fig. 9).

La *sección de Tremp*, presenta una sucesión magnetoestratigráfica formada por dos períodos de polaridad inversa separados por un período de polaridad normal.

El período de polaridad normal se localiza desde los niveles superiores del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs a los niveles inferiores del Sistema de Depósito Forals, incluyendo en su totalidad a los Sistemas de Depósito Serra Puit y Santa Llúcia (Fig. 9).

En esta sección, la pobreza en foraminíferos planctónicos no permite situar ni la base ni el techo del período de polaridad normal dentro de la escala de foraminíferos planctónicos. Sin embargo, al no observarse ninguna interrupción importante de la sedimentación, y localizándose el límite entre las Biozonas P6a/P6b -ateniéndonos a las escalas geocronológicas previamente citadas- en niveles estratigráficos inferiores al techo de este período de polaridad normal, podemos considerar que dicho período corresponde al Cron 24.2, siendo por tanto los períodos de polaridad inversa inferior y superior los Cronos 24.1r y 24r, respectivamente.

Respecto las otras biozonas, el techo del Cron 24.2 se encuentra cerca del límite NP 10/NP 11 y la base en NP

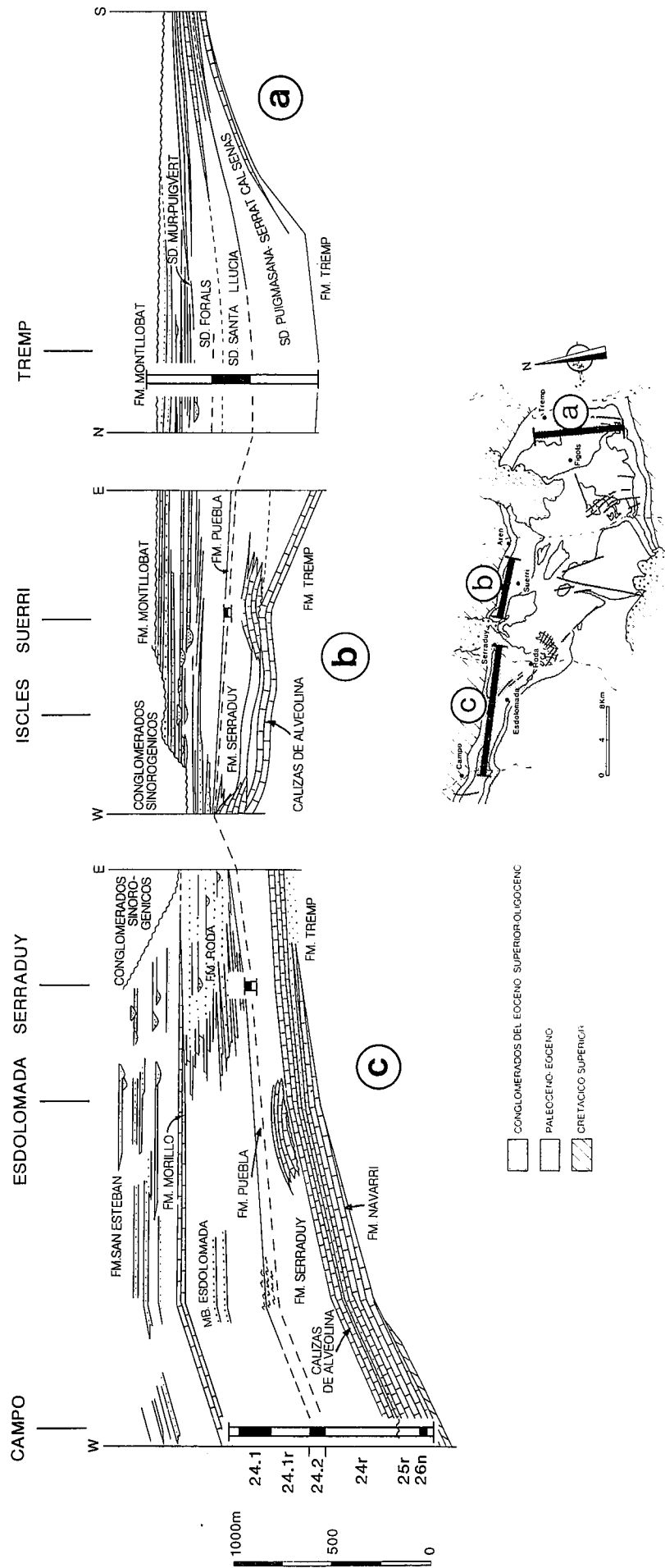


Figura 9.- Esquema magnetoestratigráfico de la Cuenca de Graus-Tremp. Esquemas estratigráficos a y b elaborados a partir de los datos de Fomesu (1984), y c elaborado con datos de Samsó (1988) y Tosquella (1988).

11. En conjunto, dicho Cron se ubica dentro de las Biozonas BB2 (*U. abbreviata*), *A. corbarica* y *N. exilis*.

La base del Cron 24r se localiza a techo del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs. El techo de dicho Cron no se ha localizado al no efectuarse el estudio magnetoestratigráfico de los sedimentos continentales de la infrayacente Formación Tremp. Así pues, en la sección de Tremp el registro incompleto del Cron 24r coincide prácticamente con los sedimentos del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs.

Los diferentes tramos litológicos caracterizados dentro del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs, ubicados dentro del Cron 24r, presentan la siguiente situación bioestratigráfica:

-Los niveles margosos y carbonatados de la base pertenecen a las Biozonas: *A. cucumiformis*, a BB1-A. *rubiginosus* y a NP 9.

-Las "Lucina Beds" pertenecen a las Biozonas: BB1-A. *rubiginosus* y a NP 9.

-Las "Turritella Clay" pertenecen a las Biozonas: parte superior de BB1-A. *rubiginosus* y a NP 9.

-Las "Pattalophyllia Clay" pertenecen a las Biozonas: *N. robustiformis*, a la parte superior de BB1-A. *rubiginosus*, a la base de BB2 (*H. producta*), a la parte superior de NP 9.

-Las "Nummulites globulus Clay" pertenecen a las Biozonas *A. corbarica*, parte de *N. robustiformis*, a *N. exilis*, a BB2 (*U. abbreviata*), a NP 10 y a NP 11. El límite entre P6a/P6b o *M. aequa/P. wilcoxensis* se localiza en los niveles inferiores de este tramo.

El Cron 24.1r comprende a la mayor parte del Sistema de Depósito Forals, y por completo a los Sistemas de Depósito Mur-Puigvert y Porredó. La base de este Cron no ha podido establecerse en esta sección dado que el techo de la Secuencia de Figols o Formación Ager corresponde a una discontinuidad erosiva (discordancia) sobre la cual se localizan los sedimentos continentales de la Formación Montllobat. Esta discontinuidad, también localizada a techo de la sedimentación marina en el "Área de Suerri", erosiona progresivamente materiales más antiguos en sentido N-S. Así, en el "Área de Suerri" se ubica encima de materiales del Cuisiense inferior, mientras que en la zona central del "Área de Tremp" se localiza sobre sedimentos del Ilerdiense superior y en la zona meridional de la misma área se sitúa sobre materiales del Ilerdiense medio.

La parte del Sistema de Depósito Forals, que pertenece al Cron 24.1r y el Sistema de Depósito Mur-Puigvert pertenecen a las Biozonas: *A. corbarica*, *N. exilis*, a BB2 y a NP 11.

El Sistema de Depósito Porredó pertenece a las Biozonas: *A. trempina*, *N. involutus*, a BB2 (*U. abbreviata*), y probablemente a la parte inferior de BB3-C. *subspiratus*, ya que se ha encontrado *U. cocoaensis*, y a NP 11. La parte inferior de NP 12 no se ha reconocido ya que falta el fósil índice *Discoaster lodoensis*, mientras que *Discoaster kuepperi*, que podría ser una especie alternativa para reconocer la Biozona, es muy raro y su aparición problemática.

La magnetoestratigrafía de la sección de Campo ha permitido localizar tres períodos de polaridad normal (Fig. 9).

El período de polaridad normal más antiguo se ha localizado en los niveles inferiores de la Formación Navarri pertenecientes a la Biozona *A. (G.) primaeva*. Los sedimentos carbonatados de plataforma interna pertenecientes a esta Biozona en la Formación Navarri son correlacionables a los de plataforma abierta pertenecientes a la Biozona P4 (Robador *et al.*, 1990a), por lo cual podemos atribuir este período al Cron 26n (Berggren *et al.*, 1985).

El período de polaridad normal intermedio coincide prácticamente con la Formación Puebla, abarcando el nivel detrítico con glauconita de la base de la formación, las margas con "slumps" de la parte intermedia, los niveles limosos carbonatados del techo de la Formación Puebla y los primeros niveles margosos lateralmente equivalentes a la base de la Formación Roda. Este intervalo abarca parte de la Biozona P6b, correspondiendo por tanto al Cron 24.2 (Berggren *et al.*, 1985; Berggren y Miller, 1988; Aubry *et al.*, 1988), y se encuentra en el interior de las Biozonas NP 11, BB2 (*U. abbreviata*), *A. corbarica* y *N. exilis*.

El período de polaridad normal más moderno se localiza en la parte media-alta de los equivalentes laterales margosos de la Formación Roda. Pertenece a las Biozonas P6c y P7, correspondiendo por tanto al Cron 24.1 según las escalas geocronológicas citadas. Pertenece también a las Biozonas NP 11, y a BB3-C. *subspiratus*, de manera que el techo del Cron se aproxima al límite BB2/BB3 (*U. abbreviata/C. subspiratus*).

El período de polaridad inversa magnetoestratigráficamente inferior al Cron 24.1 corresponde al Cron 23r. Estratigráficamente este Cron abarca, como mínimo, desde los niveles margosos inmediatamente inferiores al tramo con olistolitos, equivalentes laterales de la parte superior de la Formación Roda, a los niveles basales de la Formación Morillo, último punto que ha sido estudiado. El tramo estudiado de este Cron, del cual no se ha localizado la base, pertenece a las Biozonas P7, parte superior de NP 11 e inferior de NP 12, a BB3-C. *subspiratus* y a los primeros niveles que en esta sección se han datado como pertenecientes a las Biozonas *A. oblonga-N. planulatus*.

El período de polaridad inversa estratigráficamente inferior corresponde al Cron 24.1r. Este Cron se localiza en parte inferior y media de los equivalentes margosos laterales de la Formación Roda. Pertenece este Cron a las Biozonas P6b, P6c, NP 11, BB2 (*U. abbreviata*), y a la parte superior de las Biozonas *A. corbarica* y *N. exilis*, al menos en los niveles estratigráficos inferiores que abarca dicho Cron.

Magnetoestratigráficamente por encima del Cron 24.2 hasta el Cron 26n, se localiza un potente período de polaridad inversa, lo cual implica la ausencia de Cron 25n. Este Cron pertenece bioestratigráficamente al tránsito de las Biozonas P4/P5 y a NP 9 según Aubry *et al.* (1988).

La ausencia en las secciones estudiadas de los foraminíferos planctónicos y del nanoplancton calcáreo que

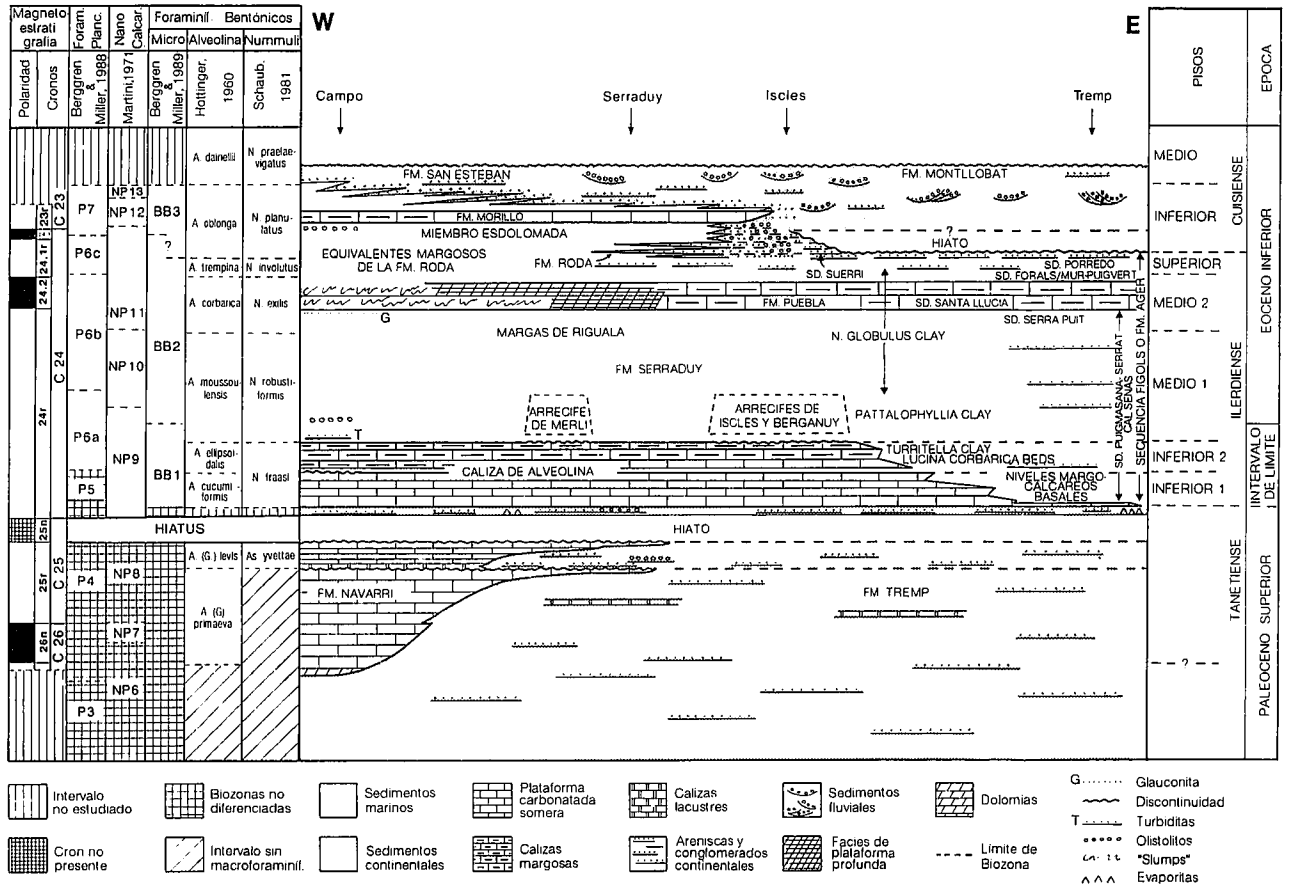


Figura 10.- Cuadro general cronoestratigráfico del Paleoceno superior-Eoceno inferior de la Cuenca de Graus-Tremp.

caracteriza las Biozonas P5 y NP 8, dificulta la hipotética ubicación del Cron 25n. Sin embargo, la presencia de una discontinuidad de carácter regional entre la Formación Navarri y las Calizas de *Alveolina* de la Formación Serraduy permite situar el Cron 25n en el hiato estratigráfico que se sitúa entre ambas unidades litoestratigráficas, tal como fue puesto de manifiesto por Molina *et al.* (1992).

En consecuencia, el Cron 24r coincidiría estratigráficamente con la Formación Serraduy, comprendiendo:

-Calizas de *Alveolina*, con un tramo inferior que pertenece a la Biozona *A. cucumiformis*, parte inferior de *N. fraasi*, y a NP 9, y un tramo superior que pertenece a la Biozona *A. ellipsoidalis*, parte superior de *N. fraasi*, a NP 9, a BB1-A. *rubiginosus* y a P6a.

-Margas de Riguala, con el tramo margoso carbonatado de la base que pertenece a las Biozonas P6a, *A. moussoulensis*, *N. robustiformis*, NP 9, parte superior de BB1-A. *rubiginosus*; a continuación el tramo turbidítico con olistolitos pertenece a las Biozonas P6a, NP 10, BB2 (*H. producta*), localizándose los límites BB1/BB2 o *A. rubiginosus*/*H. producta* entre los niveles turbidíticos infrayacentes al nivel de olistolitos. El resto de las Margas de Riguala pertenece a las Biozonas P6a y P6b, a BB2 (*H. producta*), y el límite NP10/NP11 se localiza a techo de la unidad.

El período de polaridad inversa correspondiente al Cron 25, se localizaría entre la discontinuidad que separa

la Formación Navarri de la Formación Serraduy y el Cron 26n, abarcando estratigráficamente a la mayor parte de la Formación Navarri; perteneciendo su parte inferior a las Biozonas *A. (G.) levis* y *As. yvetteae*, y su parte superior a la Biozona *A. (G.) primaeva*.

En la parte superior de la sección de Campo -donde no se ha efectuado el estudio magnetoestratigráfico-, la Formación Morillo pertenece a las Biozonas P7, *A. oblonga*, *N. planulatus*, NP 12 y a BB3-C. *subspiratus*. Por último, la parte inferior de la Formación San Esteban pertenece a las Biozonas P7, *A. oblonga*, *N. planulatus*, NP 12 y NP 13, y a BB3-C. *subspiratus*; mientras que la parte superior de dicha formación pertenece a la Biozona de *N. praelaevigatus*.

En las secciones de Iscles y Serraduy, el muestreo magnetoestratigráfico únicamente se ha efectuado en los niveles superiores de las Margas de Riguala y en los niveles basales de la Formación Puebla, localizándose en ambas secciones el límite entre el techo del Cron 24.2 y la base del Cron 24r (Fig. 9).

En la sección de Iscles se han reconocido: i) en las Calizas de *Alveolina*, un tramo inferior perteneciente a la Biozona de *A. cucumiformis*, y un tramo superior perteneciente a la Biozona de *A. ellipsoidalis*, ii) en las Margas de Riguala a las Biozonas *N. robustiformis* y parte de *A. corbarica* y *N. exilis*, iii) en la Formación Puebla a las Biozonas *A. corbarica* y *N. exilis*, iv) en los sedimentos infrayacentes al Sistema de Depósito Suerri parte de las

Biozonas *A. corbarica* y *N. exilis*, y las Biozonas *A. trempina* y *N. involutu* v) en el Sistema de Depósito Suerri a la Biozona de *A. oblonga*,

En la sección de Serraduy se han reconocido: i) en la Formación Navarra las Biozonas *A.(G.) primaeva* y *A.(G.) levis*, ii) en las Calizas de *Alveolina*, un tramo inferior perteneciente a la Biozona de *A. cucumiformis*, y un tramo superior perteneciente a las Biozonas *A. ellipsoidalis* y parte superior de *N. fraasi*, iii) en las Margas de Riguala parte de las Biozonas de *A. corbarica* y *N. exilis*, iv) en la Formación Puebla las Biozonas de *A. corbarica* y *N. exilis*, v) en la Formación Roda las Biozonas de *N. involutus*, *A. oblonga* y *N. planulatus*, vi) en las Formaciones Morillo y San Esteban las Biozonas de *A. oblonga* y *N. planulatus*.

En la Figura 10, se ha sintetizado la correlación entre la escala magnetoestratigráfica de Berggren *et al.* (1985), las biozonas de foraminíferos planctónicos, nannoplancton calcáreo, microforaminíferos bentónicos, macroforaminíferos (alveolínidos y nummulítidos), y las diferentes unidades litológicas del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp.

A modo de resumen podemos establecer:

1) El Cron 26n se localiza en los niveles basales de la Formación Navarra. El resto de dicha Formación pertenece al Cron 25r. Debido al hiato localizado entre la Formación Navarra y la Formación Serraduy no se puede precisar la base del Cron 25r. El hiato localizado abarca como mínimo al Cron 25n, que según Berggren *et al.* (1985) comprende alrededor de 500.000 años.

2) El Cron 24r integra en su totalidad a la Formación Serraduy del "Área de Serraduy-Campo", y al Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs del "Área de Tremp". Las Calizas de *Alveolina* de la base de la Formación Serraduy son equivalentes bioestratigráficamente a los niveles margosos y carbonatados y a las "Lucina Beds" de la parte inferior del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs. Los sedimentos turbidíticos que en la sección de Campo se sitúan en la parte inferior de las Margas de Riguala corresponden a la parte superior siliciclástica del Sistema de Depósito Colmenar-San Clemente del "Área de Suerri". Las Calizas Arrecifales de Merli situadas en el "Área de Serraduy-Campo", las de Iscles y de Berganuy situadas en el "Área de Suerri" y las de Castellnou del Montsec situadas en la zona meridional del "Área de Tremp", son coetáneas a la "Patalophyllia Clay" del Sistema de Depósito Puigmasana-Serrat Cal Senàs de la zona central del "Área de Tremp". Los niveles superiores de las Margas de Riguala corresponden a la mitad inferior del "Nummulites globulus Clay" en la zona central de Tremp.

3) La base y el techo del Cron 24.2, se ha podido utilizar como dos líneas de tiempo al localizarse ambas en las "Áreas de Tremp y Serraduy-Campo", y parcialmente en la de Suerri. En el "Área de Tremp" el Cron 24.2 comprende el tramo intermedio de la "Nummulites globulus Clay", y los Sistemas de Depósito Serra Puit y Santa Llúcia. En el "Área de Serraduy-Campo" este Cron comprende a la Formación Puebla, pudiendo esta-

blecerse la equivalencia entre el nivel detrítico con glauconita de la base de dicha formación con el Sistema de Depósito Serra Puit, y del resto de la Formación Puebla con el Sistema de Depósito Santa Llúcia.

4) El Cron 24.1r comprende en la zona central del "Área de Tremp" a los Sistemas de Depósito Forals, Mur-Puigvert y Porredó, mientras que en la sección de Campo este Cron corresponde a la parte inferior del tramo margoso equivalente a la Formación Roda, por lo que podemos considerar a los sedimentos suprayacentes al Sistema de Depósito Santa Llúcia de la zona central del "Área de Tremp", como equivalentes a la parte inferior de la Formación Roda. En el "Área de Suerri" se puede establecer el mismo razonamiento para el intervalo margoso y arenoso suprayacente a la Formación Puebla e infrayacente al Sistema de Depósito Suerri.

5) El Cron 24.1 y la parte superior del Cron 23r abarcan a la parte media y superior de los equivalentes laterales margosos de la Formación Roda en el sector de Campo, siendo este intervalo estratigráfico del "Área de Serraduy-Campo" equivalente al Sistema de Depósito Suerri en el "Área de Suerri".

Agradecemos las sugerencias y comentarios realizados por los revisores y el editor de la revista. Este trabajo ha sido subvencionado por la DGICYT (Dirección General de Investigación Científica y Técnica), proyecto PB 91-194 y PS 91-0172.

#### Bibliografía

- Aubry, M. P., Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J., Klitgord, K. D., Obradovich, J. D. y Prothero, R. (1988): Paleogene geochronology: an integrated approach. *Paleoceanography*, 3: 707-742.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J. y Zamorano, M. (1991): Evolución Sedimentaria entre la Cuenca Graus-Tremp y la Cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic. Libro-Guía Excursión nº1, 123 p.
- Berggren, W. A., Kent, D. V. y Flynn, J. J. (1985): Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In: *The Chronology of the Geological Record* (N.J. Snelling Ed.). *Geol. Soc. London*, 10: 141-198.
- Berggren, W. A. y Miller, K. G. (1988): Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micro-paleontology*, 34 : 362-380.
- Berggren, W. A. y Miller, K. G. (1989): Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation. *Micro-paleontology*, 35(4): 308-320.
- Blow, W. H. (1979): *The Cainozoic Globigerinida*. Brill Ed., Leiden, 1413 p.
- Brotzen, F. (1948): The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna. *Sveriges Geol. Unders.*, Avh., ser. C, 493 (Arsbok 42, 2), 140 p.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, 41: 391-404.
- Canudo, J. I. (1990): *Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza, 436 p.
- Canudo, J. I. (1991): Posición bioestratigráfica (foraminíferos planctónicos) del Ilerdiense en la cuenca surpirenaica central (área tipo) y su situación respecto al límite Paleoceno-Eoceno. *Actas I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Vic: 63-66.
- Canudo, J. I. y Molina, E. (1992a): Planktic foraminiferal faunal turnover and biostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya, northern Spain. *Rev. Soc. Geol. España*, 5(1-2): 145-157.
- Canudo, J. I. y Molina, E. (1992b): Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 186(1-2): 97-135.

- Canudo, J. I., Molina, E. y Sucunza, M. T. (1989): Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos y nanoplankton calcáreo de la sección de Campo (paraestratotipo del Ilerdiense). *Geogaceta*, 6: 81-84.
- Carbonnel, G. (1975): Les Ostracodes de l'Ilerdien (Eocène Inférieur) du bassin de Tremp (Espagne): Stratotype et coupes avoisinantes. *Rev. Esp. Microp.*, 7: 37-50.
- Caro, Y. (1973): Contribution à la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées Espagnoles. *Rev. Esp. Microp.*, 5: 329-372.
- Caus, E. y Gómez-Garrido, A. (1989): Upper cretaceous biostratigraphy of the south-central Pyrenees (Lleida, Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 221-228.
- Crusafont, M., De Renzi, M. y Clavell, E. (1966): Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-Paleoceno-Eoceno en la cuenca preaxial del Isábena. *Acta Geol. Hisp.*, 5: 22-24.
- Crusafont, M., De Renzi, M. y Clavell, E. (1968): Les grains traits d'une coupure Crétacé-Paléocène-Eocène au sud des Pyrénées. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 58: 591-596.
- Cuevas, J.L. (1989): *La Formación Talar: 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. Barcelona, 107 p.
- Cuevas-Gozaló, M., Donselaar, M. E. y Nio, S. D. (1985): Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus Basin (Prov. of Lérida and Huesca). *6th European Regional Meeting I.A.S., Lérida*. Guidebook Excursion nº 6: 215-266.
- De Renzi, M. (1967): El problema del límite entre el Secundario y Terciario en las proximidades de Serraduy, en el valle del Isábena (provincia de Huesca). *Acta Geol. Hisp.*, 2(1): 19-24.
- De Renzi, M. (1971): *Las Faunas de moluscos del Eoceno Inferior del Prepirineo de Lérida*. Tesis Doctoral Universitat de Barcelona, 503 p.
- De Renzi, M. (1975): Sur la répartition des Mollusques dans le stratotype de l'Ilerdien en rapport avec les faunes de Mollusques de l'Eocène européen. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 199-200.
- Dinarès, J. (1992): *Paleomagnetisme a les unitats sudpirinenques superiors. Implicacions estructurals*. Tesis Doctoral Universitat de Barcelona, 466 p.
- Dinarès, J., McClelland, E. y Santanach, P. (1992): Contrasting rotations within thrust sheet and kinematics of thrust-tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the southern Pyrenees. In: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London: 265-277.
- Drobne, K. (1977): Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mém. suisses Paleont.*, 99: 174 p.
- Ducasse, O. (1972): Les Ostracodes de la coupe de Campo (Prov. Huesca, Espagne). *Rev. Esp. Microp.*, XXX: 273-289.
- Eichenseer, H. (1988): *Facies geology of Late Maastrichtian to Early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus basin, northeastern Spain*. Doctoral Thesis Univ. Tübingen, 237 p.
- Farrell, S. G., Williams, G. D. y Atkinson, C.D. (1987): Constraints on the age of movement of the Montsec and Cotiella thrusts, South Central Pyrenees, Spain. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 114: 907-914.
- Feist, M. y Colombo, F. (1983): La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géol. Méditerran.*, XX(3-4): 303-326.
- Ferrer, J., Le Calvez, Y., Luterbacher, H.P. y Premoli-Silva, I. (1973): Contribution à l'étude des foraminifères de la région de Tremp (Catalogne). *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. (Paris)*, C, XXIX: 107 p.
- Fisher, R.A. (1953): Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, A-217: 295-305.
- Fondecave, M.J. (1975): Essai de biozonation par les foraminifères pélagiques du Sénonien sud-pyrénéen. Description d'une nouvelle espèce "*Hedbergella aubertae*". *Géol. Méditerran.*, II (1): 5-10.
- Fonnesu, F. (1984): *Estratigrafia física y análisis de facies de la secuencia de Figols, entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (prov. de Lérida y Huesca)*. Tesis Doctoral Universitat Autònoma de Barcelona, 317 p.
- Gaemers, P.A.M. (1978a): Biostratigraphy, paleoecology and paleogeography of the mainly marine Ager Formation (Upper Paleocene-Lower Eocene) in the Tremp basin, Central South Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 51(2): 151-231.
- Gaemers, P.A.M. (1978b): Systematics of the alveolinids of the Tremp basin, South Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 51(1): 103-129.
- Gaertner, S. Jr. y Hay, W.W. (1962): Planktonic foraminifera from the Type Ilerdian. *Ecol. Geol. Helvet.*, 51: 151-231.
- Gallémí, J., Martínez, R. y Pons, J.M. (1983): Coniacian-Maastrichtian of the Tremp area (South Central Pyrenees). *Newslett. Strat.*, 12: 1-17.
- Garrido Megías, A. (1968): Sobre la estratigrafía de los Conglomerados de Campanúe (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca Tremp-Graus, Pirineo Central, provincia de Huesca). *Acta Geol. Hisp.*, III(2): 39-43.
- Garrido Megías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de lavertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral Universidad Granada, 395p.
- Garrido-Megías, A. y Rios, L.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIII: 1-47.
- Hillebrandt, A. von (1965): Foraminiferen - Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW - Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Math.-Nat. Abh.*, 123: 62 p.
- Hottinger, L. (1960): Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. suisses Paleont.*, 75-76: 243 p.
- Hottinger, L. (1977): Les Foraminifères Operculiniformes. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, XL: 159 p.
- Hottinger, H. y Drobne, K. (1988): Alvéolines tertiaires: Quelques problèmes liés à la conception de l'espèce. *Rev. Paleobiol.* Vol. Spec., 2, Benthos '86, Genève: 665-681.
- Hottinger, L. y Schaub, H. (1960): División en pisos del Paleoceno y del Eoceno. Introducción de los pisos Ilerdiense y Biarritziense. Traducción de J.M. Rios. *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 61: 199-234.
- Kaasschieter, J.P.H. (1961): Foraminifera of the Eocene of Belgium. *Ins. Roy. Sci. Nat. Belge. Mem.*, 147: 271 p.
- Kapellos, C. y Schaub, H. (1973): Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyreneen. *Ecol. Geol. Helvet.*, 66: 687-737.
- Kapellos, C. y Schaub, H. (1975): L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Corrélation de zones à grands Foraminifères et à Nannoplankton. *Bull. Soc. Geol. France.*, 17: 148-161.
- King, C. (1989): Cenozoic of the North Sea. In: *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera* (D.G. Jenkins y J.W. Murray, Eds.), British Micropaleontological Society Series. Ellis Horwood Publishers.
- Le Calvez, Y. (1970): Contribution à l'étude des Foraminifères paléogènes du Bassin de Paris. *Cahiers de Paléont.*, 326 p.
- Le Calvez, Y. (1975): Répartition des Foraminifères dans les différents faciés de l'Ilerdien de la région de Tremp. *Bull. Soc. Geol. France.*, 17: 191-194.
- Lehmann, R. (1962): Plusieurs types morphologiques distincts d'Orbitolites de l'Ilerdien pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France.*, 7(IV): 357-361.
- Lété, C. (1987): *Le polymorphisme des ostracodes du Basin de Tremp (Ilerdien) et de l'Alabama (limite Eocène/Oligocène): intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements; intérêt pour l'évolution (spéciation)*. Doctoral thesis, Univ. Bordeaux I.
- Leymerie, A. (1868): Récit d'une exploration géologique de la vallée du Segre. *Bull. Soc. Géol. France*, XXIII: 550-551.
- Luterbacher, H.P. (1969): Remarques sur la position stratigraphique de la Formation d'Ager (Pyrénées méridionales). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 69: 225-232.
- Luterbacher, H.P. (1970): Environmental distribution of early Tertiary microfossils. ESSO Production Research, EPR-E-1ER-70: 48 p.
- Luterbacher, H.P. (1973): La sección tipo del piso Ilerdiense. *XIII Col. Europ. Micropaleontol.*, ENADIMSA, Madrid: 113-140.
- Mallory, V.S. (1959): Lower Tertiary biostratigraphy of the California Coast Ranges. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 416 p.
- Mey, P.W.H., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of posthercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 221-228.
- Molina, E., Canudo, I., Guernet, C., McDougall, Ortiz, N., Pascual, J.O., Parés, J., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (1992): The stratotypic Ilerdian revisited: Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Rev. Micropaleontologie*, 35(2): 143-156.



- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay Ed.), Chapman & Hall, London: 235-246.
- Muñoz, J.A., Martínez, A. y Vergés, J. (1986): Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 8: 399-405.
- Murray, J.W., Curry, D., Haynes, J.R. y King, C. (1989): Paleogene. In: *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*. (D.G. Jenkins y J.W. Murray, Eds.), British Micropaleontological Society Series. Ellis Horwood Publishers.
- Mutti, E., Luterbacher, H.P., Ferrer, J. y Rosell, J. (1972): Schema estratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11: 391-416.
- Mutti, E., Rosell, J., Allen, G., Fonnesu, F. y Sgavetti, M. (1985): The Eocene Baronia tide-dominated delta-shelf system in the Ager basin. *6th European Regional Meeting I.A.S., Lleida (Spain)*. Excursion Guidebook: 521-576.
- Nijman, W. y Nio, S.D. (1975): The Eocene Montañana delta. In: *Sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin* (J. ROSELL y C. PUIGDEFABREGAS Eds.). *9th. International Congress I.A.S., Nice*, part B: 56 p.
- Nio, S.D. (1976): Marine transgressions as a factor in the formation of sand wave complexes. *Geol. Mijnb.*, 55: 18-40.
- Oberhansli, H., Müller-Merz, E. y Oberhansli, R. (1991): Eocene paleoceanographic evolution at 20-30° S in the Atlantic Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 83(1-3): 173-217.
- Ortiz, N. (1993): *Los microforaminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno y sus implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza, 274 p.
- Parish, M. (1984): A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 247-255.
- Pascual, J.O. (1992): *Magnetostratigrafía del estratotipo y paraestratotipo del Ilerdiense, Secciones de Tremp y Campo (Cuenca de Tremp-Graus)*. Tesis Doctoral Universitat Autònoma de Barcelona, 123 p.
- Pascual, J.O., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (1991): Magnetostratigrafía y Bioestratigrafía del Estratotipo del Ilerdiense (Tremp, Lleida). *Actas I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Vic: 244-247.
- Puigdefábregas, C., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (1985): Facies analysis and faunal assemblages of the Roda Sandstone Formation, Eocene of the Southern Pyrenees. *6th European Regional Meeting I.A.S., Lleida (Spain)*: 639-642.
- Remacha, E. y Zamorano, M. (1989): Reflejo de la estratigrafía secuencial del Eoceno Inferior surpirenaico en una parte de la sección de Campo. *Geogaceta*, 6: 94-96.
- Robador, A. (1990): Early Paleogene Stratigraphy. In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip Guidebook*. (I.T.G.E. Ed.). *1st. Meeting I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*: 31-68.
- Robador, A., Serra-Kiel, J. y Orue-Etxebarria, X. (1990a): The correlation between biozonation of benthonic and planktonic foraminifera. In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip Guidebook*. (I.T.G.E. Ed.). *1st. Meeting I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*: 97-100.
- Robador, A., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (1990b): Field Guide. In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip Guidebook*. (I.T.G.E. Ed.). *1st. Meeting I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*: 132-159.
- Samsó, J.M. (1988): *Estudi sedimentològic i biostratigràfic de la Formació St. Esteve del Mall (Eocè, Conca de Tremp-Graus)*. Tesis Licenciatura Universitat de Barcelona, 540 p.
- Samsó, J.M., Tosquella, J. y Serra-Kiel, J. (1990): Los géneros *Alveolina* y *Nummulites* (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de *Alveolina*. *Bol. Geol. Min.*, 101: 219-252.
- Schaub, H. (1966): Über die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo (Ober-Aragonien). *Eclog. Geol. Helvetiae*, 59 (1): 355-377.
- Schaub, H. (1969): L'Ilerdien. État actuel du problème. In: *Colloque sur l'Éocène, Paris, mai 1968, (3), Mém. B.R.G.M.*, 69: 259-266.
- Schaub, H. (1973): La sección de Campo. *XIII Col. Europ. Micropaleontol.*, ENADIMSA, Madrid: 151-170.
- Schaub, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. *Mém. suisse Paleontol.*, 104-106: 236 p.
- Schaub, H. (1992): The Campo Section (NE Spain), a Tethyan paratotype of the Cuisian. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 186 (1-2): 63-70.
- Séguret, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse Doctoral. Publ. USTELA. Montpellier. Série Géologie Structurale, 2: 155 p.
- Tambareau, Y. (1975): Les Ostracodes de l'Ilerdien pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France.*, 7(XVII): 187-190.
- Tosquella, J. (1988): *Estudi sedimentològic i biostratigràfic de la Formació Gresos de Roda (Eocè, Conca de Tremp-Graus)*. Tesis Licenciatura Univ. Barcelona, 540 p.
- Tosquella, J., Samsó, J.M. y Serra-Kiel, J. (1990): Los géneros *Alveolina* y *Nummulites* (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de *Nummulites*. *Bol. Geol. Min.*, 101: 351-403.
- Wilcoxon, J.A. (1973): Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and Tremp sections of the Ilerdian stage in NE-Spain. *Rev. Esp. Microp.*, 5: 107-112.
- Williams, G.D. y Fisher, M.W. (1984): A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3: 773-780.

Manuscrito recibido el 29 de Noviembre de 1993.

Aceptado el manuscrito revisado el 24 de Junio de 1994.