

# Las calizas eocenas del oeste de Navarra: Revisión, redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas

A. PAYROS \*, V. PUJALTE \*, J.I. BACETA \*, X. ORUE-ETXEARRIA \*, J. SERRA-KIEL \*\* & A. TRAVE \*\*

## INTRODUCCIÓN

Las calizas eocenas de Navarra, con su abundante contenido en macroforaminíferos, fueron uno de los objetivos de los numerosos estudios del padre Ruiz de Gaona. Sus investigaciones sobre las mismas deben en justicia ser consideradas como muy avanzadas para el momento en que fueron realizadas (ver artículos relacionados). Desafortunadamente, tales estudios pioneros no tuvieron la deseable continuidad en años sucesivos, durante los cuales el grueso de las investigaciones sobre este tema se trasladó a la zona surpirenaica central y oriental (Luterbacher, 1969; Ferrer et al., 1973; Puigdefábregas, 1975; Barnolas et al., 1991).

Sin embargo, la parte oeste de Navarra es probablemente la única zona de todo el ámbito pirenaico donde es posible examinar en buenas condiciones de afloramiento la transición entre las calizas eocenas (depósitos de mares someros) y sus equivalentes margosos (depósitos de ambientes profundos). Por ello, es un área clave para entender el origen, evolución y significado paleogeográfico de dichas calizas. En este artículo resumimos los resultados

\* Dpto. Estratigrafía y Paleontología; Fac. Ciencias; Univ. País Vasco; Apdo. 644; 48080 Bilbao.

\*\* Dpto. Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología; Fac. Geología; Univ. Barcelona; 08028 Barcelona.

más importantes obtenidos hasta la fecha en las investigaciones actualmente en curso en esta zona.

## CONTEXTO

Durante el Eoceno Inferior y Medio, la futura zona surpirenáica consistía en un profundo surco elongado y abierto hacia el oeste, alimentado axialmente por un sistema turbidítico. Dicho surco conectaba hacia el este con sistemas fluviodeltaicos abastecedores y se hallaba flanqueado por el norte por el orógeno en levantamiento y por el sur por extensas plataformas carbonatadas (Fig. 1a).

En esta compartimentación paleogeográfica se diferencian dos grandes dominios para la región surpirenáica: (1) la Plataforma Noribérica, área de sedimentación somera situada sobre el margen meridional de la Cuenca; y (2) el Surco Surpirenaico, área de sedimentación profunda localizada entre la plataforma y la zona tectónicamente más activa situada al norte. En Navarra, la banda de afloramientos eocenos, de dirección aproximada E-W (Fig. 1b), ofrece una transversal completa, aunque oblicua, de los depósitos acumulados en dicho dispositivo paleogeográfico: en la actual zona escarpada de altas sierras situada al oeste (sierra de Entzia, sierra de Urbasa, sierra de Andia, sierra de Beriain-Satrustegi y sierra de Sarbil) pueden analizarse las facies marinas someras de la Plataforma Noribérica; en la zona topográficamente más baja situada al este (llanada de Pamplona, valles de Juslapeña, Ultzama, Arga, Erro, Urrobi e Irati) es posible estudiar los depósitos de cuenca del Surco Surpirenaico, que incluyen tanto materiales margosos deleznales, como series tipo flysch.

## DATOS PREVIOS SOBRE LA LITOESTRATIGRAFÍA DE LAS CALIZAS EOCENAS DE NAVARRA

El primer ensayo serio de establecer unas unidades estratigráficas en el Eoceno Inferior y Medio en la parte occidental de Navarra corresponde al realizado por Ruiz de Gaona (1947) en la sierra de Urbasa. Este autor, además de proponer un hiato que abarca desde el Daniense hasta el Luteciense, diferencia tres unidades principales en base a su naturaleza litológica y a su contenido paleontológico: (i) Calizas de *Alveolinas*, cuya edad propuesta es “probable Luteciense inferior”; (ii) Caliza gris-blanca, atribuida al Luteciense medio y superior; y (iii) Calizas diversicolores superiores o Calizas de *Lithothamium*, asignadas al Auversense (equivalente del Bartoniense inferior).

Posteriormente, en un estudio más amplio que abarcó depósitos someros y profundos, Mangin (1959-60) reconoció también tres conjuntos estratigráficos cuyos límites no coinciden con los de Ruiz de Gaona. El primer conjunto corresponde al Cuisiense (término que utiliza como sinónimo del Ypresiense) y abarcaría el “Complejo calcáreo de *Alveolinas*” y, lateralmente, depósitos flysch. Mangin le atribuye un carácter transgresivo-regresivo y explica su frecuente ausencia en la Plataforma Noribérica mediante una discordancia creada durante la “fase de deformación post-Cuisiense”. El segundo conjunto, Luteciense, está representado por la “Caliza masiva” en las sierras y por las “Margas de Sollaondi” y las “Calizas de S. Bartolome” en la

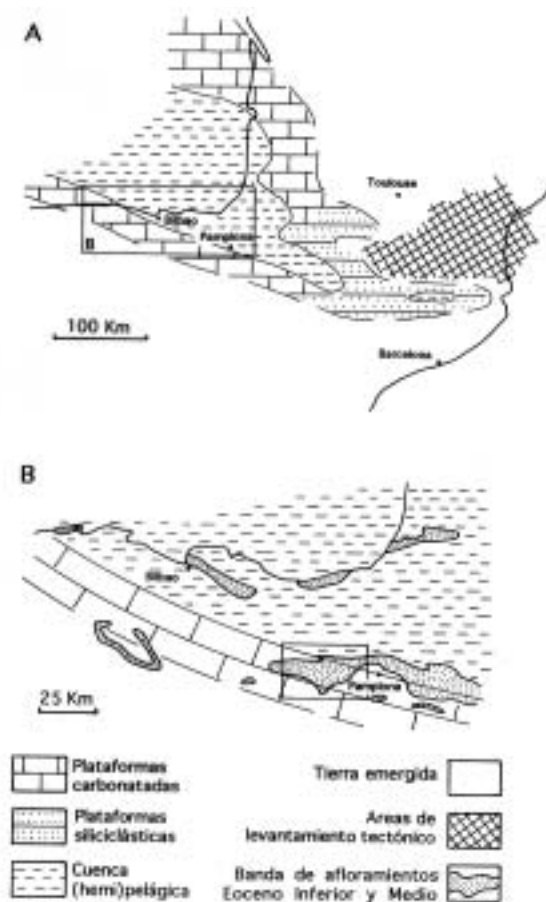


Fig. 1: (A) Reconstrucción paleogeográfica sintética del ámbito pirenaico durante el Eoceno. (B) Ampliación de la región pirenaica occidental, con indicación de la zona de estudio en el oeste de Navarra.

zona de la llanada de Pamplona, y es asimilado a una etapa transgresiva. El tercer conjunto, denominado Nivel de Transición y asignado al Luteciense, estaría compuesto por las “Calizas en plaquetas” y la “Alternancia de Sarasa”.

Durante la elaboración de las cartografías de la Serie Magna (IGME) se revisaron la posición espacial y estratigráfica de la discordancia “post-Cuisiense” señalada por Mangin. Su trazado hacia cuenca es aceptable a grandes rasgos. Por el contrario, su extensión hacia Plataforma Noribérica fue errónea, llegando a correlacionarse discordancias de edades dispares. Como resultado, dependiendo de la hoja considerada, la edad atribuida a la “discordancia” oscila entre la base del Cuisiense (Ypresiense medio) y el comienzo del Luteciense. En cualquier caso, esta superficie es tomada como base para la división de las sucesiones eocenas en dos unidades estratigráficas. También se retomaron otras ideas de Mangin e invocaron, por una parte, condiciones regresivas para el Eoceno Inferior, lo cual habría provocado el no depósito de materiales de esa edad en algunas zonas, y, por otro lado, una transgresión Luteciense que habría dado lugar a la homogeneización sedimentaria en todo el área.

Más recientemente, Froute (1988) retoma los datos cartográficos ya publicados y propone un esquema estratigráfico que en esencia coincide con

los preestablecidos: (i) propone una posición para la discordancia acorde con la señalada inicialmente por Mangin; (ii) asigna una edad de Luteciense inferior a los materiales más antiguos situados inmediatamente encima de la discordancia; (iii) al igual que Ruiz de Gaona, considera que en las sierras de Entzia, Urbasa y Andia no existiría Eoceno Inferior; y (iv) explica el incremento del hiato hacia el oeste, donde llega a encontrar materiales del Luteciense medio y superior directamente sobre el Paleoceno, en base al carácter transgresivo del Luteciense.

## NUEVA PROPUESTA DE DIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA PARA LAS CALIZAS EOCENAS DE NAVARRA

La elaboración de una cartografía detallada (Fig. 2), junto con un mejor conocimiento de la bioestratigrafía, han demostrado la existencia de cuatro discordancias principales entre los depósitos someros del Eoceno Inferior y Medio del oeste de Navarra (denominadas D1, D2, D3 y D4 a los efectos de este trabajo). Su caracterización permite establecer un nuevo esquema estratigráfico en el que se reconocen tres grandes Unidades (1, 2 y 3) delimitadas precisamente por las citadas discordancias (Fig. 3)

### Unidad 1:

Su base se corresponde con la superficie D1, cuyo carácter discordante se evidencia tan solo a escala cartográfica. A nivel de afloramiento su expresión varía en función de las secciones. En los perfiles de Urbasa-N y Etxauri, por ejemplo, se manifiesta como una superficie a favor de la cual se produce el paso de margas y margocalizas paleocenas de origen relativamente profundo a calizas someras con abundantes *Alveolinas* (Fig. 3). Dicha transición demuestra una brusca somerización, claramente indicativa de un desplazamiento de cinturones de facies hacia mar abierto. En el flanco septentrional de la sierra de Andia (Lizarraga) la discordancia D1 se manifiesta espectacularmente en forma de una superficie erosiva que registra excavaciones submarinas que profundizan más de 30 m en los materiales paleocenos y que se interpretan como las cabeceras de paleocañones formados por colapsos gravitacionales (Pujalte et al., 1993 y 1994). La discordancia D1 conlleva, por otra parte, hiatos de considerable amplitud que provocan la superposición de materiales del Eoceno sobre otros paleocenos de edad variable (Tanetiense inferior donde el hiato es mayor, en la parte nororiental de la sierra de Andia).

La composición litológica de la Unidad es variable, pero como facies principales incluye calcarenitas bioclásticas de tipo packstone y grainstone, ricas en *Alveolinas*, *Nummulites*, *Operculinas* y *Discocyclinas*, estratificadas en bancos gruesos y apiladas verticalmente según una sucesión somerizante (ver distribución ambiental de macroforaminíferos bentónicos paleógenos en Pujalte et al., 1994). Es destacable la presencia de niveles ricos en glauconita. Como característica común a casi todas las secciones estudiadas, aparece a la base de la Unidad un tramo de 2-10 m compuesto por calcarenitas arenosas muy rico en *Alveolinas* flosculinizadas. Los rasgos sedimentológicos y paleontológicos, así como consideraciones paleogeográficas regionales, permiten su atribución a un dominio sedimentario de plataforma carbonatada somera que evolucionaba de sur a norte desde medios internos a externos.

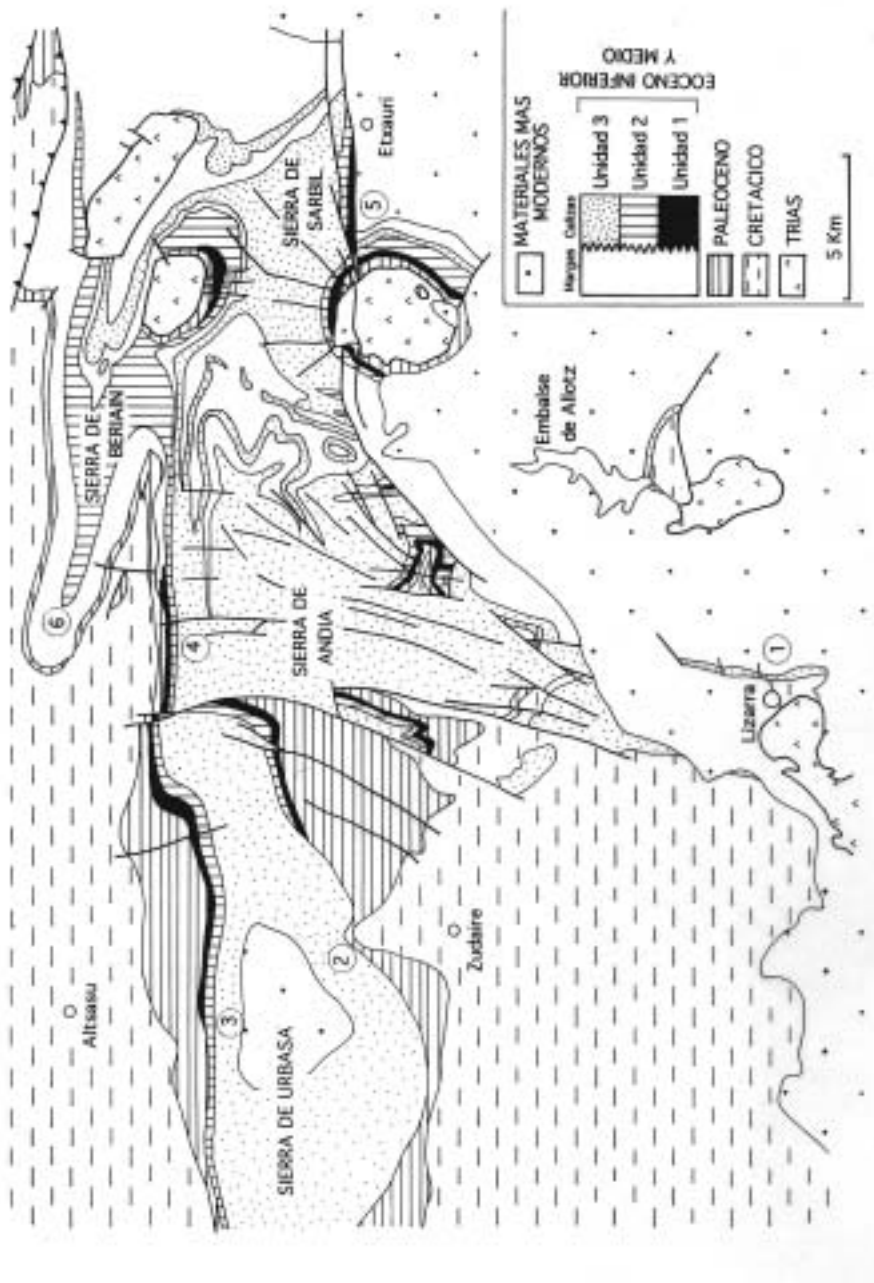


Fig. 2: Mapa geológico simplificado del área de estudio. Se señala la localización de las secciones estratigráficas principales, representadas en la figura 3.



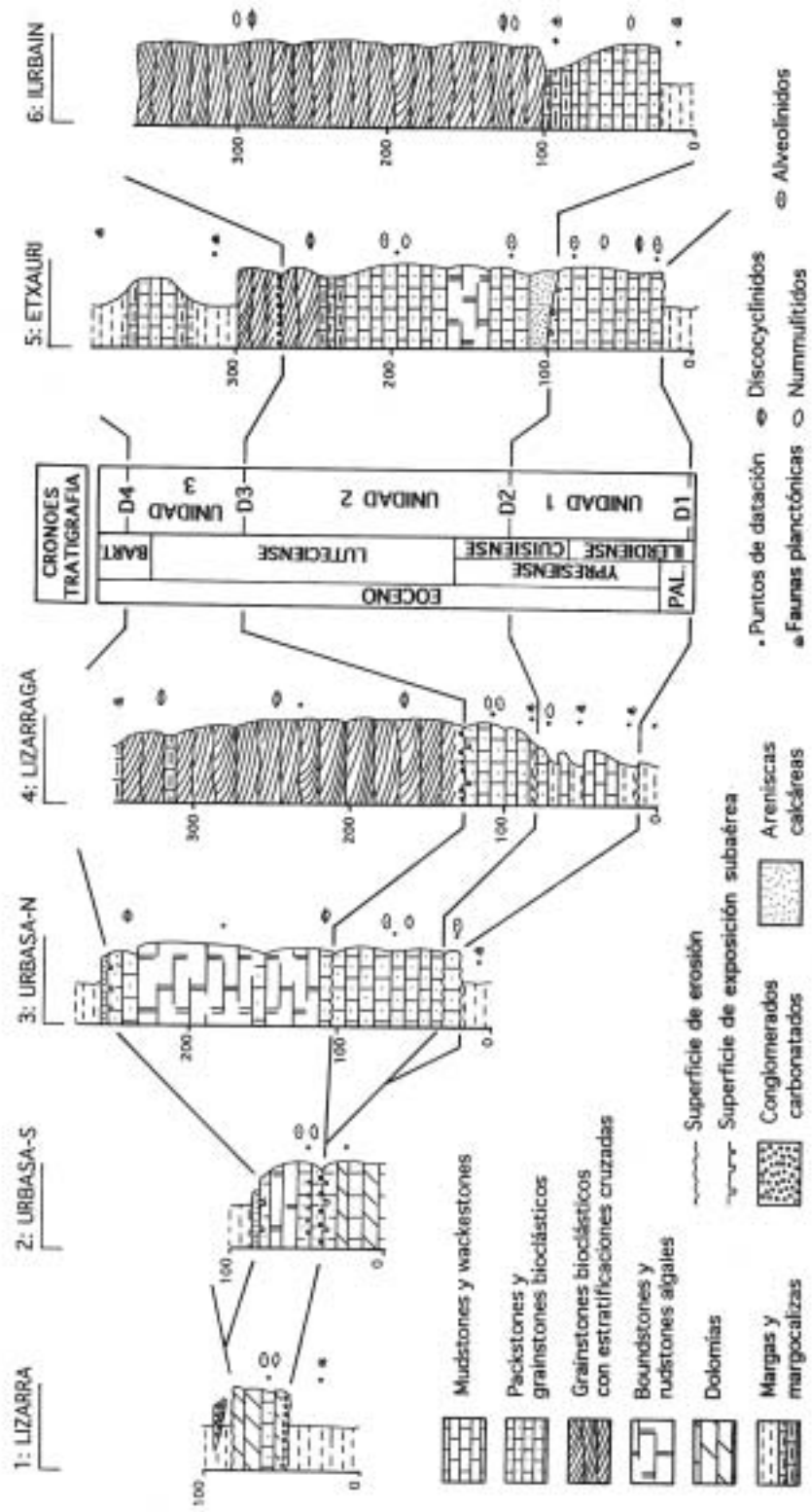


Fig. 3: Facies, estratigrafía y esquema de correlación de las secciones estratigráficas más importantes en el Eoceno carbonatado del oeste de Navarra. Situación en la figura 2.

La Unidad 1 desaparece por erosión entre los perfiles de Urbasa-N y Urbasa-S, en la parte más occidental del área de estudio (Figs. 2 y 3), aunque se vuelven a encontrar materiales equivalentes cerca del diapiro de Maeztu (sección de Korres; ver Pujalte et al., 1994) y en el sinclinal de Villarcayo (Pluchery, 1995), en las provincias de Araba y Burgos respectivamente. Hacia el norte y este la Unidad 1 pasa gradualmente a facies margosas, pudiendo observarse la transición en la sección de Lizarraga. El espesor de la Unidad 1 es variable en función, principalmente, de la mayor o menor erosión asociada a la discontinuidad que la limita a techo. Así, habitualmente su espesor no supera los 40 m, pero en el corte de Etxauri pueden medirse hasta cerca de 80 m.

Los datos de edad obtenidos en estas calizas (ver apéndice) permiten atribuir las calizas de la Unidad 1 al intervalo temporal comprendido entre el Ilerdiense inferior alto (biozonas de *Alveolina ellipsoidalis* de Hottinger, 1960, y *Nummulites fraasi* de Schaub, 1981) y el Cuisiense *sensu lato*. Su correlación cartográfica con margas depositadas en ambientes más profundos (base de la sierra de Beriain) ofrece una precisión bioestratigráfica mayor, limitando la Unidad entre el Tanetiense más alto (parte alta de la biozona *Morozovella velascoensis* de Orue-etxebarria et al., 1984) y el Ypresiense medio (final de la biozona *M. aragonensis*) (Pujalte et al., 1994).

#### Unidad 2:

Su límite inferior (D2) (Fig. 3) presenta, habitualmente, características de discordancia angular que trunca a los materiales infrayacentes, lo cual implica una influencia de la tectónica en su formación. Además, conlleva implícitamente importantes fenómenos erosivos que se amortiguan hacia el este. Como resultado, la Unidad 2 se apoya hacia el este sobre materiales progresivamente más modernos. En la sierra de Sarbil (Etxauri) se han observado algunas estructuras microscópicas especiales en los materiales infrayacentes, tales como porosidad por disolución selectiva de conchas de aragonito, parches irregulares de microesparita neomórfica y cementos calcíticos circungranulares de tipo equant. Dichos rasgos, según Longman (1980), son atribuibles a diagénesis temprana meteórica y sugieren la exposición subaérea de los materiales infrayacentes a la D2.

La Unidad 2 está constituida mayoritariamente por calcarenitas bioclásticas variadas (packstones y grainstones), frecuentemente de grano grueso, con abundantes macroforaminíferos bentónicos (alveolínidos, sorítidos, nummulítidos y discocyclínidos entre otros). En la sección Urbasa-N consta de grainstones de grano fino-medio compuestos principalmente por partículas peloidales (algunas de claro origen algal) muy redondeadas y con una buena selección por tamaños, señalando condiciones energéticas. La presencia entremezclada de *Alveolinas*, miliólidos, *Fabiania* y *Orbitolites*, organismos de subambientes diferentes, indica un medio de plataforma interna con retrabajamiento y acumulación sedimentaria por corrientes tractivas. Este tipo de facies ha sido considerado en otras zonas como propio de playas submareales (Eichenseer & Luterbacher, 1992), registrando, por lo tanto, una considerable somerización de facies respecto a los depósitos infrayacentes de la Unidad 1. Localmente (sección de Etxauri) aparecen también calizas de tipo boundstone compuestas principalmente por algas rojas incrustantes. Las

dos facies hasta ahora descritas presentan, generalmente, un aspecto externo masivo o de estratificación difusa. No obstante, en la parte superior de la sección de Etxauri y en la mayor parte de la sierra de Beriain la Unidad 2 consta de grainstones con *Discocyclinas* de tipo A imbricadas y fragmentos de algas rojas articuladas y de briozoos, presentando grandes estratificaciones cruzadas que confieren a esta Unidad un aspecto finamente tableado. Se interpretan en conjunto como materiales depositados en un dominio de plataforma carbonatada somera de alta energía.

En la sierra de Sarbil (Etxauri), los primeros depósitos de la Unidad 2 son areniscas calcáreas que aparecen confinadas a las irregularidades erosivas asociadas a la creación de la discordancia D2. En la base muestran un aspecto más o menos masivo, con superficies de estratificación discontinuas e irregulares. En su composición predominan las partículas de cuarzo, a veces policristalino, de tamaño de grano medio-grueso y variados macroforaminíferos fragmentados. Hacia techo se encuentran calcarenitas arenosas, siendo la estratificación más regular y aparecido una amplia gama de estructuras tractivas, tales como laminación paralela, laminación cruzada bimodal y estratificación cruzada sigmoidal del tipo IVB de Allen (1980). Abundan los macroforaminíferos bentónicos enteros (principalmente miliólidos) y las partículas peloidales, siendo el tamaño de los granos de cuarzo más fino. Las características sedimentológicas y geométricas de estas areniscas apoyan su asignación a un ambiente deposicional marino somero energético con confinamiento lateral, produciéndose la canalización de corrientes, de probable origen mareal, a través de surcos elongados. Por ello se considera aquí que su depósito tuvo lugar en un medio estuarino. Esta interpretación viene apoyada paleogeográficamente por la aparición exclusiva de las areniscas en las áreas más internas de la plataforma carbonatada contemporánea.

La Unidad 2 se adelgaza hacia el oeste y eventualmente llega a desaparecer como unidad calcárea; sin embargo, y al menos en su parte basal, pasa gradualmente en la lateral a depósitos continentales y transicionales (conglomerados y lutitas rojas) preservados en la provincia de Araba (área de Legaire, sierra de Entzia). En la sierra de Beriain las calizas pasan de forma gradual a margas y margocalizas. Todo ello motiva una alta variabilidad de espesores de la Unidad 2. Generalmente no se encuentran más de 50-70 m, pero existen excepciones, como en la sección de Etxauri, donde su potencia es de 160 m y aumenta considerablemente hacia el norte, alcanzando en la sierra de Beriain los 350 m, si bien allí aparece intercalada con depósitos margosos.

Respecto a la edad de estos materiales, los datos obtenidos sitúan su base en el Ypresiense superior (biozona de *M. caucásica*). Mediante macroforaminíferos bentónicos se ha llegado a determinar un Cuisiense medio (biozona *A. dainellii*) y un Luteciense inferior (biozona *N. laevigatus*). Los materiales más modernos no han podido ser datados con precisión en este trabajo. Sin embargo, la presencia de *N. millecaput* en la Unidad suprayacente evidencia su extensión, como máximo, hasta el Luteciense medio (biozona *N. sordensis*). Asimismo, consideraciones regionales motivan su delimitación superior en la parte alta de la biozona *Globigerinatheka subconglobata* (Pujalte et al., 1994).



**Unidad 3:**

Su límite inferior corresponde a la tercera gran discordancia eocena (D3), observable a nivel cartográfico y, a veces, a escala de afloramiento. Provoca la truncación erosiva de los materiales infrayacentes y sobre ella se produce un solapamiento de los suprayacentes (Fig. 2), de modo que conlleva grandes hiatos asociados cuya máxima expresión se halla en la zona de Lizarra, donde recorta a materiales albienses. En el flanco meridional de Urbasa la Unidad 3 se apoya directamente sobre calizas y dolomías del Paleoceno en los que existe una intercalación calcarenítica muy irregular subparalela a la estratificación paleocena (Fig. 4). Se encuentra horizontalmente laminada y presenta fauna marina del Luteciense (*Fabiania* sp.), lo cual evidencia su percolación a través de cavidades creadas con anterioridad. A pesar de que el relleno es marino, la morfología de la cavidad sugiere un origen por disolución mete-

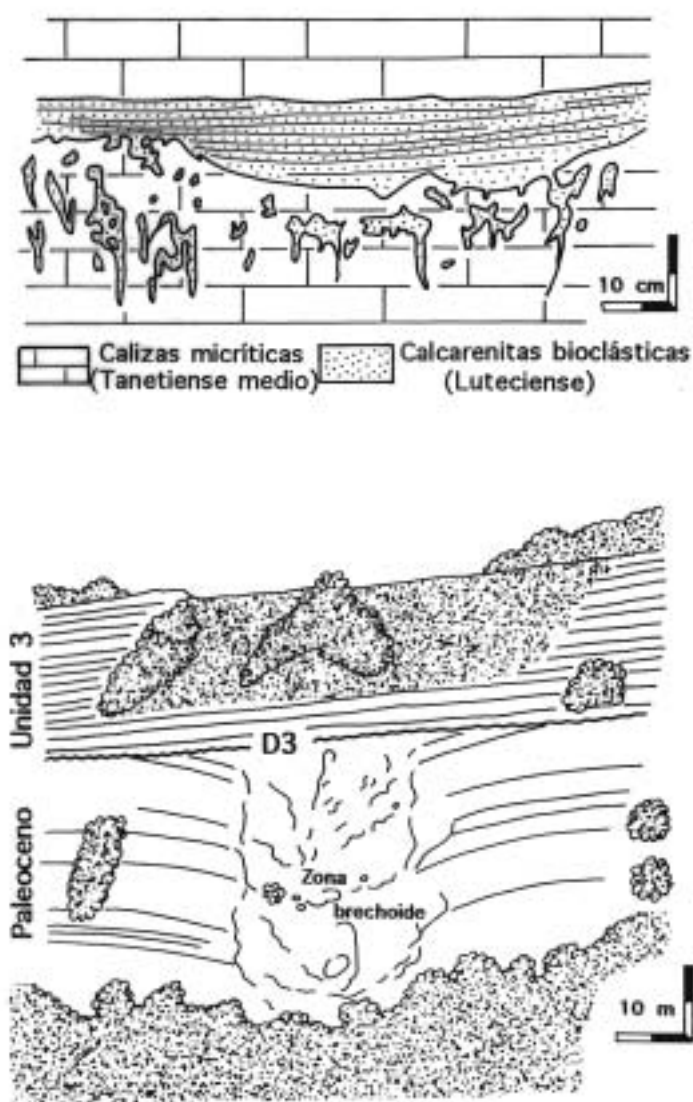


Fig. 4: Rellenos (arriba) y colapsos (abajo) de paleocavidades kársticas asociadas a la discordancia D3 en el sur de Urbasa. Explicación en el texto.

órica (Longman, 1980). Probablemente también asociados a esos procesos de disolución, existen en los materiales paleocenos zonas subverticales de más de 40 m de altura y 25-30 m de anchura, constituidos por amasijos de clastos angulosos heterométricos de composición idéntica a la de la roca encajante y en cuyos márgenes los estratos se hunden hacia abajo para desaparecer hacia su interior. Se considera que su génesis se debió al colapso de grandes cavidades de disolución creadas al mismo tiempo que la oquedad más pequeña ya descrita. Todo ello hace suponer la existencia de un paleosistema kárstico bien desarrollado e implica un tiempo prolongado de exposición subaérea. Como rasgo más común, en algunas secciones estudiadas (Lizarraga, Urbasa-S, Lizarraga y Etxauri) existe un conglomerado de retrabajamiento asociado a la discordancia D3.

La Unidad 3 posee una notable variabilidad composicional y textural que obliga a una descripción litológica más pormenorizada que en las Unidades precedentes. Además, debe señalarse que puntualmente puede encontrarse afectada por procesos diagenéticos de dolomitización (p. ej., en la depresión de Lizarraga), en cuyo caso su utilidad en análisis e interpretaciones sedimentológicas y paleoambientales se ve considerablemente mermada. En la parte occidental y meridional de la sierra de Urbasa aparecen packstones y grainstones arenosos donde predominan las partículas peloidales, *Alveolinas*, *Orbitolites* y fragmentos de algas y de *Nummulites*, indicando un medio de plataforma interna abierta, no restringida. En el flanco septentrional de la sierra de Urbasa la Unidad se caracteriza por la abundancia de algas rojas incrustantes, a veces con morfologías rodolíticas, pudiendo clasificarse sus facies como rudstones y boundstones. Presentan un aspecto externo bastante masivo, si bien existen marcadas superficies de estratificación internas. Dadas las características de sus componentes y el bajo grado de restricción que estos cuerpos supusieron para la plataforma interna (facies calcareníticas del oeste y sur de Urbasa), se considera que probablemente corresponden a construcciones de bajo relieve, tales como biostromos o suaves biohermos. Aparecen también intervalos de composición más calcarenítica estratificados en bancos métricos, con fragmentos de algas y abundantes bivalvos pectínicos. La combinación de rodolitos y moluscos señala medios someros (<50 m, Boreen et al., 1993). En conjunto, estas asociaciones de facies son indicativas de la zona media de plataformas carbonatadas sometidas a alta energía. Finalmente, en la sierra de Andía las facies más características de la Unidad son las calcarenitas bioclásticas con grandes sets de estratificaciones cruzadas. Estas estructuras motivaron la consideración de las calcarenitas como propias de plataforma interna energética (León et al., 1971) con influencia de corrientes mareales (Froute, 1988). Sin embargo, como aloquímicos principales abundan los discocyclínidos de tipo A y los fragmentos de algas rojas articuladas y de briozoos; en menor medida también pueden hallarse *Fabianias*, *Sphaerogypsínidos* y microforaminíferos bentónicos y planctónicos. Estas asociaciones faunísticas (representativas de ambientes de plataforma externa), su transición a margas profundas en el este de Andía y su posición paleogeográfica sugieren medios más distales que los indicados por los autores arriba citados. En efecto, se ha observado que las calcarenitas constituyen ciclos de composición y organización similar a los documentados en el Terciario de Australia (Boreen & James, 1995), donde han sido ligados a

fenómenos semicontinuos de tormentas que actúan sobre fondos de plataformas carbonatadas de aguas templadas en profundidades de 50-130 m.

El techo de la Unidad 3 (discordancia D4) se ha preservado únicamente en la sierra de Urbasa, donde sus calizas son recortadas por una superficie plana muy neta. Sobre ella yacen unas primeras areniscas seguidas por margas grises con yesos, probablemente del Eoceno Superior (¿Margas de Ilundain de Mangin, 1959-60 y/o Formación Gendulain de Puigdefábregas, 1975?). De este modo, esta superficie marca el fin del desarrollo de plataformas carbonatadas en Navarra. Además, en la parte superior de las calizas aparecen brechas heterométricas con clastos de caliza y cuarzo embutidos en una matriz calcarenítica arenosa; su asociación a bolsadas irregulares de areniscas similares a las suprayacentes sugiere procesos de disolución subaérea, creación de cavidades (karstificación) y relleno posterior, confiriendo un verdadero carácter de discontinuidad estratigráfica a esta superficie.

Procesos recientes de erosión no permiten conocer la extensión total de la Unidad 3 hacia el sur y el oeste. Hacia el norte y este se observa que las calizas de la Unidad 3 pasan gradualmente a depósitos margosos. Su espesor depende de la sección considerada, siendo mayor en las zonas nororientales (área de margen de plataforma) y disminuyendo hacia el SW (plataforma interna). Por otra parte, debido a que la parte superior casi nunca está preservada, resulta difícil una estimación de espesores. En la sección de Urbasa N se han medido 130 m, pero la sucesión está incompleta por su base; por su parte, en la sección de Lizarraga, más externa, son 220 m pero faltan tanto los materiales más antiguos como los más modernos de la Unidad.

En este trabajo no se ha podido precisar la edad de estas calizas en base a macroforaminíferos bentónicos, habiéndose determinado únicamente su pertenencia al Luteciense *sensu lato*. No obstante, las citas previas permiten su atribución al Luteciense medio-Bartoniense inferior (biozonas de *N. sordensis-A. prorrecta*, *N. herbi* y *N. perforatus-A. elongata*). Esta datación queda confirmada en la parte este de la sierra de Andia, donde, a lo largo de toda la Unidad y en base a foraminíferos planctónicos, se han reconocido asociaciones de la biozona *M. lehneri*.

#### DISCUSIÓN: SIGNIFICADO EVOLUTIVO DE LAS UNIDADES 1, 2 Y 3

Cuando en el dominio de plataforma las sucesiones de la Unidad 1 se encuentran completas o alcanzan un desarrollo suficientemente representativo, sus tendencias sedimentarias siempre registran una somerización de facies. La correlación cartográfica y bioestratigráfica de las distintas secciones revela que estas tendencias sedimentarias responden a la paulatina ampliación del área de producción carbonatada a lo largo del Ypresiense Inferior y medio, lo cual condujo a la expansión de los sistemas deposicionales de aguas someras. Como resultado más destacable cabe señalar la suave progradación de las plataformas desarrolladas durante este período (Fig. 5).

Es sabido que en sistemas siliciclásticos los avances y retrocesos de los distintos ambientes deposicionales conllevan retiradas e inundaciones marinas; sin embargo, en sistemas carbonatados, al depender su desarrollo del

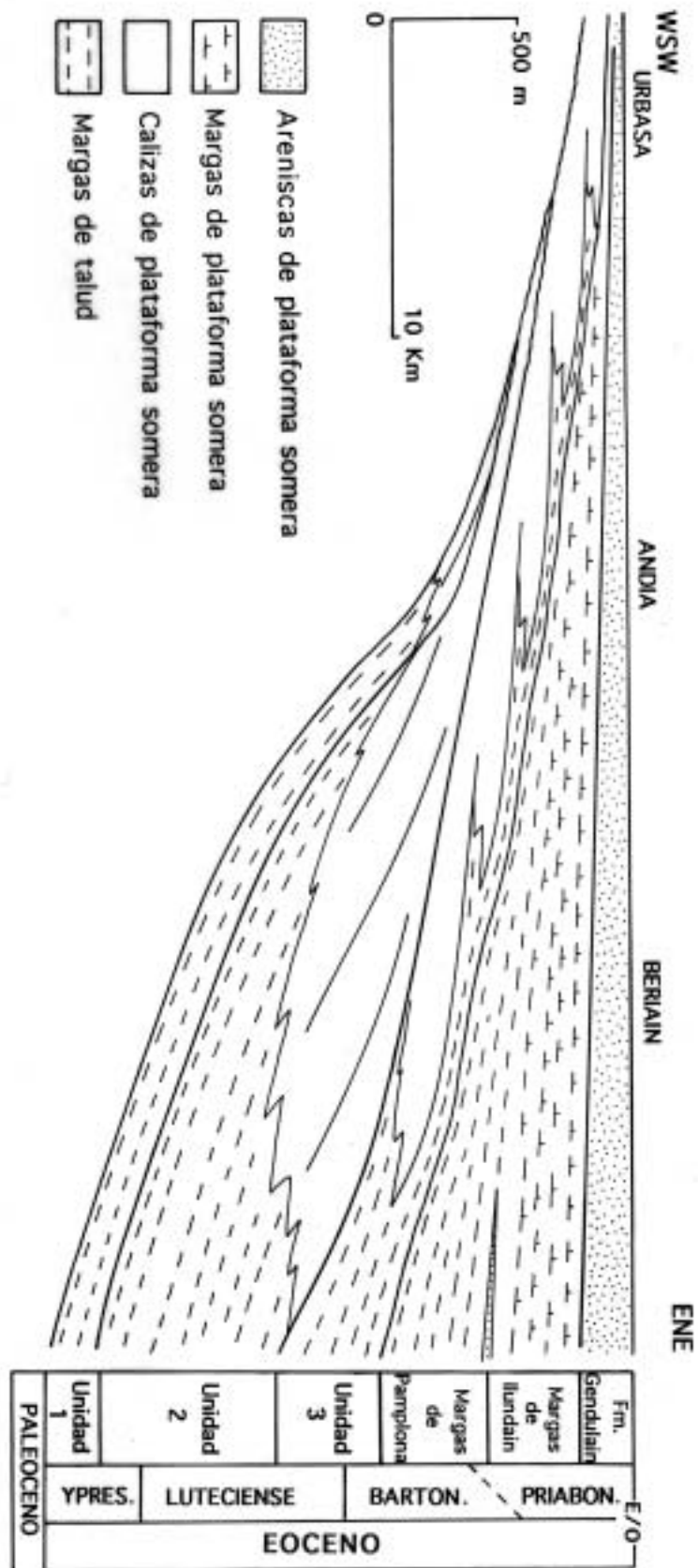


Fig. 5: Arquitectura deposicional del Eoceno del oeste de Navarra según el datum del límite Eoceno/Oligoceno. Se muestra, asimismo, una propuesta para su división en unidades estratigráficas (parte superior de la sucesión según Mangin, 1959-60, y Puigdefábregas, 1975).

crecimiento de seres vivos, las migraciones de los cinturones de facies pueden ser independientes de la posición de la línea de costa (Jacquin et al., 1991). En nuestro caso, las distintas etapas de erosión posteriores han eliminado los puntos de transición tierra-mar del Eoceno inferior, por lo que actualmente no es posible determinar si durante la suave progradación registrada por las plataformas de la Unidad 1 la línea de solapamiento costero avanzó hacia tierra, se retrajo hacia el mar o si se mantuvo estacionaria. En cualquier caso, se ha observado que a lo largo del resto del Paleógeno marino del oeste de Navarra el margen de la plataforma y la línea de costa muestran una evolución emparejada (Pujalte et al., 1994), lo cual permite considerar cierto paralelismo en las variaciones de ambos puntos. Por ello, se ha supuesto que la tendencia sedimentaria conjunta de la Unidad 1, la migración hacia mar abierto de los cinturones de facies, el avance del margen de plataforma y, en suma, la progradación de los sistemas deposicionales son indicativos de unas *condiciones moderadamente regresivas para el Ypresiense inferior y medio*.

El comienzo de la Unidad 2 registra en áreas de plataforma interna un episodio regresivo evidenciado por (i) la aparición de rasgos de exposición subaérea asociados a su base, y (ii) la posterior implantación de medios continentales y transicionales (conglomerados y lutitas rojas de la sierra de Entzia y areniscas estuarinas en Etxauri) donde previamente habían existido sistemas marinos carbonatados de aguas someras.

A grandes rasgos, la evolución global de la Unidad 2 puede reconocerse mediante el análisis integrado de diversas secciones estratigráficas. En distintos puntos de los dominios de plataforma se observa una somerización generalizada de facies que parecen sugerir la progradación de las sucesivas plataformas del Ypresiense superior-Luteciense medio. Efectivamente, cuando ha sido posible delimitar la posición del margen de plataforma a lo largo de este período (puesto de manifiesto por la transición entre las calizas de la Unidad 2 y los depósitos margosos de talud equivalentes; Fig. 5), éste aparece en puntos sucesivamente más distales. De este modo queda registrada una disposición progradante de la plataforma que provocó el avance en más de 10 Km de la zona de fábrica carbonatada somera (Pujalte et al., 1994).

La consideración conjunta de todos estos argumentos permite deducir que las condiciones regresivas aducidas para la creación de la discordancia D2 y para la acumulación de los primeros depósitos de la Unidad 2 perduraron hasta el Luteciense medio. Así, se considera que la clara progradación de los sistemas someros de plataforma carbonatada de la Unidad 2 estuvo controlada por una retirada generalizada, si bien escalonada, del mar, por lo que se postulan *condiciones fuertemente regresivas para el Ypresiense superior-Luteciense medio* (Pujalte et al., 1994).

Por último, la aparición generalizada en áreas de plataforma de depósitos marinos de la Unidad 3 sobre una superficie con rasgos de emersión (discordancia D3) es claramente indicativa de condiciones transgresivas. Debe determinarse, sin embargo, si este carácter responde a un único pulso de inundación marina que afectó simultáneamente a toda la plataforma o si registra una evolución más pausada pero temporalmente prolongada.

Las sucesiones someras de esta Unidad constituyen secuencias positivas en las que, a grandes rasgos, en la vertical se pasa paulatinamente de calizas a



margas, evidenciando una profundización generalizada de facies. La cartografía de la transición lateral entre ambas litologías (Fig. 2) revela la existencia de diversas cuñas que se interdigitan entre sí, lo cual permite el reconocimiento de diferentes plataformas en la Unidad 3. Se ha podido constatar que el margen de las sucesivas plataformas se encuentra localizado en posiciones progresivamente más occidentales, configurando una disposición retrogradante que explica las tendencias verticales profundizantes observadas en secciones aisladas. Asimismo, el trazado cartográfico de estas plataformas hacia regiones más internas evidencia una geometría conjunta en cuña que solapa sobre la superficie de la discordancia D3 (Fig. 5), de forma que las más antiguas se restringen a una porción limitada del dominio de aguas someras (la zona más distal), mientras que las más modernas constituyen unidades sucesivamente más extensas que se expanden hacia zonas internas. Como consecuencia, la discordancia señalada conlleva un hiato por no depósito que aumenta hacia el interior de la plataforma.

El carácter expansivo de las plataformas de la Unidad 3 puede explicarse tan solo mediante la consideración de un continuo ascenso relativo del nivel del mar, ocasionalmente interrumpido por pulsos de estabilización o descensos menores que dieron como resultado la diferenciación de las distintas plataformas. Por lo tanto, se concluye que *el Luteciense medio-Bartoniense inferior estuvo dominado por condiciones generales transgresivas*.

## CONCLUSIONES

Las tres Unidades estratigráficas diferenciadas en el Eoceno carbonatado del oeste de Navarra constituyen el registro de otras tantas etapas de evolución en la historia de la Cuenca: (1) durante el Ypresiense inferior y medio las plataformas carbonatadas experimentaron una suave progradación que se ha atribuido a condiciones moderadamente regresivas; (2) en el Ypresiense superior-Luteciense medio la progradación se acentuó en respuesta al incremento en la tasa de descenso relativo del nivel del mar; finalmente (3) esta tendencia se vio invertida durante el Luteciense medio-Bartoniense inferior, cuando la zona de producción carbonatada se retrajo hacia áreas internas debido a una transgresión generalizada.

La comparación de las Unidades aquí definidas y las previamente establecidas por diversos autores revela notables discrepancias que, por una parte, evidencian la dificultad para la división del Eoceno en unidades estratigráficas reconocibles en toda la zona, y que, por otro lado, han provocado análisis e interpretaciones de evolución paleogeográfica confrontadas. Hay que destacar que, a nuestro parecer, de aquellos ensayos de determinación litoestratigráfica en el Eoceno Inferior y Medio del oeste de Navarra, el más acertado fue el primero realizado (Ruiz de Gaona, 1947). En él, basándose prácticamente en una sola sección y sin conocimientos cartográficos de áreas circundantes, este autor estableció unas unidades que, a pesar de atribuirles edades incorrectas y no identificar sus discordancias limitantes, coinciden plenamente con las aquí propuestas. Por ello, se quiere dejar constancia del trabajo realizado por este eminente paleontólogo en otras áreas de la geología y reivindicar su valía también como estratígrafo.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Humberto Astibia el ofrecimiento realizado para participar en este volumen. Las investigaciones han sido subvencionadas por los proyectos UPV-121.310-EB233/93 y DGICYT PB92-0457 y se incluyen en una Tesis de Doctorado (A.P.) promovida por el Gobierno Vasco a través de sus becas F.P.I.

APÉNDICE: DATOS BIOESTRATIGRÁFICOS

**1: Sección de Lizarra**

0-63 m: Asociaciones de microforaminíferos planctónicos y bentónicos (IGME, hoja 140). Edad: Cretácico Inferior, Albiense superior.

63-98 m: *N. perforatus* (Ruiz de Gaona, 1952). Edad: Bartonense inferior, biozona de *N. perforatus*.

**2: Sección de Urbasa-S**

0-38 m: *Fallotela alavensis*. Edad: Paleoceno, Tanetiense medio, biozona de *A. (G.) primaeva*.

38-76 m: *Fabiania* sp., *N. gr. perforatus*, *Eorupertia* sp., *Alveolinas* fuseladas con celdillas adicionales; además, *N. aturicus* (Mangin, 1959-60). Edad: Luteciense superior, biozona de *N. herbi*.

**3: Sección de Urbasa-N**

0-18 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Paleoceno, Tanetiense superior, biozona de *M. velascoensis*.

18-28 m: *A. pasticillata*, *N. globulus*, *A. (G.) lepidula*, *O. gracilis*; además, *A. subpyrenaica*, *N. aturicus* (Ruiz de Gaona, 1947). Edad: Ypresiense inferior (Ilerdiense inferior y medio), biozonas de *A. ellipsoidalis-N. fraasi*, *A. moussoulensis-N. robustiformis* y *A. corbarica-N. exilis*.

28-103 m: *Fabiania* sp., *Alveolinas* fuseladas con celdillas adicionales; además, *N. laevigatus* y *Discocyclina archiaci* (Ruiz de Gaona, 1947) y *A. gigantea*, *A. cf. stipes*, *A. cf. tenuis* (IGME, hoja 114). Edad: Luteciense inferior, biozona de *N. laevigatus-A. stipes*.

103-242 m: *N. perforatus*, *N. aturicus* y *N. brongniarti* (Ruiz de Gaona, 1947); además, *N. millecaput*, *D. discus* y *A. elongata* (Mangin, 1959-60). Edad: Luteciense superior-Bartonense inferior, biozonas de *N. sordensis*, *N. herbi* y *N. perforatus-A. elongata*.

**4: Sección de Lizarraga**

0-10 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Paleoceno, Tanetiense superior, biozona de *M. velascoensis*.

10-24 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Ypresiense inferior, biozonas de *M. subbotinae* y *M. lensiformis*.

45-56 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Ypresiense inferior-medio, biozonas de *M. lensiformis* y *M. formosa*.

63-70 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Ypresiense medio, biozona de *M. formosa*.

75 m: *Nummulites* y *Alveolinas* ilerdienses no determinables a nivel específico.

77-84 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Ypresiense superior, biozona de *M. caucásica*.

98 m: *A. decastroi*. Edad: Cuisiense medio, biozona de *A. dainellii*.

84-122 m: *A. stipes* y *A. frumentiformis* (IGME, hoja 114). Edad: Luteciense inferior, biozona de *A. stipes*.

122-343 m: *Fabiania* sp., *Eorupertia* sp.; además, *N. aturicus*, *A. cf. prorrecta* y *A. elongata* (IGME, hoja 114). Lateralmente se han reconocido asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Luteciense medio-Bartoniense inferior, biozonas de *A. prorrecta*, *N. herbi*, *A. elongata* y *M. lehneri*.

#### 5: Sección de Etxauri

21-28 m: *Alveolinas* flosculinizadas del Ilerdiense inferior-medio no determinables a nivel específico.

77-100 m: *Alveolina* sp. flosculinizada, *Cuvillerina* sp., *Opertorbitolites* sp. de un Cuisiense indeterminado.

119 m: *Alveolina* sp. flosculinizada, *Cuvillerina* sp., *Opertorbitolites* sp. del Cuisiense medio (biozona de *A. dainellii*).

175 m: *N. obesus*, *Neorotalia alicantina*, *Alveolinas* fuseladas con celdillas adicionales. Edad: Luteciense inferior, biozona de *N. laevigatus*.

297-380 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Luteciense medio-Bartoniense inferior, biozona de *M. lehneri*.

#### 6: Sección de Iurbain

0-56 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Ypresiense superior, biozona de *Eoglobigerina frontosa*.

73-100 m: Asociaciones de foraminíferos planctónicos. Edad: Luteciense inferior, biozona de *Truncorotaloides praetopilensis*.

## REFERENCIAS

- ALLEN, J.R.L. (1980). Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedim. Geol.*, 26, 281-328.
- BARNOLAS, A., SAMSO, J.M., TEIXELL, A., TOSQUELLA, J. & ZAMORANO, M. (1991). Evolución sedimentaria entre la Cuenca Graus-Tremp y la Cuenca de Jaca-Pamplona. I Congr. Grupo Español del Terciario, Vic, Libro-guía excursión 1, 123 pp.
- BOREEN, T.D. & JAMES, N.P. (1995). Stratigraphic sedimentology of Tertiary cool-water limestones, SE Australia. *Jour. Sedim. Research*, B65 (1), 142-159.
- BOREEN, T.D., JAMES, N.P., WILSON, C. & HEGGIE, D.T. (1993). Surficial sediments of the Australian Orway margin: a cool-water carbonate shelf. *Marine Geol.*, 112, 35-56.
- EICHENSEER, H. & LUTERBACHER, H. (1992). The marine Paleogene of the Tremp region (NE Spain) - Depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors. *Facies*, 27, 119-152.
- FERRER, J., CALVEZ, Y., LUTERBACHER, H.P. & PREMOLI SILVA, I. (1973). Contribution à l'étude des foraminifères de la région de Tremp (Catalogne). *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.*, XXIX, 1-107.
- FROUTE, J.Y. (1988). Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Crétacé supérieur à Miocène des bassins Navarro-Alavais (Espagne du nord). Tesis Univ. Pau, 231 pp.
- HOTTINGER, L. (1960). Recherches sur les Alveolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Suisses Paléont.*, 104-106, 236 pp.
- IGME, Mapas geológicos nacionales, hojas 114 de Alsasua (1987), 140 de Estella (1987) y 141 de Pamplona (1978).
- JACQUIN, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., RAVENNE, C. & VAIL, P.R. (1991). Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. *Marine Geol.*, 8, 122-139.
- LEON, L., PUIGDEFABREGAS, C. & RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971). Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la sierra de Andia. *Acta Geol. Hispánica*, VI (2), 36-41.
- LONGMAN, M.W. (1980). Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *A.A.P.G. Bull.*, 64(4), 461-487.
- LUTERBACHER, H.P. (1969). Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Ager (Pyrénées méridionales). *Bu. Rech. Géol. Min.*, 69, 225-232.
- MANGIN, J. Ph. (1959-60). Le nummulitique sud-Pyreneen a l'ouest de l'Aragon. *Pirineos*, 51-58, 656 pp.

- ORUE-ETXEBARRIA, X., LAMOLDA, M.A. & APELLANIZ, E. (1984). Bioestratigrafía del Eoceno vizcaino por medio de los foraminíferos planctónicos. *Rev. Esp. Micropaleont.*, 16, 241-263.
- PLUCHERY, E. (1995). Cycles de dépôts du continent à l'océan. Les séries d'âge Maastrichtien supérieur à Éocène moyen de la marge basco-cantabrique et de son arrière pays ibérique (Espagne du Nord). Tesis Univ. Dijon, 324 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975). La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.
- PUJALTE, V., BACETA, J.I., PAYROS, A. & ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993). Late Cretaceous-Middle Eocene sequence stratigraphy and facies of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain). Field-seminar guide-book Shell Internationale Petroleum Maatschappij, 113 pp.
- PUJALTE, V., BACETA, J.I., PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. & SERRA-KIEL, J. (1994). Late Maastrichtian-Middle Eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees. Field-seminar GEP and IGCP 286, 118 pp.
- RUIZ DE GAONA, M. (1947). Sobre el Eoceno de Urbasa a lo largo de la carretera provincial de Olazagutia a Estella. *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, 5, 179-207.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952). Notas y datos para la geología de Navarra. CSIC, I Congr. Internac. del Pirineo del Inst. de Est. Pirenaicos; *Geología*-6, 65, 10 pp.
- SCHAUB, H. (1981). Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses Paléont.*, 104-106, 236 pp.

## RESUMEN

En este trabajo se revisa la estratigrafía de las calizas eocenas del oeste de Navarra (sierras de Entzia, Urbasa, Andia, Beriain-Satruestegi y Sarbil). Se ha determinado que estas calizas se depositaron desde el Ypresiense inferior hasta el Bartonense inferior y se ha constatado la existencia de cuatro discordancias principales. A partir de las mismas se propone una nueva división de esta sucesión carbonatada en tres conjuntos estratigráficos (Unidades 1, 2 y 3) de significado cronoestratigráfico, genético y evolutivo bien establecido.

## LABURPENA

Lan honetan Nafarroako mendebaldeko mendizerratan (Entzia, Urbasa, Andia, Beriain-Satruestegi eta Sarbil) azaleratzen diren Eozenoko karearren estratigrafia aztertu da. Karearri hauek Ypresiar goiztiarraren eta Bartoniar goiztiarraren artean metatu ziren eta beraietan lau diskordantzia nagusi aurkitu dira. Diskordantzia hauen arabera, karbonatozko suzesioa hiru multzo estratigrafikotan banatu da (1, 2 eta 3 Unitateak), beraien esanahi kronoestratigrafikoa, genetikoa eta ebolutiboa finkatu direlarik.

## ABSTRACT

This paper revises the stratigraphy of the eocene limestones of the west part of Navarra (Entzia, Urbasa, Andia, Beriain, Satrustegi and Sarbil ridges). It has been demonstrated that these limestones were deposited between the early Ypresian and the early Bartonian, and it has been found the presence of four main unconformities. Based on these unconformities, a new scheme is proposed, in which the succession is divided in three stratigraphic packages (Units 1, 2, and 3), each with a well defined chronostratigraphic, genetic and evolutive meaning.