

El Estratotipo del Ilerdiense y su registro fósil

Eustoquio Molina¹, Miquel de Renzi² y Germán Alvarez³

1 Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza.

2 Departament de Geologia, Universitat de València, E-46100 Valencia.

3 Departament d'Ensenyament. Generalitat de Catalunya, E-08980 Sant Feliu de Llobregat (Barcelona).

Palabras clave: Guía, Ilerdiense, Cronoestratigrafía, Bioestratigrafía, Paleontología

Introducción

El Ilerdiense es uno de los pisos marinos europeos que tiene un registro fósil mejor conservado, bien expuesto y de una gran diversidad; principalmente por esto es uno de los pisos cuya bioestratigrafía y magnetoestratigrafía es mejor conocida, lo cual ha permitido situar con mucha precisión su posición en la escala de los tiempos geológicos. Sin embargo, por diversas razones de política

científica, no ha sido aceptado como piso estandar, pero su utilidad es grande en el Tethys y especialmente en el Pirineo.

El estratotipo del Ilerdiense se sitúa en la provincia de Lérida, siendo el corte de Tresp de la sección tipo. Los afloramientos más accesibles se sitúan a lo largo de la carretera comarcal 1311 de Tresp a Puente de Montañana, desde el pueblo de Claret hasta el puerto de Montllivar (Fig. 1).

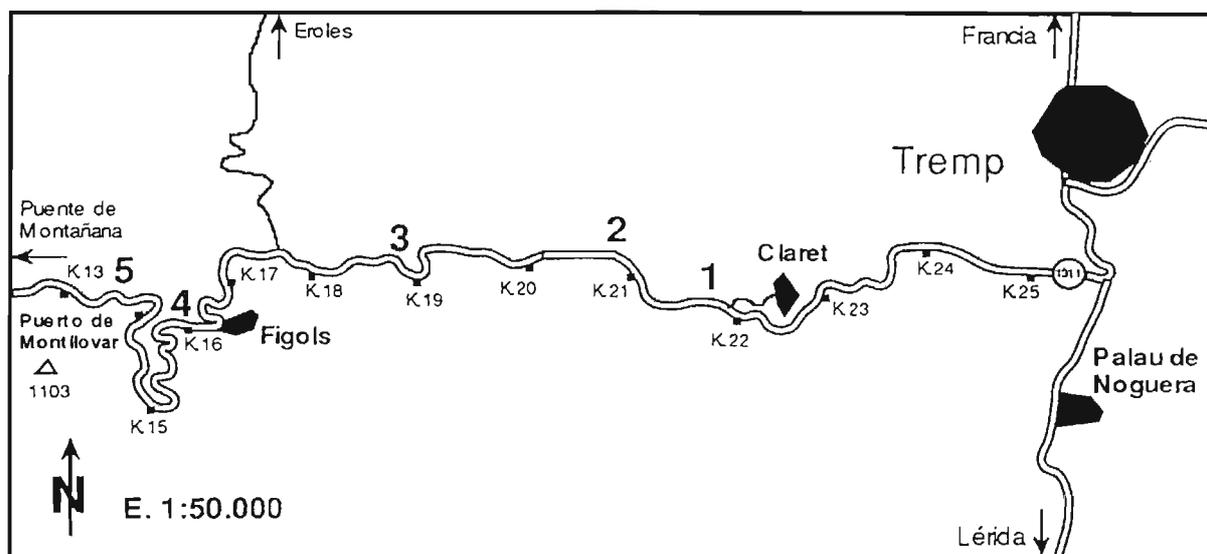


Figura 1. Situación geográfica del corte de Tresp con indicación de las paradas en los principales afloramientos.

Geológicamente, el estratotipo del Ilerdiense se sitúa en la cuenca de Tresp-Graus, en una unidad cabalgante de los Pirineos centro-meridionales que se desplazaría hacia el sur. La sedimentación es sintectónica y litológicamente constituye la Formación Ager, la cual tiene 830 metros de potencia en el corte estratotípico y se sitúa entre las formaciones continentales de Tresp y

Montañana. La Formación Ager es una megasecuencia transgresiva-regresiva que comienza con unos 100 metros de sedimentos clásticos poco profundos, alternando con depósitos margosos y calizos de marjal, bahía o "lagoon" con moluscos, corales ahermatípicos y alveolinas. Le siguen unos 200 metros de arcillas de medios marinos más abiertos con nummulítidos, gasterópodos y corales. A

continuación se depositaron unos 400 metros de margas ricas en microfósiles, con algunas intercalaciones detríticas, que comienzan a manifestar pérdida de profundidad de la cuenca y el desarrollo de aparatos deltaicos próximos. La parte superior del estratotipo esta constituida por unos 130 metros de facies detríticas y margosas con macroforaminíferos y moluscos, predominando hacia el techo las intercalaciones de medios de estuario, marjal y "lagoon".

Definición del piso llerdiense

El llerdiense fue propuesto por primera vez como un nuevo piso por Hottinger y Schaub en 1960 (manuscrito depositado el 12 de septiembre de 1959 y publicado en la revista *Eclogae geologicae Helvetiae*, 53-1). Designaron la secuencia de excelentes afloramientos de la cuenca de Tremp en la provincia de Lérida como la secuencia tipo, y lo denominaron piso llerdiense derivando del nombre latino de Lérida. Justificaron la creación de un nuevo piso por el hecho de que en la cuenca de París no había *Nummulites* u otros macroforaminíferos por debajo del Cuisiense, y consideraron el Esparnaciense, que aproximadamente coincidiría con el llerdiense (hoy se sabe que solo en parte), como no apropiado para la escala cronoestratigráfica estandar del Paleógeno por ser un piso continental.

El estratotipo fue designado por Schaub en 1969 (publicado en *Mém. B.R.G.M.*, 69), estableciendo como sección tipo el corte de Tremp expuesto a lo largo de la carretera desde Tremp a Puente de Montañana, concretamente entre los kilómetros 21,4 y 13,2. De Renzi (1968) había localizado cortes que mostraban el carácter "cuisiense" (presencia de *Alveolina oblonga*) de los materiales marinos superpuestos a las series llerdienses de la misma cuenca (secciones de Serraduy y Sur de Puente de Montañana). En 1969 Schaub indicó que el corte de Campo podría ser el paraestratotipo, y en 1974 hubo una propuesta en la reunión sobre el piso llerdiense en París (organizada por la Sociedad geológica de

Francia y por el Grupo internacional de trabajo sobre Estratigrafía del Paleógeno) designando el corte de Campo (provincia de Huesca) como el paraestratotipo, siendo el límite inferior el kilómetro 0,34 en la carretera de Campo a Ainsa y el límite superior el kilómetro 58,8 de la carretera de Graus a Campo. En estos momentos ya se puso de manifiesto que el llerdiense superior se solapa con el Ypresiense inferior (Bignot y Moorkens, 1975).

Algunos autores, tales como Luterbacher (1973), no consideran el estratotipo del llerdiense como algo inflexible y rígido, sino que para realzar la importancia que tienen los frecuentes y rápidos cambios de facies consideran que es la cuenca de Tremp la que en realidad debe considerarse como el verdadero "estrato-tipo" del llerdiense. En este sentido, De Renzi (1995) propone una alternativa a secciones tipo únicas, definiendo varias secciones tipo según su completitud para zonación con uno o más fósiles guía.

El piso llerdiense fue biocronoestratigráficamente definido por Schaub (1969) basándose en la biozonación de macroforaminíferos. Posteriormente, Schaub (1981) sintetizó trabajos previos y estableció la siguiente división: llerdiense Inferior (Biozonas de *Alveolina cucumiformis* y *A. ellipsoidalis*, *Nummulites fraasi* y *Assilina prisca* y *A. arenensis*), llerdiense Medio (*Alveolina moussoulensis* y *A. corbarica*, *Nummulites robustiformis* y *N. exilis* y *Assilina* aff. *arenensis* y *A. leymeriei*) e llerdiense Superior (*Alveolina trempina*, *Nummulites involutus* y *Assilina adrianensis*). Así pues, el llerdiense esta muy bien caracterizado con macroforaminíferos, pero es pobre en foraminíferos planctónicos, que es el grupo que ha sido más utilizado para correlaciones a grandes distancias, lo cual ha sido una limitación para su uso fuera de las plataformas del Tethys. Sin embargo, el excelente registro fósil de otros grupos de organismos ha permitido realizar distintas biozonaciones y correlaciones, siendo el llerdiense uno de los pisos actualmente mejor conocidos.

La situación estratigráfica del Ilerdiense con respecto al límite Paleoceno/Eoceno ha sido controvertida desde el momento de su definición, ya que según sus creadores el Ilerdiense pertenecía al menos en parte al Paleoceno. En este sentido, y para evitar el problema que supone pertenecer a dos series diferentes, Plaziat (1983) presentó una proposición modificando la definición original, excluyendo las zonas superiores del Ilerdiense Medio y Superior de Schaub (1969) y añadiendo una por la base al Ilerdiense Inferior (Biozona de *Alveolina levis*). De esta forma tan radical, que cambia casi totalmente la definición del Ilerdiense, este piso quedaría totalmente incluido en el Paleoceno. Sin embargo, esta proposición no ha tenido éxito ya que la mayoría de los autores han continuado utilizando el Ilerdiense en su sentido original, y han seguido las propuestas de Pomerol (1975) y Cavelier y Pomerol (1986) que tratan de hacer coincidir la base del Ilerdiense con el límite Paleoceno/Eoceno. Estos autores pensaban que en la base del Ilerdiense se producía la evolución de los *Nummulites* y grandes cambios en los mamíferos que coincidirían con otros cambios importantes de tipo geoquímico. Sin embargo, últimamente se ha puesto de manifiesto que el evento más relevante de tipo evolutivo y geoquímico, para marcar el límite Paleoceno/Eoceno, se produce en el tránsito Ilerdiense Inferior/Medio (Molina *et al.*, 1992). Este evento corresponde a la mayor subida de temperatura de todo el Cenozoico, la cual provocó cambios muy relevantes en los isótopos del oxígeno y del carbono (O^{16} , C^{13}), en la mineralogía y en la evolución de distintos grupos (Molina *et al.*, 1994). Entre los cambios evolutivos, el más evidente lo constituye la extinción en masa de los microforaminíferos batiales y abisales (Ortiz, 1993). Actualmente, existe un grupo internacional que ha sido encargado de proponer un estratotipo de límite para el Paleoceno/Eoceno, límite que según la Subcomisión de Estratigrafía del Paleógeno debe coincidir con el límite Thanetiense/Ypresiense que oficialmente son los pisos estandar para este intervalo de tiempo. Como este límite coincide con el relevante

evento antes citado, el Ilerdiense Inferior pertenecería al Paleoceno y el Ilerdiense Medio y Superior al Eoceno. Esto supondría la pérdida de las pocas posibilidades que el Ilerdiense tiene para que algún día fuera considerado como piso estandar, con lo cual quedaría como un piso de carácter regional útil para la correlación de las facies de plataforma del Tethys.

Registro fósil

Los distintos grupos de fósiles registrados en el estratotipo del Ilerdiense están condicionados por factores de tipo tafonómico y paleoecológico que han de ser considerados al intentar establecer la bioestratigrafía y la correlación de cada grupo. El control de estos factores es muy evidente en los corales, moluscos y foraminíferos planctónicos y bentónicos (Fig. 2).

Los macroforaminíferos bentónicos se conservan en la mayoría de situaciones, pero están muy ligados a factores ecológicos, como luz, sustrato, etc. (De Renzi, 1995a). Los macroforaminíferos (alveolínidos, nummulítidos y orbitolítidos) son los mejor registrados y fueron estudiados por diversos autores (Hottinger, 1960; Luterbacher, 1969, 1970, 1973; Gaemers, 1978; Schaub, 1981), estableciendo zonaciones que han sido recientemente revisadas por Samsó *et al.* en Pascual *et al.* (1991) y en Molina *et al.* (1992), así como en Serra Kiel *et al.* (1994). Algunas de las biozonas clásicas no se encuentran en el corte estratotípico de la carretera, debido a que cuando el medio era el adecuado para el desarrollo de los alveolínidos no lo era para el de los nummulítidos. Sin embargo, considerando otros cortes próximos de la cuenca de Tremp es fácil establecer los límites aproximados de las distintas biozonas y su correlación (Fig. 3).

Los microforaminíferos bentónicos son también muy abundantes y fueron estudiados por Ferrer *et al.* (1973) y por Le Calvez (1975), pero no establecieron biozonaciones. Recientemente Ortiz en Molina *et al.* (1992) y

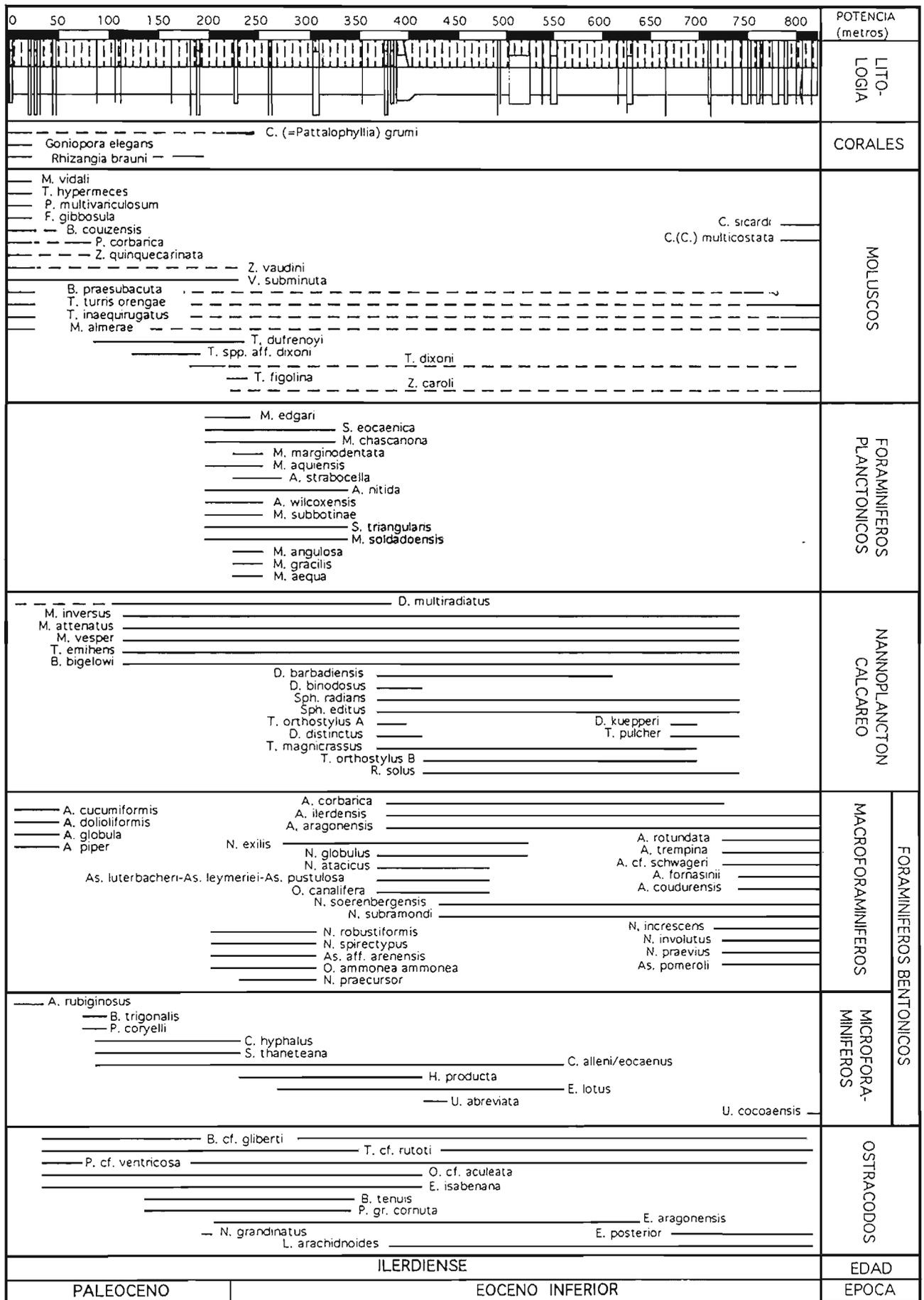


Figura 2. Distribución estratigráfica de los fósiles más significativos en el corte de Tremp (estratotipo del Ilerdiense).

Ortiz (1993) ha establecido una biozonación para estos medios de aguas poco profundas y la correlación con la biozonación estandar de medios batiales.

Los foraminíferos planctónicos son un grupo que presentan un control paleoecológico importante, ya que sólo se encuentran en el momento que la transgresión llega a su máximo en la parte media del llerdiense. Estos fueron estudiados por varios autores (Gartner y Hay, 1962; Hillebrandt, 1965; Luterbacher, 1969; Ferrer *et al.*, 1973; Blow, 1979), y recientemente han sido reestudiados por Canudo (1990), Canudo y Molina (1992) y Molina *et al.* (1992). Debido a la escasez y poca diversidad de las asociaciones, la correlación de la parte inferior y superior del estratotipo es muy difícil, y se ha establecido utilizando distintos criterios, entre ellos la correlación con el paraestrotipo, donde este grupo está mejor representado (Hillebrandt, 1975; Molina *et al.*, 1992, 1995).

El nannoplancton calcáreo fue estudiado por Wilcoxon (1973), Kapellos y Schaub (1973) y Molina *et al.* (1992), estableciendo la biozonación y la correlación con los macroforaminíferos. Los nannofósiles calcáreos son muy escasos en la base del corte, donde la mayoría de las especies parecen ser reelaboradas, y en la parte superior, donde el pobre registro impide reconocer la Biozona de *Tribrachiatulus orthostylus* que había sido reconocida por Kapellos y Schaub (1973).

Los dinoflagelados son muy escasos en el corte de Tremp y fue el corte de Campo el que permitió establecer la biozonación (Caro, 1973), la cual fue fácil de correlacionar, así como reconocer tres biozonas para la parte media del estratotipo.

Los ostrácodos son frecuentes en algunos niveles y fueron estudiados por Carbonel (1975), Tambareau (1975) y Lété (1987), estableciendo dos biozonas para el llerdiense. Recientemente, Guernet en Molina *et al.* (1992) definió una nueva Biozona de *Echinocythereis posterior* para la parte alta del corte estratotípico.

Los moluscos son un grupo que presenta control de tipo tafonómico y paleoecológico, especialmente los de conchas aragoníticas (neomorfizados en calcita) que únicamente se hallan en los materiales de tipo detrítico más fino (De Renzi, 1995a, b). La mayor frecuencia de moluscos se da en los materiales arcillosos del llerdiense inferior, donde existe un registro muy bueno que ha permitido ensayar una bioestratigrafía con bivalvos y gasterópodos con carácter local (De Renzi, 1967, 1968, 1975, 1995b), correlacionándolos con las faunas de moluscos de otras localidades (Plaziat y De Renzi, 1968, De Renzi, 1975).

Los corales son aragoníticos y se presentan bien conservados en facies arcillosas y coincidiendo con los moluscos. Así, los tenemos en el llerdiense inferior y la base del llerdiense medio. Llama la atención que los corales arrecifales no aparecen hasta el llerdiense medio (únicamente en cortes al S de la Cuenca, como el de Sant Esteve, o hacia el W, en el Isábena). Ello sería a causa del notable aumento de temperatura que se da en el límite Paleoceno/Eoceno. Aunque en el llerdiense inferior no hay corales arrecifales, sí los hay ahermatípicos (individuos solitarios y pequeñas colonias), en coincidencia con el carácter menos cálido de las aguas (Alvarez y De Renzi, estas mismas Jornadas 1995). Como puede observarse (Fig. 2) los corales aparecen principalmente en dos intervalos en el corte de Tremp, pero no sabemos realmente su distribución bioestratigráfica, así pues sólo nos atrevemos a diferenciar una biozona de acmé de *Cricocyathus (=Pattalophyllia) grumi* (Fig. 3).

Descripción de los afloramientos

La carretera de Tremp a Puente de Montañana muestra excelentes afloramientos ya que se trata de un área con poca vegetación y población, siendo la accesibilidad óptima a lo largo de todo el recorrido. El estratotipo del llerdiense puede conocerse realizando cinco paradas que muestran lo más representativo de la Formación Ager y el contacto con las formaciones de Tremp y Montañana.

Parada 1: En el kilómetro 21,4 se sitúa la base del piso llerdiense donde puede observarse el tránsito entre la Formación Tremp (Facies Garumniense) y la Formación Ager (Ilerdiense). La parte superior de la Formación Tremp está constituida por limos rojos, areniscas y conglomerados de tipo continental, encontrándose en este punto intercalaciones de yeso que tienen varios metros de potencia. La transición a la Formación Ager está constituida por unos sedimentos limosos de color marrón a negro, que contienen restos vegetales, característicos de depósitos de marisma. La transición es gradual encontrándose intercalados estratos calcareníticos marinos con alveolínidos, orbitolítidos, briozoos, moluscos y corales (*Cricocyathus grumy*, *Goniopora elegans* y *Rhizangia brauni*) con otros limolíticos o arcillosos, continentales o salobres que contienen moluscos (*Batillaria (Vicinocerithium) couizensis*, etc.), dasicladaceas y carofitas. Los fósiles característicos que han permitido establecer la biozonación y posición de la base del piso llerdiense son: alveolínidos (Biozona de *Alveolina cucumiformis*), dinoflagelados (Biozona de "*Wetzeliella*" *hyperacantha*), ostrácodos (Biozona de *Echinocythereis isabencana*), microforaminíferos (Biozona de *Anomalinoidea rubiginosus*) y localmente moluscos (Biozona de *Pseudomiltha (?) corbarica*).

Parada 2: Entre los kilómetros 20 y 21 se puede observar un tramo fundamentalmente arcilloso con algunas intercalaciones de calcarenitas y areniscas que presentan una fauna muy abundante de moluscos y macroforaminíferos. Entre los moluscos los más característicos son sucesivamente *Pseudomiltha (?) (=Lucina) corbarica*, *Turritella* spp. aff. *dixonii* y *Turritella dixonii* que permiten caracterizar bioestratigráficamente, a nivel local, esta parte del corte. Entre los macroforaminíferos las especies de los géneros *Alveolina* y *Orbitolites* gradualmente dejan de ser frecuentes y son sustituidos por *Operculina* y otros nummulítidos de pequeña talla. Además se observan algunos briozoos y cuando el medio se hace más abierto se produce el

desarrollo de los nanofósiles calcáreos, pudiendo reconocerse la Biozona de *Discoaster multiradiatus*.

Parada 3: En las curvas de los alrededores del kilómetro 19 se pueden observar los materiales del tránsito Paleoceno/Eoceno. Encima de unos niveles muy ricos en nummulítidos (Biozonas de *Assilina* aff. *arenensis* y *Nummulites robustiformis*) se sitúa un intervalo con abundantes corales individuales de la especie *Cricocyathus grumii* (antiguamente *Pattalophyllia sinuosa*). En este nivel aparece *Turritella figolina* que es un molusco con gran interés bioestratigráfico. A partir de este nivel encontramos unas arcillas ricas en foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo, ya que se produce una fuerte subida del nivel del mar en coincidencia con el máximo aumento de temperatura que caracteriza al evento del límite Paleoceno/Eoceno. Asimismo pueden observarse unos niveles con abundantes concreciones de algas rodofíceas que se encuentran mezcladas con moluscos (ostreidos) de poca profundidad, los cuales habrían sido transportados por fenómenos de tipo "debris flow" como consecuencia de una caída del nivel del mar que se produciría en el Eoceno basal.

Parada 4: Entre los kilómetros 15 y 16 afloran muy bien unos tramos muy potentes de margas grises con algunas intercalaciones calcareníticas y areniscosas que contienen nummulítidos pertenecientes a las Biozonas de *Nummulites exilis* y *Alveolina corbarica*. Además contienen ostrácodos que permiten reconocer la Biozona de *Echinocythereis aragonensis* y nanofósiles de la Biozona de *Discoaster binodosus*. En los estratos duros se pueden observar las perforaciones que han permitido establecer la magnetoestratigrafía (Pascual et al., 1991).

Parada 5: Entre el kilómetro 13 y 14 se puede observar el techo de la Formación Ager (Ilerdiense superior) y el paso a la Formación Montañana de tipo continental. Las margas disminuyen de potencia y se desarrollan potentes intercalaciones de calcarenitas,

areniscas y conglomerados que son cada vez más frecuentes. Los niveles margosos contienen microforaminíferos de la zona de *Uvigerina abbreviata*, siendo frecuentes los miliólidos y otras formas de poca profundidad hacia el techo del Ilerdiense. Los nummulítidos son cada vez más raros, pero se han podido identificar las Biozonas de *Nummulites involutus* y *Assilina adrianensis*. Por el contrario los alveolínidos son más frecuentes y pertenecen a la Biozona de *Alveolina trempina*. Los moluscos vuelven a ser frecuentes y en algunos niveles abundantes, apareciendo una importante bioconstrucción con *Crassostrea sicardi* y *C. (Cubitostrea) multicostata*, y en las margas moluscos salobres.

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado dentro de los Proyectos de la DGICYT PB91-0644 y PB94-0566 y del Proyecto de la CAICYT 2934/83.C2. Agradecemos a Ignacio Arenillas sus valiosas sugerencias que han permitido mejorar el manuscrito.

Referencias

Alvarez, G. y De Renzi, M. 1995. Los corales del área tipo del Ilerdiense (La Conca de Tremp, Lleida, España). *Actas XI Jornadas de Paleontología* (en prensa).

Bignot, G. y Moorkens, T. 1975. Position relative du stratotype de l'Ilerdien et de plusieurs autres étages par rapport à quelques microbiozonations. *Bulletin de la Société géologique de France*, **XVII**, 208-212.

Blow, W.H. 1979. *The Cainozoic Globigerinida*. Editorial Brill, Leiden. 3 vol. 1-1413.

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 (inérita).

Canudo, J.I. y Molina, E. 1992. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **186**, 97-135.

Carbonel, G. 1975. Les Ostracodes de l'Ilerdien (Eocène inférieur) du bassin de Tremp (Espagne): Stratotype et coupes avoisinantes. *Revista Española de Micropaleontología*, **7**, 37-50.

Caro, Y. 1973. Contribution a la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène - Eocène inférieur des Pyrénées Espagnoles. *Revista Española de Micropaleontología*, **5**, 329-372.

Cavelier, C. y Pomerol, Ch. 1986. Stratigraphy of the Paleogene. *Bulletin de la Société géologique de France*, **2**, 255-265.

De Renzi, M. 1967. Nota sobre la estratigrafía del Paleoceno superior marino de la Conca de Tremp basada en las faunas de moluscos. *Publicaciones del Instituto de Investigaciones Geológicas*. Diputación Provincial Barcelona, **21**, 31-50.

De Renzi, M. 1968. Trois nouvelles coupes de l'Ilerdien marin de l'Aragon et leurs rapports avec le stratotype de l'Ilerdien a la conca de Tremp (Espagne). *Mémoire du B.R.G.M.*, **58**, 597-606.

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. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 199-200.

De Renzi, M. 1995a. Crítica del estratotipo puro. *Geogaceta*. (en prensa).

De Renzi, M. 1995b. La influencia de los factores tafonómicos y paleoecológicos en la distribución de los moluscos en el área tipo del Ilerdiense. *Revista Española de Paleontología*, nº extra (en prensa).

Ferrer, J., Le Calvez, Y., Luterbacher, H. y Premoli Silva, I. 1973. Contribution à l'étude des foraminifères ilderdiens de la région de

- Tremp (Catalogne). *Mém. Museum Nation. hist. nat.*, sér. C., **29**, 1-80.
- Gaemers, P.A.M. 1978. Systematics of the Alveolinids of the Tremp Basin, South Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Med.*, **51**, 103-129.
- Gartner, S. Jr. y Hay, W.W. 1962. Planktonic foraminifera from the Type Ilerdian. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **55**, 560-571.
- Hillebrandt, A. Von. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiar von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Math.-Nat. Kl.*, **123**, 1-62.
- Hillebrandt, A. Von. 1975. Corrélations entre les biozones de grands Foraminifères et des Foraminifères planctoniques de l'Ilerdien. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 162-167.
- Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mémoires Suisses de Paléontologie*. **75-76**, 1-243.
- Hottinger, L. y Schaub, H. 1960. Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien un Biarritzien. Bericht der Schweizerische Palaontologischen Gesellschaft, *Eclogae geologicae Helvetiae*. **53**, 453-479.
- Kapellos, C. y Schaub, H. 1973. Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Palaogen der Pyrenaen. *Eclogae geologicae Helvetiae*. **66**, 687-737.
- Le Calvez, Y. 1975. Répartition des Foraminifères dans les différents faciés de l'Ilerdien de la région de Tremp. *Bulletin de la Société géologique de France*, **17**, 191-194.
- Lété, C. 1987. *Le polymorphisme des ostracodes du Bassin de Tremp (Ilerdien) et de l'Alabama (limite Eocène/Oligocène): intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements; intérêt pour l'évolution (spéciation)*. Doctoral thesis, Université de Bordeaux I.
- Luterbacher, H. 1969. Remarques sur la position stratigraphique de la Formation d'Ager (Pyrénées méridionales). Colloque sur l'Eocène, Paris. *Mém. B.R.G.M.*, **69**, 225-232.
- Luterbacher, H. 1970. Environmental distribution of Early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain. *Edit. Esso Production Research - European Laboratoires*, 1-48
- Luterbacher, H. 1973. La sección tipo del piso Ilerdiense. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología. España. Edit. C.N.G. ENADIMSA*. 113-140.
- Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Pares, J.M., Samsó, J.M. Serra Kiel, J. y Tosquella J. 1992. The stratotypic ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, **35**, 143-156.
- Molina, E. Canudo, J.I., Martínez Ruiz, F. y Ortiz, N. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **87**, 47-61.
- Molina, E., Arenillas, I., Arz, J.A., Canudo, J.I., Gonzalvo, C., Ortiz, N. y Pardo, A. 1995. Síntesis bioestratigráfica y eventos paleoceanográficos del Cretácico (Maastrichtiense) al Mioceno (Langhiense) basada en foraminíferos. *Revista Española de Paleontología*, nº extra. (en prensa).
- Ortiz, N. 1993. *Los microforaminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno y sus implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza (inédita). 1-274.
- Pascual, J.O., Samsó, J.M., Tosquella, J., Parés, J. y Serra Kiel, J. 1991. Magnetoestratigrafía y Bioestratigrafía del

- Estratotipo del Ilerdiense (Trempt. Lleida). *Actas I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 244-247.
- Plaziat, J.C. 1975. L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien. Ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. *Bulletin de la Société géologique de France*, 17, 168-182.
- Plaziat, J.C. 1981. Ilerdian. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 2, 103-121.
- Plaziat, J.C. 1983. Problèmes écologiques et paléogéographiques à l'origine des difficultés de corrélations stratigraphiques du début du Tertiaire en Europe occidentale: discussions et propositions de corrélation du Maastrichtien et de l'Ilerdien. *Newsletter on Stratigraphy*, 13, 1-20.
- Plaziat, J.C. y De Renzi, M. 1968. Corrélation, à l'aide des macrofaunes marines entre l'Ilerdien du bassin de Trempt (Lérida, Espagne) et la série cuiso-lutétienne des Corbières (Aude, France). *Mémoire du B.R.G.M.*, 58, 575-581.
- Pomerol, Ch. 1975. La signification de l'Ilerdien et l'intérêt de cet étage dans la stratigraphie du Paléogène mésogéen. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 213-217.
- Schaub, H. 1969. L'Ilerdien, état actuel du problème. *Mémoires du B.R.G.M.*, 69, 259-266.
- Schaub, H. 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. Suiss. Paléont.*, 104-106, 1-236
- Serra Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarés, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. y Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Trempt (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7, 274-297.
- Tambareau, Y. 1975. Les Ostracodes de l'Ilerdien pyrénéen. *Bulletin de la Société géologique de France*, 17, 187-190.
- Wilcoxon, J.A. 1973. Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and Trempt sections of the Ilerdian stage in NE Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 5, 107-112.