

# EVENTOS NERÍTICOS EN EL LÍMITE EOCENO MEDIO-EOCENO SUPERIOR EN EL EXTREMO ORIENTAL DE LA DEPRESIÓN DEL EBRO (NE DE ESPAÑA)

J. Romero y E. Caus

*Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193-Bellaterra, Barcelona.*

**Resumen:** En el margen este de la cuenca surpirenaica, la parte superior del Eoceno medio está representada por dos ciclos sedimentarios sucesivos, Collbàs e Igualada. La sedimentación en ambos ciclos fue predominantemente terrígena y sólo esporádicamente tuvo lugar el depósito de carbonatos. En los materiales resultantes se han individualizado diez asociaciones de foraminíferos, que caracterizan sucesivamente las facies de plataforma abierta *s.l.*, bioconstruidas, plataforma protegida y medios litorales. Bioestratigráficamente, los macroforaminíferos presentes en los ciclos Collbàs e Igualada corresponden, respectivamente, a las biozonas SBZ-17 y SBZ-18 (Eoceno medio tardío). Por lo tanto, el Eoceno superior no está representado en el área estudiada por sedimentos marinos, tal como indica la ausencia de macroforaminíferos de la zona SBZ-19. En la parte superior del ciclo Igualada aparecen géneros y/o especies típicas del "Tetis Central", los cuales se interpretan como inmigrantes orientales ya que no se han observado predecesores en el dominio Mediterráneo.

**Palabras clave:** Foraminíferos, paleoambientes, bioestratigrafía, Eoceno medio-superior, NE de España

**Abstract:** On the eastern margin of the South Pyrenean basin, the late Middle Eocene marine sediments are represented by two successive sedimentary cycles, Collbàs and Igualada. The sedimentation in both cycles was dominated by terrigenous influx and only sporadically carbonate sedimentation took place. Ten paleoenvironmental assemblages of foraminifera have been individualised within these sediments that characterise open marine shelf, reef, lagoonal and litoral facies. In terms of the Shallow Benthic Zonation (SBZ), larger Foraminifera occurring within the Collbàs and Igualada cycles belong to the SBZ-17 and SBZ-18 (late Middle Eocene), respectively. Accordingly, the Upper Eocene is not represented in this area by marine sediments as reflected by the absence of foraminifera from the SBZ-19. In the upper part of the SBZ-18 some genera and/or species typical from the Central Tethys occur; they are interpreted as immigrants from the "Central Tethys", because no predecessors have been observed in the Mediterranean realm.

**Key-words:** Foraminifera, paleoenvironment, biostratigraphy, Middle-Upper Eocene, NE Spain

Romero, J. y Caus, E. (2000): Eventos neríticos en el límite Eoceno medio-Eoceno superior en el extremo oriental de la Depresión del Ebro (NE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 301-321

En el año 1995, y como continuación del proyecto IGCP-286 ("Early Paleogene Benthos"), se propuso a la Comisión Internacional del Programa de Correlación Geológica de la UNESCO un nuevo proyecto: "Neritic Events at the Middle-Upper Eocene boundary; transtethys-caribbean correlation and the genesis of the faunal provinces", el cual recibió su aprobación definitiva en 1996 bajo las siglas IGCP-393. El proyecto pretendía ser un instrumento de coordinación entre las diversas investigaciones que se estaban llevando a cabo en distintas áreas del planeta sobre aspectos paleontológicos y bioestratigráficos del Eoceno medio y superior, y la integración de tales resultados en los obtenidos paralelamente en estratigrafía secuencial y magnetoestratigrafía, con objeto de resolver las dificultades de correlación que presentan las facies neríticas en el intervalo de tiempo comprendido entre el Luteciense superior (Eoceno medio) y el Priabonense (Eoceno superior) en su localidad tipo (Priabona, N de Italia).

Estas dificultades de correlación fueron las que dieron origen a la definición de varios pisos que total o parcialmente se solapan, tales como el Bartonense en la Cuenca de París, el Biarritziense en el dominio pirenaico, el Napociense en Rumanía, etc. Sin embargo, todos ellos tienen la particularidad de registrar en sus materiales un conjunto de eventos biológicos, tales como la desaparición de los *Nummulites* de gran tamaño (*N. perforatus*, *N. brogniarti*, *N. puschi*, *N. biedai*, *Assilina exponens*, etc.; Schaub, 1981), la aparición de nuevos géneros de nummulítidos (*Heterostegina* y *Spiroclypeus*?) y "calcarínidos" (*Pellatispira*, *Biplanispira*, *Silvestriella*), o la persistencia de líneas filéticas que evolucionan en el interior del intervalo (*Assilina schwageri*-*A. alpina*, *Operculina roselli*-*O. gomezi*, *Nummulites ptukhiani*-*N. fabianii*).

Recientemente, en el dominio pirenaico, precisamente en el cual Hottinger y Schaub (1960) definieron el piso Biarritziense, los trabajos sobre estratigrafía

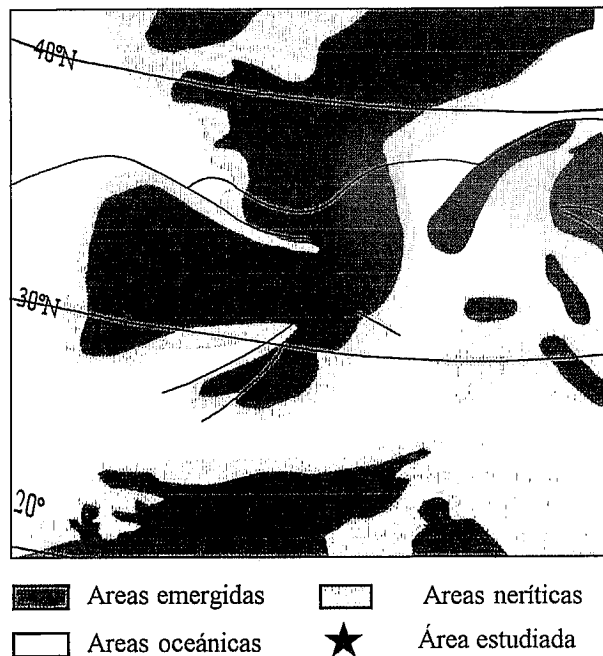


Figura 1.- Situación de la cuenca paleógena pirenaica en el contexto paleogeográfico de la época (simplificado de Dercourt *et al.*, 1985).

secuencial y magnetostratigrafía (Pujalte *et al.*, 1994) han puesto de manifiesto, en el citado intervalo de tiempo, la existencia de varios ciclos de sedimentación. Es por ello que el establecimiento de la relación entre tales eventos sedimentarios y los cambios faunísticos observados ha sido uno de los objetivos prioritarios del proyecto IGCP-393.

En el presente trabajo se analizan los cambios faunísticos que tuvieron lugar en el intervalo Eoceno medio-superior en el extremo oriental de la cuenca paleógena surpirenaica y su relación con los principales eventos sedimentarios. El estudio se ha centrado en los macroforaminíferos, aunque los foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño y los foraminíferos planctónicos han sido también incluidos.

### Marco geológico

La zona estudiada constituye el extremo oriental de la cuenca paleógena surpirenaica, que se extendía desde el Golfo de Vizcaya hasta las proximidades del mar Mediterráneo (Fig. 1), y cuyo eje, de dirección aproximada NW-SE, se hundía hacia el océano Atlántico, localizándose las facies más profundas al W y las menos profundas hacia el E. La geometría de la cuenca paleógena surpirenaica estuvo influenciada en todo momento por la actividad tectónica en el margen activo como consecuencia de la colisión oblicua entre las placas Europea e Ibérica (Cretácico medio-Mioceno), que provocó la subducción de la litosfera Ibérica bajo la Europea (Muñoz, 1992) y un importante acortamiento N-S en la cobertera superior (Seguret, 1972). Así, los materiales paleocenos y eocenos depositados en el mar-

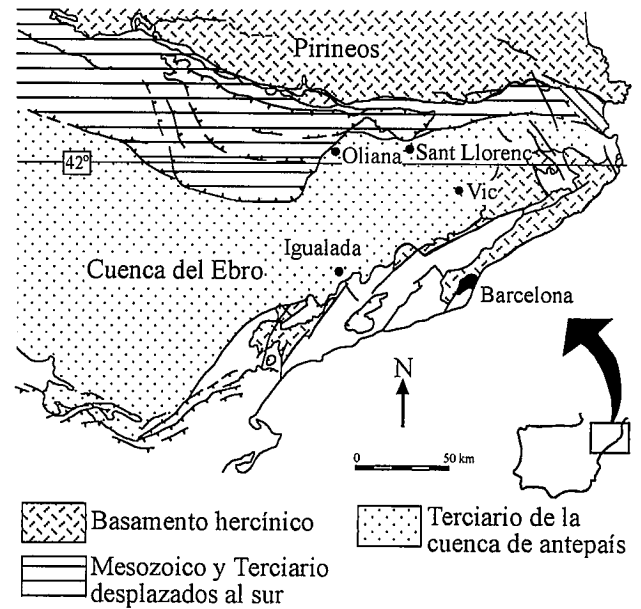


Figura 2.- Margen oriental de la Depresión del Ebro y situación del área estudiada.

gen N fueron incorporados en los mantos de corrimiento desplazados al S (Fig. 2), mientras los materiales depositados en el margen sur, caracterizado por un sistema de fallas de tipo *strike-slip* sinistras (Guimerà, 1984), permanecieron con escasa deformación; sin embargo, la actuación de las fallas mencionadas provocó que el margen sur fuera también activo durante este período, pero tal actividad fue mucho menos importante que la que tuvo lugar en el margen norte, por lo que ha sido considerado como un margen pasivo (Puigdefábregas *et al.*, 1986). La intensa actividad tectónica que tuvo lugar en el margen norte durante el Eoceno fue también la responsable de la creación de umbrales que, en determinados momentos, individualizaron subcuencas (Luterbacher *et al.*, 1973). El emplazamiento de las unidades tectónicas provocó la migración de los depocentros hacia el S, tal como lo presentan Puigdefábregas *et al.* (1986) en la zona nordoriental de la cuenca (Fig. 3).

En la actualidad, los sedimentos paleógenos afloran en dos conjuntos tectónicamente distintos: a) los materiales incluidos en las unidades tectónicas desplazadas al S y b) los materiales que forman la cuenca de antepaís (Fig. 2).

La cuenca de antepaís o Depresión del Ebro es una cuenca asimétrica que alcanza su máximo espesor (3600-5000 m) en las proximidades del borde N (Riba *et al.*, 1975). Esta asimetría ha sido provocada por el fuerte descenso hacia el N del basamento preterciario; los materiales más antiguos, de edad paleógena, que rellenan la cuenca afloran al este mientras los más recientes, de edad neógena, lo hacen al oeste. En la Depresión del Ebro, los afloramientos del Eoceno medio-superior se localizan en una franja casi continua de sedimentos que, desde el sur de la localidad de Igualada, se alinean en dirección SW-NE hasta el N de Vic, donde

continúan en dirección E-W, aunque de manera discontinua, hasta las inmediaciones de Sant Llorenç de Morunys y Oliana, respectivamente (Fig. 2).

### Marco estratigráfico y deposicional

Los materiales que constituyen el intervalo de tiempo Eoceno medio-Eoceno superior son conocidos desde los inicios de las investigaciones geológicas en la zona, pero fueron las tesis doctorales realizadas entre los años 60 y 70 (Reguant, 1967, en la "Plana de Vic"; Ferrer, 1967 en la zona de Igualada; Gich, 1972 y Pallí, 1972, en Gerona; Solé-Sugrañes, 1971, en el Bergadá) las que aportaron un mayor número de datos, tanto lito como bioestratigráficos. Posteriormente, varios fueron los trabajos dedicados a establecer modelos sedimentológicos de las citadas áreas; entre ellos destacan Busquets (1975), Vilaplana (1975, 1977), Salas (1979), Santisteban y Taberner (1979), Barnolas *et al.*, (1981), Taberner (1978, 1983), Puigdefàbregas *et al.*, (1986), Teixell y Serra-Kiel (1988). Mención aparte merecen los estudios micropaleontológicos llevados a cabo por Ferrer (1971a,b), Caus (1975a,b) y, más recientemente, por Romero (1996), Romero y Caus (1999) y Romero, Hottinger y Caus (1999).

En la mayoría de los trabajos citados, debido a la inexistencia de continuidad cartográfica entre los afloramientos de las distintas áreas geográficas que constituyen el margen de la cuenca paleógena surpirenaica, o a las variaciones litológicas de facies entre áreas muy poco distantes, se han utilizado nombres geográficos locales en la designación de las distintas unidades rocosas, lo que ha convertido la bibliografía litoestratigráfica del intervalo en una verdadera torre de Babel, donde se mezclan formaciones y miembros formalmente definidos, sedimentos designados tradicionalmente por el material que los forma y el nombre geográfico (ej., margas de Vic, margas de Manlleu, margas de Oliana, etc.) o bien la transformación de nombres locales en formaciones aunque sin una definición formal. En el presente estudio se establecen las equivalencias entre las unidades litoestratigráficas formalmente definidas y aquéllas que, aunque no formalmente definidas, se utilizan en las diferentes áreas estudiadas.

Desde un punto de vista deposicional, Puigdefàbregas *et al.*, (1986) definieron para el Paleógeno (Ilerdiense-Oligoceno) del borde nordoriental de la Depresión del Ebro nueve secuencias deposicionales (*sensu* Vail *et al.*, 1977), agrupadas en tres grandes ciclos de sedimentación, ligados a los eventos tectónicos, y separados por dos eventos evaporíticos (Fig. 4).

Teniendo en cuenta estas divisiones, el intervalo de tiempo estudiado en este trabajo corresponde a la secuencia Milany (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Durante esta secuencia, y como producto de la tectónica pirenaica (en el N) y del movimiento de las fallas de tipo *strike-slip* (en el E y SE), se desarrollaron, principalmente en el N y E, importantes abanicos aluviales que progradaron hacia el interior de la cuenca (Anadón y

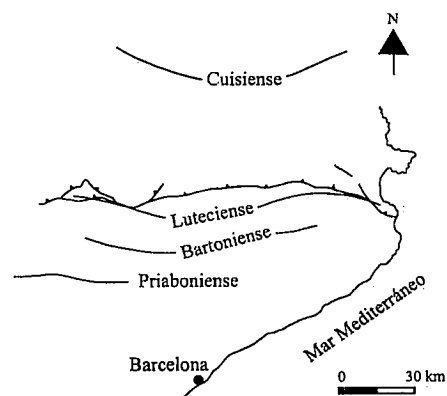


Figura 3.- Migración de los depocentros durante la evolución de la cuenca de antepaís (modificado de Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

Marzo, 1975; Caus, 1975a; Taberner, 1983; Puigdefàbregas *et al.*, 1986) (Fig. 5) suministrando a la cuenca grandes cantidades de material terrígeno. Durante períodos de estabilidad de los sistemas deltaicos y de baja tasa de sedimentación se instalaron, principalmente sobre las unidades de frente deltaico, construcciones de carácter arrecifal. Estas construcciones perdieron su funcionalidad con el desarrollo de nuevas unidades de frente deltaico que impidieron el crecimiento de los organismos bioconstructores. Superiormente al último complejo deltaico-arrecifal, la cuenca surpirenaica oriental sufrió importantes cambios, pasando de un régimen marino con salinidad normal a un régimen restringido e hipersalino, que culminó con los depósitos evaporíticos de la secuencia Cardona (Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

Cronostratigráficamente, los materiales que constituyen el intervalo estudiado fueron atribuidos, en el inicio de las investigaciones geológicas en la región, al Auversense, Bartonense y/o Lediense, pero con la publicación del trabajo de Hottinger y Schaub (1960), en el que describen dos nuevos pisos (Ilerdiense y Biarritziense) en el Eoceno pirenaico, la mayoría de autores adoptaron en sus estudios regionales los nuevos pisos creados. Posteriormente, Ferrer (1967, 1971a), mediante biozonaciones de foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos, estableció para el intervalo estudiado, en el borde suroriental de la Depresión del Ebro, una edad Biarritziense (zonas de *Truncarotaloides rohri*, *Nummulites perforatus* y *Alveolina elongata*, respectivamente) y Priabonense inferior (zonas de *Globigerinatahka semiinvoluta* y *N. prefabianii* (= *N. ptukhiani*). Caus (1975a) identificó en la parte superior de los sedimentos estudiados un intervalo con *N. prefabianii* (y junto a esta especie guía la presencia de *Pellatispira cf. madaraszii*, *Grzybowskiia* (*Heterostegina*) *reticulata*, *Nummulites striatus*, *Chapmanina gassinensis*, *Fabiania cf. cassis*), mientras que en la parte inferior citó un intervalo con *Nummulites perforatus s.l.*, el cual subdividió en un nivel superior con *N. biedai* y un nivel inferior con *N. perforatus* tipo. Serra-Kiel *et al.*

Edad	Ciclos	Secuencias	Eventos evaporíticos	Eventos tectónicos	
OLIGOCENO	III	SOLSONA		Sistema imbricado	
PRIABONIENSE	II	CARDONA	←	Apilamiento antiforme	
BARTONIENSE		MILANY			
LUTECIENSE	I	BELLMUNT			Emplazamientos submarinos de los eventos superiores
CUISIENSE		BEUDA	←		
		CAMPDEVANOL			
ILERDIENSE	ARMANCIES				
	CORONES				
		CADI			

Figura 4.- Secuencias deposicionales del Paleógeno (Ilerdiense-Oligoceno) del extremo nordoriental de la Depresión del Ebro y su relación con los principales eventos tectónicos (según Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

(1997) hacen corresponder estos sedimentos a las biozonas de macroforaminíferos SBZ-17 y SBZ-18 (Serra-Kiel *et al.*, 1998) (Fig. 6).

### Descripción del intervalo

En el interior de la secuencia Milany, Serra-Kiel *et al.* (1997) identificaron dos ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos, que en este trabajo se denominarán, respectivamente, ciclo Collbàs y ciclo Igualada. Con objeto de facilitar la comprensión, la descripción de los materiales que constituyen cada ciclo se hará separadamente para cada una de las áreas más representativas, dándose en la figura 7 una visión de conjunto, en la que puede verse la correspondencia entre las distintas unidades litoestratigráficas y/o deposicionales utilizadas en cada área.

#### I. Ciclo inferior (o ciclo Collbàs).

El nombre Collbàs deriva del Mb Collbàs, de la Fm Santa María (elevada a rango de grupo por Pallí, 1972), creado por Ferrer (1967, 1971a) para designar, en la región sudoriental de la Depresión del Ebro, la totalidad de sedimentos (Láminas I-III) que constituyen este primer ciclo sedimentario de la secuencia Milany.

#### Área de Igualada.

El ciclo Collbàs descansa sobre los materiales continentales de la Fm Pontils (Ferrer 1967, 1971a), elevada a rango de Grupo por Anadón (1978a). De base a techo, Travé *et al.* (1999) han distinguido:

Unidad inferior: está constituida por conglomerados, areniscas y arcillas grises, que pasan hacia la parte superior a calizas bioclásticas, calizas margosas y margas calcáreas que contienen moluscos, briozoos, equinodermos y foraminíferos, entre los que destacan los géneros *Alveolina*, *Orbitolites* y *Nummulites*. Los niveles de la base han sido interpretados en el extremo

SW de la cuenca como depósitos de *lagoon* siliciclástico limitado localmente por un complejo de isla-barrera muy próximo a la línea de costa (Teixell y Serra-Kiel, 1988, figura 8). Los depósitos ricos en *Alveolina* y *Orbitolites* se interpretan como depositados en un medio de plataforma protegida en la que se habrían desarrollado barras bioclásticas, bancos de *Nummulites perforatus* (para la discusión sobre la génesis de estos bancos véase Serra-Kiel y Reguant, 1984; Teixell y Serra-Kiel, 1988) y pequeños parches arrecifales. Hacia el norte, los niveles superiores pasan a facies más abiertas donde dominan los géneros: *Nummulites*, *Assilina* y *Discocyclina*.

Unidad intermedia: los sedimentos anteriores están coronados por un tramo de margas arcillosas conteniendo corales solitarios, *Nummulites* de morfología plana y/o pequeño tamaño, *Assilina*, *Operculina*, ortofragminidos y algunos foraminíferos planctónicos, lo que indica una profundización de la cuenca.

Unidad superior: está constituida principalmente por una alternancia de calizas organógenas y margas; en las calizas abundan los organismos bioconstructores y/o propios de zonas "arrecifales", tales como corales, algas rodofíceas y foraminíferos ("*Gyroidinella*", "*Calcarina*", *Sphaerogypsina*, *Gypsina*, etc.) mientras en los tramos margosos se han identificado numerosos foraminíferos pequeños y algunos *Nummulites* y ortofragminidos. Los sedimentos basales se interpretan como depositados en un medio de plataforma abierta aunque poco profunda mientras los superiores formarían parches arrecifales poco potentes pero extensos. Hacia la parte superior del intervalo, y principalmente en la zona situada más al norte, abundan los sedimentos terrígenos constituidos por limolitas, areniscas y conglomerados, los cuales forman parte de un sistema deltaico ("Complejo deltaico de Castellolí", Travé *et al.*, 1999), que prograda hacia el NNW (Anadón 1978b; Anadón y Marzo, 1986).

#### Área de Vic

Los materiales marinos atribuidos a este primer ciclo sedimentario descansan, al igual que en el área de Igualada, sobre materiales continentales, principalmente conglomeráticos ("conglomerados y areniscas rojos de Riells de Fai", Reguant 1967; "Conglomerados y areniscas rojos de las Guilleries", Reguant 1967; Fm. Bellmunt, Gich, 1969), o directamente sobre los sedimentos marinos del Luteciense superior. Reguant (1967) estableció para los materiales de este ciclo, en las zonas central y sur del área, los siguientes niveles: "Areniscas de Folgueroles", "Calizas del Cerdà", "Margas de Vic", "Calizas del Mas Blanc" y "Areniscas de Centellas" (parte inferior). Ferrer *et al.*, (1968) extendieron hacia el norte las unidades formalmente definidas en el área de Igualada, adaptando las unidades de Reguant (1967) a las propuestas por Ferrer (1967, 1971a). Gich (1969) definió formalmente, para el sector norte del área de Vic, el Mb. Puigsacalm de la Fm Ripollés. Barnolas (1983), en la hoja explicativa del

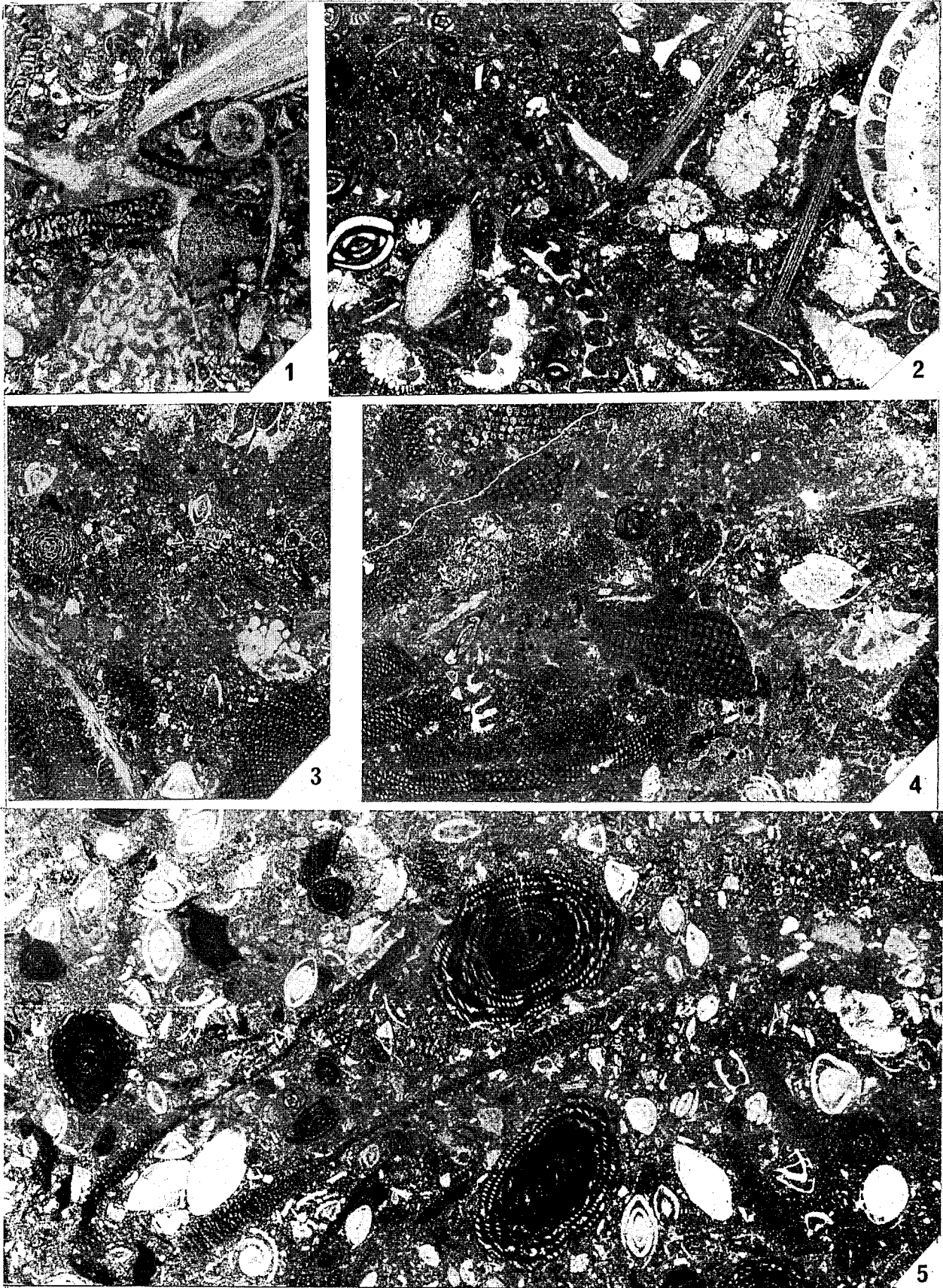
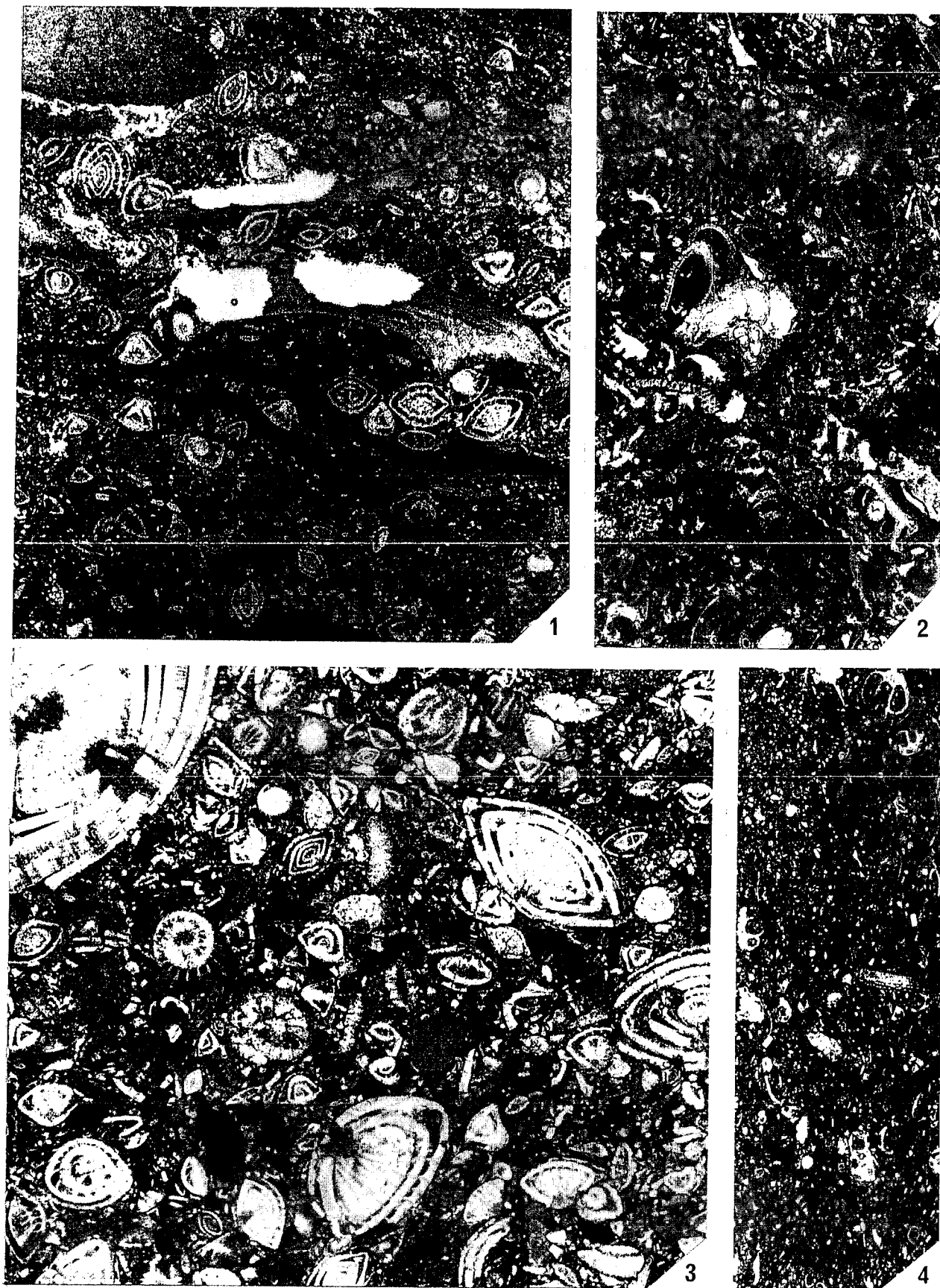


Lámina I.- Microfacies del intervalo transgresivo del ciclo Collbàs (x 15). Figs. 1-2: *packstones* con secciones de *Orbitolites*, "*Calcarina*", miliólidos, corales y algas dasicladáceas. Figs. 3-5: *packstones* con secciones de *Orbitolites*, *Alveolina*, *Nummulites*, "*Calcarina*", *Asterigerina* y *Sphaerogypsina*. Zona de plataforma protegida (asociación 8a).



**Lámina II.-** Microfacies del intervalo transgresivo del ciclo Collbàs (x 15). Figs. 1-3: *packstones* con secciones mayoritariamente de *Nummulites*, aunque pueden también observarse *Sphaerogypsina*, "Calcarina", *Asterigerina*, *Orbitolites*, "Gyroidinella", miliólidos y bivalvos. Zona de plataforma abierta poco profunda cercana a la zona de bancos de *Nummulites* (asociación 5, 9). Fig. 4: *wackestone* con secciones de briozoos, que corresponde al nivel de máxima profundización de la cuenca en facies de plataforma abierta sin macroforaminíferos (asociación 1).

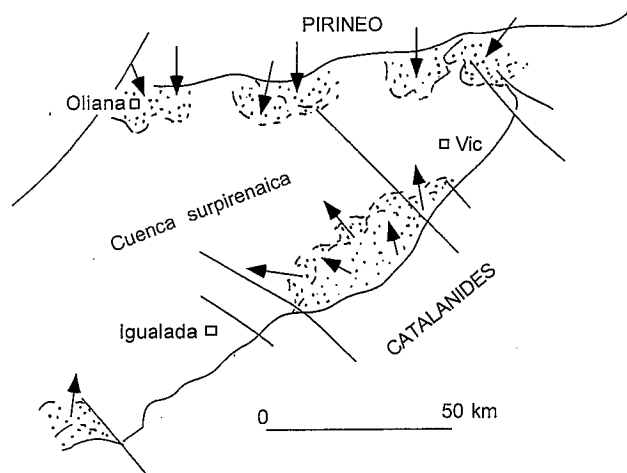


Figura 5.- Principales abanicos aluviales y dirección de progradación de los mismos.

mapa 1:50.000 (hoja de Vic), utilizó como unidades cartografiadas, la Fm Folgueroles (adaptada de Reguant, 1967), el término "Areniscas de Seva" y el Mb. Manlleu (adaptado de Almela, 1946). Este último fue designado como miembro inferior de la Fm. Vic; no obstante, la designación, por parte de los citados autores, de la Fm. Vic para agrupar los distintos niveles margosos del área central de la "Cuenca de Vic" puede llevar a error, ya que Reguant (1967, figura 42) consideró el término Margas de Vic únicamente como sinónimo del término Margas de Manlleu (Almela 1946). Taberner (1983) utilizó las antiguas unidades de Reguant (1967) y les dio categoría de formaciones, aunque sin definir las formalmente. Estableció, además, un cuadro de correlación de todas las unidades consideradas. De la base al techo, distinguimos:

Unidad inferior: está constituida en la base por microconglomerados y areniscas de grano grueso muy ricas en glauconita que alternan principalmente hacia la parte superior con algunos intervalos de arcillas limolíticas grises. Corresponde a la Fm Folgueroles (Reguant, 1967). Hacia el N pasa a la unidad denominada Puigsacalm inferior (Barnolas, 1990). Reguant (1967) cita en esta formación alveolinas y miliólidos complejos.

Unidad intermedia: sobre el nivel anterior descansan arcillas margosas y limolíticas grises (Fm Manlleu; Almela, 1946), con algunos niveles, principalmente hacia su parte media, ricos en fósiles. Destacan foraminíferos microbentónicos (Caus, 1975a), *Nummulites*, *Assilina*, ortofragmínidos, esponjas y equínidos. Estos sedimentos han sido interpretados como depositados en un medio de plataforma abierta. Hacia el norte, los sedimentos son más limolíticos y presentan esporádicamente niveles de arenisca de grano fino (Puigsacalm medio; Barnolas, 1990) mientras que, hacia el sur, pasan a calizas detríticas (Fm. Calizas del Cerdá; Reguant, 1967). El conjunto se interpreta depositado en un medio de plataforma abierta, cuya zona más profunda se localizaría aproximadamente en la vertical de la ciudad de Vic.

Unidad superior: tanto en el norte como en el sur, y principalmente hacia el sur, los niveles margolimosos de la unidad anterior pasan a areniscas de grano fino, y a areniscas de grano grueso y microconglomerados, respectivamente. Estos materiales de naturaleza terrígena han sido atribuidos a la parte inferior de la Fm. Areniscas de Centelles (Reguant 1967) y a la parte superior de la Fm. Puigsacalm (Gich, 1969). En el sur, entre los materiales terrígenos se intercalan algunas formaciones calcáreas de poco espesor (Fm. Mas Blanc; Reguant, 1967) en las que abundan corales, macroforaminíferos, algas rodofíceas, etc. En la parte central del área, la sedimentación fue predominantemente arcillolimosa. Esta unidad coincide con un importante desarrollo de los sistemas deltaicos de Sant Feliu de Codinas y Puigsacalm (Taberner, 1983; Barnolas, 1990). En momentos de escaso aporte de material terrígeno, se desarrollaron parches arrecifales, aunque de mucha menor extensión que los desarrollados en el área de Igualada.

#### Área de Sant Llorenç

En los afloramientos próximos al pueblo de Sant Llorenç de Morunys, los primeros términos del ciclo Collbàs descansan sobre arcillas rojo vinosas con canales de areniscas y conglomerados intercalados. El conjunto corresponde a la Fm. Sant Llorenç de Morunys (Solé-Sugrañes, 1971) *pro parte*, y se divide en:

Unidad inferior: la base está constituida por arcillas grises con intercalaciones de areniscas de grano medio que pasan sucesivamente a calizas margosas y margas. Destacan en la parte inferior niveles muy ricos en *Orbitolites* y *Alveolina*; un banco de *Nummulites perforatus* y la presencia de los géneros "*Calcarina*", *Sphaerogypsina* y *Asterigerina*. El conjunto se interpreta como facies de plataforma protegida poco profunda.

Unidad intermedia: está constituida por arcillas limolíticas grises con intercalaciones de capas de arenisca de grano fino. Presenta pequeños foraminíferos bentónicos; ortofragmínidos, *Nummulites*, *Assilina* y moluscos. Corresponde a sedimentos de plataforma abierta aunque poco profunda.

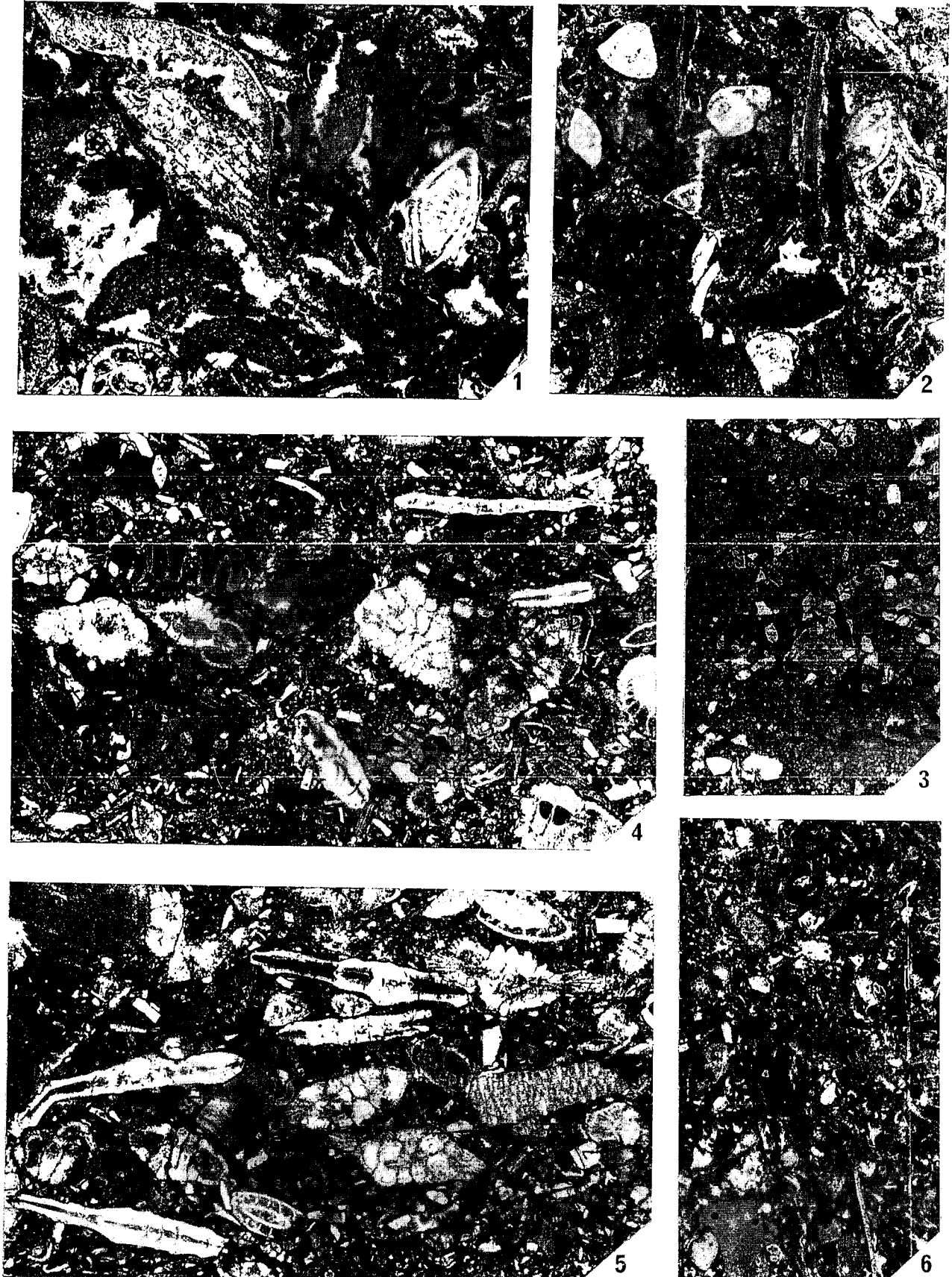
Unidad superior: está formada por areniscas de grano grueso, poco compactadas, en estratos masivos y de color gris, las cuales alternan con capas de poco espesor de limolitas y arcillas con restos vegetales. Los fósiles son escasos y aparecen totalmente fragmentados. Las capas arenosas se interpretan como barras asociadas a un sistema deltaico, mientras que los sedimentos arcillosos corresponderían a una llanura deltaica escasamente desarrollada.

#### II. Ciclo superior (o ciclo Igualada).

El término con el que se nombra este ciclo se ha tomado del Mb. Igualada de la Fm. Santa María (Ferrer, 1967, 1971a), elevada a grupo por Pallí (1972).

#### Área de Igualada

En su localidad tipo la base del ciclo está representada por escasos metros de calizas nodulosas grises que



**Lámina III.-** Microfacies del intervalo regresivo del ciclo Collbàs (x 15). Figs. 1-3: *packstones* con abundantes gipsínidos asociados a secciones de *Fabiania*, *Nummulites* (fig. 1) y *Asterigerina* (figs. 2-3). Figs. 4-5: *packstones* con secciones de "*Calcarina*", *Operculina*, *Assilina*, *Discocyliina*, *Nummulites* y fragmentos de equinodermos. Zona de plataforma abierta (asociación 4-5). Fig. 6: *packstone* con fragmentos de rodofíceas, bivalvos, equinodermos, etc. La presencia de cuarzo indica la llegada de material terrígeno a la cuenca en la parte superior del ciclo. La presencia de algunos rotálidos indicaría una estrecha relación con la asociación 6.



Tiempo (Ma)	Magneto-estratigrafía	Cronoestratigrafía	Foraminíferos planctónicos Berggren et al. (1995)	Nanno-plancton calcáreo Martini (1971)	Macroforaminíferos Serra Kiel et al. (1998)
40	C17	EOCENO MEDIO BARTONIENSE	P15	NP18	SBZ18
			P14	NP17	SBZ17
			P13		
	C18	LUTECIENSE	P12	NP16	SBZ16
					SBZ15
45	C19		LUTECIENSE	P11	NP15
				c	
	C20	LUTECIENSE	P10	NP15	SBZ13
	C21	LUTECIENSE	P10	NP14	SBZ12
		LUTECIENSE	P9	NP14	SBZ11
50	C22	INF.	P8	NP13	SBZ11
		CUIBIENSE			

Figura 6.- Biostratigrafía del Eoceno medio (según Serra-Kiel et al., 1988).

pasan rápidamente a arcillas y margas arcillosas que forman la casi totalidad de los afloramientos de la Fm. Igualada. En la parte superior, entre las arcillas margosas de la Fm. Igualada se intercalan calizas organógenas nodulosas para las que Ferrer (1967, 1971a) creó el Mb. Tossa de la Fm. Santa María (elevada a rango de grupo por Pallí, 1972). Todo el conjunto presenta gran abundancia de fósiles. En la parte inferior e intermedia predominan los foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño, principalmente de concha aglutinada y laminar perforada, y algunos foraminíferos planctónicos. Los macroforaminíferos son muy abundantes en la mitad superior de la Fm. Igualada y en la Fm. Tossa. En los materiales margoarcillosos de la Fm. Igualada destacan; los ortofragmínidos (*Discocyclina*, *Orbitoclypeus* y *Asterocyclina*), los operculínidos (*Operculina*, *Assilina*, *Heterostegina* y *Nummulites*), los calcarínidos *s.l.* (*Pellatispira*, *Biplanispira* y *Silvestriella*). Las calizas de la Fm. Tossa presentan géneros asociados a ambientes constructores, tales como *Fabiania*, *Eofabiania*, *Chapmanina*, "*Gyroidinella*", *Halkyardia*, etc. La parte superior, por el contrario, presenta abundantes foraminíferos de pared porcelanada, tales como *Orbitolites*, *Malatyna*, *Rhabdorites*, *Spirolina*, *Peneroplis*, miliólidos, etc. Para las determinaciones taxonómicas de los distintos grupos de foraminíferos Ferrer, (1971a,b); Calmbach (1987); Romero (1996) y Romero, Hottinger y Caus (1999).

Estos sedimentos se atribuyen, respectivamente, a facies de plataforma abierta, parches arrecifales y pla-

taforma protegida (Romero y Caus, 1999) (lámina IV-VI). El ciclo termina con formaciones estromatolíticas y yesos ("Complejo terminal", Travé 1992).

#### Área de Vic

En esta área, el ciclo superior presenta características similares a las descritas en la localidad que le da nombre. Atendiendo tanto a las pequeñas variaciones litológicas como a los cambios en el contenido faunístico, Reguant (1967) distinguió en los tramos margosos equivalentes a la Fm. Igualada tres niveles sucesivos: "Margas de La Guixa", "Margas de Gurb" y "Margas de Vespella", que fueron transformados en miembros por Barnolas (1983) y en formaciones por Taberner (1983). La unidad inferior, está formada por arcillas margosas gris azuladas con algunas intercalaciones de limolitas calcáreas. Entre los restos fósiles, y en su conjunto, destacan esponjas silíceas, ortofragmínidos, operculínidos, briozoos, braquiópodos y algunos corales. La unidad intermedia consiste en una alternancia de margas grises y niveles margonodulosos del mismo color. Es una unidad extraordinariamente fosilífera y conocida desde antiguo como "Nivel de Gurb". Presenta abundantes esponjas silíceas, briozoos, equínidos, braquiópodos, lamelibranquios, etc. Entre los foraminíferos destacan los microbentónicos aunque menos diversificados que en el área de Igualada, algunos foraminíferos planctónicos (Caus, 1975a), ortofragmínidos y operculínidos; entre estos últimos destaca la aparición del género *Heterostegina* (*Grzybowska*, en Caus, 1975a). La unidad superior está formada por margas azules que presentan intercalaciones, hacia la parte superior, de capas de arenisca de grano fino. El contenido fosilífero es importante y comparable al de la unidad intermedia aunque faltan por completo las esponjas.

Hacia el norte, las unidades inferior e intermedia se reúnen en el Mb. Vidrá de la Fm. Ripollés (Gich, 1969). La unidad superior está formada por limolitas, areniscas y conglomerados, y ha sido denominada Mb. Milany de la Fm. Ripollés (Gich, 1969) o Vidrá superior (Barnolas, 1990). Los niveles calcáreos o calcáreo margosos equivalentes a la Fm. Tossa han sido atribuidos a la Fm. Sant Martí Xic (Reguant, 1967).

Hacia el S, la unidad terrígena superior recibe el nombre de Fm. Areniscas de Centellas *pro parte* (Reguant, 1967), mientras que los niveles calcáreos forman parte de las Calizas de Colluspina (Reguant, 1967).

Los sedimentos margoarcillosos se han interpretado como depositados en una plataforma abierta. Los niveles de esponjas y briozoos se habrían depositado en una parte de la plataforma bajo condiciones de escasa luminosidad (zona afótica) mientras los niveles de macroforaminíferos implicarían condiciones típicamente fóticas. La génesis de estos depósitos ha sido estudiada en detalle por Barnolas y Serra-Kiel (1983). Los sedimentos del área de Vic son comparables a los depositados en el área de Igualada, aunque denotan la influencia de los deltas de Centellas y Milany-Sobremunt (Taberner 1983; Puigdefábregas et al., 1986).

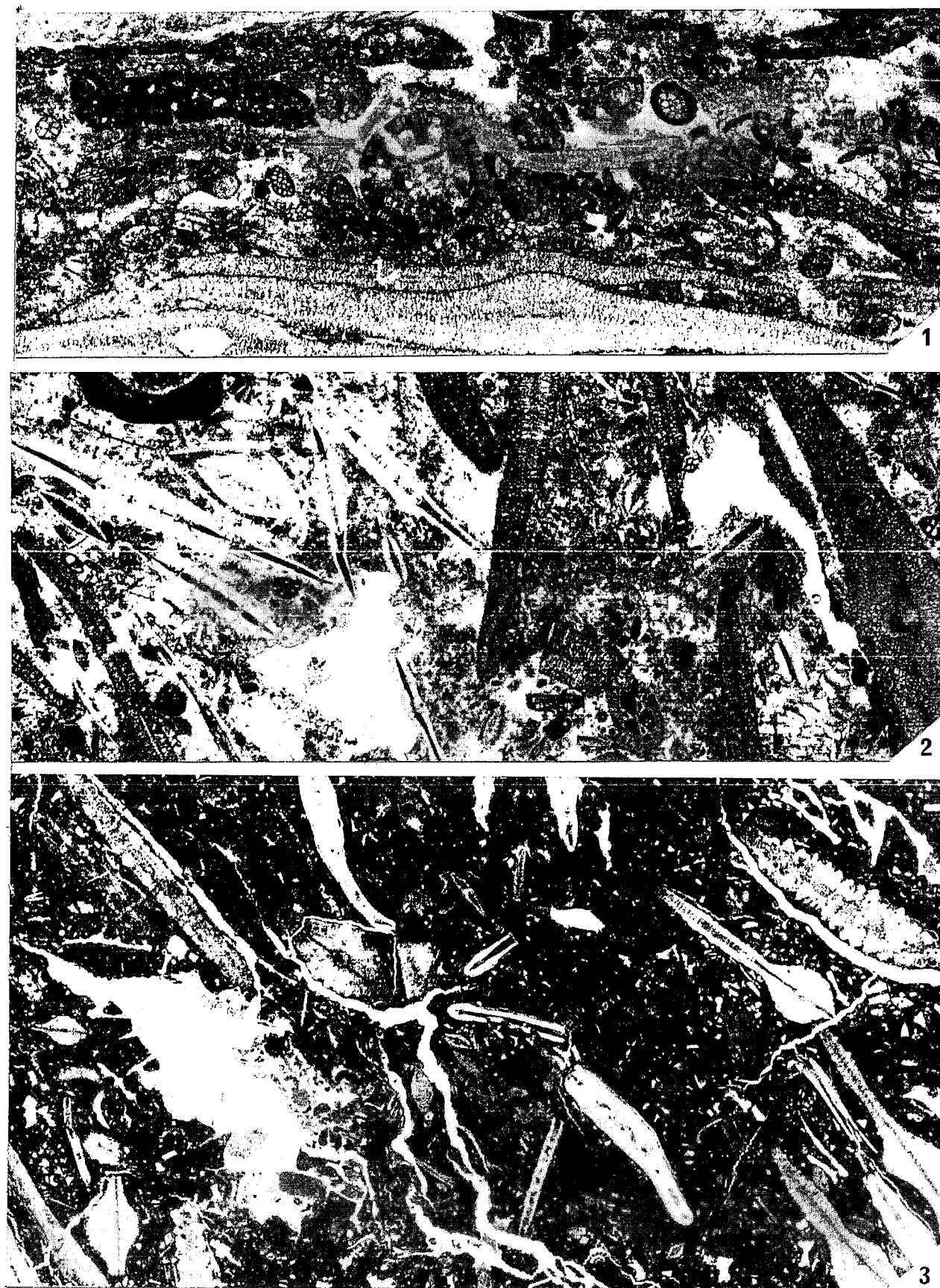
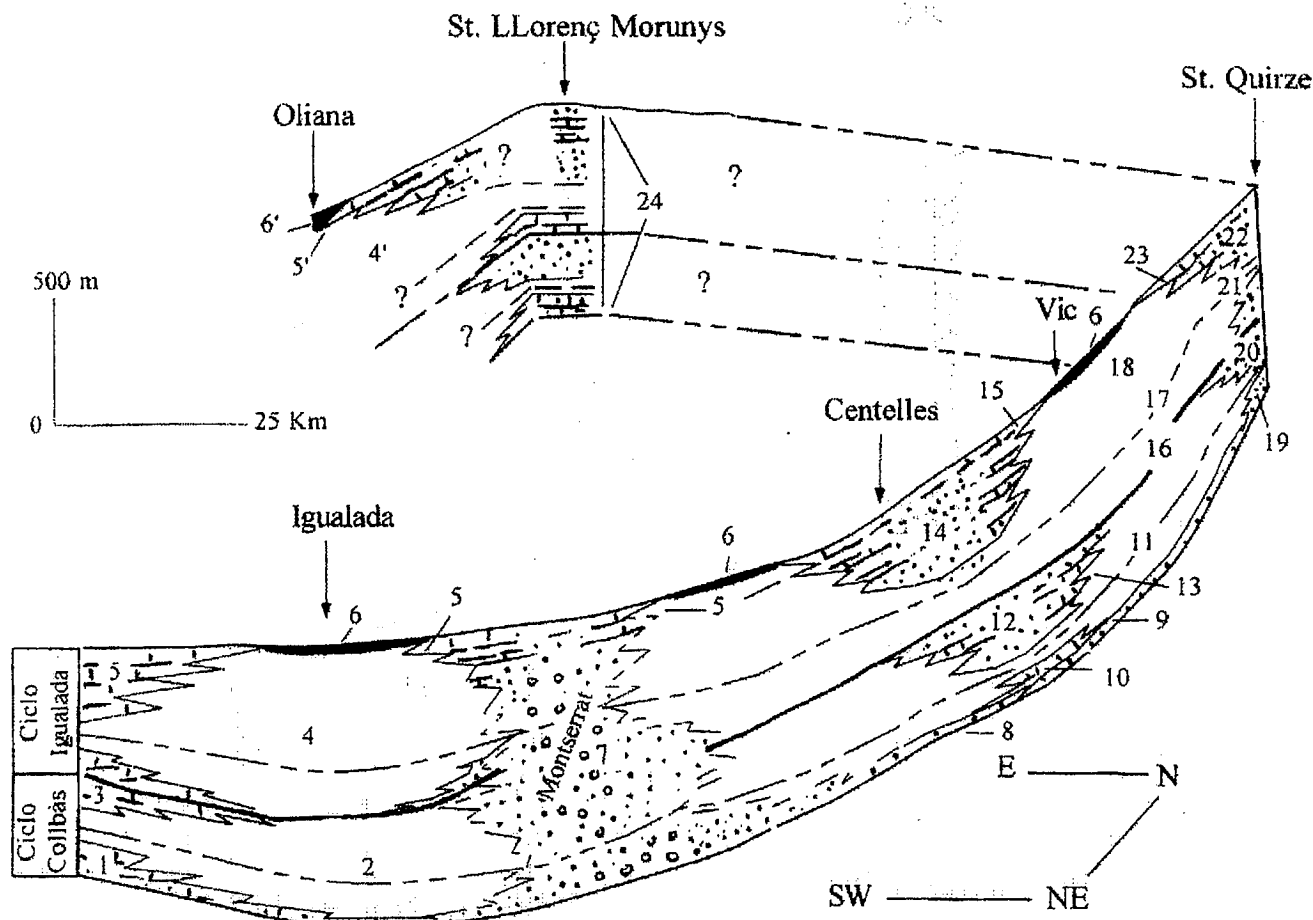


Lámina IV.- Microfacies de la parte inferior del intervalo regresivo del ciclo Igualada (x 15). Fig. 1: *packstone* con abundantes briozoos y grandes *Discocyclina*. Fig. 2: *packstone* con secciones de ortofragminas, *Assilina*, algunos *Nummulites* y briozoos. Fig. 3: *packstone* con secciones de *Pellatispira*, *Biplanispira*, *Heterostegina*, ortofragminas y *Assilina*. Corresponden a una zona de plataforma abierta y representan sucesivamente las asociaciones 2, 3 y 4.



**Figura 7.-** Esquema de correlación de los sedimentos de las distintas áreas estudiadas. Leyenda: 1. Collbàs inferior (Travé *et al.*, 1999); 2. Collbàs intermedio (Travé *et al.*, 1999); 3. Collbàs superior (Travé *et al.*, 1999); 4. Fm. Igualada (Ferrer, 1967, 1971a); 4'. Equivalente a la Fm. Igualada; 5. Fm. Tossa (Ferrer, 1967, 1971a); 5'. Equivalente a la Fm. Tossa; 6. Complejo terminal (Travé, 1992); 6'. Equivalente al complejo terminal. 7. Conglomerados de Montserrat; 8. Areniscas de Seva (Barnolas, 1983); 9. Fm. Folgueroles (Reguant, 1967); 10. Fm. Calizas del Cerdà; 11. Fm. Manlleu (Almela, 1946); 12. Fm. Areniscas de Centelles *pro parte* (inferior) (Reguant, 1967); 13. Fm. Calizas del Mas Blanc (Reguant, 1967); 14. Fm. Areniscas de Centelles *pro parte* (superior) (Reguant, 1967); 15. Fm. Calizas de Collsuspina (Reguant, 1967); 16. Fm. La Guixa (Reguant, 1967); 17. Fm. Gurb (Reguant, 1967); 18. Fm. Vespella (Reguant, 1967); 19. Fm. Puigsacalm *pro parte* (inferior) (Gich, 1969); 20. Fm. Puigsacalm *pro parte* (superior) (Gich, 1969); 21. Fm. Vidrà (Gich, 1969); 22. Fm. Milany (Gich, 1969); 23. Fm. Sant Martí Xic (Reguant, 1967); 24. Fm. Sant Llorenç (Solé-Sugrañes, 1971).

El ciclo marino termina con la sedimentación del "Complejo terminal" (Travé, 1992) o "Complejo de colmatación de la cuenca" (Taberner, 1983), representado por areniscas, margas "anóxicas", estromatolitos y yesos.

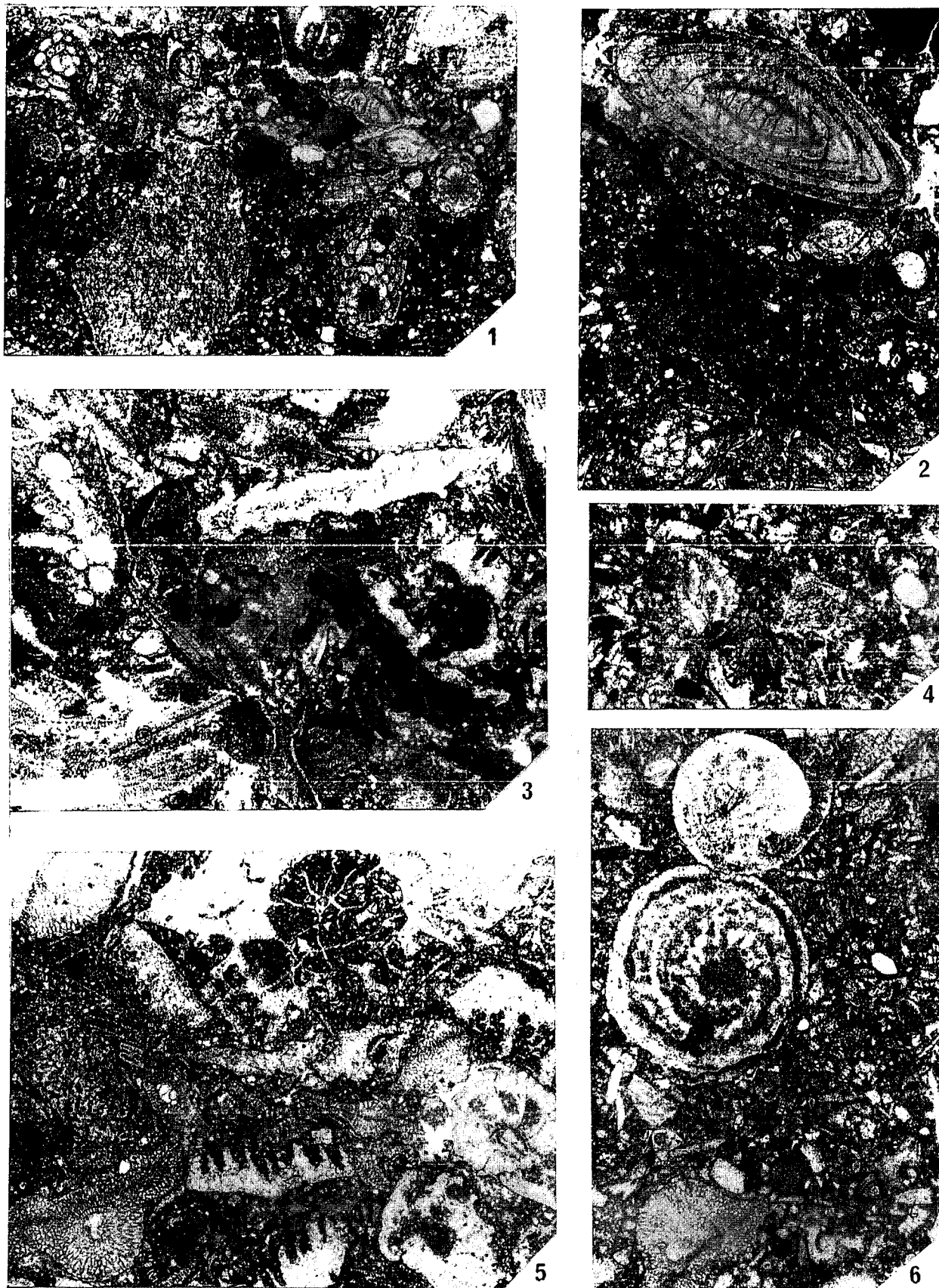
#### Área de Sant Llorenç

En esta área, la posición de los afloramientos dificulta el establecimiento de una correlación directa; sin embargo, a grandes rasgos, las características litológicas y faunísticas no difieren mucho de las del área de Vic. La base del ciclo está constituida por arcillas gris-azuladas con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas que, hacia la parte superior, presentan abundantes ortofragmínidos, *Assilina*, *Nummulites* y briozoos. Hacia la parte superior, las arcillas limolíticas presentan algunas intercalaciones de calizas arcillosas con *Nummulites*, lamelibranquios y algunos corales. Estos niveles fueron considerados equivalentes a la Fm. Tossa (Caus, 1975a).

El ciclo termina con arcillas, areniscas y conglomerados que presentan tonalidades rojizas.

#### Área de Oliana.

En el área del anticlinal de Oliana, las condiciones de afloramiento no permiten conocer la base del ciclo, aunque los sedimentos del núcleo del anticlinal se consideran próximos a la superficie de máxima inundación. Caus (1973) diferencia dos unidades: la unidad inferior (equivalente a la Fm. Igualada *s.s.* y denominada ya por Dalloni, 1930, "Margas de Oliana") se caracteriza por la presencia de arcillas gris-azuladas con gran cantidad y diversidad de foraminíferos (microbentónicos y planctónicos); se considera depositada en una plataforma abierta y alejada de la línea de costa. La unidad superior está constituida por tres niveles: el inferior, formado por arcillas grises o amarronadas con intercalaciones de limolitas, areniscas y microconglomerados. Poseen abundantes fósiles, entre ellos gasterópodos, lamelibranquios, fragmentos de algas, etc; este nivel fue



**Lámina V.-** Microfacies de la parte superior del intervalo regresivo del ciclo Igualada (x 15). Figs. 1-2: *packstones* con secciones de *Nummulites* y *Silvestriella*, correspondiente a la parte superior de la plataforma abierta (asociación 5). Figs. 3-6: *packstones-framesstones* donde pueden observarse secciones de *Pellatispira*, *Discocyclina* (fig. 3), *Chapmanina* (fig. 4), ortofragminas, "*Gyroidinella*" y corales (fig. 5), y *Nummulites* reticulados (fig. 6). Corresponden a facies de "barrera" exterior (asociación 7).

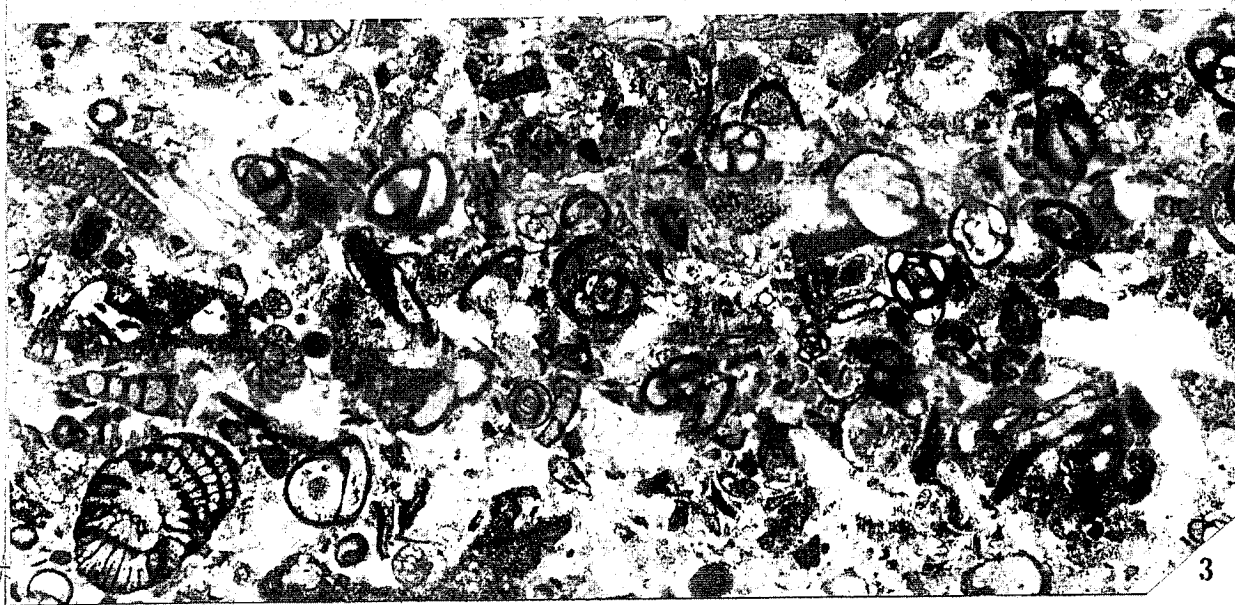
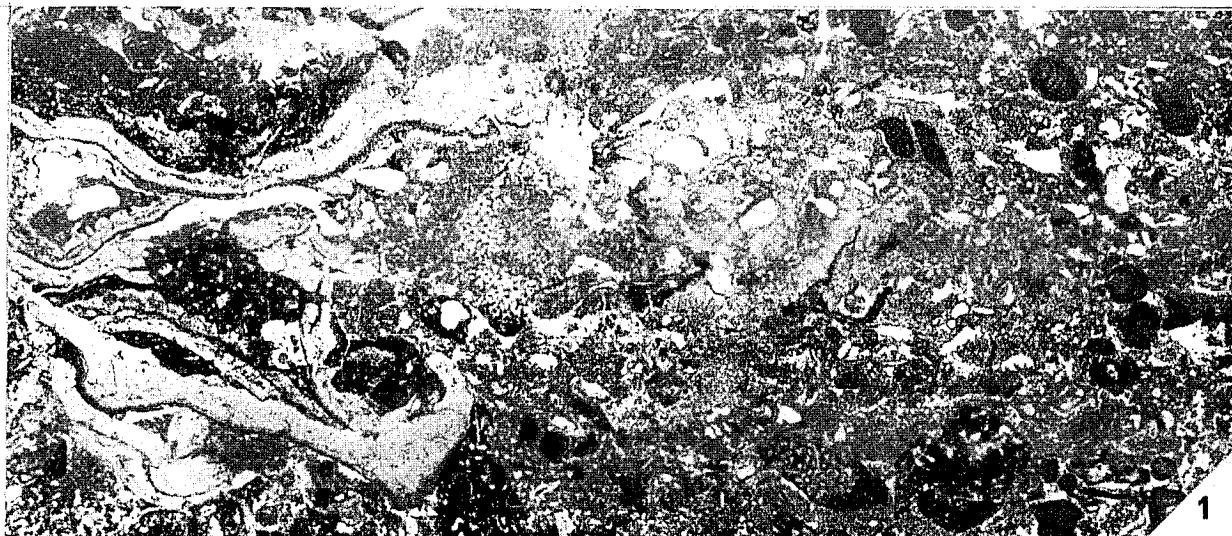


Lámina VI.- Microfacies de la parte terminal del ciclo Igualada. Fig. 1 (x 15): *packstone* con fragmentos de algas esquamariaceas y rodófitas, foraminíferos bioconstructores, briozoos incrustantes, etc. Corresponde a parches arrecifales. Figs. 2-3 (x 25): *packstones* con miliólidos, *Orbitolites*, *Rhabdorites*, *Peneroplis*, *Halkyardia*, algas corallíneas. Corresponde a facies de plataforma protegida muy poco profunda (asociación 8b).

nombrado por Caus (1973) "de transición entre la Fm. Igualada y la Fm. Tossa". El nivel intermedio está constituido por calizas organógenas, detríticas, algo nodulosas y localmente margosas. Presenta *Nummulites*, *Assilina*, ortofragminas y *Heterostegina*, asociados a corales, algas rodofíceas y esquamariáceas, *Fabiania*, *Chapmanina*, etc., organismos, estos últimos, típicos de facies bioconstruidas. Se ha considerado equivalente a la Fm. Tossa (Caus, 1973). El nivel superior, considerado un nivel de transición a los depósitos continentales que culminan la serie, está representado en el flanco N por escasos metros de areniscas sin restos faunísticos mientras en el flanco sur, donde supera los 100 m de espesor, está constituido por arcillas marrones con abundantes gasterópodos e intercalaciones de limolitas y areniscas. Sobre estos niveles se sitúan capas areniscosas depositadas por corrientes de turbidez. Las capas intercaladas, al principio de poco espesor, pasan a dominar sobre las arcillas, llegando a constituir la totalidad de la sedimentación. En conjunto, la unidad superior presenta una marcada influencia deltaica, aunque, al igual que en otras áreas del borde oriental de la cuenca, en momentos de menor aporte terrígeno se desarrollaron pequeños episodios arrecifales. Es de destacar que la intensa actividad tectónica provocó en esta área una fuerte subsidencia local.

### Repartición de los foraminíferos e interpretación paleoambiental

El análisis de los foraminíferos contenidos en los sedimentos de los ciclos Collbàs e Igualada, y su repartición en los mismos, ha permitido identificar un conjunto de asociaciones que caracterizan, respectivamente, la plataforma abierta *s.l.*, una zona de "barrera", la plataforma protegida y los medios litorales.

#### Plataforma abierta *s.l.*

Se incluyen en este conjunto las asociaciones de foraminíferos que caracterizan los sucesivos medios de depósito no delimitados físicamente por una barrera, y que comprenden los sedimentos de *off-shore*, prodelta y frente deltaico, respectivamente. Desde las zonas más profundas a las más litorales, se distinguen las siguientes asociaciones (Figs. 8 y 9):

**Asociación 1.** Se caracteriza por la abundancia y diversidad de microbentónicos, entre los que predominan los nodosáridos *s.l.*, algunos foraminíferos planctónicos y la ausencia de macroforaminíferos. Esta asociación no presenta diferencias importantes entre los ciclos Collbàs e Igualada, aunque en este último la diversidad de organismos es superior, lo que se interpreta como un mayor desarrollo de las facies de *off-shore* en el ciclo Igualada.

**Asociación 2.** Presenta, al igual que la asociación anterior, abundantes foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño, pero los nodosáridos son menos abundantes y los foraminíferos planctónicos escasos. Por el

contrario, los macroforaminíferos son muy abundantes. Entre estos últimos dominan los ortofragmínidos asociados a operculínidos planos. En ambos ciclos, los representantes de los ortofragmínidos presentan morfologías discoidales con las camarillas laterales extraordinariamente bajas mientras que los operculínidos están representados por *Operculina roselli* y *Assilina schwageri*.

**Asociación 3.** Esta asociación está también constituida por operculínidos y ortofragmínidos pero la relación es inversa. En el ciclo Collbàs domina *Assilina schwageri* asociada a *Nummulites* de morfología plana mientras en el ciclo Igualada *A. schwageri* está acompañada por *Heterostegina reticulata*.

**Asociación 4.** En el ciclo Collbàs esta asociación está constituida mayoritariamente por diversas especies del género *Nummulites*. En el ciclo Igualada *Heterostegina reticulata* y *Assilina schwageri* están asociados a Calcarínidos *s.l.* de morfología plana: *Pellatispira* y *Biplanispira*.

**Asociación 5.** Los *Nummulites* de morfología lenticular son abundantes en esta asociación pero, mientras en el ciclo Collbàs están asociados al género "Calcarina", en el ciclo Igualada lo están a *Silvestriella*. Ambos géneros presentan una morfología lenticular con espinas.

**Asociación 6.** Es un conjunto muy particular, asociado a facies terrígenas poco profundas. No presenta diferencias notables entre ambos ciclos y está constituida por gipsínidos *s.l.* (*Gypsina linearis*, *G. multiformis*), los cuales aparecen asociados a *Asterigerina* y a algunos rotálidos.

#### Zona de "barrera"

**Asociación 7.** Se ha encontrado en zonas formadas por parches arrecifales, los cuales sólo esporádicamente forman barreras. En el ciclo Collbàs destacan "Gyroidinella", *Fabiania*, *Halkyardia*, "Calcarina" y más raramente *Chapmanina*. En el ciclo Igualada encontramos *Eofabiania*, *Fabiania*, *Chapmanina*, "Gyroidinella" y *Halkyardia*. En esta asociación encontramos también algunos *Orbitolites* de pequeño tamaño, *Asterigerina*, peneróplidos *s.l.* y miliólidos.

#### Plataforma protegida

**Asociación 8.** Es una facies dominada por foraminíferos porcelanados. En el ciclo Collbàs destacan *Alveolina* alargadas y *Orbitolites* de gran tamaño (Asociación 8a). En el ciclo Igualada, por el contrario, los foraminíferos porcelanados son de pequeño tamaño, entre ellos peneróplidos *s.l.*, miliólidos y pequeños alveolínidos (Asociación 8b).

**Asociación 9.** Corresponde a los denominados bancos de grandes *Nummulites*. En el ciclo Collbàs están formados por *N. perforatus* (9a) y en el ciclo Igualada por *N. biedai* (9b).

#### Medios litorales

**Asociación 10.** Los foraminíferos son escasos pero se han encontrado algunos foraminíferos laminar per-

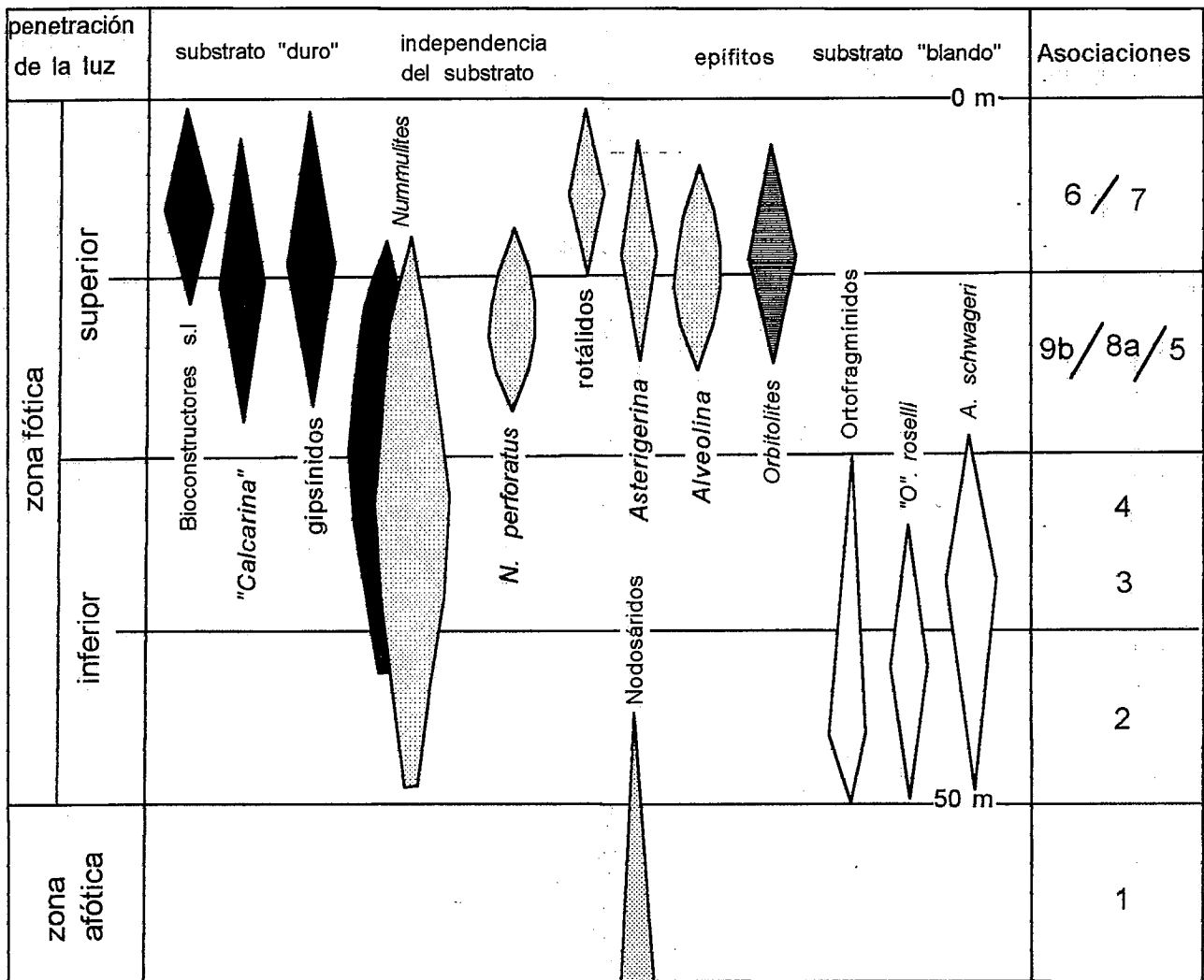


Figura 8.- Repartición de las asociaciones de foraminíferos en el ciclo Collbàs según el gradiente batimétrico y el substrato. En negro, géneros adaptados a un substrato duro; en gris, formas que viven tanto en substratos "duros" como "blandos"; en rayado, formas epífitas; en blanco, géneros adaptados a un substrato "blando". La zonación fótica según Riedl (en Libau, 1980).

forados que hemos designado bajo el nombre de "discórbidos", bolivínidos, bulimínidos y algunos miliólidos de pared fina.

Estableciendo una comparación entre las asociaciones de foraminíferos que caracterizan los ciclos Collbàs e Igualada y las asociaciones que se observan en los mares tropicales y subtropicales recientes podemos concluir que, la asociación 1 es propia de sedimentos depositados por debajo del límite de penetración de la luz (zona afótica) debido a la no presencia de foraminíferos que albergan simbiontes y a la abundancia de nodosáridos *s.l.* entre los pequeños foraminíferos.

El límite inferior de la zona fótica (límite entre las asociaciones 1 y 2) puede reconocerse fácilmente por la presencia en los sedimentos de los géneros *Assilina* y *Operculina*, los cuales ocupaban el mismo nicho ecológico que sus homólogos en los mares actuales. En la asociación 2, los géneros *Assilina* y *Operculina* se hallan asociados, en la parte más inferior de la plataforma abierta, a numerosos ortofragminidos. Estos últimos

son formas extintas que no tienen contrapartida en los océanos actuales, pero consideramos que habrían ocupado el mismo nicho ecológico que ocupan actualmente los amfistegínidos planos, como por ejemplo *A. papillosa* (Hallock y Hansen, 1979).

La asociación 3 sería comparable a la asociación 3 dominada actualmente por *Assilina ammonoides* y *Heterostegina depressa*, que caracterizan la parte superior de la zona fótica inferior. *A. ammonoides* coloniza los medios de substrato "blando" mientras *H. depressa* lo hace en los substratos "duros". En el ciclo Igualada la aparición biostratigráfica de *Heterostegina reticulata* permite una comparación directa con *H. depressa*. Sin embargo, en el ciclo Collbàs el nicho ecológico correspondiente habría sido ocupado por *Nummulites* planos que no tienen contrapartida en los océanos actuales.

Siguiendo el gradiente batimétrico, la asociación 4 correspondería a la parte superior de la zona fótica inferior. En el ciclo Igualada, los géneros *Pellatispira* y *Biplanispira* asociados a *Heterostegina* indicarían un substrato "duro". El extraordinario desarrollo de los

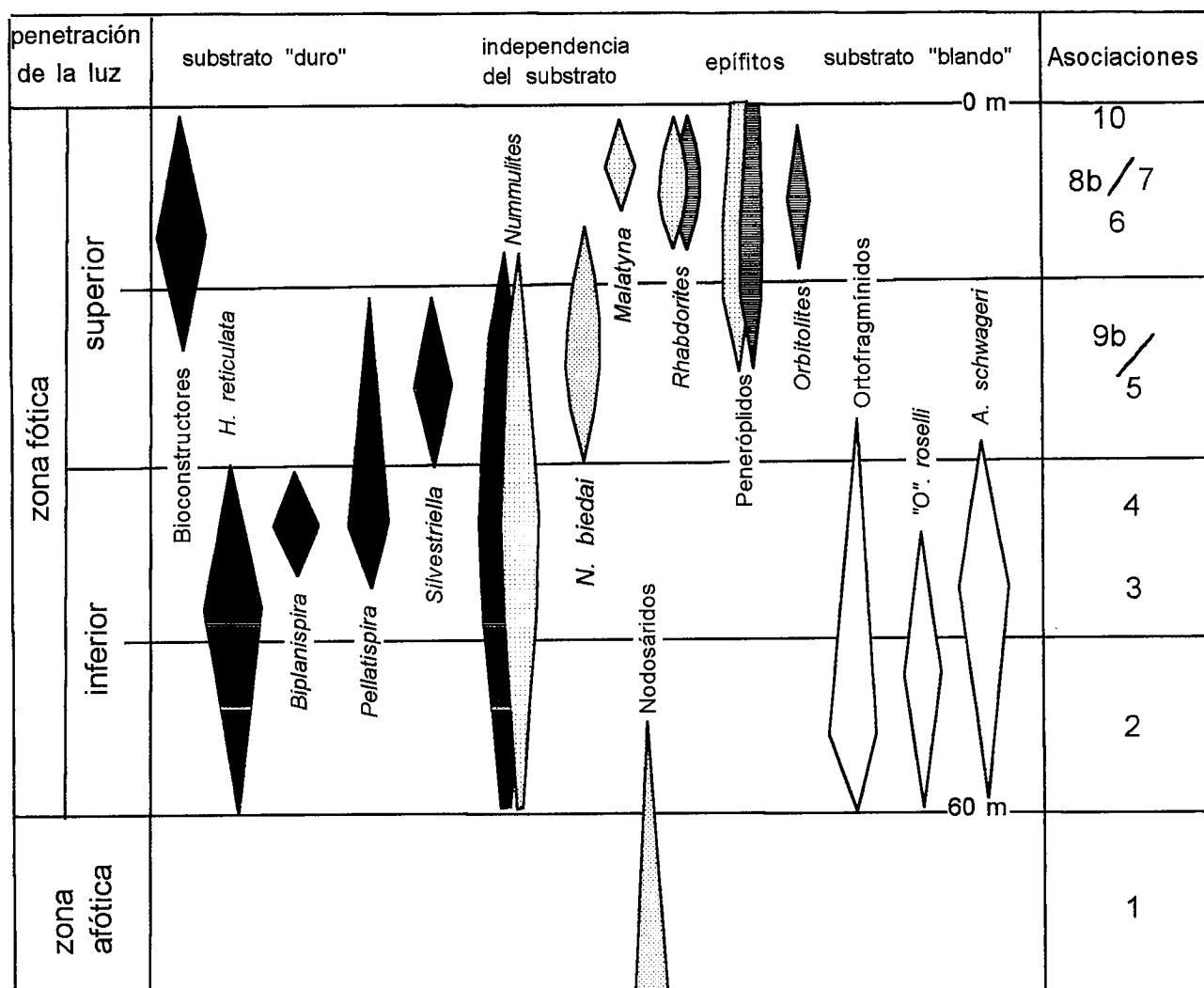


Figura 9.- Repartición de las asociaciones de foraminíferos en el ciclo Igualada según el gradiente batimétrico y el substrato. Leyenda igual que en la figura 8.

canales radiales en *Biplanispira* permite establecer un paralelismo entre estas formas y los nummulítidos que presentan un desarrollo radial máximo, como es el caso de *Cycloclypeus carpenteri*.

En la asociación 5, el género *Silvestriella*, formado por camarillas principales, sin camarillas laterales, podría compararse posiblemente con la forma reciente *Baculogypsinoides spinosus*, único representante de los calcarínidos adaptado a zonas de poca energía y que vive en los océanos actuales entre 40 y 50 m de profundidad (Hohenegger *et al.*, 1999). El género *Calcarina* vive en los océanos actuales en medios tanto de alta como baja energía del agua. Los *Nummulites* asociados a *Silvestriella* y "*Calcarina*" son comparables a *N. Venosus*, por lo que esta asociación se situaría en la parte inferior de la zona fótica superior.

Los gipsínidos actuales no poseen simbioses, por lo que su hábitat no depende de la luz. Ocupan diversos espacios, desde las zonas poco profundas y energéticas donde participan en la construcción de arrecifes hasta zonas profundas. Los rotálidos ocupan en los océanos actuales un amplio rango de profundidades; por ejem-

plo, *Asterorotalia dentata* vive en el Golfo Pérsico a profundidades superiores a los 80 m. Sin embargo, en las plataformas terrígenas, debido a la turbulencia en la columna de agua, ocupan lugares mucho menos profundas, lo que induce a comparar la asociación 6 con la observada por Billman *et al.* (1980) en el delta del río Mahakam (Cuenca de Kutei, Borneo), donde los rotálidos ocupan la parte superior de la zona fótica.

La asociación 7 corresponde a la parte superior de la zona fótica. La presencia de corales y algas rodoíceas permite relacionar las facies bioconstruidas del Eoceno con los arrecifes actuales. Sin embargo, la correlación directa no es posible, ya que la mayoría de formas eocenas no están representadas en los océanos actuales. Es probable, no obstante, que ocuparan el mismo nicho ecológico que los foraminíferos sésiles recientes, tales como *Carpenteria*, *Homotrema* o *Acer vulina*. No obstante, existe una notable diferencia, pues mientras los foraminíferos actuales carecen de simbioses, ciertas formas eocenas como *Fabiania* o *Eofabiania* presentan estructuras exosqueléticas que parecen destinadas a albergar simbioses. La presencia de *Orbitolites* en estas



facies bioconstruidas parece indicar que esta forma porcelanada también participaba en la construcción de este tipo de facies, tal como se ha observado en el golfo de Elat (Reiss y Hottinger, 1984) con *Sorites marginalis*.

Entre los alveolínidos actuales, la forma alargada *Alveolinella* vive en la región indopacífica entre 30 y 60 m (Hottinger 1980; Hohenegger *et al.*, 1999) mientras *Borelis*, forma mucho más pequeña y oval, ocupa zonas menos profundas. Los sorítidos, epífitos sobre gramíneas marinas, se encuentran en los mares recientes en la parte superior de la zona fótica pero se observa un cambio en la morfología de las conchas con la profundidad, aumentando el grado de aplanamiento. Los peneróplidos *s.s.* pueden vivir en las zonas deprimidas de las construcciones arrecifales, en zonas protegidas con salinidad normal o incluso en zonas hipersalinas, donde están asociados a miliólidos. Comparando, las asociaciones de los sedimentos eocénicos con las recientes, la asociación 8a correspondería a una plataforma protegida, bien desarrollada, con salinidad normal y con una importante cobertera vegetal constituida por plantas vasculares (*seagrasses*). La asociación 8b correspondería a pequeñas plataformas internas, muy poco profundas y con escaso desarrollo de praderas marinas, donde la exportación de arena por corrientes de marea puede ser igual o superior a la producción *in situ*.

La asociación 9 no tiene contrapartida en los océanos actuales. Los grandes *Nummulites* se extinguieron al final del Paleógeno y en la actualidad solamente encontramos formas de pequeño tamaño, tal como *N. venosus*. La importancia como reservorio que presentan las acumulaciones de *Nummulites* que se desarrollaron durante el período Eoceno en diversas partes del mundo ha dado lugar a numerosos trabajos sobre la génesis de estos depósitos, por lo que aquí no serán tratados.

La asociación 10 correspondería a depósitos marginales, hipersalinos y en los que, a veces, se produce deficiencia en oxígeno.

### Repartición biostratigráfica de los foraminíferos

El estudio sistemático de los foraminíferos presentes en más de 800 muestras (levigados y láminas delgadas) procedentes de 22 columnas estratigráficas, realizadas en las distintas áreas del borde oriental de la Depresión del Ebro, ha permitido conocer en detalle la repartición temporal de los foraminíferos planctónicos, microforaminíferos bentónicos y, principalmente, macroforaminíferos a lo largo del intervalo estudiado. Aunque el estudio ha sido exhaustivo, en los cuadros de repartición (Figs. 10-12) se dan únicamente las formas consideradas más relevantes.

#### *Foraminíferos planctónicos*

Los foraminíferos planctónicos se localizan exclusivamente en dos niveles (Fig. 10), coincidentes con los momentos de máxima inundación en ambos ciclos. El nivel inferior corresponde a la unidad intermedia del ciclo Collbàs. Los foraminíferos planctónicos son poco

Ciclo Collbàs	Ciclo Igualada	Foraminíferos planctónicos
—	—	<i>Globiregina officinalis</i>
—	—	<i>G. eocaena</i>
—	—	<i>G. yeguaensis</i>
—	—	<i>G. corpulenta</i>
—	—	<i>G. tripartita</i>
—	—	<i>G. linaperta</i>
—	—	<i>Globigerinatheka aff. semiinvoluta</i>
—	—	<i>G. index tropicalis</i>
—	—	<i>G. mexicana barri</i>
—	—	<i>Globigerinita echinata</i>
—	—	<i>Pseudosterigerina micra</i>
—	—	<i>Turborotalia cerroazulensis</i> <i>cerroazulensis</i>
—	—	<i>Chiloguembelina cubensis</i>

Figura 10.- Repartición bioestratigráfica de las principales especies de foraminíferos planctónicos en los ciclos Collbàs e Igualada. La asignación genérica de las especies según Toumarkine y Luterbacher (1985).

diversificados, habiéndose identificado únicamente *Globigerina officinalis*, *G. eocaena*, *G. yeguaensis*, y *Chiloguembelina* sp. Ferrer (1971a) atribuyó este nivel a la zona de *Truncarotaloides rohri* (P14), aunque faltan las formas espinosas típicas de esta zona. El nivel superior corresponde a la parte media del ciclo Igualada, aunque algunas especies tienen una repartición algo más amplia (Fig. 10). Los foraminíferos planctónicos son más abundantes que en el ciclo anterior; destacan *Globigerina eocaena*, *G. corpulenta*, *G. tripartita*, *G. linaperta*, *Globigerinatheka aff. semiinvoluta*, *G. index tropicalis*, *G. mexicana barri*, *Globigerinita echinata*, *Pseudosterigerina micra*, *Chiloguembelina cubensis* y *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*. El hecho de encontrar formas afines a *Globigerinatheka semiinvoluta* indica la zona P15.

#### Foraminíferos microbentónicos

Los foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño son muy abundantes. Predominan las formas con concha de pared aglutinada y laminar perforada, aunque los pequeños miliólidos son también importantes. En general, la mayoría de las especies tienen una repartición condicionada más por el tipo de facies que por la posición biostratigráfica (Fig. 11). Sin embargo, unas pocas especies están restringidas a un único ciclo.

#### Macroforaminíferos

**Nummulítidos.** Los representantes del género *Nummulites* son importantes y se reparten en ambos ciclos, aunque las principales especies se consideran típicas de uno u otro ciclo. En la parte inferior del ciclo Collbàs destacan *N. perforatus*, *N. praegarnieri*, *N. hottingeri* y *N. beaumonti* que Serra-Kiel *et al.* (1998) consideran típicos de la zona de macroforaminíferos SBZ-17. Asociados a los anteriores se ha encontrado *N. striatus* y formas afines a *N. vicaryi* y *N. cyrenaicus*, que Serra-

Kiel *et al.* (1998) consideraron pertenecientes a la zona SBZ-18. En el ciclo Igualada destaca la presencia de *N. biedai*, cuya localidad tipo se localiza en el extremo oriental del área de Vic (Calders), asociado a *N. ptukhiani* y *N. cyrenaicus*. En la parte superior del intervalo aparece *N. Chavannesi*, *N. incrassatus* y *N. aff. garnieri*, los cuales corresponden típicamente a la biozona SBZ-18.

El género *Assilina* es abundante en ambos ciclos. Los especímenes encontrados han podido ser clasificados en su totalidad como *A. schwageri*. Se ha observado, no obstante, que, de la base al techo, existe una evolución marcada por el aumento del diámetro de la megalosfera y del tamaño de la concha adulta. Las primeras formas atribuidas a *A. schwageri* corresponden a la parte inferior del ciclo Collbàs y los diámetros de las megalosferas recubren los de la especie luteciese: *A. parva* (Hottinger 1977, p. 81). Los diámetros de las megalosferas de las formas más altas encontradas (parte superior del ciclo Igualada) no alcanzan, no obstante, los diámetros de *A. alpina* (Romero, Hottinger y Caus, 1999), forma considerada típicamente del Priaboniense.

El género *Operculina* está representado por *O. rosei*. Los especímenes son de pequeño tamaño y muestran un aumento del mismo de la base del ciclo Collbàs a la parte superior del ciclo Igualada. Las formas estudiadas se diferencian fácilmente de *O. gomezi*, forma típicamente priaboniana, por carecer de pliegues septales subdividiendo las cámaras.

El género *Heterostegina* ha sido encontrado únicamente en la parte superior del ciclo Igualada. El género *Grzybowskaia*, introducido por Bieda (1950), para designar las heterosteginas involutas del Eoceno superior se considera, siguiendo a Hottinger (1977), Herb (1978) y Loeblich y Tappan (1987), sinónimo de *Heterostegina*, ya que el carácter involuto o evolutivo de una concha espiralada no puede ser considerado un carácter genérico. Los ejemplares corresponden a la especie *H. reticulata*.

**Calcarínidos s.l.** Dos representantes de los pellatispíridos, *Pellatispira madaraszii* y *Biplanispira* sp., aparecen localizados en algunas localidades en una capa de caliza margosa de 20-40 cm de espesor situada en la parte superior del ciclo Igualada. *Pellatispira* se encuentra también, aunque esporádicamente, en la mayoría de localidades, en los sedimentos bioconstruidos que coronan el ciclo Igualada. *Pellatispira* y *Biplanispira* son macroforaminíferos fácilmente reconocibles por la presencia de un sistema de canales formando un esqueleto suplementario. En *Biplanispira*, además, sobre el esqueleto suplementario se desarrollan, a ambos lados de la concha, camarillas suplementarias.

En niveles equivalentes bioestratigráficamente a los que contienen Pellatispíridos, pero en facies menos profundas, encontramos el género *Silvestriella*. Este género, que está formado por un conjunto de camarillas, fue identificado con anterioridad como *Baculogypsinoides*.

En el ciclo Collbàs se encuentran abundantes formas espinosas que recuerdan el género *Calcarina*. En

Ciclo Collbàs	Ciclo Igualada	Microbentónicos
		<i>Almaena epistominoides</i>
		<i>Ammobaculites pyrenaicus</i>
		<i>Anomaliina alazanensis</i>
		<i>Anomalina acuta</i>
		<i>Asterigerina</i> spp.
		<i>Baggina dentata</i>
		<i>Bolivina striatocarinata</i>
		<i>Bulimina alazanensis</i>
		<i>Clavulina angularis</i>
		<i>C. parisiensis</i>
		<i>Clavulinoides szaboi</i>
		<i>Cylindroclavulina eoacaena</i>
		<i>Discorbis limbata</i>
		<i>D. rukasi</i>
		<i>Dorothyia eocenica</i>
		<i>Elphidium colomi</i>
		<i>Eponides ouachiatensis</i>
		<i>Gaudryina quadrilata</i>
		<i>Globulina gibba</i>
		<i>Heterolepa pertucida</i>
		<i>Marginulina behmi</i>
		<i>M. fragaria</i>
		<i>M. similis</i>
		<i>Oolina hexagona</i>
		<i>Plectina eocenica</i>
		<i>Pullenia quinqueloba</i>
		<i>Sigmolinina bartoniensis</i>
		<i>Pseudonodosaria aequalis</i>
		<i>P. conica</i>
		<i>P. laevigata</i>
		<i>Reussella terquemii</i>
		<i>Spirolina cylindracea</i>
		<i>Spiroplectammina mississippiensis</i>
		<i>Textularia adalta</i>
		<i>Uvigerina curta</i>
		<i>U. eoacaena</i>
		<i>Valvulina limbata</i>
		<i>V. solei</i>

Figura 11.- Repartición bioestratigráfica de las principales especies de foraminíferos microbentónicos en los ciclos Collbàs e Igualada.

Sant Llorenç de Morunys, Caus (1975b) atribuyó estas formas a *Calcarina lecalvezae*. En este trabajo, los especímenes encontrados de manera abundante a lo largo de prácticamente todo el ciclo Collbàs se designan como "*Calcarina*" cf. *lecalvezae*, ya que desgraciadamente las formas en las que Caus (1975b) basó su trabajo, aunque sueltas, estaban mal conservadas, por lo que en un futuro, y a la vista de especímenes mejor conservados, se deberá proceder a revisar tal asignación.

**Ortofragmínidos.** Los representantes del grupo de los ortofragmínidos son muy abundantes en ambos ciclos, principalmente en los sedimentos margosos de plataforma abierta. En el ciclo Collbàs se ha identificado únicamente el género *Discocyclina* y aunque algunos ejemplares han sido atribuidos a *D. gr. sella*, muchos otros se han dejado en nomenclatura abierta por las dificultades de comparación. En el ciclo Igualada se ha reconocido *D. radians radians*, *D. augustae*, *D. gr. sella* y únicamente en la parte alta del ciclo se ha identificado *D. javana*, *Asterocyclina stellata stellaris* y algunos ejemplares de *Orbitoclypeus*. *D. javana* es considerada una forma típica del Tetis oriental (Ferrández-Cañadell, 1999).

**Alveolínidos.** Las alveolinas de gran tamaño están únicamente representadas por *A. fragilis* y *A. fusiformis*,

Ciclo Collbàs	Ciclo Igualada	Macroforaminíferos
		<i>Nmmulites perforatus</i>
		<i>N. aff. vicaryi</i>
		<i>N. striatus</i>
		<i>N. praegarnieri</i>
		<i>N. variolarius</i>
		<i>N. aff. cyrenaicus</i>
		<i>N. hottingeri</i>
		<i>N. beaumonti</i>
		<i>N. biedai</i>
		<i>N. chavannesi</i>
		<i>N. colomi</i>
		<i>N. incrassatus</i>
		<i>N. ptukhiani</i>
		<i>Assilina schwageri</i>
		<i>Operculina roselli</i>
		<i>Heterostegina reticulata</i>
		<i>Pellatispira madaraszii</i>
		<i>Biplanispira</i> sp.
		<i>Silvestriella</i> aff. <i>tetraedra</i>
		" <i>Calcarina</i> " cf. <i>lecalvezae</i>
		<i>Dicocyclina javana</i>
		<i>D. radians radians</i>
		<i>D. augustae</i>
		<i>D. aff. sella</i>
		<i>Asterocyclina stellata</i>
		<i>Orbitoclypeus varians</i>
		<i>Chapmanina gassinensis</i>
		<i>Halkyardia minima</i>
		<i>Fabiania</i> aff. <i>cassis</i>
		<i>Eofabiania</i> sp.
		<i>Asterigerina</i> spp.
		<i>Alveolina fragilis</i>
		<i>A. fusiformis</i>
		<i>A. ungaroi</i>
		<i>Malatyna vicensis</i>
		<i>Orbitolites</i> spp.
		<i>Rhabdorites malatyaensis</i> .

Figura 12.- Repartición de los principales géneros y especies de macroforaminíferos en los ciclos Collbàs e Igualada.

correspondientes a la biozona de *A. elongata* (Hottinger, 1964). Están presentes en la parte inferior del ciclo Collbàs, donde, en la parte superior se han identificado algunos ejemplares de *A. ungaroi*.

En la parte superior del ciclo Igualada en la región tipo, Calmbach (1987) describió un pequeño alveolínido que atribuyó al género "*Praebullalveolina*", del cual definió una nueva especie: *P. catalana*. Recientemente, Sirel y Acar (1998), utilizando material del mismo nivel bioestratigráfico pero del área de Vic (Collsuspina), han asignado dicho alveolínido al género *Malatyna*, creando una nueva especie: *M. vicensis*.

**Orbitolítidos.** Un único género, *Orbitolites*, representa a este grupo en los sedimentos estudiados. Los especímenes hallados, aunque no han sido estudiados en detalle, corresponden a dos morfotipos diferentes. El primero de ellos corresponde a los especímenes recogidos en la base del ciclo Collbàs, en sedimentos de plataforma protegida bien desarrollada y asociados siempre a *Alveolina*. El segundo morfotipo corresponde a ejemplares mucho más pequeños que los anteriores y se encuentran, tanto en el ciclo Collbàs como en el

Igualada, asociados a facies bioconstruidas. En la parte superior del ciclo Igualada, formas similares a este segundo morfotipo se encuentran en facies de plataforma poco profunda. Un estudio detallado de estas formas podría darnos, en un futuro, la posibilidad de caracterizar, mediante orbitolítidos, ambos ciclos.

**Peneróplidos s.l.** Dentro de este grupo se incluyen todas aquellas formas con morfología peneropliforme, y con el interior de las cámaras indiviso o dividido por tabiques incompletos perpendiculares a los septos. Destaca la presencia de la forma compleja *Rhabdorites malatyaensis* (Calmbach, 1987, asignó la misma forma a "*Rhabdionina*" *urensis*) y de formas simples atribuidas a los géneros *Peneroplis* y *Spirolina*. Estos géneros, ligados a facies muy litorales y restringidas, han sido encontrados únicamente en la parte terminal del ciclo Igualada, por lo que desconocemos sus equivalentes en el ciclo Collbàs.

Entre los foraminíferos propios de medios arrecifales destacan los géneros *Chapmanina*, *Fabiania*, *Eofabiania*, "*Gyroidinella*", *Halkyardia* y representantes de los gipsínidos. Todos ellos, a excepción del género incrustante *Eofabiania*, están presentes en ambos ciclos, aunque se observan diferencias en la complejidad de su estructura y en el tamaño de las conchas adultas entre los representantes de ambos ciclos. Su conocimiento, no obstante, es demasiado fraccionario para ser considerados como una herramienta de datación, y deberán ser estudiados en detalle en un futuro.

## Conclusiones

La sedimentación marina en el borde oriental de la Depresión del Ebro durante los ciclos Collbàs e Igualada (secuencia Milany) estuvo ligada al desarrollo de importantes sistemas deltaicos, que aportaron a la cuenca grandes cantidades de material terrígeno. La localización espacial de estos deltas, y la posterior redistribución del material por medio de corrientes, determinaron los tipos de facies, y en consecuencia el tipo y repartición de los foraminíferos. Se han individualizado 10 asociaciones de foraminíferos, de las cuales las seis primeras (plataforma abierta s.l.) corresponden a "zonas batimétricas", ya que el principal factor que condiciona la repartición de los foraminíferos es la penetración de la luz, lo cual depende de la batimetría y de la turbidez de las aguas. Estas zonas se extienden desde la zona afótica hasta el límite superior de la zona fótica. Las siguientes zonas identificadas corresponden a la parte superior de la zona fótica y por tanto no determinan "zonas batimétricas". Su repartición depende del tipo de sustrato, lo cual es función, entre otros parámetros, de la energía del agua, y de las condiciones particulares de la cuenca.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, los sedimentos del ciclo Collbàs pertenecen a la biozona de macroforaminíferos SBZ-17 y los del ciclo Igualada a la SBZ-18, ambas correspondientes a la parte superior del Eoceno medio. Por lo tanto, el límite Eoceno me-

dio-Eoceno superior debe situarse en la base de los depósitos continentales de la secuencia Cardona.

En la parte superior del ciclo Igualada tiene lugar la llegada de géneros y/o especies inmigrantes del "Tetis Central".

## Bibliografía

- Almela, A. (1946): Memoria del mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja n. 294 (Manlleu). *IGME*: 5-23.
- Anadón, P. (1978a): El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona). *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 257 p.
- Anadón, P. (1978 b): El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincia de Tarragona y Barcelona). *Estudios Geológicos*, 34: 431-440.
- Anadón, P. y Marzo, M. (1975): Montserrat molassic sedimentation: a general view. *IX Congrès International de Sédimentologie, Nice*, Exc. 20: 41-47.
- Anadón, P. y Marzo, M. (1986): Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: sector de Igualada-Montserrat. *XI Congreso Español de Sedimentología*, 4.1-4.59.
- Barnolas, A. (Coord.) (1983): Memoria del mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja n. 332 (Vic). *IGME*: 5-23.
- Barnolas, A. (Coord.) (1990): *Memoria del mapa geológico de España*. E. 1:50.000, Hoja n. 294 (Manlleu). *IGME*: 5-23.
- Barnolas, A., Busquets, P. y Serra-Kiel, J. (1981): Características sedimentológicas de la terminación del Eoceno superior en el sector oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña, NE de España). *Acta Geol. Hispanica*, 16: 215-221.
- Barnolas, A. y Serra-Kiel, J. (1983): *Mud mounds* de esponjas y tormentitas en la plataforma fangosa del Bartonense de Vic (Barcelona, sector oriental de la Depresión del Ebro). *Memorias del X Congreso Nacional de Sedimentología, Mahón*, 237-240.
- Bieda, F. (1950): Sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du Flysch des Karpates polonaises. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 18: 153-168.
- Billmann, H. L., Hottinger, L. y Oesterle, H. (1980): Late Tertiary and Recent rotalid-Foraminifera from the Indian Ocean. *Mém. Suisses Paléontologie*, 101: 71-133.
- Busquets, P. (1975): La transition éocène marin continental aux environs de St. Bartomeu del Grau. *IX Congrès International de Sédimentologie, Nice*, Exc. 20: 33-39.
- Calmbach, L. (1987): Der eocäne Golf von Igualada (Katalonien) Stratigraphie, Fazies und Microfauna der marinen Sedimente. *Diploma de licenciatura, Universidad de Basilea*, 56 p.
- Caus, E. (1973): Aportaciones al conocimiento del anticlinal de Oliana. *Acta Geol. Hispanica*, 8: 7-10.
- Caus, E. (1975a): Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo Catalán. *Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona*, 186 p.
- Caus, E. (1975 b): Presencia y estructura de *Calcarina lecalvezae* en el Biarritziense pirenaico (provincia de Lleida, España). *Acta Geol. Hispanica*, 10: 175-178.
- Dalloni, M. (1930): Étude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XXVI, 373 p.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.D., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. y Biju-Duval, B. (1985): Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000, s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8: 637-652.
- Ferrández- Cañadell, C. (1999): *Discocyclina javana* (Discocyclinidae, Foraminifera) en el Bartonense Superior de la Cuenca de Igualada: Implicaciones bioestratigráficas y biogeográficas. *XV Jornadas de Paleontología, Madrid*, 495-496.
- Ferrer, J. (1967): Bioestratigrafía y micropaleontología del Paleoceno y Eoceno del borde Sud-oriental de la Depresión del Ebro. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 352 p.
- Ferrer, J. (1971 b): El Paleoceno y Eoceno del borde Sud-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suisses Paléontologie*, 90: 1-70.
- Ferrer, J. (1971a): Presencia de macroforaminíferos priabonienses en el Eoceno de Igualada. *Acta Geol. Hispanica*, 6: 4-7.
- Ferrer, J., Rosell, J. y Reguant, S. (1968): Síntesis litoestratigráfica del Paleoceno del borde oriental de la Depresión del Ebro. *Acta Geol. Hispanica*, 3: 54-56.
- Gich, M. (1969): Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pirenaico del Ripollés Oriental (provincia de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispanica*, 4: 5-8.
- Gich, M. (1972): Estudio geológico del Eoceno Prepirenaico del Ripollés oriental. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 340 p.
- Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- Hallock, P. y Hansen, H. J. (1979): Depth adaptation in *Amphistegina*: change in lamellar thickness. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 27: 99-104.
- Herb, R. (1978): Some species of *Operculina* and *Heterostegina* from Eocene of the Helvetic nappes of Switzerland and from Northern Italy. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 71: 745-767.
- Hoënegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y. y Tatzreiter, F. (1999): Ecology of benthic foraminifera in the tidal zone of rocky shore. *Marine Micropaleontology* 36: 109-168.
- Hottinger, L. (1960): Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. *Mém. Suisses Paléontologie*, 75-76: 1-240.
- Hottinger, L. (1964): Les genres *Operculina* et *Heterostegina* (Foraminifères) et leur utilité stratigraphique. *Colloque Paléogène Bordeaux 1962, Mém. Bureau Recherche Géologique et Minière*, 28: 1013-1031.
- Hottinger, L. (1977): Foraminifères operculiniformes. *Mém. Mus. Nati. d'Histoire Naturelle*, C/40: 1-159.
- Hottinger, L. (1980): Repartition comparée des grands foraminifères de la Mer Rouge et de l'Océan Indien. *Ann. Dell'Università di Ferrara*, 6: 1-13.
- Hottinger, L. y Schaub, H. (1960): Zur Stufeneinteilung des Paleocens und des Eocaens Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. *Eclogae geol. Helvetica*, 53: 453-479.
- Liebau, A. (1980): Abrieb-geschützte Foraminiferen. *Neues Jahr. Geol. Paläont. Abh.*, 160: 173-216.
- Loeblich, A. y Tappan, H. (1987): Some new and redefined genera and families of Textulariina, Fusuliniina, Involutinina, and Miliolina (Foraminiferida). van Nostrand Reinhold Co, 970 p.
- Luterbacher, H., Ferrer, J. y Rosell, J. (1973): La sección tipo del Ilerdiense. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, Madrid*, 29-62.

- Muñoz, J. A. (1992): Thrust sequences in the Spanish Eastern Pyrenees. *Thrust tectonics*, ed: McClay, K. R., 235-246.
- Pallí, L. (1972): Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona. Publicaciones de Geología*, 1-176.
- Puigdefábregas, C., Muñoz, A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Int. Ass. Sedimen., Spec. Publ. 8*: 229-246.
- Pujalte, V., Baceta, J.L., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Serra-Kiel, J. (1994): Estratigrafía secuencial y magnetoestratigrafía del Biarriztiense. *G.E.P. and I.G.C.P 286 Seminar*, 118 p.
- Reguant, S. (1967): El Eoceno marino de Vic (Barcelona): Investigaciones estratigráficas en el borde Meridional de la Depresión del Ebro. *Mem. Insti. Geol. Min. España*, 68: 330 p.
- Reiss, Z. y Hottinger, L. (1984): The Gulf of Aqaba. Ecological micropaleontology. *Ecological Studies*, 50: 1-354.
- Riba, O., Reguant, S., Colombo, F., Busquets, P., Vilaplana, M., Anadón, P., Marzo, M., Ramirez, A., Pueyo, J.J. y Williams, R.C. (1975): Le bassin tertiaire Catalan Espagnol et les Gisements de Potasse. *IX Congrès International de Sédimentologie, Nice, Exc. 20*, 84 p.
- Romero, J. (1996): Estudio de los foraminíferos bentónicos del límite Eoceno medio-Eoceno superior de la Cuenca de Igualada (Barcelona). *Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Barcelona*, 184 p.
- Romero, J. y Caus, E. (1999): Repartición de los macroforaminíferos: el Eoceno medio superior de la Cuenca de Igualada (NE de España). *XV Jornadas de Paleontología, Madrid*, 510-512.
- Romero, J.; Hottinger, L. y Caus, E. (1999): Early appearance of larger foraminifera supposedly characteristic for late Eocene in the Igualada basin, NE Spain. *Rev. Esp. Paleontología*, 14: 79-92.
- Salas, R. (1979): El sistema arrecifal del Eoceno Superior de la Cuenca de Igualada, Barcelona. *Tesis de licenciatura, Universidad de Barcelona*, 196 p.
- Santisteban, C. y Taberner, C. (1979): Relación entre sedimentos terrígenos costeros, facies arrecifales y evaporitas: El modelo de Centelles y su aplicación regional. *Acta Geol. Hispanica*, 14: 229-236.
- Schaub, H. (1981): *Nummulites* et *Assilina* de la Téthys paléogène. Taxinomie, Phylogénèse et Biostratigraphie. *Mém. Suisses de Paléontologie*, 104: 1-236.
- Seguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Publ. Univ. Sci. Tech. Languedoc sér. Géol. Struct.*, 2, 155 p.
- Serra-Kiel, J. y Reguant, S. (1984): Paleocological conditions and morphological variation in monospecific banks of *Nummulites*: an exemple. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 6: 557-563.
- Serra-Kiel, J., Busquets, P., Travé, A., Mató, E., Saula, E., Tosquella, J., Samsó, J.M., Ferrández, C., Barnolas, A., Franquès, J. y Romero, J. (1997): Marine and Transitional Middle/Upper Eocene Sediments of the South-Eastern Pyrenean Foreland Basin. Field Trip Guide. *2<sup>nd</sup> Meeting of the IGCP 393 IUGS-UNESCO, Vic*, 52 p.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. y Zakrskaya, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. France*, 2: 281-299.
- Sirel, E. y Acar, S. (1998): *Malatyna vicensis*, a new foraminiferal species from the Bartonian of Vic region (northeastern Spain). *Rev. Paléobiologie*, 17: 373-379.
- Solé-Sugrañes, L. (1971): Estudio geológico del Prepirineo entre los rios Segre y Llobregat. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 437 p.
- Taberner, C. (1978): Ambientes sedimentarios en el borde SE de la Cuenca Eocena Catalana. *Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Barcelona*, 258 p.
- Taberner, C. (1983): Evolución ambiental y diagenética de los depósitos del Terciario inferior (Paleoceno y Eoceno) de la Cuenca de Vic. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 1395 p.
- Teixell, A. y Serra-Kiel, J. (1988): Sedimentología y distribución de foraminíferos en medios litorales y de plataforma mixta (Eoceno medio y superior, Cuenca del Ebro). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 94: 871-885.
- Toumarkine, M. y Luterbacher, J. P. (1985): Paleocene and Eocene planktonic foraminifera. ed: *Bolli, H. et al., Cambridge University press*, 87-154
- Travé, A. (1992): Sedimentología, petrología i geoquímica (elementos traça i isòtops) dels stromatòlits de la conca Eocena Sudpirinenca. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 396 p.
- Travé, A., Serra-Kiel, J. y Ferrández-Cañadell, C. (1999): Litho-Biostratigraphy of the Bartonian in the Igualada area (South-Pyrenean Basin). *XV Jornadas de Paleontología, Madrid*, 513-517.
- Vail, P.R.; Mitchum, R. M. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative change of sea level from coastal onlap. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 26: 63-81.
- Vilaplana, M. (1975): Le bassin Tertiaire Catalan et les Gisements de Potasse. Cap. 2: Aire du Vic: Les problèmes de la limite supérieure. *IX Congrès International de Sédimentologie, Nice, Exc. 20*.
- Vilaplana, M. (1977): Los arrecifes del Eoceno superior de Calders (borde suroriental de la Cuenca del Ebro, sector Catalán). En: *I Seminario práctico de asociaciones arrecifales-evaporíticas*. Ed: Salas, R. (Barcelona), 3.43-3.66.

Manuscrito recibido el 30 de Marzo de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 20 de junio de 2000