

# MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984

## SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación .....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FREŠNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151



# MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984



## SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Eida-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación.....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FRESNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS  
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

# **MEDITERRANEA**

**SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS**

**Junio 1984**

**ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE**

Redacción: C. Auernheimer, J. A. Pina, A. Estevez

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.N.N. 0212—4300

Depósito Legal: A - 678 - 1984

Composición e Impresión:

Cooperativa Industrial Obrera de Artes Gráficas GUTENBERG  
Río Turia, 11 - Teléfonos 28 34 36 y 28 69 99  
03006 ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1015

Apartado 99 — ALICANTE

# **EL MIOCENO MEDIO DE ELDA-PETREL (ALICANTE)**

## **III. MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN**

Carlos Auernheimer<sup>1</sup>

### **RESUMEN**

La petrología y geoquímica de seis series carbonatadas del Mioceno medio de la provincia de Alicante y Albacete, han sido expuestas en dos trabajos anteriores. En éste se presentan los medios de sedimentación y su relación con las variables petrográficas y geoquímicas.

### **ABSTRACT**

The petrology and geochemistry of six carbonate series from the Middle Miocene period in the provinces of Alicante and Albacete have been presented in two previous articles. In this study we give the sedimentary environments and their relation to the petrographical and geochemical variables.

### **INTRODUCCIÓN**

En dos trabajos anteriores, hemos abordado la Petrología y Geoquímica de seis series carbonatadas del Mioceno Medio, situadas en el sector oriental de la Cordillera Bética. Cinco de estas series están situadas en la Provincia de Alicante y una en Albacete.

En este trabajo se trata de exponer la relación existente entre medios de sedimentación y las variables geoquímicas y petrológicas de las series estudiadas.

Se han tomado unas 450 muestras, de las cuales se seleccionaron 391 para los análisis químicos y un estudio petrográfico detallado.

### **VARIABLES PETROLÓGICAS**

Se ha determinado en lámina delgada, al microscopio petrográfico los aloquímicos y ortoquímicos. En el caso de calizas no consolidadas se procedió a levigarlas y posteriormente al estudio por la lupa binocular. Se efectuaron asimismo residuos insolubles de todas las muestras,

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante

tamizándolas después a través de una malla de 0.062 mm. lo que nos permitió conocer la fracción gruesa insoluble (samita) y la fracción fina insoluble (lutita). Algunas muestras seleccionadas se estudiaron por microscopía electrónica de transmisión y de barrido.

Este conjunto de métodos nos ha permitido conocer de forma porcentual los siguientes componentes de las rocas:

—Aloquímicos: algas coralinas, equínidos, briozoos, foramníferos planctónicos, espículas de esponja, agregados (pellets) y litoclastos.

—Fracción gruesa (samita: cuarzo).

—Fracción fina (lutita).

## VARIABLES GEOQUÍMICAS

Cada muestra fue atacada con ClH, filtrada y recogida la fracción soluble resultante. Ésta se analizó en espectrofotometría de absorción atómica, para los siguientes elementos: Na, K, Mm, Zn, Fe, Sr y Mg; el Ca se calculó por diferencia.

## TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Las series estratigráficas se han dividido en unidades y éstas en tramos y subtramos, resultando un total de 45. Para cada uno de ellos se ha calculado la media y la desviación típica.

En los dos trabajos que preceden a éste, se exponen los datos de las variables petrológicas y geoquímicas, así como la metodología seguida en detalle y los tratamientos matemáticos de los datos, averiguándose las relaciones de los elementos químicos entre sí, y de ellos con las facies.

Asimismo se discutió la utilidad del uso de elementos químicos como indicadores de facies.

## FACIES — MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN

La clasificación de facies la hacemos principalmente basándonos en los caracteres texturales de la roca. Aloquímicos, ortoquímicos, te-

rrígenos, etc. La clasificación textural de Dunhan sirve en un principio bastante bien a este propósito. Según esta clasificación, tendríamos dos grandes grupos de tramos, los MUD-SUPPORTED y los GRAIN-SUPPORTED, que en este trabajo se corresponden bastante exactamente con la denominación de campo de calizas y margas.

A esta clasificación textural hemos superpuesto criterios paleontológicos, estructuras sedimentarias, etc.; por último hemos añadido un cuadro de características químicas (oligoelementos).

Todos estos datos los presentamos en un cuadro general de facies; para ello hemos adoptado la clasificación de Wilson (1974). El resultado son 7 cinturones o facies (Belts). La facies 1 (Basin) la hemos subdividido en dos: 1 A y 1 B, por la significativa presencia de rocas evaporíticas.

La bibliografía sobre facies y sus características, y sobre clasificaciones de facies es muy abundante; no tenemos sin embargo la misma abundancia en trabajos de síntesis. Además de los artículos o libros que se citan en el texto, hay que señalar los trabajos de: Rich (1951), Wilson (1969), Laporte (1969), Tyrrell (1969), Thonson y Thomasson (1969), Logan y al. (1970), Crosby (1972), Hill (1972), Young y Jones (1972), Stanley y Unrug (1972), Asquith (1974), Davis y Ethington (1976) y los libros de Pettijohn y Potter (1964), Dunbar y Rodgers (1966), Laporte (1968), Selley (1970), Allen (1970), Lombard (1972), Ginsburg (1975).

Las facies que se distinguen son:

#### —ROCAS MUD-SUPPORTED

Facies 1 B.—Rocas Mud-supported.

Facies 1 A.—Rocas Mud-supported con intercalaciones de yeso.

#### —ROCAS GRAIN-SUPPORTED

Facies 2.—Calizas de foraminíferos planctónicos.

Facies 3.—Turbiditas.

Facies 4.—Calizas de briozoos.

Facies 5.—Calizas de corales y miliólidos.

Facies 6.—Calizas de algas y cuarzo.

Facies 7.—Calizas de algas coralinas.

## *Rocas MUD-SUPPORTED. Facies 1 B*

Son las denominadas en el campo margas. Se corresponden con los **Mudstones y Wackestones**; la diferencia entre estos dos grupos, se basa en la cantidad de aloquímicos que posean (menor o mayor de 10%). Sin embargo, y a pesar de que de una forma ortodoxa habría que aplicarles estas dos texturas, son en general tramos básicamente parecidos y un tanto independientes de si el total de aloquímicos supera o no esa convencional barrera del 10%.

Estas rocas blandas, de color beige o gris claro, cuya única textura visible son laminaciones finas. Al partir la roca da fractura concóidea. La fracción gruesa en este tramo es prácticamente ausente; contiene de un 23 a un 37% de fracción fina según tramos, aunque un tramo presenta tan sólo 17%. El contenido de aloquímicos varía desde un 5 a un 20%, siendo éstos los más frecuentes y constantes los globigerínidos. Las espículas de esponja silíceas y los agregados son constituyentes apreciables y a veces muy notables. En mucha menor proporción radiolarios y diatomeas. El microscopio S.E.M. y T.E.M. ha puesto de manifiesto la presencia numerosa de coccolitos.

El contenido en micrita es de un 50 a un 70%. A esta textura pertenecen los tramos O-I, L-I, T-I, E-I, Z-I, M-IVb, S-I y C-IIIa. Litológicamente son Micritas fosilíferas o Sparse Agregado-Biomicritas finas sin consolidar (margas).

El tramo M-IV b presenta algunas delgadas intercalaciones con mayor porcentaje de foraminíferos planctónicos (textura Packstone). El tramo C-III presenta asimismo algunas intercalaciones delgadas (textura Grainstone) con una variada fauna.

*Naturaleza de los agregados.*—Los agregados aparecen a la lupa binocular después de haber levigado la muestra junto con los foraminíferos y las espículas de esponja. Se trata de pequeños gránulos de bordes irregulares, que podrían tomarse como resultado de un mal levigado de la muestra; sin embargo y repetida la operación resultó que la cantidad de ellos era constante.

En el S.E.M. la naturaleza de estos agregados se pone de manifiesto (Ver fotos Series E, O, Z) como aglomeraciones de restos de foraminíferos planctónicos, diatomeas, radiolarios y espículas de esponja, en



una matriz de minerales de arcilla y de micrita. En opinión de Margalef (com. oral) se trata de heces fecales de copépodos, crustáceos en su mayoría planctónicos y muy abundantes desde el Terciario a la actualidad. Estos agregados son pues pellets fecales.

*Oligoelementos.*—En cuanto a los oligoelementos, esta facies se caracteriza por tener valores elevados de todos los índices, los mayores con respecto a todas las demás (exceptuando para algunos oligoelementos, que es superada por la facies 1 A); estos valores son:

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 17.59 \pm 10.86$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 5.59 \pm 1.77$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 4.07 \pm 1.45$$

$$10^4 \text{ K/Ca: } \bar{x} = 14.4 \pm 4.76$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 2.09 \pm 0.79$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 2.28 \pm 0.77$$



Son facies que corresponden a aguas profundas (unos 200 m. o más), generalmente calificadas como «basin». (Belt 1 de Wilson (1974) (1975) y Armstrong (1975). Calvo (1978) asigna a facies parecidas a éstas, en el Mioceno medio de la provincia de Albacete, profundidades entre los 100 a 200 m.

### *Rocas MUD-SUPPORTED con intercalaciones de Yeso. Facies 1 A*

En el techo de la Serie de Caprala (S-C-L-G) aparece un tramo un tanto particular. Es el tramo S-II, perfectamente concordante con el S-I. Este tramo presenta varias zonas con yesos, en laminaciones milimétricas o centimétricas, que se pueden seguir en centenares de metros. (Fig. 1).

Entre las láminas de yeso se observan zonas varvadas claras y oscuras. Las láminas claras corresponden a margas de 4 a 5 milímetros de espesor, y las láminas oscuras son óxidos de Fe de apenas 1 milímetro de espesor. Por lo demás, este tramo es idéntico a los otros tramos MUD-SUPPORTED es decir, parecida relación arcilla-micrita-aloquímicos. Estos son globigerínidos, espículas de esponja y agregados. El color del conjunto es claro. Los globigerínidos son más escasos que en el tramo inferior S-I y además presentan huellas de disolución. La mayor parte de esta fauna es enana. Hay también coccolitos.

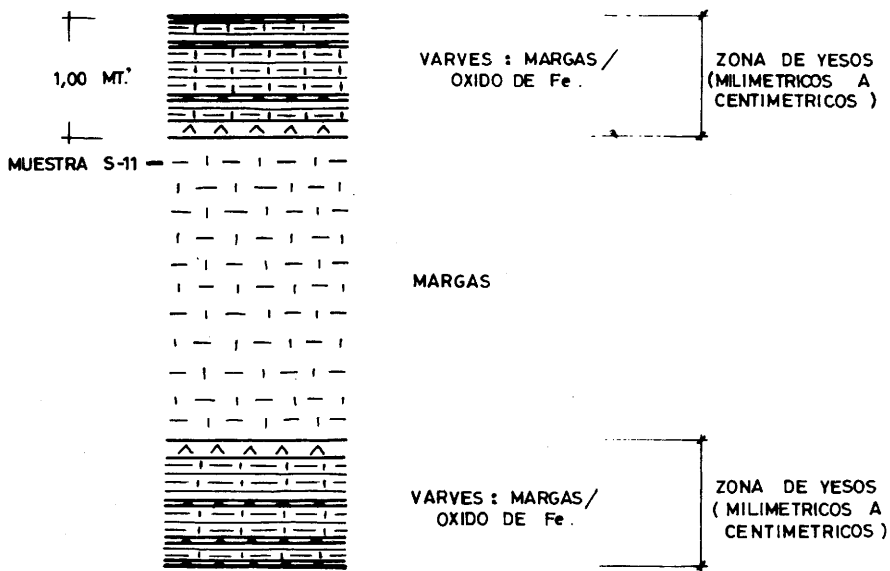


Fig. 1. — Detalle Tramo S-II

*Oligoelementos.*—En lo que respecta a los oligoelementos los valores del Na, Mn, Zn, entran dentro de la dispersión de los datos de los tramos de facies 1 B. El índice  $10^2$  Mg/Ca es algo más elevado que cualquiera de los tramos de esa facies. Los índices para el K y el Sr son mucho más altos.

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 33.92$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 5.98$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 14.52$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 6.60$$

$$10^4 \text{ K/Ca : } \bar{x} = 68.33$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 1.84$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 5.61$$

El medio ambiente de este tramo es susceptible de controversia. Se trata de incluirlos en un medio de aguas someras, que por evaporación diesen una precipitación de yesos, o en un medio de aguas profundas donde también puede darse este tipo de litología. Nos inclinamos por esta última posibilidad. Creemos se trata de cuencas marinas donde tendría lugar el cuerpo estático de agua (standing body of water), es decir, aguas estratificadas que por evaporación en su superficie, fuesen cargando de sulfatos la parte inferior. En principio pensamos que esta pro-

fundidad de esta «starved basin» Wilson (1975), no tendría que ser necesariamente más profunda que la «basin» normal donde se depositan los otros tramos de margas, pero sí algo más resguardada de la agitación de las aguas, lo que permitiría la estratificación de las mismas. Por otra parte, en una paleogeografía como la que tenemos en esta época del Mioceno del tipo «archipiélago» Calvo (1978), la acción del oleaje y de las corrientes podría verse disminuida lo suficiente como para permitir la formación de «standing body of water» con una cierta facilidad. Así pues, la profundidad no tendría que ser necesariamente muy grande para que se produjesen condiciones favorables a la deposición de sulfatos. Algo de los sulfatos en el medio, serían reducidos por bacterias para pasarlos a sulfuros, precipitando pirita, que por meteorización y oxidación actual en el afloramiento, la encontramos como óxidos de Fe.

En el proceso se produce ácido sulfhídrico y sulfúrico, que sería el responsable de la disolución experimentada por los caparazones de globigerínidos.

Las razones que nos conducen a aceptar un modelo de aguas profundas (o relativamente profundas) para explicar estos yesos son: a) la presencia de margas con globigerinas (y otra fauna fundamentalmente planctónica); b) la forma laminada de los yesos; c) la presencia de varves: margas/sulfuros de Fe → óxidos de Fe; d) la ausencia de estructuras propias de medios de aguas muy someras; e) la ausencia de fósiles gasterópodos, restos de algas, briozoos propios de aguas someras, lagos, etc.; f) el parecido en sus características básicas de las margas entre zonas de yesos, a la totalidad de los tramos de margas que se presentan en este trabajo de tesis; por lo que si interpretásemos este tramo como una facies de aguas muy someras, no habría razones de fundamento para no interpretar el tramo inferior S-I y los otros tramos de margas, como pertenecientes al mismo medio ambiente, cosa que no parece lógica.

En resumen, creemos que este tramo S-II se forma en aguas profundas no muy distintas a donde se han formado los otros tramos de margas.

No existe en la actualidad ningún modelo que precipite yeso a partir de un cuerpo estático de agua parcialmente aislado del resto del mar; las condiciones más parecidas a un modelo de este tipo se dan en el Mar

Rojo, que ha quedado aislado varias veces durante el Pleistoceno. Se han buscado yeso y anhidrita en los sedimentos del fondo y aunque éstos no se han encontrado, sin embargo y por otras evidencias (indicaciones faunísticas de alta salinidad, capas litificadas de aragonito, etc.) llevan a Friedman (1964, 1965, 1972) a la conclusión de que ha habido durante el Pleistoceno precipitación de sulfatos, que posteriormente por acción bacteriana fueron reducidos para originar calcita de bajo contenido en Mg.

En la depresión de Danakil (Ethiopia) hay unos 1.000 metros de evaporitas del cuaternario, formados en esta cuenca que estaba anteriormente conectada con el Mar Rojo, por una abertura muy estrecha.

El cuerpo estático de agua era de 200 m. Schmalz (1969).

Una cuenca con estas características, es decir, semicerrada o con umbrales del fondo marino elevados, es fácil de imaginar en el Mioceno medio de pequeñas cuencas aisladas (sistema de «archipiélago»); la agitación de las aguas se vería pues disminuida, por lo que favorecería la formación del «cuerpo estático de agua». Otra causa que podría favorecer el proceso sería la presencia de grandes cantidades de yeso en el Trías, facies Keuper que aflora muy cerca y que facilitaría una cantidad extra de sulfatos al agua.

### *Rocas GRAIN SUPPORTED*

De naturaleza mucho más consolidada que las MUD-SUPPORTED, recibieron en el campo el nombre de calizas.

A este grupo pertenecen una gran cantidad de tramos. Tenemos en este grupo Packstones y Grainstones.

Son calizas bioclásticas con distintas cantidades de terrígenos. Los componentes fósiles son fundamentalmente algas coralinas, equinodermos, briozoos, foraminíferos planctónicos y como accesorios, aunque muy a menudo presentes en los tramos, pelecípodos y foraminíferos bentónicos. Uno de los tramos está formado por corales. Los cuatro primeros grupos dan carácter a la roca. Las algas coralinas, equinodermos y briozoos aparecen en proporciones variables entre sí, aunque la mayor parte de los tramos presentan algunos de esos grupos como fundamental. Los equinodermos aparecen prácticamente en todos los tra-

mos de rocas, por lo que no las caracterizan; creemos pues que es más interesante ver la relación briozoos-algas coralinas.

Los tramos quedan así agrupados, según dominan los briozoos, las algas coralinas, los corales o los foraminíferos planctónicos, bien entendido que hay algunos tramos, sobre todo los formados por briozoos y algas coralinas, donde no domina claramente ninguno de los dos grupos. Así pues, esta agrupación debe entenderse como términos finales de mezcla de proporciones diversas de bioclastos.

En los tres tramos hay presencia de fracción gruesa de forma característica, por lo que se hace con ellos un grupo aparte.

### *Facies 2: Calizas de foraminíferos planctónicos*

Pertencen a este grupo los tramos G-III b, G-III a, H-I, H-II y M-IV a. Se caracterizan por tener gran cantidad de foraminíferos planctónicos (globigerinas) bien empaquetados (Packstones a Wackstones); la matriz-micrita (a microesparita) de un 10 a un 30%. Fracción gruesa (cuarzo) presente aunque escasa de 0.14 a 2.43%. Fracción fina (arcilla) en cantidad moderada a baja, de 3.56 a 7.63%. Las globigerinas generalmente rellenas de esparita intraparticular. La estratificación poco definida, aspecto masivo, terroso, bioturbación intensa; aunque los burrows se entrecruzan en todas direcciones, son frecuentes huellas paralelas a los planos de estratificación así como algunas pistas sobre estos planos. Los aloquímicos están constituidos básicamente por foraminíferos planctónicos, apareciendo en cantidades mucho menores equinodermos, briozoos y pelecípodos.

El tramo M-IV a, pasa gradualmente al M-IV b, consistente en una alternancia de Sparse Biomicrita fuertemente lutítica, foram. planctónicos (calizas Mud-supported), con algunas capas de Packed Biomicrita lutítica, foraminíferos planctónicos.

*Oligoelementos.*—Los índices para esta facies son:

$$10^4 \text{ Na/Ca } \bar{x} = 21.05 \pm 29.31$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca } \bar{x} = 0.60 \pm 0.09$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca } \bar{x} = 0.47 \pm 0.91$$

$$10^4 \text{ K /Ca } \bar{x} = 5.73 \pm 7.09$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca } \bar{x} = 3.15 \pm 3.32$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca } \bar{x} = 1.79 \pm 1.08$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca } \bar{x} = 2.00 \pm 1.18$$

(Uno de los tramos incluidos en esta facies presenta valores excepcionalmente altos para Na, K y Fe lo que influye en la media y en la desviación standard).

Pensemos que este grupo de tramos de calizas de foram. planctónicos (textura Packstone), son de alguna forma una facies intermedia entre los grupos de calizas Mud-supported (margas) y los restantes grupos de calizas Grain-supported.

La fauna planctónica sugiere un depósito pelágico en mar abierto, si bien la poca arcilla presente, la presencia aunque escasa de fracción gruesa (cuarzo) y algunas cantidades de otros organismos no planctónicos, hace pensar que no es propiamente una basin (Belt 1 de Wilson).

Las características texturales y estructurales sugieren una facies de «off reef», depositada en aguas tranquilas, pero no tanto como los del Belt 1; la relativamente poca arcilla y micrita, indican unas condiciones hidrodinámicas, que permiten el depósito de las partículas tamaño saramita fina (globigerínidos, fragmentos pequeños de briozoos y otros fósiles, cuarzo), pero que dificultan el depósito de las partículas tamaño lutita que sobrepasan (by-passing) en parte la zona, para ir (caso de la arcilla) a depositarse en aguas todavía más tranquilas (más profundas). La zona está por encima del nivel de oxigenación (intensa bioturbación).

Se trata pues de una facies de open shelf (Deep Undathem). Belt 2 de Wilson (1975).

Litológicamente son Packed Biomicritas a biomicritas finas (ocasionalmente microesparita). El tramo G-III a presente delgadas intercalaciones (textura grainstone con fauna muy variada).

*Facies 3:*

*Turbiditas*

La Unidad A presenta dos tramos, el A-I formado por una alternancia de capas A-I (a) y A-I (b) y el A-II.

El tramo A-I de capas alternantes de Pobremente lavada Bioesparita fina terrígena, con abundante cantidad de foraminíferos planctónicos y algunos restos de algas y quinodermos (A-I (b) y capas de Bioes-

parita gruesa débilmente terrígena, con una fauna variada de algas, equinodermos, briozoos, foraminíferos planctónicos y algunos pelecípodos (A-I (a)).

Este tramo A-I presenta estructuras que nos permiten interpretarlo como una secuencia turbidítica de Bouma del tipo T a b: turbiditas de pendiente o proximales. (Fig. 2).

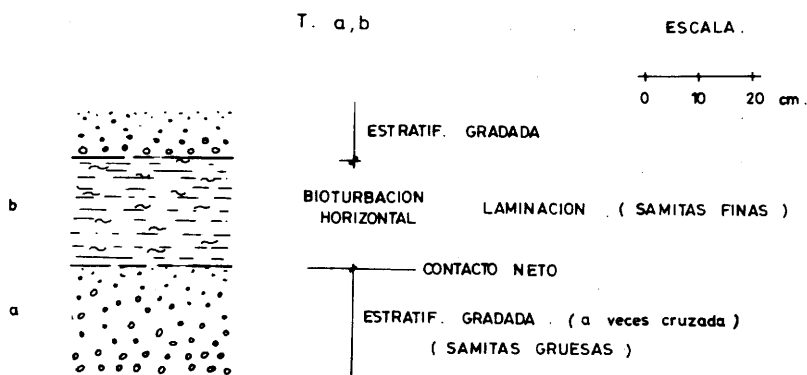


Fig. 2.— Secuencias de Bouma Tab. Tramo A-I.

El tramo A-II lo forman una Pobremente lavada Bioesparita fina débilmente terrígena, con la práctica totalidad de foraminíferos planctónicos. Se presentan estructuras en secuencias de Bouma del tipo T a c y menos frecuentes del tipo T a e: turbiditas proximales. (Fig. 3).

*Oligoelementos.*—Los índices para esta facies son:

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 9.02 \pm 2.33$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 2.33 \pm 0.09$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 3.74 \pm 0.08$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 1.71 \pm 0.29$$

$$10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 4.33 \pm 0.55$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.48 \pm 0.01$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 1.16 \pm 0.08$$

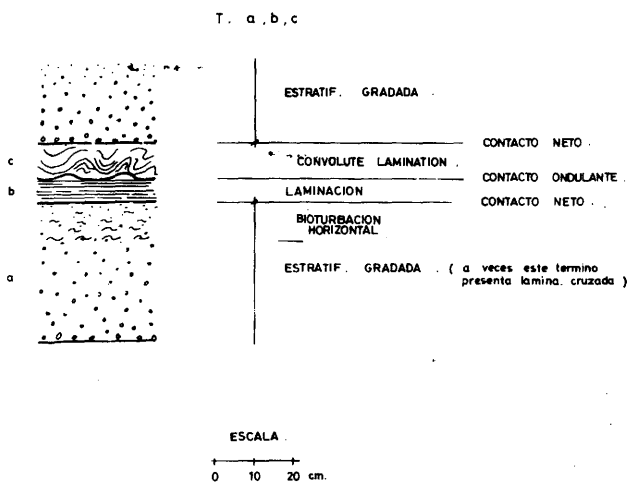
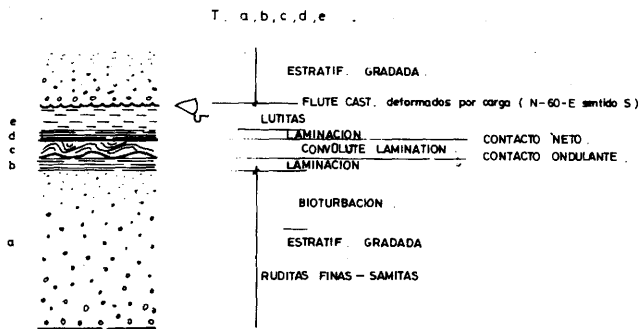


Fig. 3. — Secuencias de Bouma Tabcde y Tabc. Tramo A-II

Es interesante señalar que en la unidad que asignamos a esta facies, los índices de correlación entre los elementos son normalmente bajos o no significativos, para correlaciones que generalmente para otras unidades de otras facies se presentaban como significativas.

La Unidad A en su conjunto, es pues una facies de turbiditas, localizada claramente en una reconstrucción macroscópica de facies en el «Belt 3» de Wilson (1974): Toe of slope («Basin margin Facies» o «Deep shelf margin Facies»).



#### *Facies 4:*

#### *Calizas de briozoos*

En varios tramos de las series estudiadas, hay una neta dominancia de briozoos sobre el resto de componentes fósiles que les acompañan, normalmente equinodermos, algas y en menores proporciones pelecípodos y foraminíferos bentónicos.

Los briozoos viven generalmente entre 20 y 80 metros de profundidad (Ryland 1967); florecen en aguas relativamente quietas, a una profundidad poco mayor que la acción violenta de las olas (Camacho 1966, Barroso 1912).

Los briozoos son característicos de los medios circalitorales (Conrad 1969); este medio lo define como la zona comprendida entre el límite extremo de fanerógamas marinas, hasta una profundidad donde éstas conviven con algas más tolerantes a la falta de luz.

El medio circalitoral inferior se caracteriza, además de por la presencia de briozoos, por la ausencia de algas fósiles. La zona circalitoral está lo suficientemente profunda como para no ser afectada por las olas; es un medio pues de poca energía. Medioni (1972), encuentra que el mayor número de especies de briozoos se halla entre los 20 y 45 m, correspondiendo también una mayor abundancia de individuos a partir de los 25 m.

Muchos autores han señalado que la base de los arrecifes Paleozóicos, está formada por briozoos; asimismo, en la literatura se encuentran abundantes gráficas donde los briozoos se sitúan en la zona de Foreereef, a una cierta mayor profundidad que los corales y las algas coralinas. (Armstrong, 1974; Malek-Aslani, 1970; Krebs, 1974).

Entendemos pues, que los briozoos viven por debajo del nivel de la acción del oleaje, en aguas relativamente tranquilas, a una profundidad a partir de los 20 metros. Las facies con presencia de briozoos y ausencia de algas, representarían medios circalitorales inferiores, para los que Conrad (1969) asigna una profundidad entre 100 y 200 m. Para este autor, en el medio circalitoral superior, los briozoos son abundantes y las algas fotófilas escasas. Ambos grupos son abundantes en el infralitoral externo, caracterizándose el infralitoral medio por la presencia de algas fotófilas y la ausencia de briozoos. (Fig. 4).



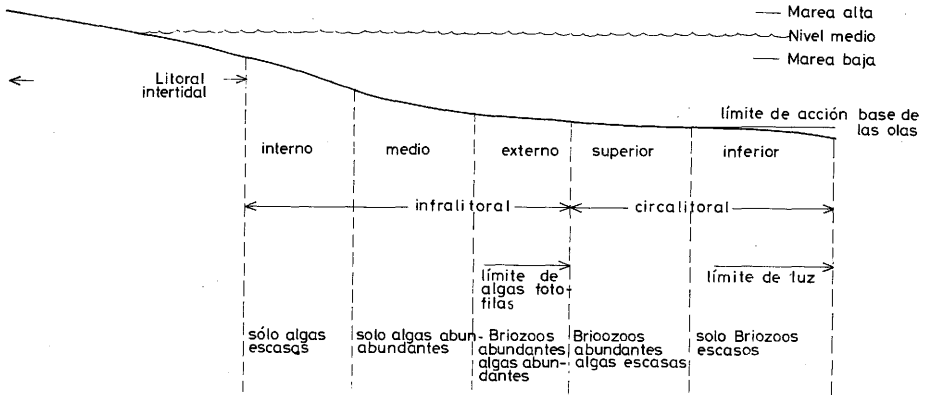


Fig. 4. — Clasificación de medios marinos. Pérès 1961. Conrad 1969

En nuestro trabajo, varios son los tramos donde el porcentaje de briozoos supera al de algas coralinas: Unidad P (P-I a, P-I b, P-II a, P-II b, P-III, P-IV); Tramo C-I b, C-I c, C-II b; Unidad B (Tramo B-I, B-II). En estos tramos, además de los briozoos y de cantidades menores de algas, aparecen cantidades notables de equinodermos, tipo muy eurióico, y porcentajes menores de foraminíferos bentónicos y pelecípodos.

La estructura más característica de esta facies es la megaestratificación cruzada, muy frecuente en gran parte de los tramos arriba citados, y prácticamente inexistente en los tramos que no pertenecen a esta facies.

Esta facies tiene unos porcentajes moderados de terrígenos; de 0.64% a 5.35% de fracción gruesa y de 1.76% a 6.96% de fracción fina. El tamaño medio de bioclasto es grueso de 0.61 mm. a algunos milímetros. Normalmente superan el mm., lo que las colocan en el rango de las Bioruditas. En todos hay cemento: esparita. Son pues de Bioesparitas gruesas a Bioesparitas (Grainstones a Packstones) aunque algunos tramos están pobremente lavados. El carácter rudítico y la megaestratificación cruzada en calizas de briozoos, ha sido observada también por Calvo (1978).

Otro carácter notable son los litoclastos; éstos aparecen en los tramos con abundancia de briozoos (P-IV, P-III, P-II b, P-I a, B-I) y sólo en ellos, es decir, no hemos observado litoclastos en las otras facies.

La Unidad P, toda ella de briozoos, presenta en su tramo P-III una intercalación margosa con *Terebratula sp.* y el ostreido *Pycnodonta sp.* (ostreido de concha fina, de aguas relativamente profundas).

*Oligoelementos.*—Los índices para esta facies son:

$$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 5.85 \pm 1.80$$

$$10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 2.56 \pm 1.11$$

$$10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 3.36 \pm 1.54$$

$$10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 1.48 \pm 0.97$$

$$10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 2.36 \pm 0.75$$

$$10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.57 \pm 0.05$$

$$10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 1.52 \pm 0.72$$

En resumen, podemos decir que las calizas con briozoos tienen una serie de caracteres distintivos, además de los briozoos entre sí, que son fundamentalmente, la megaestratificación cruzada y los litoclastos; estos caracteres sólo se presentan en tramos de esta facies.

La profundidad del medio, 20-40 m. y la presencia de clastos exóticos: litoclastos, nos hacen pensar que esta facies se formaba en el «Belt 4» de Wilson (1974); quizás en la parte superior del Foreslope.

*Megaestratificación cruzada.*—Las estructuras que nosotros hemos llamado megaestratificación cruzada, han sido observadas también por Calvo (1978) «han sido reconocidos cuerpos sedimentarios mayores en forma de giant ripples, en ocasiones de hasta 100 m., truncados en la vertical por otros de análogas condiciones», en las calizas con briozoos de la provincia de Albacete. Sugiere este autor, que estarían formados en un medio de aguas fuertemente agitadas, con predominio temporal de corrientes; nosotros creemos, que además, la formación de estas estructuras se vería favorecida por una pendiente original (Foreslope) y por la activa tectónica de la zona. En este trabajo, las calizas con briozoos están en zonas de discordancias progresivas. Creemos que no es coincidencia anecdótica, que estas estructuras se den en las calizas de briozoos y no en otras. Los briozoos, como ya ha quedado dicho, viven a cierta profundidad (a partir de los 20 m. y con cierto esplendor hasta los 40 m.).

Así pues, creemos que la megaestratificación cruzada se debe a una serie de factores: una cierta pendiente del fondo marino (Foreslope o

zonas análogas), una cierta agitación de las aguas (corrientes, etc.), condiciones que coinciden con el habitat a cierta profundidad, donde se desarrollan los briozoos.

La tectónica activa de la zona, (los tramos con megaestratificación están afectados por una discordancia progresiva), puede favorecer el proceso, creando y manteniendo la pendiente original.

#### *Facies 5:*

##### *Calizas de corales y miliólidos*

El tramo M-I presenta una composición casi exclusiva de corales (*Porites sp.* entre otros) y miliólidos. En el subtramo M-I a predominan los corales y en el M-I b, los miliólidos.

Los corales hermatípicos son constructores de biohermes; estos biohermes tienen una ecología bien definida y conocida. Son formaciones de aguas cálidas (tropicales) (23-27° C.); no toleran agua dulce, aunque sea por poco tiempo y en poca cantidad; la salinidad debe estar comprendida entre 34-36 p.p.m. La profundidad no puede exceder de 20 m. Necesitan aguas claras, luz y fuerte agitación del medio (Heckel 1972, Meléndez 1970, Camacho 1966 y otros muchos autores).

Los miliólidos actuales se presentan en las praderas de *Posidonia* (de 0 m. a 30-40 m.) (Colom, 1974; Mateu 1970). Corales y miliólidos aparecen asociados en el «Algal Ridge» Milliman 1975.

Los corales se presentan fragmentados y originando una estratificación poco definida, masiva; estos fragmentos son frecuentemente de 5-10 cm.

Se trata pues de un bioherme, en gran parte destruido (biotroma), que origina una acumulación de detritos coralígenos más foraminíferos bentónicos y cantidades variables pero importantes de micrita. Ausencia prácticamente total de terrígenos, tanto gruesos como finos.

*Oligoelementos.*—Los índices para los oligoelementos analizados son:

$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 3.13 \pm 0.59$   
 $10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 0.65 \pm 0.00$   
 $10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 0.42 \pm 0.24$   
 $10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 0.93 \pm 0.21$   
 $10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 2.26 \pm 0.68$   
 $10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.48 \pm 0.00$   
 $10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 1.03 \pm 0.24$

Esta facies presenta los índices más bajos entre todas para el  $10^4 \text{ Mn/Ca}$  y  $10^3 \text{ Fe/Ca}$ .

Esta facies se corresponde con el «Belt 5» de Wilson (1974) «Organic reef of platform margin». La litología es una Biomicrorudita; la textura es desde Boundstone a Packstone.

*Facies 6:*

*Calizas de algas y cuarzo*

Hemos llamado así a una facies claramente distinta de las demás, caracterizada por la presencia de cantidades importantes de fracción gruesa (básicamente cuarzo), de 11% a 23% y casi ausencia de fracción fina (arcilla) (Tramos M-II, M-III c y J-II).

Otros componentes fundamentales son: fragmentos de algas muy micritizados y fragmentos de equinodermos. En cantidades menores, fragmentos de pelecípodos, foraminíferos bentónicos y briozoos en uno de los tramos.

Tamaño de grano, de medio a grueso, normalmente bien seleccionados. Estratificación poco definida, masiva, en algunas zonas la estratificación se define en estratos de 10-20 cm. de espesor. Estructuras muy alteradas por bioturbación fuerte; numerosos burrows, frecuentemente perpendiculares a la estratificación. En los tramos M-II y M-III c, ocasionalmente se observan estratificaciones cruzadas. En el terreno se encuentran moldes de grandes pelecípodos: *Panopaea sp.*, *Pecten sp.*, *Lucina sp.*; además *Balanus sp.* y *Clypeaster sp.*

Son Grainstones con esparita como cemento y micrita ausente.

*Oligoelementos.*—Los valores de los índices son:

$10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} = 2.09 \pm 0.71$   
 $10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} = 1.02 \pm 0.37$   
 $10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} = 1.09 \pm 0.86$   
 $10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} = 0.80 \pm 0.45$   
 $10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} = 2.18 \pm 1.04$   
 $10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} = 0.61 \pm 0.03$   
 $10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} = 0.46 \pm 0.07$

Esta facies presenta los valores más bajos entre todas, para los índices  $10^4 \text{ Na/Ca}$ ;  $10^3 \text{ Sr/Ca}$  y  $10^2 \text{ Mg/Ca}$ .

Todo hace pensar que se trata de una facies formada en condiciones de gran energía; se trata de calcarenitas aventadas (winnowed) y depositadas por oleaje o corrientes.

Dentro de un sistema macroscópico de situación de facies, esta facies correspondería con el «Belt 6: Winnowed Platform Edge Sands» de Wilson (1975).

Profundidad de 0 a 10 m.; aguas bien oxigenadas, claras y muy agitadas. Litológicamente son Bioesparitas medias a gruesas.

#### *Facies 7:*

##### *Calizas de algas coralinas*

Las algas rojas familia *Corallinaceae*, se sitúan en la zona sublitoral; la profundidad óptima está en los 20 m. Toleran cambios de salinidad, desde 18 a 54 p.p.m., aunque en cortos períodos de tiempo. Normalmente se desarrollan de 34 a 36 p.p.m. (Heckel 1972).

El desarrollo en profundidad de las algas, depende de la luz; al aparecer en los trópicos se pueden encontrar hasta 300 m., pero lo normal es que no pasen de 50 m. El desarrollo óptimo es hasta los 20 ó 25 m.

Las algas coralinas requieren substrato duro, y corrientes relativamente fuertes para desarrollarse (Milliman 1974), condiciones que concurren en el «outer shelves».

Las algas coralinas contribuyen en gran parte, junto con los corales, a la formación de arrecifes, o pueden formar ellas solas «Algal built».

dups», normalmente situados en el outer shelf y muchas veces coincidentes con el Shelf margin.

Es decir, serían formaciones del tipo de Carbonate platform en la zona del Shelf margin, donde hay elevada energía. (Definiciones tomadas de Wilson 1975).

Serían facies relacionadas en parte con el concepto de arrecife, siendo más propiamente Organic Banks, ya que son sedimentos detríticos orgánicos acumulados en parte por entrapamiento (traping) y en parte por acumulación mecánica de olas y corriente.

Las algas coralinas junto con corales, briozoos, forman facies prominentes a lo largo del «inter shelves», comunidades a las que Pérès y Piccard (1964) se refieren como facies coralígenas y desempeñan un papel destacado en el sistema del «Algal ridge». Milliman (1975).

Pertencen a esta facies los tramos G-II b, G-II a, G-I b, G-I a, M-III b, M-IV a, H-III. En todos estos tramos el porcentaje de algas es superior al de briozoos; éstos están ausentes en algunos tramos y presentes en otros. Los equinodermos son también muy frecuentes, en proporciones variables que llegan a superar ocasionalmente el contenido de algas. Mucho menos abundantes los foraminíferos bentónicos, desde trazas a 9%, y los pelecípodos que ocasionalmente aparecen en los tramos G-II a, y H-III con porcentajes de 10 y 20% respectivamente.

El contenido en fracción gruesa (cuarzo) es de 0.42% a 7.96%, la mayor parte de los tramos se aproximan más a la primera cifra que a la segunda fracción fina (arcilla) generalmente muy poca y en muchas ocasiones en menor cantidad que la fracción gruesa; en ocasiones llega a porcentajes más altos. La gama de porcentajes va desde 0.53 a 10.25 %. El tamaño del bioclasto de fino a grueso (0.23 mm. a 0.58). La relativa abundancia de briozoos y pelecípodos en dos tramos, eleva el tamaño medio de grano a 1.19 mm. y 1.63 mm.

Se trata pues de calcarenitas medias y ocasionalmente calciruditas finas. Estratificación poco definida, masiva, burrows frecuentes paralelos a la estratificación. La textura es Grainstone en unos tramos y Packstone en otros; en algunas zonas de los tramos, la textura puede considerarse Bindstone (clasificación de Embry y Klovan 1971). Litológicamente son Packed Biomicritas finas a Bioesparitas gruesas.

*Oligoelementos.*—Los índices son:

$$\begin{aligned}10^4 \text{ Na/Ca: } \bar{x} &= 2.85 \pm 1.09 \\10^4 \text{ Mn/Ca: } \bar{x} &= 0.78 \pm 0.55 \\10^3 \text{ Fe/Ca: } \bar{x} &= 0.83 \pm 1.07 \\10^2 \text{ Mg/Ca: } \bar{x} &= 1.47 \pm 1.16 \\10^4 \text{ K /Ca: } \bar{x} &= 1.56 \pm 1.09 \\10^4 \text{ Zn/Ca: } \bar{x} &= 0.47 \pm 0.08 \\10^3 \text{ Sr/Ca: } \bar{x} &= 1.10 \pm 0.53\end{aligned}$$

Esta facies presenta los índices  $10^4 \text{ K/Ca}$  y  $10^4 \text{ Zn/Ca}$  más bajos entre todas las facies estudiadas.

Se trata pues de una facies de poca profundidad, de una cierta energía, oxigenada «open marine platform facies» (shallow undathem) «Belt 7» de Armstrong (1974) y Wilson (1974), bien entendido que esta facies no necesariamente tiene que estar detrás del cinturón 5 ó 6, sino que directamente pasaría hacia el cinturón 4 de una forma progresiva.

## CUADRO GENERAL DE FACIES

El cuadro general de facies (Fig. 5), muestra un resumen de los caracteres petrográficos, estratigráficos y geoquímicos de los tramos asignados a cada facies. Los números y nombres de las facies están tomados de la clasificación propuesta por Wilson (1974); dicha clasificación explica bastante adecuadamente las diferentes facies que encontramos en este trabajo y sobre todo, organiza el conjunto del trabajo, en un esquema general de fácil comprensión.

El contenido en oligoelementos se añade en la parte inferior del cuadro; estos contenidos son «medias de las medias de cada tramo».

## DISCUSIÓN DEL MODELO

El uso de oligoelementos para la determinación de facies y caracterización de medios ambientes de sedimentación, es en parte el objetivo tanto de éste como de los dos trabajos anteriores.

La labor sería sencilla, si la cantidad de oligoelementos en una roca fuese la misma en el momento del análisis que en el momento de su formación; bastaría entonces con estudiar los oligoelementos en medios





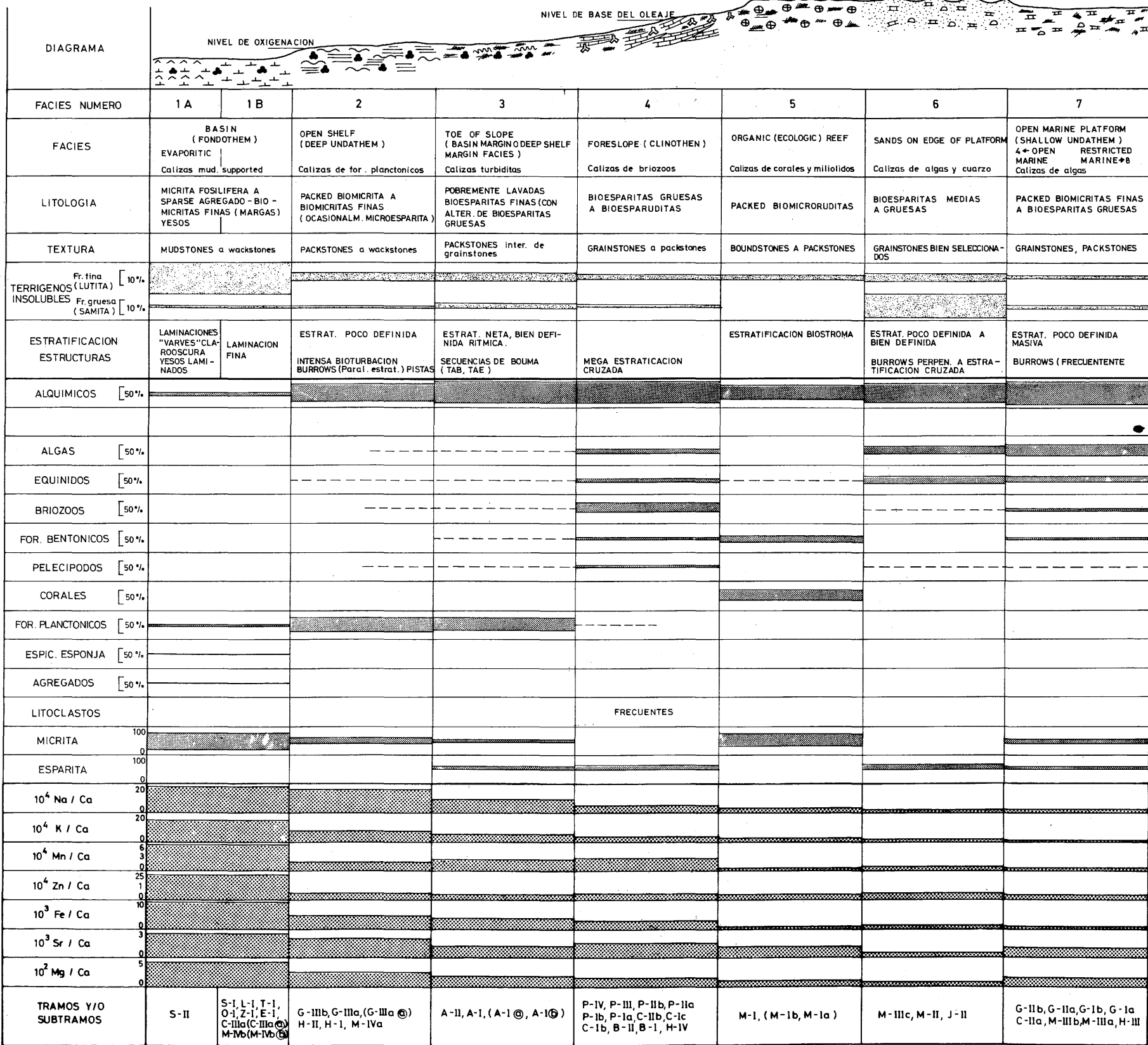


Fig. 5. — Cuadro General de Facies. Mioceno medio de Eida y zonas cercanas.



actuales y compararlos con nuestra facies del pasado. Naturalmente el problema es mucho más complicado.

La distribución de oligoelementos en una roca carbonatada, va a depender fundamentalmente de: a) condiciones en el momento de la formación del sedimento, y b) de la diagénesis.

En el primer apartado tenemos:

- a) 1.—Condiciones del medio: salinidad, temperatura, energía, potencial redox.
- a) 2.—Mineralogía original: aragonito, calcita de alto contenido en magnesio, minerales de arcilla con iones adsorbidos en su superficie, elementos en la materia orgánica.
- a) 3.—Control de los organismos para construir su exoesqueleto de carbonatos, ejerciendo una selectividad frente a los elementos que el medio les ofrece.

Los aspectos de este apartado, reflejan en suma las condiciones del medio ambiente original, aunque su interrelación presta una cierta complejidad a la interpretación. Se discutirán en las páginas siguiente.

b) Problema fundamental es la diagénesis.

Entendemos ésta como el conjunto de procesos que actúan desde el momento de deposición del sedimento y que no poseen temperaturas y presiones elevadas, capaces de originar nuevos minerales y estructuras consideradas dentro del concepto de metamorfismo. (Excelente revisión del problema de Bathurst 1975).

De los procesos de diagénesis: disolución, cementación y reemplazamiento, se conocen bastante bien sus aspectos, pero éstos no son fáciles de averiguar en una roca concreta.

Queda pues algún tiempo, para que se pueda tener un cuadro general de comportamiento de los oligoelementos durante la diagénesis, y averiguar qué procesos producen una ganancia o pérdida para un determinado oligoelemento.

Bien es cierto que, en un sentido amplio, podemos tener algunas ideas de cómo son afectados los oligoelementos por determinados procesos diagenéticos; así la conocida transformación aragonito  $\rightarrow$  calcita, que tiene lugar en la práctica totalidad de las rocas sedimentarias carbonatadas, en un lapsus de tiempo relativamente corto (los carbonatos del Pleistoceno originalmente de aragonito, son ya de calcita), la transformación de la red de aragonito en otra distinta, liberará determinados oligoelementos que se encontraban en su red (como el Sr), y que no pueden incorporarse con la misma facilidad a la red de la calcita; ésto se traducirá en una disminución en el contenido de esos oligoelementos en la roca.

Este cuadro general tan complejo, podría dar la impresión de que los elementos se distribuirían en una forma anárquica, al azar, sin posibilidad ninguna de control; sin embargo, ésto no es así. Existen fuertes y definidas correlaciones de un oligoelemento con otro, así como de grupos de oligoelementos entre sí. Asimismo, son frecuentes las citas relacionando determinados oligoelementos con uno o unos componentes petrográficos, o con la facies en su conjunto. Estas relaciones son las que expusimos en nuestra anterior publicación, con resultados que nos atrevemos a calificar de optimistas, aunque haya que añadirseles considerables cantidades de futuras investigaciones.

a) En cuanto a los puntos del primer apartado, tenemos una serie de factores interrelacionados, entre ellos la posible selectividad de los organismos respecto a su composición en oligoelementos, en las partes minerales de su exoesqueleto.

Los organismos con caparazón calcáreo pueden tener éste de calcita de bajo contenido en magnesio, calcita de alto contenido en magnesio (la división se señala arbitrariamente en el 4%) y aragonito, mineral éste con bajo contenido en magnesio.

Aragonito y calcita forman una serie morfotropa en el sentido de Goldschmidt (Op. cited en Amorós 1962). Tabla 1.

El polimorfismo es enantiotropo aragonito  $\rightarrow$  calcita; el aragonito es pues una forma inestable de la calcita, a temperatura y presión ordinarias; a 400° C., y presión ordinaria, el aragonito empieza a convertirse en calcita; en presencia de agua o en soluciones que contengan  $\text{CO}_3\text{Ca}$  disuelto, la inversión se produce a temperatura ambiente (Da-

Tabla 1

		R. Me + +	
Magnesita	CO <sub>3</sub> Mg	0.66 A	
Smithsonita	CO <sub>3</sub> Zn	0.74 A	
Esferocobaltina	CO <sub>3</sub> Co	0.72 A	
Siderita	CO <sub>3</sub> Fe	0.74 A	
Rodocrosita	CO <sub>3</sub> Mn	0.80 A	
Otavita	CO <sub>3</sub> Cd	0.97 A	
Calcita	CO <sub>3</sub> Ca	0.99 A	Polimorfo de baja temperatura. Trigonal.
Aragonito	CO <sub>3</sub> Ca	0.99 A	Polimorfo de alta temperatura. Rómbico.
Estroncianita	CO <sub>3</sub> Sr	1.12 A	
Cerusita	CO <sub>3</sub> Pb	1.20 A	
Witherita	CO <sub>3</sub> Ba	1.34 A	

na ed. española 1960). Por ello, aunque el aragonito es frecuente en sedimentos recientes, está ausente en las rocas carbonatadas con alguna antigüedad.

De la serie anterior se deduca que los iones más pequeños que el calcio, serán fácilmente aceptados en la estructura de la calcita, y los iones más grandes que el calcio en la del aragonito.

En soluciones de CO<sub>3</sub>Ca puro, precipita calcita por debajo de los 29 grados y aragonito por encima de esta temperatura (Klockmann ed. 1961). En el agua del mar la precipitación de calcita se puede ver favorecida por presencia de gérmenes de calcita, ausencia de Mg., temperaturas bajas, Ph bajo, presencia de sulfatos y de algunos componentes orgánicos, y el aragonito por presencia de Mg, Ph alto y temperatura alta (Milliman 1974).

Por otra parte, la distribución de los tres carbonatos depende de la profundidad de las aguas, siendo el factor más crítico el grado de saturación de CO<sub>3</sub>Ca de las mismas.

A la «profundidad de compensación», la cantidad de carbonato que se disuelve, iguala a la cantidad que precipita (Pytokowicz 1970).

El carbonato cálcico aumenta su solubilidad con el incremento de profundidad, reduciéndose esto con el aumento de presión, disminución de temperatura y aumento de CO<sub>2</sub> por oxidación de materia orgánica, factores todos que favorecen la disolución. Las profundidades de compensación son diferentes para los océanos, dependiendo éstas muy fundamentalmente de la temperatura (Revelle 1934).

De las tres formas de carbonatos: aragonito, calcita de alto contenido en Mg y calcita de bajo contenido en magnesio, es el primero el más soluble, seguido de cerca por la calcita de alto magnesio; ambos tienden pues a disolverse con la profundidad; ésta es de 500 m. en el océano Pacífico, de 1.000 m. en el Atlántico. Por tanto, estos dos minerales contribuyen en muy pequeñas cantidades a los sedimentos carbonatados de aguas profundas, estando éstos formados por calcita de bajo Mg (Pilkey y Blackwelder 1968).

La calcita empezaría a disolverse entre los 3.500 a 4.000 m., según el océano considerado, no habiendo producción de calcita por debajo de los 5.000 m. (compilación de este tema en Lisitzin 1972).

Así pues, encontramos que la producción inorgánica de aragonito, se situaría en aguas relativamente poco profundas y cálidas, siendo difícil su aparición en aguas profundas y/o frías.

La calcita sin embargo, precipita en aguas más frías y con un rango de profundidad mayor que el aragonito, pudiendo coexistir con éste en zonas de aguas someras, ya que la precipitación también puede ser favorecida por otros factores antes citados.

Veamos ahora la composición mineralógica de los grupos de organismos que afectan a este trabajo.

Los datos se han recogido, contrastando a muchos autores: Chave (1964); Brandy (1954); Boggild (1930); Dodd (1967); Vinogradov (1953). Importantes compilaciones las encontramos en Majewske (1974); Milliman (1974); Raup y Stanley (1971); Horowitz y Potter (1971); Blatt, Middleton y Murray (1972); Tasch (1973).

*Foraminíferos planctónicos.*—Son de calcita de bajo contenido en magnesio. Incluye las familias de *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*.

*Foraminíferos bentónicos.*—Frecuentemente en calcita de alto contenido en magnesio. Más raramente grupos de aragonito.

*Equinodermos*.—Calcita de bajo contenido en magnesio.

*Corales*.—*Zoontheria: Madreporaria* en aragonito. Corales del Paleozóico parece ser eran de calcita.

*Briozoos*.—De calcita, aragonito y de ambos minerales mezclados.

#### *Algas calcáreas*

—Algas rojas: *Corallinaceae*. Calcita de alto magnesio.

—Algas verdes: *Codiaceae, Dasycladaceae*. Aragonito.

—Algas pelágicas: En calcita de bajo contenido en magnesio; incluye a los coccolitos.

#### *Moluscos*

*Gasterópodos*: Aragonito la mayor parte de los gasterópodos. Aragonito y calcita.

*Lamelibranchios*: Aragonito la mayor parte de los lamelibranchios. Algunos grupos son de calcita y parte aragonito: ostrea, pecten.

*Cirrípedos*: Calcita con quitina. Calcita y aragonito.

*Braquiópodos*: Calcita.

*Serpúlidos*: Calcita. Aragonito. Calcita y aragonito.

A forma de amplia conclusión podríamos decir, que los organismos planctónicos (foraminíferos y algas) son siempre de calcita, y los bentónicos o de aguas más costeras son de calcita, aragonito o mezcla de ambos.

Encontramos también que los principales contribuyentes a los sedimentos carbonatados actuales en aguas cálidas, (corales y algas codiáceas) son de aragonito. Lowenstam (1964) afirma que los tubos de los serpulidos están controlados por la temperatura del agua, siendo éstos de calcita en regiones polares, y de aragonito en regiones tropicales. (Bornhold y Milliman 1973, creen que esta diferencia está controlada por el género y no por el medio).

Por otra parte, parece en parte documentado el mecanismo que lleva a un organismo a construir su caparazón de calcita o de aragonito. Éste crece sobre el periostracum (una proteína carbónica o phosphorylase) del organismo, en presencia de la enzima anhidrasa, determinando la naturaleza mineral del carbonato que incorporan al exoesqueleto del fósil.



La naturaleza pues del exoesqueleto estaría determinada genéticamente y sería independiente del medio, salvo piezas en organismos con capas de aragonito y calcita, donde al menos el espesor de éstas podría estar influido en parte por la temperatura del medio; se ha observado que el espesor del disco basal (de aragonito) del cirrípedo *Tetraclita*, aumenta al aumentar la temperatura, (Lowenstam 1963); lo mismo ocurre para especies de briozoos, pelecípodos, gasterópodos y serpulidos, donde el contenido en aragonito aumenta frente a la calcita, al aumentar la temperatura.

Sin embargo, la cantidad de oligoelementos que posea en el exoesqueleto un organismo, va a depender básicamente de las condiciones del medio y de la facilidad que encuentra el oligoelemento para acoplarse a la red mineralógica del aragonito o calcita. Cualquier cristal que crece en contacto con el agua que le rodea, debe reflejar las condiciones físico-químicas que existan en el agua, y la facilidad de la red de aragonito de aceptar iones grandes, y la de la calcita para los iones pequeños; así por ejemplo, el contenido en magnesio aumenta en el esqueleto de especies de algas calcáreas, foraminíferos, espinas de equinodermos, cirrípedos, etc. (Chave 1954; Blackmon y Todd 1959), al aumentar la temperatura del agua. Por otra parte, trabajos de Lowenstam (1964) en calcita y aragonito del mismo esqueleto de hydrozoos, lamelibranquios y otros grupos, ponen de manifiesto el papel de estos dos minerales, a la hora de captar iones en sus respectivas redes, independientemente de la fisiología.

Sin embargo, se encuentra que los oligoelementos Mg y Sr (que son los más estudiados) varían en concentración entre diferentes grupos taxonómicos de invertebrados, depositando en general más Mg en ambos calcita y aragonito, en exoesqueletos de grupos taxonómicos más primitivos, Chave (1954); Lowenstam (1963); e incluso para las mismas condiciones ambientales hay variaciones de Mg y Sr entre diferentes especies del mismo grupo (género *Mytilus*).

En otras palabras, la naturaleza mineralógica del exoesqueleto, es genéticamente controlada (el desarrollo de la misma está influido por el medio; la cantidad de oligoelementos en el exoesqueleto dependerá básicamente de la naturaleza mineralógica del mismo, en parte de las condiciones del medio (temperatura y salinidad) y en parte también de la fisiología del organismo, sobre todo en grupos taxonómicos elevados, donde al parecer el organismo ejerce algún control sobre los oli-

goelementos que incorpora. (Discusión interesante en Blatt, Middle y Murray (1972) y Valentine (1973).

En resumen a este punto, diremos:

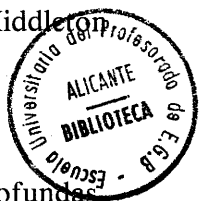
1.º) Que en un medio marino, en las zonas frías y/o profundas, hay una tendencia a precipitar calcita, y en zonas más cálidas y por tanto de aguas más someras, lo haría también la calcita, pero además el aragonito; que los organismos de zonas frías (normalmente pelágicas), crean su esqueleto en calcita, y los de zonas de aguas menos profundas (y por tanto más cálidas) lo hacen en aragonito, calcita o calcita-aragonito.

2.º) Que el mecanismo que controla la naturaleza mineralógica del caparazón, es genético y por ello, es posible encontrar organismos con esqueleto de aragonito, en zonas donde si sólo hubiese un control inorgánico, no le correspondería estar; que estos organismos son posiblemente adaptados y/o emigrados, en el transcurso de la evolución de zonas donde su desarrollo estaba más propiciado por las facilidades que daba el medio (zonas cálidas sin problemas para la producción de aragonito).

3.º) Que la presencia de oligoelementos en los exoesqueletos, depende básicamente de la naturaleza mineralógica del mismo (calcita o aragonito), por tanto de la tolerancia de la red cristalina a uno u otro elemento, en parte de las condiciones del medio, sobre todo de la temperatura; al aumentar ésta aumentan las vibraciones de los nudos de la red y por tanto se produce una mayor tolerancia a fenómenos de polimorfismo mineral, y en parte también a la fisiología del organismo.

Otro problema que hay que tener en cuenta es el referente a la aloctonía o autoctonía de los Bioclastos. La distribución de esqueletos de organismos, está controlada por la distribución de estos mismos organismos cuando vivos, más la acción de corrientes, oleaje, corrientes de turbidez, etc.; las más grandes concentraciones de esqueletos de una misma comunidad, están en los sedimentos, directamente debajo de la comunidad viva (Ellison 1951).

Es pues muy razonable pensar, a no ser que tengamos indicaciones de lo contrario (evidencia de corrientes de turbidez, por ejemplo), que las concentraciones de fósiles de un mismo grupo, no están mucho más lejos que el habitat que ocupaban cuando vivían.



Otra idea sobre la autoctonía o aloctonía de los Bioclastos, la daría el grado de conservación de los restos fósiles; las series estudiadas en este trabajo, están formadas en gran parte por restos de briozoos, algas coralinas y equinodermos, bien conservados, en trozos muchas veces de tamaños notables (calciruditas y calcarenitas); pues bien, estos tres grupos son muy fáciles de erosionarse por acción mecánica, sobre todo los briozoos y las algas calcáreas (Chave 1964). Así pues, las facies con estos organismos, debe interpretarse como básicamente autóctonas, no afectadas por importantes acciones de transporte mecánico.

## RESUMEN Y CONCLUSIONES

En este trabajo, el último de una serie de tres, junto a variables estratigráficas y petrográficas, se han utilizado variables geoquímicas (oligoelementos) como ayuda a la descripción de las series y tramos de series, y como indicadores de medios de sedimentación.

Debido a la gran complejidad del tema, es decir, a la multitud de factores que hacen que una determinada cantidad de oligoelementos esté en una roca, sería una panacea haber encontrado un control definitivo de los mismos. Este control dista todavía de ser conocido en su totalidad, sin embargo, la utilización de oligoelementos aparece como una herramienta valiosa (complementando a otros métodos: estratigráficos, petrográficos, paleontológicos) en el control y discriminación de medios ambientes de sedimentación, así como una mejor y más objetiva descripción de unidades litológicas.

Los terrenos estudiados, pertenecientes al Mioceno medio de los alrededores de Elda-Petrel (Alicante) (una serie al Sur se sitúa en Elche (Alicante), otra al norte en Montealegre del Castillo (Albacete), se han clasificado en siete facies en el sentido de Belts de Wilson (1974).

Estas facies son:

Facies 1 A: Basin (evaporitic). (Fondothem). Calizas Mud-supported con intercalaciones de yeso. Micrita fosilífera-agregada, sin consolidar, finas. Fr. gruesa muy escasa. Fr. fina 27%. Mudstones. Estratíf. laminada. Varves. Laminaciones de yesos. Valores máximos para índices de Sr, K y Mg.

- Facies 1 B: Basin (Fondothem). Calizas Mud-supported. Micritas fosilíferas a Sparse Agregado-Biomicrocritas sin consolidar, finas. Fr. gruesa muy escasa. Fr. fina 23-27%. Mudstones (a Wackstones). Estratificación laminada. Valores máximos para índices de Na, Mn, Zn y Fe.
- Facies 2: Open Shelf (Deep undathem). Calizas de foraminíferos planctónicos. Packed Biomicrocritas a Biomicrocritas, finas, ocasionalmente Microsparita. Fr. gruesa muy escasa. Fr. fina 3.5-7.6%. Packstones (a Wackstones). Estratificación poco definida. Intensa bioturbación, burrows paralelos estratificación. Pistas.
- Facies 3: Toe of Slope (Basin margin o deep shelf margin facies). Calizas turbiditas. Pobrementemente lavadas Bioesparitas finas (con alternancia de Bioesparitas gruesas). Fr. gruesa 3.7%. Fr. fina 6%. Packstones (interc. de Grainstones). Estratificación neta, bien definida, rítmica. Secuencias de Bouma (Tab, Tae).
- Facies 4: Foreslope (Clinothem). Calizas de briozoos. Bioesparitas gruesas a Bioesparuditas. Fr. gruesa 0.64-5.35%. Fr. fina 1.76-7%. Grainstones (a Packstones). Megaestratificación cruzada.
- Facies 5: Organic (Ecologic) Reef. Calizas de corales y miliólidos. Packed Biomicroruditas. Ausencia de terrígenos. Boundstone a Packstone. Estratificación biostroma. Valores mínimos para índices de Mn y Fe.
- Facies 6: Sands on edge of platform. Calizas de algas y cuarzo. Bioesparitas medias a gruesas. Fr. gruesa 11-23%. Fr. fina escasa (< 5%). Grainstones bien seleccionados. Estratificación poco definida a bien definida. Burrows perpendiculares a estratificación. Estratificación cruzada. Valores mínimos para índices de Na, Sr y Mg.

Facies 7: Open marine platform (shallow undathem). Calizas de algas. Packed Biomicritas finas a Bioesparitas gruesas. Fr. gruesa 0.5-10%. Fr. fina 0.4-8% (Normalmente valores más próximos a la primera cifra que a la segunda). Grains-tones. Packstones. Estratificación poco definida, masiva. Burrows (frecuentes, paralelos a la estratificación). Valores mínimos para índices de K y Zn.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J. R. L.: Physical processes of sedimentation. *Earth Science Series 1*. G. Allen y Unwin Ed. 248 p. (1970).
- AMORÓS, J. L.: *Introducción al estado sólido. I. El Cristal*. Ed. Amorós. Madrid. 344 p. (1962).
- ARMSTRONG, A. K.: Carboniferous Carbonate Depositional Models. Preliminary Lithofacies and Paleotectonic Maps, Arctic Alaska. *A.A.P.G. Bulletin*, v. 58/4, p. 621-645. (1974).
- ASQUITH, D. O.: Sedimentary Models, Cycles and Deltas, Upper Cretaceous, Wyoming. *A.A.P.G. Bulletin*, v. 58/4, p. 621-645. (1974).
- BARROSO, M. G.: Briozoos de la estación de Biología Marítima de Santander. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales*, n.º 5, 63 p. (1912).
- BATHURST, R. G. C.: *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 620 p. (1975).
- BLACKMON, P. D. y TODD, R.: Mineralogy of some Foraminifera as related to their classification and ecology. *J. Paleontol.* v. 33, p. 1-15. (1959).
- BLATT, H., MIDDLETON, G. y MURRAY, R.: *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall Inc. New Jersey. 634 p. (1972).
- BOGGILD, O. B.: The shell structure of the mollusks. *Danske Videnskab. Selskab, Mat. Fys. Medd.* v. 9, p. 231-325 (1930).
- BORNHOLD, B. D. y MILLIMAN, J. D.: Generic and environmental control of carbonate mineralogy-in serpulid (Polychaete) tubes. *J. Geol.* v. 81, p. 363-373.
- BRANDY, O. L.: Aragonite Test among the Foraminifera. *Jour. Sed. Petrology*, v. 24, n.º 1, p. 60-61.
- CALVO SORANDO, J. P.: *Estudio Petrológico y Sedimentológico del Terciario marino en el Sector central de la prov. de Albacete*. Tesis. Univ. Complut. de Madrid. Fac. Geológicas. 51 p. (1978).
- CAMACHO, H. H.: *Invertebrados fósiles*. Ed. Univ. de Buenos Aires. 707 p. (1966).
- COLOM, G.: *Foraminíferos ibéricos. Introducción al estudio de las especies bentónicas recientes*. Investigación pesquera. Tomo 38 (1). 245 p. (1974).

- CONRAD, M. A.: Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae geol. Helv.* v. 62/1. p. 1-79. (1969).
- CROSBY, E. J.: Classification of Sedimentary Environments. Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *S.E.P.M. Spec. Publ.* 16, p. 4-11. (1972).
- CHAVE, K. E.: Aspects of the biogeochemistry of magnesium. *Jour. Geol.* vol. 62, p. 266-283, 587-599 (1954).
- CHAVE, K. E.: *Skeletal durability and preservation.* J. Imbrie y N. D. Newell eds. *Approaches to Paleocology*, Wiley, p. 377-387. (1964).
- DANA-HURBLBUT: *Manual of Mineralogy.* Edic. española. Edit. Reverté. 600 p. (1960).
- DAVIS, R. A. y ETHINGTON, R. L.: Beach and nearshore sedimentation. *S.E.P.M. Spec. public.* n.º 24. 187 p. (1976).
- DODD, J. R.: Magnesium and Strontium in calcareous skeletons. *Jour. Paleontology*, v. 41, p. 1.313-1.329. (1967).
- DUNBAR, C. O. y RODGERS, J.: *Principles of Stratigraphy.* John Wiley and Sons Inc. 356 p. (1966).
- ELLISON, S. P.: Microfossils as environment indicators in marine shales. *Jour. Sed. Petrology*, v. 21, n.º 4, p. 214-225. (1951).
- EMBRY, A. F. y KLOVAN, J. E.: A Late Devonian reed tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Can Petrol. Geology Bull.*, 19, p. 730-781. (1971).
- FRIEDMAN, G. M.: Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, p. 778-813. (1964).
- FRIEDMAN, G. M.: Occurrence and stability relationships of aragonite, high-magnesian calcite and low-magnesian calcite under deep-sea conditions. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 76, p. 1.191-1.196 (1965).
- FRIEDMAN, G. M.: Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal Limestones. *A.A.P.G.* v. 56/6, p. 1.072-1.086 (1972).
- GINSBURG, R. N.: *Tidal Deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts.* Springer-Verlag ed. New York, 428 p. (1975).
- HECKEL, P. H.: Recognition of ancient shallow marine environments. Recognition of ancient sedimentary environments. *S.E.P.M. Spec. publ.* 16, p. 226-286 (1972).
- HILLS, J. M.: Late Paleozoic Sedimentation in West Texas Permian Basin. *A.A.P.G. Bull.* v. 56/12, p. 2.303-2.322 (1972).
- HOROWITZ, A. S. y POTTER, P. E.: *Introductory Petrography of fossils.* Springer-Verlag, Berlín, 302 p. (1971).
- KLOCKMAN, F. y RAMDOHR, P.: *Tratado de Mineralogía.* Ed. española, Ed. Gustavo Gili. 736 p. (1961).

- KREBS, W.: Devonian carbonate complexes of central Europe. Laporte L. F. ed. Reefs Time and Space, Selected Examples from the recent and ancient. *S.E.P.M. Spec. Publ.* 18, p. 155-208 (1974).
- LAPORTE, L. F.: *Ancient environments*. Foundations of Earth Science Series. Prent Hall Inc. 115 p. (1968).
- LAPORTE, L. F.: Recognition of a transgressive sequence within an Epeiric Sea. Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State. *S.E.P.M., Spec. public.*, 14, p. 98-118 (1969).
- LISITZIN, A. P.: Sedimentation in the World Ocean. *S.E.P.M. Spec. publ.*, 17, 218 p. (1972).
- LOGAN, B. W., DAVIES, G. R., READ, J. F. y CHEBULSKI, D. E.: Carbonate Sedimentation and Environments Shark Bay, Western Australia. *A.A.P.G. Oklahoma. Mem. n.º 13*, 223 p. (1970).
- LOMBARD, A.: *Séries Sédimentaires. Gènesis-evolution*. Masson et C. edit. Paris 425 p. (1972).
- LOWENSTAM, H. A.: Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. T. W. Donnelly (ed.). *The Earth Sciences Problems and Progress in Current Research. Univ. Chicago Press, Chicago* 111. p. 137-195 (1963).
- LOWENSTAM, H. A.: Coexisting calcites and aragonites from skeletal carbonates of marine organisms and their strontium and magnesium contents. Y. Miyake and T. Koyama (ed.) *Recent Researches in the Fields of Hydrosphere Atmosphere and Nuclear Geochemistry. Maruzen, Tokyo*. p. 373-404. (1964).
- MAJEWSKE, O. P.: *Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections*. Leiden E. J. Brill. 106 p. 106 lam. (1974).
- MALEK-ASLANI, M.: Lower Wolfcampian reef in Kemnitz Field, N. Mex. *A.A.P.G. Bull.*, v. 54/12, p. 2.317-2.335. (1970).
- MATEU MATEU, G.: Estudio sistemático y bioecológico de los Foraminíferos vivientes de los litorales de Cataluña y Baleares. Contribución al conoc. de los Foram. actuales. *Trab. del Ins. Español de Oceanog.* v. 38, 100 p. (1970).
- MEDIONI, A.: Les peuplement sessiles des fonds rocheaux de la région de Banyuls-sur Mer. Ascidies-Bryozoaires. 2 Partie. *Vie Milieu*, 23, fasc. 1 ser. B., p. 143-182 (1972).
- MELÉNDEZ, B.: *Paleontología. Tomo I. Parte general e invertebrados*. Paraninfo. 714 p. (1970).
- MILLIMAN, J. D.: *Marine Carbonates. I*. Springer-Verlag. Heidelberg. 375 p. (1974).
- PETTIJOHN, F. J. y POTTER, P. E.: *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag. 370 p. (1964).
- PILKEY, O. H. y BLACKWELDER, B. W.: Mineralogy of the sand size carbonate fraction of some recent marine terrigenous and carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, p. 799-810. (1968).
- PYTROWICZ, R. M.: On the carbonate compensation depth in the Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 836-839. (1970).

- RAUP, D. M. y STANLEY, S. M.: *Principles of Paleontology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco. Edic. española 1978. 456 p. (1971).
- REVELLE, R.: Physico-chemical factors affecting the solubility of calcium carbonate in sea water. *Jour. Sed. Petrology*, v. 4, 103-110 (1934).
- RICH, J. L.: *Three critical environments of deposition, and criteris for recognition of rocks deposited in each of them*. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 62, p. 1-20. (1951).
- RYLAND, J. S.: Polyzoa. H. Bernes ed. *Oceanog. Marine Biol. Ann. Rev.*, v. 5, p. 343-359. (1967).
- SCHMALZ, R. F.: Deep-water evaporite deposition: A genetic model. *A.A.P.G. Bull.*, v. 53, p. 789-823. (1969).
- SELLEY, R. C.: *Ancient sedimentary environments*. Chapman and Hall Ltd., London, 237 p. (1970).
- STANLEY, D. J. y UNRUG, R.: Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. Recognition of ancient sedimentary environments. *S.E.P.M. Spec. publ.*, 16, p. 287-335 (1972).
- TASCH, P.: *Paleobiology of the invertebrates*. John Wiley and Sons Inc. ed., 946 p. (1973).
- THOMPSON, T. G. y THOMASSON, M. R.: Shallow to deep water facies development in the dimple Limestone (Lower Pennsylvanian) Marathon Region, Texas, Depositional Environments in carbonate rocks. *S.E.P.M.*, 14, p. 57-78 (1969).
- TYRRELL, W. W.: Criteria useful in interpreting environments of unlike but time equivalent carbonate units (tansill-capitan-lamar). Capitan Reef complex, West Texas and New Mexico. Depositional Environments in carbonate rocks. *S.E.P.M., Spec. publ.*, 14, p. 81-97. (1969).
- VALENTINE, J. W.: *Evolutionary Paleoecology of the marine Biosphere*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. (1973).
- VINOGRADOV, A. P.: The Elementary Chemical composition of marine organisms. *Memoir Sears Found. Marine Res.*, v. II, 647 p. (N. Haven). (1953).
- WILSON, J. L.: Microfacies and Sedimentary in «Deeper-Water» Lime Mudstone. *S.E.P.M., Spec. publ.*, 14, p. 4-16. (1969).
- WILSON, J. L.: Characteristics of Carbonate-Platform Margins. *A.A.P.G. Bull.* v. 58/5, p. 810-824. (1974).
- WILSON, J. L.: *Carbonate facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlín, 471 p. (1975).
- YOUNG, L. M., FIDDLET, L. C. y JONES, R. W.: Carbonate Facies y Ordovician of Northern Arkansas. *A.A.P.G. Bull.* v. 56/1, p. 68-80 (1972).





## EL PALEOGENO DEL PENIBÉTICO (CORDILLERA BÉTICA)

A. Martín-Algarra<sup>1</sup> y J. Martínez-Gallego<sup>2</sup>



### RESUMEN.

En este trabajo se presenta una síntesis sobre sedimentación paleógena en el Penibético, el dominio paleogeográfico más interno de la Cordillera Bética occidental.

La sedimentación, muy reducida, pero continua, tuvo lugar en condiciones muy uniformes y claramente pelágicas, probablemente sobre una meseta submarina sobre la que se depositaron margas y margocalizas rojas con abundantes foraminíferos planctónicos (Paleoceno, Eoceno), margas y arcillas verdosas o rosadas (Oligoceno) y areniscas de carácter turbidítico (Mioceno inferior). Todas las zonas del Paleoceno y Eoceno (excepto las zonas de Eugubina y Pseudobulloides) se han reconocido. El Oligoceno y Mioceno inferior tienen una escasa y mal conservada fauna, lo que dificulta su datación precisa.

Los cambios en litología y velocidad de sedimentación acaecieron a la vez que los cambios globales del nivel del mar. Una sincronía bastante precisa se ha detectado entre tales cambios y la evolución de los foraminíferos planctónicos y se discute la posible relación causal entre ellos.

### ABSTRACT.

A synthetic overview on Paleogene sedimentation in the Penibetic, the most internal paleogeographic realm of the External Zones of the western Betic Cordillera, is presented.

The sedimentation very reduced, but continuous of planktonic foraminifera-rich, red marls (Paleocene, Eocene), green and reddish marls and clays (Oligocene) and turbiditic sandstones (Lower Miocene), took place in a very uniform and clearly pelagic environment, probably a pelagic plateau. The whole planktonic foraminifera zones of Paleocene and Eocene (except the Eugubina and Pseudobulloides zones) has been recognised. Oligocene and Lower Miocene have a scarce and poorly preserved fauna, wich difficults the datation.

Changes in lithology and sedimentary rate occurred at the same time than global changes of sea level. Also a synchronism between these changes and the evolutionary patterns of palogene planktonic formainifera has been detected and some comments on their possible causal relationship are made.

### INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El término Penibético fue definido por Blumenthal (1927) para agrupar a diversas unidades geológicas que ocupan una posición interna dentro del sector occidental de la Zona Subbética. Desde su definición el término ha sido empleado con acepciones diferentes, incluso por el propio Blumenthal (1931, 1933), que han variado según los autores y escuelas. En un trabajo anterior fueron discutidos tanto el origen y vicisitudes

1 Departamento de Estratigrafía, Departamento de Investigaciones Geológicas Universidad de Granada. C.S.I.C.

2 Departamento de Paleontología. Departamento de Investigaciones Geológicas Universidad de Granada. C.S.I.C.

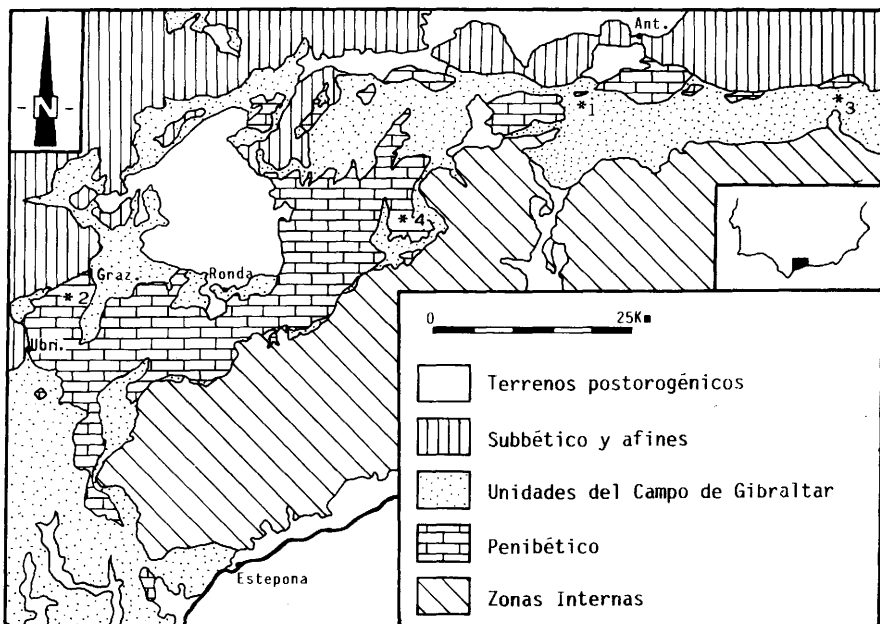


Figura 1.—Afloramientos del Penibético. 1: Tajo Almarado. 2: Fuente del Chiquero. 3: Tajo de Sabar. 4: Carretera de Puerto Martínez a El Burgo.

sufridas por el término Penibético como precisado su significado geológico y delimitados los terrenos que en aquél se pueden englobar. Consecuentemente, de acuerdo con González-Donoso *et al.* (1983), el Penibético agrupa a diversas unidades tectónicas pertenecientes al dominio paleogeográfico más interno del sector occidental de Zona Subbética (Fig. 1), uno de cuyos rasgos estratigráficos más notables es la existencia de importantes interrupciones sedimentarias durante el Cretácico (sobre todo inferior) una de las cuales dio lugar a un paleokarst.

El objetivo del presente trabajo es completar la información estratigráfica sobre la parte terciaria de la serie penibética, especialmente durante el Paleógeno. La serie mesozoica ha sido estudiada ya con bastante detalle por diferentes autores (Kockel, 1963; Dürr, 1967; Hoppe, 1968; Chauve, 1968; Didon, 1969; Peyre, 1974; Cruz-San Julián, 1974; Bourgois, 1978; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín Algarra y Vera, 1982), pero los datos sobre el terciario han sido escasos y dispersos. Sólo dos cortes relativamente continuos han sido descritos: el corte de la Fuente del Chiquero, en las proximidades de Benaocaz, en la provincia de Cádiz (Chauve, 1968) y el corte del Tajo Almarado, en las proximidades del Valle de Abdalagís en la provincia de Málaga (Peyre, 1974).

Los materiales paleógenos del Penibético contienen, en general, una abundante fauna de foraminíferos planctónicos. El estudio de estas fau-

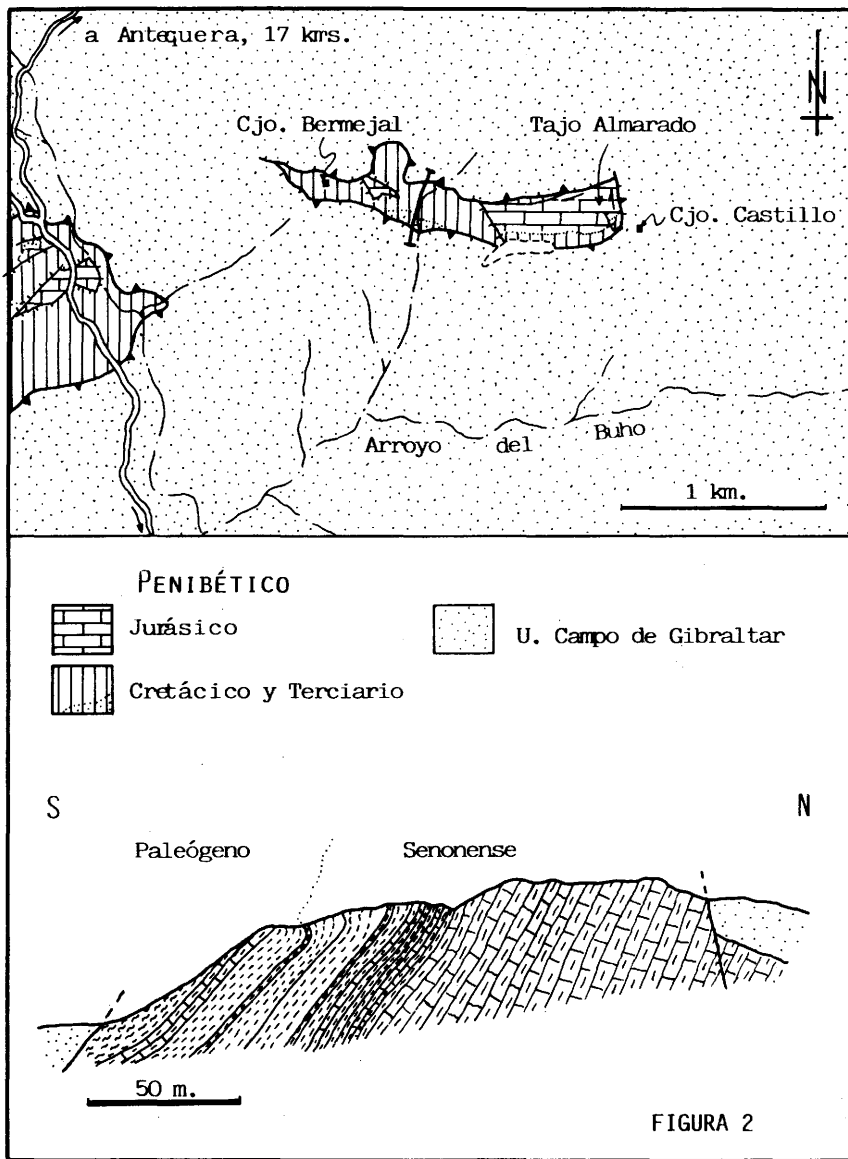


Figura 2.—Mapa y corte geológicos del afloramiento del Tajo Almarado.

nas demuestra que, en la secuencia estratigráfica del Penibético, el Paleógeno se encuentra representado en su práctica totalidad. Tan sólo el Paleoceno basal y el Oligoceno plantean problemas de datación deri-

vados del mal estado de preservación y la poca diversidad de las faunas recogidas en los escasos afloramientos en que ha sido reconocido. La buena continuidad de los cortes y el magnífico estado de preservación de los foraminíferos, sobre todo en el corte del Tajo Almarado, permiten establecer una bioestratigrafía detallada del Paleoceno y Eoceno y plantear una correlación con las biozonas establecidas en otros puntos dentro de la Cordillera Bética (Martínez-Gallego, 1977; Cremades, 1979) y fuera de ella. Finalmente, se presenta una secuencia estratigráfica sintética y característica del Paleógeno del Penibético y se analiza su significado sedimentario y paleogeográfico.

## DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

### Corte del Tajo Almarado

El Tajo o Castillo Almarado (Fig. 2) se sitúa unos 3 km. al N.E. del Valle de Abdalagís (hoja de Ardales del M.T.N., 1:50.000 n.º 16-43) en la provincia de Málaga. A él se accede por una pista que asciende desde el Valle de Abdalagís hasta la carretera de La Joya, entre los Cortijos del Castillo y del Bermejál. Está constituido por materiales calizos del Jurásico sobre los cuales reposan margas y margocalizas (Capas Rojas) del Cretácico superior y Paleógeno, que afloran tectónicamente bajo materiales terciarios alóctonos pertenecientes a las unidades del Campo de Gibraltar. El corte estudiado se localiza en el extremo S del afloramiento del Penibético (UTM: 514917), en un paraje que los lugareños denominan Los Colorados, aludiendo al color que dan al terreno las Capas Rojas Cretácico-Terciarias. La exposición es magnífica, a favor de un barranco tributario del Arroyo del Buho y la serie estratigráfica (Fig. 3) puede levantarse sin interrupción desde el Senonense superior hasta el Eoceno superior. Este corte fue descrito por Peyre (1974) quien señaló los rasgos estratigráficos principales del mismo y dató el Campanense-Mastrichtense, Danense (Zona de Pseudobulloides), Paleoceno superior-Eoceno inferior (Zona de Rex), Eoceno inferior (Zona de Aragonensis), Luteciense superior (Zona de Mexicana), Eoceno superior (Zona de Semiinvoluta) y Oligoceno (Zona de Opima Opima) con remociones de Eoceno superior).

El corte comienza con un paquete de Capas Rojas bastante calcáreas que, progresivamente, pasan a una alternancia de margocalizas y margas rojas con estratificación muy difusa, tan sólo marcada por ligerísimas variaciones en el contenido calcáreo, que dan lugar a una sutil alternancia de orden métrico entre bancos más margosos o más arcillosos, con límites graduales entre sí. Dos delgados y continuos estratos más calizos de varios centímetros de espesor rompen la monotonía de este paquete margoso, en el cual se efectúa, sin ningún cambio de facies ni discontinuidad litológica aparente, el paso del Cretácico al Terciario. Según Peyre (1974) el más bajo de estos estratos se sitúa hacia el límite Campanense-Mastrichtense; el superior es ya de edad Paleoceno inferior. Unos centímetros por debajo del estrato superior se encuentra un nivel lateralmente discontinuo de no más de 5 centímetros de espesor, de arcillas verdosas por debajo del cual de nuevo se tienen margas rojas del Paleoceno inferior. Niveles verdosos similares, igualmente lateralmente discontinuos se encuentran esporádicamente a otras alturas de la columna, tanto por debajo como por encima del nivel citado. El tránsito al Cretácico se realiza sin discontinuidad estratigráfica aparente en el seno de unas margas rojas situadas por debajo del nivel arcilloso-margoso verde referido. No se detecta ni

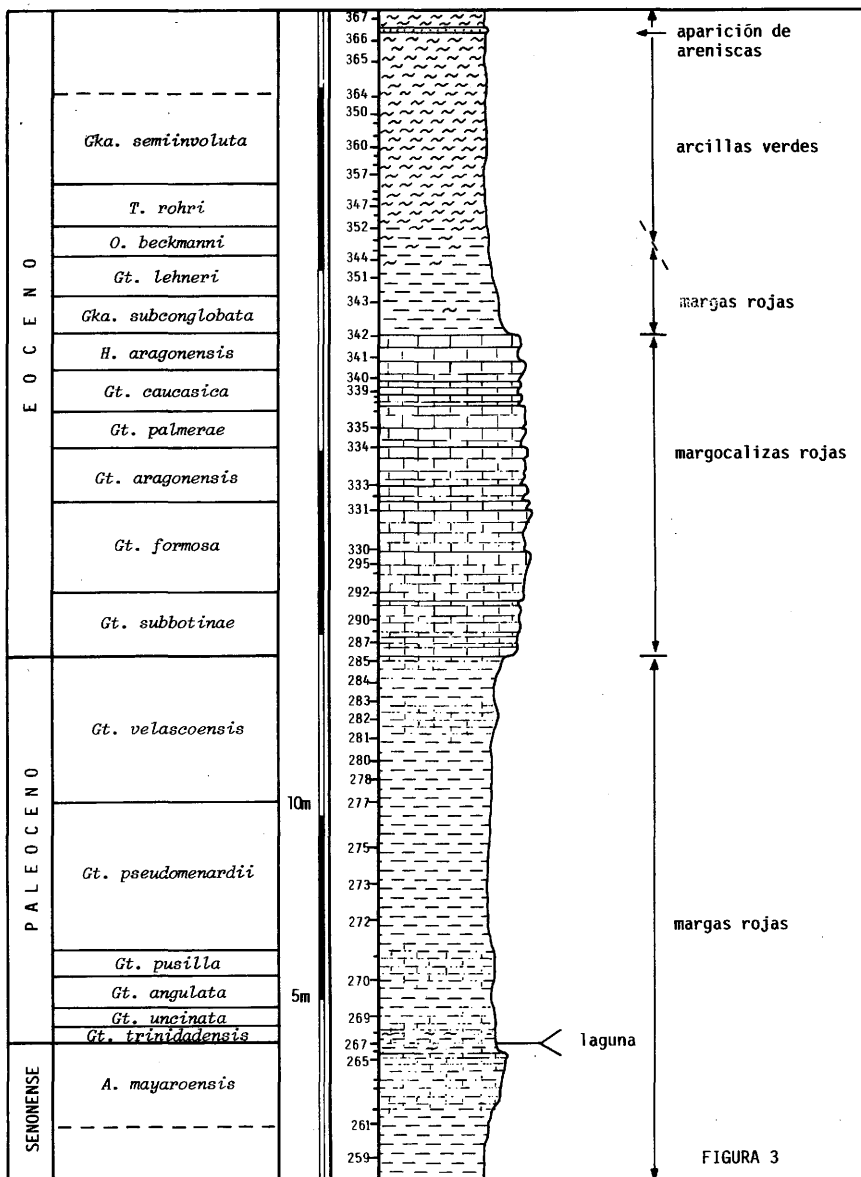


Figura 3.—Serie del Tajo Almarado.

cambio de color ni de textura del sedimento, ni siquiera se reconoce superficie de estratificación bien definida alguna que permita establecer con absoluta precisión la posición del límite. Sin embargo, se detecta un brusco cambio en la fauna de foraminíferos planctónicos, de manera que puede afirmarse la existencia de una laguna estratigráfica

que comprende las dos primeras zonas del Paleoceno inferior: las zonas de Eugubina y de Pseudobulloides-Daubjergensis. Un estudio más preciso de este límite en el presente corte está en curso de realización.

El Eoceno comienza con un cambio litológico significativo: las margas rojas son reemplazadas rápidamente por un paquete margocalizo de color rosado pálido. La estratificación es del orden decimétrico y queda marcada por la alternancia de niveles duros y blandos. Los estratos muestran en general una parte inferior más margocaliza y deleznable y una parte superior algo más calcárea y resistente. Puntualmente los estratos contienen pequeñas cantidades de cuarzo y en algún caso, las margocalizas muestran una ligera laminación paralela. Este paquete, a diferencia de los infrayacentes, presenta un aspecto distinto a ambos márgenes del barranco. En la margen derecha, por la cual se ha realizado el muestreo más exhaustivo, está más uniformemente estratificado. En la margen izquierda la estratificación se encuentra algo más perturbada, las intercalaciones margosas son más frecuentes y pueden apreciarse algunas disarmonías en las capas que podrían, con algunas reservas, atribuirse a deslizamientos submarinos incipientes (*slumping*).

Hacia la parte superior, las intercalaciones margosas se hacen progresiva, pero rápidamente, más importantes a la vez que el color se va tornando en un rosado pálido, ligeramente amarillento o incluso blanco, y finalmente se pasa a un paquete de margas y arcillas de color verde pálido sobre las cuales se asientan terrenos de labor, lo que dificulta notablemente su muestreo.

Sobre estos términos Peyre (1974) señala la presencia de unos metros de margas pardas; luego de nuevo margas verdes y finalmente un banco de areniscas margosas con glauconita de aproximadamente un metro de espesor. Las condiciones de exposición actuales no han permitido reconocer, delimitar ni muestrear correctamente el techo de este corte si bien se han reconocido bloques procedentes del estrato de areniscas señalado por Peyre (1974) pero no *in situ*. Los cultivos y los deslizamientos de ladera ocultan las relaciones de detalle con los términos alóctonos que se superponen al Penibético, pertenecientes a las unidades del Campo de Gibraltar.

### **Corte de la Fuente del Chiquero.**

Este corte se sitúa en los alrededores de la Fuente del Chiquero (U.T.M.: 854651), a unos 3 km. al E. de Benaocaz (hoja de Ubrique del M.T.N. n.º. 14-44, provincia de Cádiz) y a él se accede por un camino de herradura que parte desde Benaocaz en dirección a Casa Fardela y Grazalema. Las condiciones de afloramiento son peores que en el caso del corte anterior dado que la serie se encuentra ligeramente plegada y existe una mayor cobertura vegetal. Una cartografía y un corte geológico esquemático se presentan en la figura 4. Este corte fue dado a conocer por Chauve (1968) quien allí reconoció el Senonense superior, el Paleoceno y el Eoceno medio. El afloramiento forma parte de una unidad tectónica (Unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero) que Bourgois *et. al* (1970), Bourgois y Chauve (1972) y Bourgois (1978) no consideran Penibética en sentido estricto sino de fuerte afinidad penibética, pero de origen «ultra», esto es, meridional, o mejor, interna con respecto al Penibético. Sin embargo tal interpretación no es sostenible, como puede deducirse del estudio de los terrenos jurásicos y cretácicos de la región que ha efectuado uno de nosotros, algunos de los cuales han sido ya en parte publicados *cf.* González-Donoso; *et. al.*, 1983), pero una discusión a fondo del problema no procede en el presente trabajo. Baste aquí con señalar que la referida unidad del Peñón Grande forma parte del borde más externo del Penibético y, por tan-

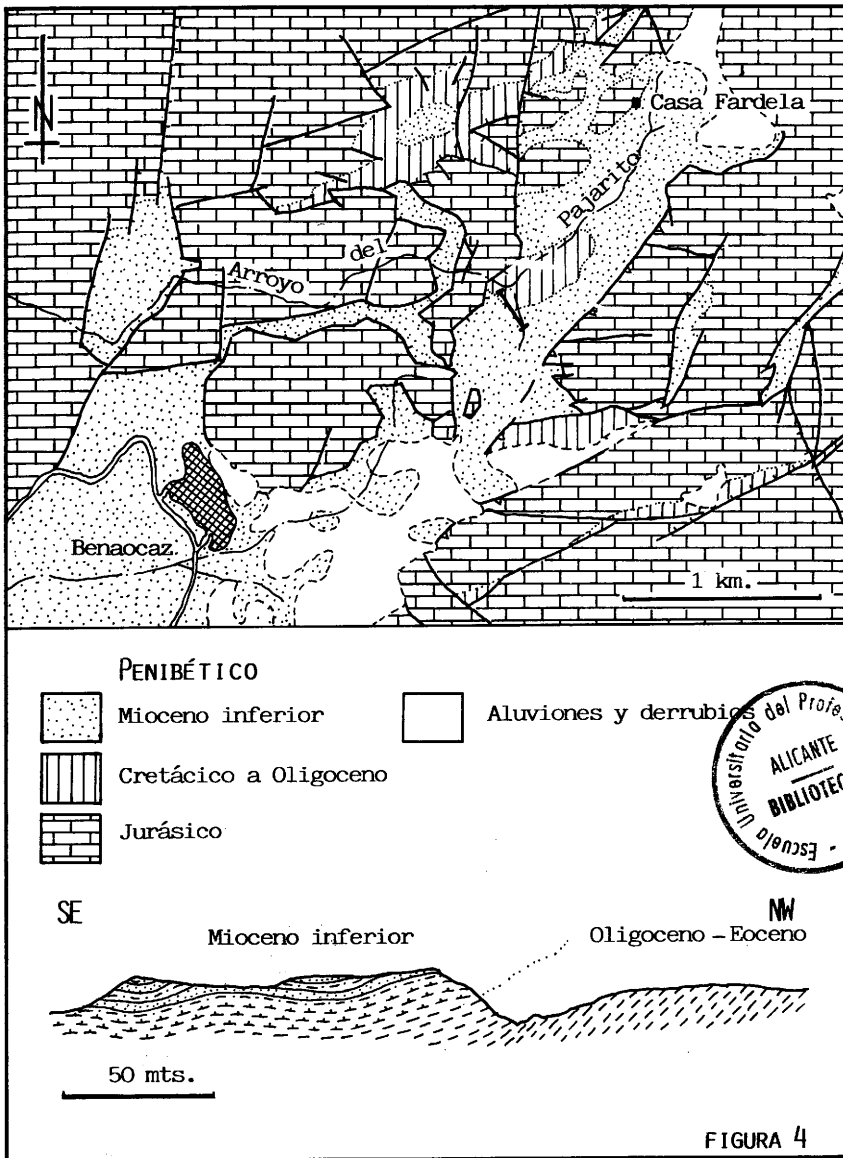


Figura 4.—Mapa y corte geológicos del afloramiento de la Fuente del Chiquero.

to, se encuentra en una posición relativa, con respecto al resto del dominio, análoga a la que ocupó durante el depósito.

La secuencia terciaria de la Unidad del Peñón Grande fue notablemente precisada por Dubois y Magné (1972) quienes dataron el Burdigaliense inferior, el Oligoceno, el Ypresiense superior-Luteciense basal, el tránsito Paleoceno-Eoceno y el Paleoceno.



González-Donoso *et. al.* (1983), al estudiar la discontinuidad del Cretácico en esta región, pusieron de manifiesto que el desarrollo de la karstificación cretácica fue máxima en el sector septentrional del Penibético hasta el punto que la fosilización definitiva del paleokarst no se alcanzó hasta, al menos, el Paleoceno superior - Eoceno basal en la región a la que pertenece la Fuente del Chiquero. Esto no excluye, por supuesto, que en las zonas deprimidas del paleokarst no hubiera sedimentación durante el Cretácico, como de hecho así se constata, y tal debió ser la posición durante el depósito de los afloramientos en los que los autores citados han datado los diferentes términos cretácicos por ellos referidos.

El estudio de la parte baja de este corte no es fácil, en parte debido a las condiciones de afloramiento y en parte a complicaciones tectónicas y quizá también estratigráficas conectadas con el relleno de una posible gran depresión paleokárstica. Al pie meridional de los principales relieves jurásicos, situados aproximadamente 1 km. al N. de la Fuente del Chiquero aparece un importante conjunto de brechas alimentadas de material jurásico y cretácico diverso, que están pendientes de estudio. Entre estas brechas y el corte propiamente dicho afloran materiales jurásicos cuyas relaciones cartográficas con los afloramientos adyacentes no son fáciles de aclarar. Al S. de éstos y sobre ellos afloran, en el mismo lecho del arroyo del Pajarito, unas margas rojas lustrosas, con esporádicas y delgadas intercalaciones centimétricas de brechas, microbrechas y clacarenitas oolíticas resedimentadas, alimentadas de material jurásico y cretácico inferior. González-Donoso *et. al.* (1983, tabla VI) han datado estas margas como Senonense (muestra C.F.C.-25), Campanense-Maastrichtiense (C.F.C.-27) y Paleoceno superior (C.F.C.-22). Sobre ellas descansa el resto del corte estudiado.

El corte (Fig. 5) comienza con un paquete de margas y margocalizas rojas que son la continuación de los términos descritos anteriormente, que, gradualmente, pasan a una alternancia de margas blancas y rosadas, con algunos niveles margocalizos, de edad Oligoceno. Sobre ellas reposa un conjunto de margas blancas y grisáceas con delgados estratos margocalizos y con algún esporádico nivel más rosado, que hacia la parte superior pasan a lutitas ligeramente verdosas, del Oligoceno o Mioceno inferior. La serie culmina con una alternancia de areniscas cuarzosas pardas y lutitas pardoamarillentas y verdosas de carácter flysch. Las areniscas se presentan en bancos gruesos, de espesor decimétrico a métrico, con muro neto que muestra estructuras de corriente (*flute cast, groove cast*) no muy desarrolladas, con una ligera grano-clasificación, pero no bien marcada. La estructura interna predominante es la laminación horizontal a ligeramente ondulada, y ocasionalmente se reconocen superficies de erosión internas poco marcadas. El tránsito a las lutitas suprayacentes es gradual y en los cortes de detalle levantados parece adivinarse una organización estratodecreciente. Este término es el denominado flysch Penibético, a cuyo techo Dubois, y Magné (1972) dataron el Burdigaliense inferior (cf., Bourgois, 1978).

#### Otros afloramientos.

No han sido localizados otros cortes con buena exposición y continuidad que los arriba mencionados. Por lo que se refiere al resto del Penibético, cabe señalar que los diferentes autores que en él han trabajado han señalado ya que la persistencia de las Capas Rojas senonenses durante el Paleoceno y Eoceno, con acentuación progresiva del carácter margoso, es un rasgo estratigráfico que posee validez regional. Sólo a partir del Eoceno medio y superior se detectan algunos cambios significativos en el color, que pasa a ser gris blanco o verdoso. No obstante en muchos puntos las capas rojas permiten datar hasta el Eoceno superior o incluso el Oligoceno, lo que ha sido señalado

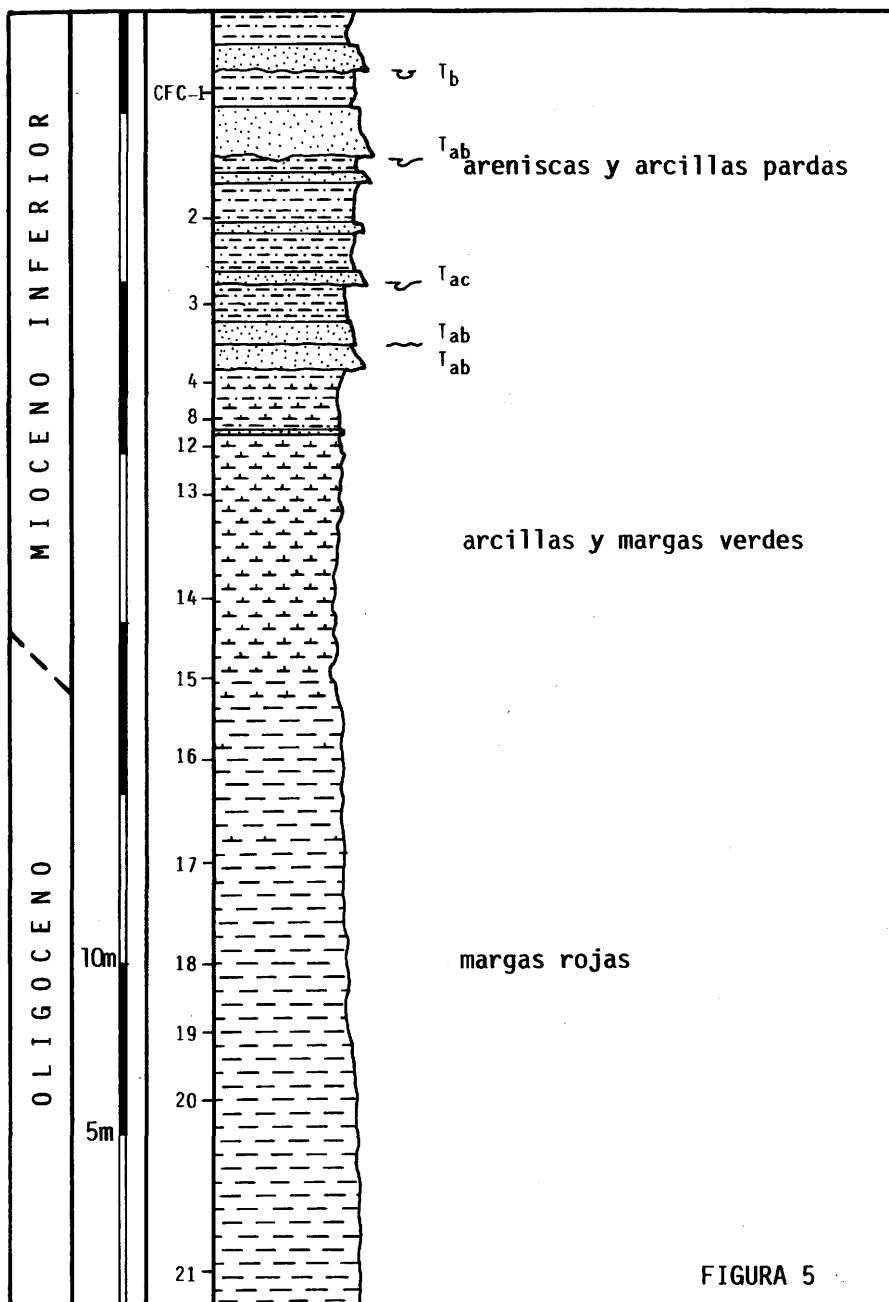


Figura 5.—Serie de la Fuente del Chiquero.

por Bourgeois (1978). Por nuestra parte hemos podido confirmar la presencia del Eoceno superior en facies de Capas Rojas, en dos puntos: en el Tajo de Sabar, pequeño relieve situado en las inmediaciones de la carretera de Riogordo a Periana (hoja de Colmenar, n°. 1.743; U.T.M.: 884904) y al N. de Puerto Martínez, en la trinchera de la pista que

desciende desde el Puerto a la carretera de Ardales a El Burgo (hoja de Ronda, n.º. 15-44; U.T.M.: 327753), en este caso pinzados bajo una falla inversa que les superpone margas blancas del Albense-Cenomanense inferior. Los autores alemanes, finalmente, (Kockel, 1963; Dürr, 1967; Hoppe, 1968; Hoepfner *et. al.*, 1964) consideraron que la serie penibética culminaba con un potente y variado flysch, pero diversos autores (Chauve, 1968; Didon, 1969; Peyre, 1974; Cruz-Sanjulián, 1974) han demostrado la pertenencia de este flysch, en su mayor parte, a un conjunto tectónico diferente y superpuesto al Penibético, esto es, a las Unidades del Campo de Gibraltar.

## BIOESTRATIGRAFÍA

Trinidad fue una de las primera áreas donde los foraminíferos plancónicos se emplearon con éxito en la zonación de los depósitos del Cretácico y Terciario.

La biozonas publicadas para Trinidad por Bolli (1959) han encontrado amplia aceptación y aplicación, no sólo en las regiones costeras del Golfo cercano al Caribe, sino también en áreas más distantes. Esto prueba que la mayoría de las zonas originalmente propuestas en Trinidad, pueden ser reconocidas a escala mundial y utilizarse para correlaciones estratigráficas intercontinentales. Sin embargo, se han propuesto varios cambios en la propuesta de zonación para Trinidad, que incluyen zonas adicionales que caracterizan los materiales estratigráficos que faltan en Trinidad, o que entonces no habían sido reconocidas. En especial se intercalaron dos zonas para caracterizar el Terciario más antiguo: La zona de *Globigerina eugubina* que representa el principio del Terciario y la zona de *Globigerina pseudobulloides* / *G. daubjergensis*, que queda inmediatamente por debajo de la zona de *Globorotalia trinidadensis* reconocida en Trinidad como el comienzo del Terciario.

Por otra parte, una notable interrupción faunística parece existir entre la zona de *Globorotalia palmerae* y la de *Hantkenina aragonensis* en el esquema de zonación de Bolli. Hillebrandt (1965) estableció la zona de *Globorotalia caucásica* intercalándola entre las dos anteriores cuya composición faunística proporcionó el eslabón entre las zonas de *Gt. palmerae* y *H. aragonensis*. Otros cambios en la zonación de Trinidad, se refieren a subdivisiones de zonas, o cambios a los nombres de las zonas ya existentes.

### Generalidades.

El final del Cretácico está marcado por la extinción de los géneros *Globotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Abathomphalus* y de los heterohelícidos, todos los cuales fueron muy abundantes en el plancton del Cre-

tácico terminal. Los conjuntos faunísticos que toman el relevo en las series del Paleoceno inferior, están constituidos exclusivamente por especímenes muy pequeños de *Globigerina* y *Globorotalia*, caracterizados por presentar cámaras globulosas a ovaladas, faltando las formas carenadas.

Especies grandes, pero aún simples, de *Globigerina* y *Globorotalia* comenzaron a aparecer en el Paleoceno inferior y dieron lugar a líneas evolutivas que se desarrollaron durante el resto del Paleoceno y Eoceno. Las *Globorotalias* típicas del Paleoceno son lisas y comprimidas, y abarcan abundantes grupos que progresivamente llegan a ser más hispidas o espinosas, cónico-angulosas, y, eventualmente, con carena bien marcada. El tránsito Paleoceno-Eoceno no está claramente definido en las secuencias evolutivas. Más aparente es la división entre el Eoceno inferior y Eoceno medio, donde varios géneros muy característicos hacen su aparición (en especial, *Hantkenina*, *Globigerinatheka* y *Clavigerinella*).

En el curso del Eoceno medio tiene lugar la rápida evolución de los nuevos géneros, que no pasarán al Oligoceno, y al mismo tiempo aparecieron linajes precursores del Eoceno superior y Oligoceno. El tránsito Eoceno medio - Eoceno superior coincide con la extinción brusca de las formas hispidas o espinosas, que son muy abundantes y típicas del plancton desde el Paleoceno hasta el Eoceno medio inclusive.

Grupos de géneros y especies típicas del Paleoceno y Eoceno permiten la subdivisión de los terrenos en latitudes bajas y medias y, en consecuencia, son usados en la zonación por medio de foraminíferos. La utilidad de las especies de foraminíferos planctónicos se reduce fuertemente en latitudes altas, por la falta de las formas índice características de las áreas tropicales, subtropicales y templadas. En consecuencia, otros microfósiles planctónicos (especialmente, coccolitofóridos y dinoflagelados) se usan para la subdivisión de los depósitos del Paleógeno de latitudes altas.

## Descripción de las zonas.

### Paleoceno.

En el corte de Tajo Almarado, el tránsito entre el Cretácico terminal y el Terciario, tiene lugar sin ningún cambio de facies ni discontinuidad litológica aparente. Sin embargo, la asociación faunística del Terciario más bajo es la característica de la zona de *Globorotalia trinidad-*



*densis*, que se corresponde con el techo del Paleoceno inferior. Por tanto, hay una laguna estratigráfica que comprende las dos zonas basales del Paleoceno inferior (zonas de *Globigerina eugubina* y de *Globigerina pseudobulloides/Globigerina daubjergensis*).

#### **Zona de *Globorotalia trinidadensis* (Paleoceno inferior-techo).**

El límite inferior viene definido por la aparición de *Gt. trinidadensis* y *Gt. compressa*. El límite superior, por la aparición de *Gt. inconstans*. Esta zona se caracteriza por la asociación siguiente: *Gt. trinidadensis*, *Gt. compressa*, *Gt. varianta*, *G. triloculinoides* y *G. daubjergensis*.

*Gt. trinidadensis* es muy abundante desde la base de la zona, observándose formas cada vez más evolucionadas a medida que ascendemos en dicha zona. *Gt. compressa* es comparativamente menos abundante que *Gt. trinidadensis* y *G. daubjergensis*, es, de rara a muy rara a lo largo de toda la zona.

#### **Zona de *Globorotalia uncinata* (Paleoceno medio).**

Intervalo comprendido entre la aparición de *Gt. uncinata* en la base, y la aparición de *Gt. angulata* en el techo de la zona. *Gt. uncinata* y *Gt. praecursoria* caracterizan a la zona de *Gt. uncinata* como formas de nueva aparición, y *Gt. triloculinoides*, *Gt. inconstans*, *Gt. compressa* y *Gt. trinidadensis* son especies que persisten.

#### **Zona de *Globorotalia angulata* (Paleoceno medio).**

Intervalo entre la aparición de *Gt. angulata* en la base, y la aparición de *Gt. pseudomenardii* y *Gt. velascoensis* en el techo de la zona. En esta biozona aparecen las primeras especies de *Globorotalias* caracterizadas por presentar un lado dorsal plano y umbilical muy convexo, con cámaras cónico-angulares y periferia axial angulosa. *Gt. angulata* es representativa de este grupo. En esta biozona se extinguen *Gt. compressa*, *Gt. praecursoria* y *Gt. uncinata*, como formas más características de la zona anterior.

#### **Zona de *Globorotalia pseudomenardii* (Paleoceno superior).**

Intervalo definido por la distribución estratigráfica total de *Gt. pseu-*

*domenardii*, *Gt. velascoensis*, *Gt. aequa* y *Gt. mckannai* aparecen en la base de la zona, siendo muy abundante y características, y pasando a la zona siguiente. Otra especie como *Gt. chapmani*, que aparecen en la parte superior de la biozona de *Gt. angulata*, es característica y relativamente abundante en la zona de *Gt. pseudomenardii*.

#### **Zona de Globorotalia velascoensis (Paleoceno superior).**

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. pseudomenardii*, en la base de la zona y la extinción de *Gt. velascoensis* en el techo. El microfósil índice que da nombre a la zona, *Gt. velascoensis*, no es reconocido internacionalmente por ser una forma que tiene limitada su distribución espacial en función del clima. Sin embargo, en la Cordillera Bética *Gt. velascoensis* es una forma muy abundante y característica del Paleoceno superior.

Esta zona presenta la siguiente asociación: *Gt. aequa*, *Gt. soldadoensis*, *Gt. simplex*, *G. incisa*, *G. primitiva* y *G. velascoensis*. Además, el género *Chiloguembelina* está muy bien representado en esta biozona.

### **EOCENO.**

#### **Zona de Globorotalia subbotinae (Eoceno inferior).**

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. velascoensis* y la primera aparición de *Gt. aragonensis*. La asociación característica de esta biozona incluye a *Gt. subbotinae*, *Gt. marginodentata*, *Gt. formosa gracilis*, *Gt. wilcoxensis* y *Gt. soldadoensis*. *Gt. aequa* es frecuente en la base de la zona, y desaparece gradualmente conforme ascendemos en dicha zona.

#### **Zona de Globorotalia formosa formosa (Eoceno inferior).**

Intervalo definido entre la aparición de *Gt. aspensis* y *Gt. renzi* en el techo. La asociación característica de esta biozona incluye al grupo de *Gt. formosa*, *Gt. wilcoxensis*, *Gt. subbotinae*, *Gt. broedermanni* y *Gt. aragonensis*.

#### **Zona de Globorotalia aragonensis (Eoceno inferior).**

Intervalo definido entre la aparición de *Gt. aspensis* en la base, y la apa-

rición de *Gt. palmerae* en el techo. La asociación característica de esta biozona incluye a *Gt. aspensis*, *Gt. soldadoensis*, *Gt. broedermanni*, *Gt. renzi*, *G. senni*, aparece en la parte superior, mientras que *Gt. subbotinae* y *Gt. formosa* solamente se encuentran en la parte inferior de la biozona.

#### **Zona de Globorotalia palmerae (Eoceno inferior).**

Intervalo definido por la distribución estratigráfica de *Globorotalia palmerae*. Junto al microfósil índice, esta biozona se caracteriza por *Gt. aragonensis*, *Gt. aspensis*, *G. inaequispira*, *Gt. soldadoensis* y *Pseudohastigerina micra*. Formas de transición de *Gt. aragonensis* a *Gt. caucásica* aparecen hacia el techo de la biozona.

#### **Zona de Globorotalia caucásica (Eoceno inferior).**

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. palmerae* en la base, y la extinción de *Gt. caucásica* en el techo. Esta zona no tiene equivalencia en la zonación de Bolli (1957), debido a un probable hiato en Trinidad entre las zonas de *Gt. palmerae* y *Hantkenina aragonensis*. La asociación característica comprende *Gt. aragonensis*, *G. inaequispira*, *G. lozanoi*, *Gt. soldadoensis*, *Gt. aspensis* y *Pseudohastigerina micra*. Formas típicas de *Gt. bullbrooki* y *Gt. cerroazulensis frontosa* aparecen en el tercio superior de la zona.

#### **Zona de Hantkenina aragonensis (Eoceno medio).**

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. caucásica* en la base y la aparición de *Globigerinatheka mexicana* en el techo. Una característica importante de esta zona es la aparición en ella de varios géneros: *Hantkenina*, *Globigerinatheka* y *Clavigerinella*, que serán taxones importantes en la biozonación del Eoceno medio y superior. Formas como *Gt. bullbrooki*, *Gt. aragonensis*, *G. senni*, *G. higginni*, *Gt. spinulosa* y *Truncosotaloides rohri* son importantes para caracterizar la biozona. El microfósil índice de la zona, *H. aragonensis*, es poco abundante sobre todo en la base.

#### **Zona de Globigerinatheka subconglobata (Eoceno medio).**

Intervalo definido entre la aparición de *Globigerinatheka mexicana* en la base y la extinción de *Gt. aragonensis* en el techo. La asociación

ción típica de esta zona incluye a *Globigerinatheka subconglobata*, *Gt. bullbrooki*, *Gt. spinulosa*, *G. senni*, *Gt. alamedillensis*, *Gt. aragonensis* y *Hantkenina mexicana*.

#### **Zona de Globorotalia lehneri (Eoceno medio).**

Intervalo definido entre la extinción de *Gt. aragonensis* en la base, y la aparición de *Orbulinoides beckmanni* en el techo. Esta zona contiene asociaciones típicas de *Gt. lehneri*, *Gt. spinulosa*, *Gt. cerroazulensis frontosa*, *Truncorotaloides rohri*, *T. topilensis*, *H. mexicana*, *H. dumblei*, *Globigerinatheka index* y *Globigerinatheka mexicana*.

#### **Zona de Orbulinoides beckmanni (Eoceno medio).**

Intervalo caracterizado por la distribución estratigráfica total del índice *O. beckmanni*. Además del fósil índice, esta zona presenta *Gt. spinulosa*, *Gt. lehneri*, *Gka. mexicana*, *Gka. barri*, *T. rohri*, *T. topilensis* y *Gt. gr. cerroazulensis*. El índice zonal *O. beckmanni* es una forma característica de la región del Caribe, y que prácticamente no ha sido citada fuera de dicha región. En la Cordillera Bética fue citada por uno de nosotros (J. M. G., 1977).

#### **Zona de Truncorotaloides rohri (Eoceno medio).**

Intervalo definido por la extinción de *O. beckmanni* en la base, y la extinción de *T. rohri* en el techo. El tránsito entre el Eoceno medio y superior en secuencias marinas viene marcado por la brusca desaparición de numerosas especies espinosas o híspidas de foraminíferos planctónicos. Formas características de esta zona son: *Gt. lehneri*, *Gt. gr. cerroazulensis*, *H. alabamensis*, *Gka. subconglobata luterbacheri* y *G. eocaena*.

#### **Zona de Globigerinatheka semiinvoluta (Eoceno superior).**

Intervalo entre la extinción de *T. rohri* en la base, y la extinción de *Gka. semiinvoluta* en el techo. Característico de esta zona es la ausencia de especies espinosas de *Globorotalia*, y la presencia de *H. brevispina*, *Cribrohantkemina lazzarii*, *Gka. index tropicalis*, *Gka. index index* y *Gt. cerroazulensis*.



## **Zona de *Globorotalia cerroazulensis* (Eoceno superior).**

La base de la zona queda definida por la extinción de *Gka. semiinvoluta* y el techo por la extinción del grupo *Gt. cerroazulensis* y el género *Cribrohantkenina*. La extinción de *Hantkenina*, *Cribrohantkenina*, *Globigerinatheka* y *Gt. cerroazulensis* define netamente el límite Eoceno-Oligoceno.

## **Sobre el Oligoceno y el Mioceno inferior.**

A diferencia de lo que acontece en materiales del Paleoceno y Eoceno, en los que los foraminíferos planctónicos son abundantes y permiten diferenciar diversas biozonas, en los del Oligoceno y Mioceno inferior, bien representados en el corte de la Fuente del Chiquero, la escasez y mala conservación de la fauna impide establecer una bioestratigrafía detallada.

Muchas de las numerosas muestras estudiadas son azóicas; otras han suministrado como microfauna más significativa:

*Globigerinita dissimilis ciproensis*

*Globigerinita dissimilis dissimilis*

*Globigerinita cf. tripartita*

lo que permite atribuir a estas muestras una edad Oligoceno.

Las muestras recogidas por debajo de estos términos, y sobre los datados por González-Donoso, *et. al* (1983. Tabla VI) como Paleoceno superior, no han suministrado fauna alguna por lo que no puede excluirse el que el Oligoceno inferior pudiera estar representado en ellos.

Los foraminíferos reconocidos en los materiales oligo-miocénicos datados se recogen en la tala adjunta y, al igual que la aparición de bentónicos localmente abundantes (lo que sugiere un importante cambio en las condiciones ecológicas del medio), su existencia parece ser general en los materiales penibéticos de esta edad datados por diversos autores en diferentes puntos, igualmente recogidos en la tabla y reinterpretados de acuerdo con la bioestratigrafía propuesta por Molina (1979). En todos los casos, las asociaciones no permiten reconocer con seguridad la presencia del Oligoceno inferior. No obstante, al igual que sucede en la Fuente del Chiquero los datos de campo no sugieren la existencia de interrupción sedimentaria alguna y pudiera ser que el Oligoceno inferior no se reconociera, bien por ausencia absoluta de fauna, bien por inexistencia de fauna característica que permitiría su datación precisa.

Es importante mencionar que Dubois y Magné (1972) reconocieron en la región de Ubrique y Grazalema faunas que permite datar el intervalo Aquitaniense superior —Burdigaliense inferior en los términos areniscosos de carácter flysch, bien representados en la Fuente del Chiquero, con los cuales acabó la sedimentación anterior a las deformaciones tectónicas principales en el Penibético.

## INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.



A la hora de abordar la interpretación sedimentaria de los Paleógenos del Penibético es fundamental tener en cuenta la situación paleogeográfica preexistente: durante el Jurásico superior y el Cretácico este dominio se comportó como una elevación submarina, ubicada en un ambiente pelágico, que incluso llegó a estar expuesta a emersión y karstificación (González-Donoso *et. al.*, 1983). A partir del Albense superior el paleokarst fue siendo progresivamente fosilizado por sedimentos pelágicos, fosilización que culminó que comienzos del Paleógeno con el enterramiento definitivo de algunos relieves que aún no habían sido totalmente recubiertos, ubicados en las partes septentrionales de la región; en las restantes partes del Penibético la sedimentación paleógena sucedió a la del Senonense superior sin que ningún cambio litológico sea perceptible. En resumen, el Paleógeno heredó sus rasgos esenciales del Cretácico superior y, consecuentemente, debió depositarse sobre un alto submarino, probablemente algo basculado y menos profundo en sus partes septentrionales.

El carácter pelágico de estos sedimentos está avalado tanto por la litología como por el contenido fósil. Se trata de fangos bastante calcáreos, ricos en foraminíferos planctónicos y, sobre todo, cocolitos, que pueden llegar a formar gran parte de la roca.

La velocidad de sedimentación, que ha sido calculada para el corte del Tajo Almarado durante el Paleoceno y Eoceno, es típica también de un depósito pelágico (véanse los datos recopilados por Corrales, *et. al.*, 1977, capítulo 19). Los valores obtenidos son variables según el nivel estratigráfico (figura 6), pero siempre muy bajos: no sobrepasan los 3 mm. por 1.000 años, aunque habría que multiplicarlos por dos o por tres para compensar las pérdidas de espesor debidas a la compactación. Tales valores indican que los aportes terrígenos que llegaban al Penibético desde las áreas continentales fueron muy escasos, lo que concuerda con una posición de este dominio muy alejada de la costa y explica la naturaleza notablemente biogénica de los sedimentos, dado que los res-

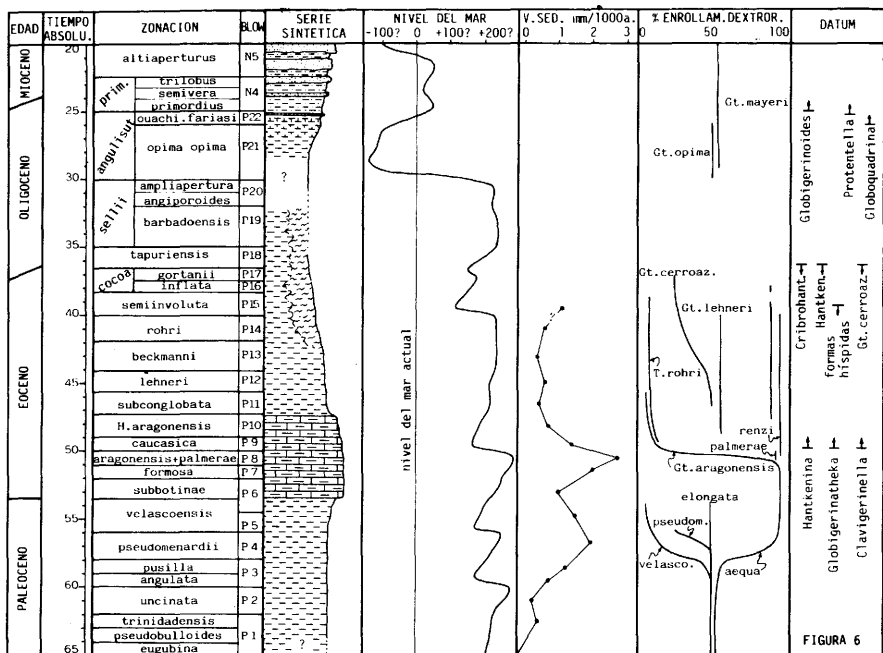


Figura 6.—Síntesis estratigráfica del Paleógeno Penibético. Relación entre los diferentes eventos registrados. Tiempo absoluto según Hardenbol y Berggren (1978). Zonación según Martínez-Gallego (1977), Cremades (1979), Molina (1979) y Blow (1969). Curva eustática según Vail y Hardenbol (1979). Velocidad de sedimentación calculada para la serie del Tajo Almarado. Enrollamiento de los foraminíferos planctónicos según Bolli (1957).

tos orgánicos podían acumularse en cantidades importantes, sin quedar enmascarado por otro tipo de aportes.

Por lo que se refiere a las condiciones sedimentarias, el carácter fino del sedimento y la ausencia de estructuras sedimentarias, a veces incluso hasta de estratificación, indican que la acumulación se produjo por decantación gravitatoria prácticamente continua del sedimento disponible. El color rojo generalizado que, sin duda, es un rasgo deposicional, indica que la oxigenación de las aguas fue buena lo cual sugiere la existencia de una circulación oceánica notable.

La escasa velocidad de sedimentación y el color rojo del sedimento se ajustan a las condiciones propias de una meseta submarina, en cualquier caso situada bajo el nivel de base del oleaje y las tormentas dado el fino tamaño de grano de los sedimentos. En efecto, en estos altos de velocidad de sedimentación suele ser extraordinariamente lenta e igualmente la circulación oceánica más activa, lo que impide la estratificación por densidades de las aguas y su consecuente estancamiento que, por el contrario, se ven favorecidos en zonas más profundas, donde puede preservarse la materia orgánica en condiciones euxínicas (anoxigénicas) e incluso dar lugar a sedimentos butuminosos (Jenkyns, 1980).

Un rasgo notable de los depósitos del Paleógeno del Penibético es su acusada uniformidad de facies durante un largo intervalo de tiempo que comienza en el Cretácico superior y llega hasta el final del Eoceno medio, al menos. La sedimentación, además, fue prácticamente continua como lo demuestra la ausencia casi absoluta de lagunas estratigráficas. Probablemente todo ello debió estar favorecido por unas condiciones tectónicas de elevada estabilidad. Fenómenos significativos anormales, siempre sutiles y por tanto de difícil detección, se constatan:

- a) En el límite Cretácico y Terciario gracias a la existencia de una laguna estratigráfica que comprende las dos primeras zonas del Paleoceno.
- b) Al inicio del Eoceno, en el que las facies rojas se hacen notablemente más calcáreas.
- c) A finales del Eoceno medio o comienzos del superior, en que las tonalidades rojas son reemplazadas por las verdosas, aunque este fenómeno no es de carácter absolutamente regional dado que se ha reconocido tanto el Eoceno superior como el Oligoceno bajo facies rojas en diversos puntos.
- d) La acentuación del carácter arcilloso y la aparición masiva de terrígenos, que se hacen dominantes a lo largo del Oligoceno y, sobre todo en el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Por lo que se refiere al primero de los fenómenos, esto es, a la laguna de la base del Paleoceno, es necesario señalar que su existencia es un hecho bien constatado en secuencias pelágicas de numerosas regiones del mundo y que sucede a una masiva extinción de organismos acaecida al final del Cretácico, cuya interpretación es objeto en la actualidad de una apasionante controversia. La discusión a fondo de este problema excede de las pretensiones del presente trabajo, pero baste aquí con señalar que las hipótesis con las que se pretende explicar la citada laguna oscilan desde las puramente eustáticas (Vail *et. al.* 1977, sitúan una importante caída del nivel del mar en el límite Cretácico-Terciario) hasta las astronómicas (Smit y Hertogen, 1980) que suponen el acaecimiento de catástrofes mundiales de origen extraterrestre, como la caída de un gran meteorito (Álvarez *et. al.*, 1980) o de un cometa (Hsü, 1980).

Es interesante poner de manifiesto la coincidencia de los restantes fenómenos arriba mencionados con cambios significativos en la velocidad de sedimentación calculada para el corte del Tajo Almarado. La coincidencia de estos máximos sedimentarios con máximas subidas del nivel del mar indicadas por la curva eustática propuesta por Vail y Har-

denbol (1979, *vide* Loutit y Kennett, 1980) sugiere una relación entre ambos fenómenos. Por otra parte es razonable pensar que la alteración de unas condiciones sedimentarias existentes en un dominio pelágico tan estable como el Penibético durante un intervalo de tiempo tan extenso, debió ser debida más bien a factores de cierta importancia y extensión que a factores de tipo local. Pero un dominio pelágico de cierta profundidad no es tan sensible como un dominio de plataforma a los cambios eustáticos (aún cuando el Penibético debió ocupar, durante el Paleógeno, una posición relativamente elevada en el seno de un mar profundo) por lo que la relación eustásia-sedimentación debió ser, en este caso, indirecta.

Habida cuenta del carácter notablemente biogénico de los sedimentos del Paleoceno y Eoceno, cabría pensar que los cambios aludidos de velocidad de sedimentación estuvieran causados por variaciones en los aportes de origen orgánico que, a su vez, podrían estar determinados por factores ecológicos y/o evolutivos. Entre estos últimos y los cambios eustáticos sí sería posible que existiera una relación directa, puesto que éstos pueden controlar el suministro de terrígenos y de nutrientes desde las áreas continentales, las variaciones en la profundidad de compensación de los carbonatos y la circulación oceánica, factores todos ellos que pueden ejercer un significativo efecto sobre la productividad biogénica y los aportes sedimentarios de ella derivados, en los dominios pelágicos (Loutit y Kennett, 1980).

Algunos hitos micropaleontológicos registrables en foraminíferos planctónicos coinciden temporalmente con cambios eustáticos, lo que sugiere que pudiera existir una relación causal entre ambos fenómenos. Algunos de estos hitos son:

a) **Cambios bruscos en el sentido de enrollamiento (Bolli, 1957) que se producen:**

— **En el límite Cretácico-Terciario:** coincidiendo con el evento (¿eustático?) del fin del Cretácico el sentido de enrollamiento pasa de ser predominantemente dextrorso en la fauna maastrichtense a estar distribuido al azar en el Paleoceno inferior.

— **Al comienzo del Paleoceno superior (parte baja de la zona de *Gt. pseudomenardii*):** a la vez que acaece una máxima subida del nivel del mar se produce una rápida bipolarización del sentido de enrollamiento que pasa a dextrorso (*Gt. aequa*) o a sinistrorso (*Gt. velascoensis*, *Gt. pseudomenardii*), aunque aún quedan formas con enrollamiento al azar (*Gt. elongata*).

- **Entre las zonas de *G. palmerae* y *G. aragonensis*** acontece uno de los máximos eustáticos del Paleógeno, que está seguido de una brusca caída del nivel del mar durante la zona de *Gt. caucásica*. Este rápido cambio eustático coincide con un igualmente rápido cambio de sentido del enrollamiento que presenta *Gt. aragonensis*, que pasa de ser casi 100% dextrorso a ser casi 110% sinistrorso. Este cambio de enrollamiento fue observado por vez primera en Trinidad (Bolli, 1957) y se ha constatado también en los Apeninos (Luterbacher, 1964), en la Zona Subbética (Martínez-Gallego, 1977), y en el presente estudio, entre otros puntos del planeta, y puede usarse como datum para correlacionar regiones tan alejadas como el Caribe y el Mediterráneo.
  - **Al inicio del Eoceno medio (zona de *H. aragonensis*)**, coincidiendo con un mínimo eustático aparecen nuevos grupos de foraminíferos con enrollamiento al azar.
  - **A lo largo de la parte superior del Eoceno medio** el nivel del mar se mantiene en una situación de máximo relativo con una ligera tendencia a la bajada que se acentúa al inicio del Eoceno superior. Este hecho coincide con un cambio progresivo del enrollamiento de *Gt. centralis* que pasa de mostrar un enrollamiento al azar a mostrarlo predominantemente sinistrorso.
  - **Al inicio del Oligoceno «medio» (zona de *opima opima*)** acontece la más importante caída del nivel del mar del Paleógeno coincidiendo con la cual aparecen nuevos grupos con enrollamiento al azar.
- b) **Apariciones y/o desapariciones de grupos importantes** ocurren:
- **En el límite Cretácico-Terciario** ya conocido y comentado.
  - **Al comienzo del Eoceno medio**, tras la brusca subida y bajada del nivel del mar al final del Eoceno inferior aparecen varios géneros muy característicos como *Hantkenina*, *Globigerinatheka* y *Clavigerinella*.
  - **En el tránsito Eoceno medio-superior**, a la vez que se produce la caída eustática de esta edad, desaparecen las formas hispídas o espinosas que son abundantes y típicas del plancton desde el Paleoceno superior hasta el Eoceno medio inclusive.
  - **El tránsito Eoceno-Oligoceno** se extinguen bruscamente linajes o géneros muy característicos del Eoceno como el grupo de *Gt. cerroa-*

Autor		LOCALIDAD muestra	<i>Gla. dissimilis</i>	<i>Gla. uncinata</i>	<i>T. rohrri</i>	<i>G. praebulloloides</i>	<i>G. praesagittis</i> (empar.)	<i>G. optima nana</i>	<i>G. optima optima</i>	<i>G. eipiponensis</i>	<i>G. venenulana</i>	<i>G. p. oclusa</i>	<i>G. angulituberculata</i>	<i>G. trilobus</i>	<i>G. acrostoma</i>	<i>Bentimicos</i>	MICROFAUNA
																	EDAD
DIDON (1969)		Jimera	*													*	Eoceno sup.-Oligoceno
		Aº Sijuela	*	*	*				*	*	*		*			*	Oligoceno
		Cra. Cortes-Ubriq.	*		*												
PERE 1974		Tajo Almarado			*			*	*							*	Oligoceno
BOURGEOIS (1978)		Ortejícar	*	*	*	*	*	*	*	*						*	Olig.-Aquitán.no sup.
		Cancho Enmedio	*		*												Olig.-Burdigaliense inf.
		Pto. Martínez	*		*	*											Olig.-Burdigaliense inf.
		Peñón Grande	*		*	*						*		*	*		Aquitán.sup.-Burdigal.inf
Este trabajo	Fuente del Chiquero	C-FC-16	*	*		*				*						*	Oligoceno
		C-FC-17	*	*	*						*					*	Oligoceno
		C-FC-21	*	*	*	*	*				*	*				*	Oligoceno
		C-FC-14	*													*	Oligoceno-Mioceno inf.
		C-FC-8	*	*	*							*				*	Oligoceno-Mioceno inf.

*zulensis*, el grupo de las *Cribohantkeninas* y *Hantkeninas* y también el género *Globigerinatheka*. Esta extinción coincide con una pequeña caída del nivel del mar (véase Vail *et. al.*, 1977), menos importante que otras anteriormente mencionadas.

Es razonable pensar, a juzgar por lo expuesto, que los organismos planctónicos y la sedimentación pelágica paleógena sobre el Penibético se vieron afectadas por los cambios en el nivel del mar ocurridos durante esta edad. Tales cambios eustáticos pudieron causar cambios climáticos, y oceanográficos a escala global que tuvieron sus efectos sobre el Penibético. Las subidas del nivel del mar, al parecer favorecieron la productividad biogénica, lo que conllevó un aumento en la velocidad de sedimentación, claramente constatable en las zonas de *G. pseudomenardii* y de *G. aragonensis-G. palmerae*. Las caídas favorecieron el relevo de grupos faunísticos, el descenso de la velocidad de sedimentación y los cambios litológicos más significativos. Entre estos hay que destacar la acentuación del carácter calcáreo de los sedimentos en el comienzo del Eoceno; la desaparición de las Capas Rojas, que persistían desde el Cretácico superior (lo cual debió ser provocado directamente por un radical cambio en las condiciones oceanográficas) a finales del

Eoceno medio; y, finalmente la aparición masiva de terrígenos en el Oligoceno y Mioceno inferior, la cual conlleva una brusca disminución de la fauna planctónica y aparición de la bentónica lo que dificulta la datación precisa de estos términos, fenómeno sin duda causado por un aumento muy notable de la superficie continental sometida a la erosión, lo que permitió la llegada de los terrígenos a los dominios pelágicos, la aparición masiva y generalizada de las facies flysch.



## BIBLIOGRAFÍA

- ALVAREZ, L.W. ALVAREZ, W. ASARO, F. y MICHEL, H.V. (1980).—Extraterrestrial Cause for the Cretaceous Tertiary Extinction: Experimental results and Theoretical interpretation. *Science*. N.º 208. pp. 1.095-1.108.
- BLOW, W.H. (1969).—Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminifera biostratigraphy In: *Proc. First Intern. Conference on Planktonic Microfossils* Geneva (1967). P. Brönnimann y H. H. Renz editis pp. 199-422.
- BLUMENTHAL, M. (1927).—Versuch einer tektonischen gliederung der betischen Cordilleren von Central —und Südwest— Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. XX. N.º 4, pp. 487-532.
- BLUMENTHAL, M. (1931).—Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie). *B.S.G.F.* (5). Vol. I. pp. 23-94.
- BLUMENTHAL, M. (1933).—Geologie der Berge um Ronda. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. XXVI. pp. 43-92.
- BOLLI, H.M. (1957).—Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. *U.S. Nat. Mus. Bull.* N.º 125. pp. 97-125.
- BOLLI, H.M. (1959).—Planktonic foraminifera as index fossils in Trinidad, West Indies and their value for worldwide stratigraphic correlations. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. 52 pp. 627-637.
- BOURGOIS, J. (1978).—La transversale de Ronda, cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Tesis Univ. Besançon. *Ann. Sc. Univ. Besançon.* fasc. 30. 445 pp.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, R.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, J.; PEYRE, J. y RANGHEARD, Y. (1970).—Données nouvelles sur la géologie des Cordillères Bétiques. *Ann. Soc. Geol. Nord.* T. XC. N.º 4. pp. 348-393.
- BOURGOIS, J. y CHAUVE, P. (1971).—Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques. *Rev. Geogr. phys. Geol. Dyn.* (2). Vol. 13. fasc. 5. pp. 463-488.
- CORRALES, I.; ROSSELL, J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; VERA, J.A. y VILAS, L. (1977).—Estratigrafía. *Ed. Rueda*, 718 págs.
- CREMADES, J. (1979).—Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada.* N.º 359. 350 págs.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974b).—Estudio geológico del sector Cañete la Real —Teba— Osuna. Tesis Univ. Granada. N.º 71 *Pub. Univ. Granada.* 431 págs.
- CHAUVE, P. (1968).—Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Tesis Univ. Paris (Inéd.)*. N.º 4. 523 págs.
- DUBOIS, M. y MAGNE, J. (1972).—Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (province de Cadix, Espagne méridionale). *Ann. Sc. Univ. Besançon.* (3). N.º 17. 113-116 pp.
- DÜRR, S. (1967).—Geologie der Serrania de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien). Tesis Univ. Bonn (1963). *Geol. Romana.* T. VI. 1-73 pp.



- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN-ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F. y VERA, H.A. (1983).—Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.* N.º 39. pp. 71-116.
- HARDENBOL, J. y BERGGREN, W.A. (1979).—A new Paleogene numerical time scale. *A.A.P.G. Stud. Geol.* N.º 6. pp. 213-234.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DÜRR, S. y MOLLAT, H. (1964).—Ein Querschnitt durch die Bétischen Kordilleren bei Ronda (SW. Spanien). *Geol. Mijnb.* Vol. 43. pp. 282-298.
- HOPPE, P. (1968).—Strafigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW. Spanien) *Geol. Jb.* T. 86. pp. 267-338.
- HSÜ, K.J. (1980).—Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous. *Nature.* N.º 292. pp. 201-203.
- JENKINS, H.C. (1980).—Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London.* N.º 137. pp. 171-188.
- KOCKEL, F. (1963).—Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Spanien) Tesis. Univ. Bonn. (1960). *Geol. Jb.* T. 81. pp. 431-480.
- LOUTIT, T. S. y KENNETT, J.P. (1981).—Australasian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. *Oceanologica Acta, n. sp. Proc. 26th I.G.C. Paris (1980)* pp. 45-63.
- LUTERBACHER, H. (1964).—Studies in some Globorotalia from the Paleocene and lower Eocene of the Central Apennines. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. 52. N.º 2. pp. 631-730.
- MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1962).—El Cretácico del Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. In: *El Cretácico de España. Univ. Complutense. Madrid.* pp. 603-630.
- MARTINEZ-GALLEGO, J. (1977).—Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Puerto Martínez (Zona Subbética). *Tesis. Univ. Granada.* N.º 175. 206 págs.
- MOLINA, E. (1979).—Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las cordilleras béticas (España). *Tesis Univ. Granada y Zaragoza.* 342 págs.
- PEYRE, Y. (1974).—Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques Espagne). Tesis Univ. Paris. *Pub. Inst. Agron. Paris.* 528 págs.
- SMIT, J. y HERTOGEN, J. (1980).—An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Nature.* N.º 285. pp. 198-200.
- VAIL, P.R. y HARDENBOL, J. (1979).—Sea level change during the Tertiary. *Oceanus.* N.º 22. pp. 71-79.
- VAIL, P.R. MITCHUM, R.M. Jr., TOMPSON, S. III (1979).—Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy, applications to Hydrocarbon exploration* (Payton, C.E. editor). A.A.P.G. Mem. 26. pp. 83-97.

## ASOCIACIONES MALACOLÓGICAS VIVAS Y MUERTAS DE TRES UNIDADES BIONÓMICAS DE LA CALA PORTICHOL (ALICANTE, ESPAÑA)

Manuel Fresneda<sup>1</sup>, José D. Acuña<sup>1</sup> y Jorge Boronat<sup>1</sup>

### RESUMEN

Se estudia una parte del componente malacológico (gasterópodos provistos de concha y bivalvos) de tres unidades bionómicas de la cala Portichol (Alicante, España): los fondos de algas fotófilas infralitorales, de *Caulerpa prolifera* y de *Posidonia oceanica*. Las correspondientes asociaciones vivas permiten globalmente una distinción faunística bastante clara; pese a ello, la heterogeneidad encontrada en los fondos con *Caulerpa prolifera* parece aconsejar su reconsideración como caracterizador bionómico.

La comparación entre las asociaciones vivas y muertas de estos tres tipos de fondo parece confirmar algunas opiniones expresadas en la bibliografía tafonómica. Probablemente la mayor parte de las asociaciones malacológicas inframareales que maneja el paleontólogo quedan muy alejadas de un fiel reflejo de la biocenosis original. Sin embargo, parece existir cierta regularidad en la importancia de los elementos alóctonos presentes en las mismas que se traduce en una mayor probabilidad de autoctonía en las formas más representadas.

### ABSTRACT

Shelly gastropods and bivalves from three bionomic units of Portichol Bay: bottoms with photophilous algae, *Caulerpa prolifera* and *Posidonia oceanica*, respectively, have been studied. The correspondent live assemblages allows globally a good faunistic distinction; nevertheless the heterogeneity founded in bottoms with *Caulerpa prolifera* seems to advise its reconsideration as a bionomic characterizer.

The comparison between death and live assemblages from these three kinds of bottoms seems to prove some opinions expressed in the taphonomic bibliography. Likely the most of the subtidal malacological assemblages usually handled by the paleontologist are so far to be a good reflection of the original biocenose. Nonetheless a certain regularity in the importance of the present allochthonous elements world indicate a higher probability of autochthony of the more represented forms.

### RÉSUMÉ

On étudie une partie du composant malacologique (gastéropodes pourvus de coquille et bivalves) de trois unités bionomiques de la petite baie Portichol (Alicante, Espagne): les fonds des algues photophiles infralittoraux, de *Caulerpa prolifera* et de *Posidonia oceanica*. Les correspondantes associations vivas permettent globalement une distinction faunistique assez clair; malgré cela, l'hétérogénéité trouvée dans les fonds avec *Caulerpa prolifera* semble conseiller sa reconsidération comme caractérisateur bionomique.

La comparaison entre les associations vivas et mortes de ces trois types de fond semble confirmer quelques opinions exprimées dans la bibliographie taphonomique. Probablement la plupart des associations malacologiques infralittorales que utilise le paléontologue sont très éloignées d'un fidèle reflet de la biocoenose originelle. Cependant, il semble exister certaine régularité en l'importance des éléments allochtones présents dans ces associations, qui donne plus grande probabilité d'autochtonie dans les formes plus représentées.

1. Universidad Literaria de Valencia. Departamento de Geología. Dr. Moliner, 50 Burjasot (Valencia).

PALABRAS CLAVE: Asociaciones vivas y muertas, Bionomía, Gastropoda, Bivalvia, algas fotófilas, *Caulerpa prolifera*, *Posidonia oceánica*, Alicante, España.

KEY WORDS: Live and death assemblages, Bionomy, Gastropoda, Bivalvia, photophilous algae, *Caulerpa prolifera*, *Posidonia oceánica*, Alicante, Spain.

MOTS CLEFS: Associations vives et mortes, Bionomie, Gastropoda, Bivalvia, algues photophiles, *Caulerpa prolifera*, *Posidonia oceánica*, Alicante, Espagne.

## INTRODUCCION

El estudio llevado a cabo en la cala Portichol (Alicante, España) ha pretendido la descripción de una parte del componente malacológico (gasterópodos provistos de concha y bivalvos) de tres unidades muy características en el lugar: los fondos de algas fotófilas superficiales, de *Caulerpa prolifera* y de *Posidonia oceánica*.

Aunque el carácter puntual del área estudiada y el reducido espectro bionómico abarcado limitan bastante las posibilidades de generalización de resultados, creemos que el tema posee algunos aspectos de elevado interés. En primer lugar, resulta original en su objetivo principal, puesto que la fauna malacológica de estos tres tipos de fondo en las costas mediterráneas españolas resulta poco conocida. Lo mismo puede decirse sobre la utilización del componente malacológico para una reconsideración de la validez bionómica de estas unidades, aspecto sobre el que se han realizado algunas consideraciones. Finalmente hemos de apuntar también el interés de un último punto abordado en este trabajo, consistente en la comparación de estas taxocenosis con las asociaciones muertas halladas en los fondos correspondientes.

Este último objetivo pretende cubrir algo más que un aspecto puramente descriptivo del sustrato de los fondos examinados, ya que en algunos campos de la Paleontología y principalmente en Paleoeología, el tema posee importantes implicaciones. En efecto, las asociaciones muertas de organismos provistos de esqueleto constituyeron en el pasado el origen de la mayor parte de las asociaciones fósiles. Sin embargo, durante el tiempo transcurrido entre la muerte de los organismos y la aparición de sus restos fosilizados en un yacimiento, actuaron numerosos factores capaces de alterar la información biológica canalizada por estas asociaciones de muerte (distintos tipos de selección de elementos, mezcla, etc.). En este sentido habría que decir que una fase crítica de este proceso histórico la constituye el tiempo de exposición de los restos esqueléticos entre la muerte y el enterramiento final. En Tafonomía, ciencia que estudia la formación de los yacimientos paleontológicos, esta etapa recibe el nombre de etapa bioestratinómica y es estudiada por una disciplina concreta, la Bioestratinomía.

Conocedores de la repercusión de los fenómenos bioestratinómicos sobre las posibilidades de correcta lectura del registro fósil, los paleontólogos han dedicado gran cantidad de tiempo y trabajo a su estudio (Johnson, 1960; Craig y Hallam, 1963; Fagerstrom, 1964; De Renzi y otros, 1975; Acuña, 1982). Las conclusiones generales de la bibliografía correspondiente indican la necesidad de poner en práctica una serie de criterios que permitan evaluar el alejamiento entre una asociación fósil y la fiel representación de la biocenosis original, alejamiento que en ambientes acuáticos como el que nosotros estudiamos, suele ser debido a fenómenos de destrucción selectiva, selección dinámica de tamaños y mezcla por transporte, principalmente.

Hemos de decir, por último, que han sido varios los trabajos que han abordado el tema mediante un estudio neontológico. Los de Johnson (1965), Cadée (1968), Warme (1969), Warme y otros (1976), Antia (1977) y Bosence (1979), entre otros, resultan muy interesantes y aportan datos cuya comparación con los obtenidos por nosotros ha resultado de gran utilidad. Para evitar confusiones indicaremos finalmente que a lo largo de todo el texto el empleo del término «asociación muerta» se ha realizado en sentido literal y no como sinónimo de tanatocenosis o asociación transportada (*sensu* Graig y Hallam, 1963; De Renzi y otros, 1975).

## MARCO GEOGRAFICO

La cala Portichol se encuentra situada entre los cabos Negro y de San Martín, cerca de la localidad alicantina de Jávea (fig. 1). En el lugar, la costa es muy accidentada y las calizas que la constituyen forman, a menudo, plataformas horizontales sumergidas donde se desarrollan biocenosis de algas fotófilas y vermétidos. Estas calizas, fuertemente diaclasadas, originan numerosos ambientes esciáfilos donde es frecuente encontrar notables coberturas de *Peyssonnelia squamaria*. Los fondos arenosos ocupan gran parte del fondo de la cala y sirven de sustrato a praderas de *Posidonia oceanica*. En las zonas no cubiertas por esta fanerógama, las arenas son gruesas y muy biodetríticas. Otra característica de esta cala es la presencia de una isla y de un islote de paredes casi verticales, en cuya base aparece un fondo precoralígeno. También es de destacar la existencia de una corriente paralela a la costa con dirección N-S.

En conjunto la zona presentaba en el momento de tomarse las muestras (Octubre y Noviembre de 1979) un moderado grado de actividad humana y un fácil acceso, constituyendo un enclave de alto interés bio-

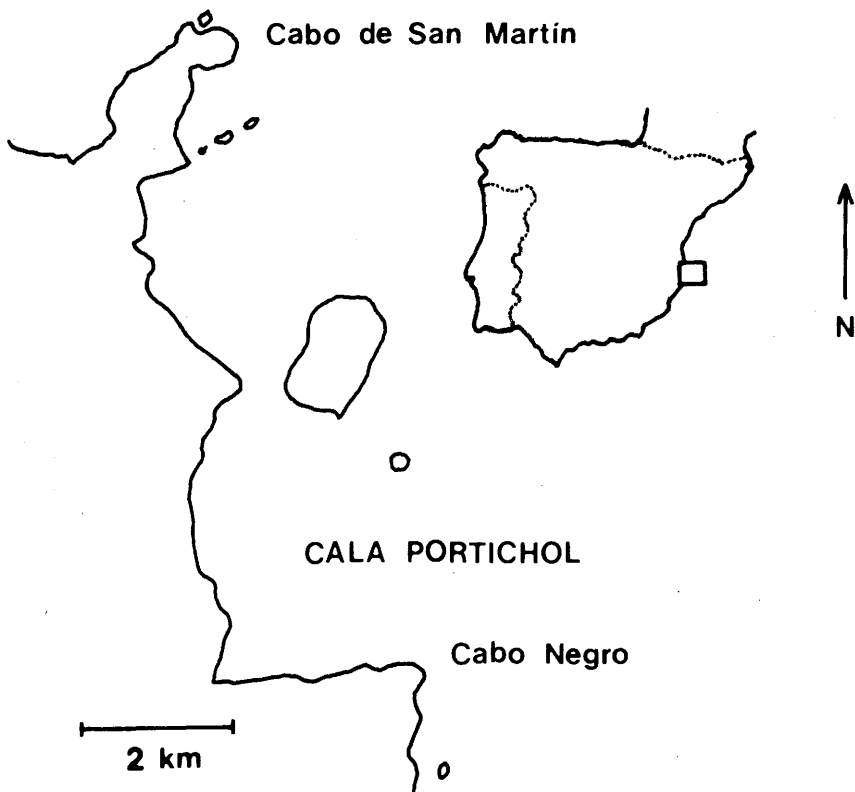


Figura 1.—Area de estudio.

lógico. Algunos de sus fondos (de *Corallina mediterranea*, de *Peyssonnelia squamaria* y de verméticos) han sido objeto de un reciente estudio malacológico (Boronat y otros, en prensa).

## OBSERVACIONES SOBRE LAS UNIDADES ESTUDIADAS

### Unidad de algas fotófilas.

Los fondos de algas fotófilas infralitorales alcanzan un desarrollo importante y uniforme a lo largo de toda la costa de la cala Portichol. Aparecen a muy escasa profundidad, sobre sustratos rocosos horizontales y en general sobre superficies reducidas limitadas por diaclasas. La formación queda limitada superiormente por la zona mesolitoral e inferiormente por una brusca caída de pendiente en la que abundan las anfractuosidades ocupadas por *Peyssonnelia squamaria*. Debido a que la ruptura de las olas se produce a nivel de esta pendiente, la unidad tiene un batimiento moderado; por ello y por su escasa profundidad, el muestreo de este fondo resulta relativamente fácil.

Las asociaciones mediterráneas de algas fotófilas infralitorales han sido objeto de repetidos estudios y muy diferentes clasificaciones. Así, mientras algunos autores han propuesto su agrupación en un cierto número de biocenosis (Molinier, 1960; Boudouresque, 1971) otros han propuesto la consideración de una sola biocenosis con un elevado número de facies distintas (Pérès y Picard, 1964). Puesto que no es nuestro propósito adoptar una de estas clasificaciones, diremos simplemente que la unidad estudiada podría hacerse corresponder con la asociación *Cystoseiretum crinitae* Molinier de los primeros autores y con algunas facies de la biocenosis de Algas Fotófilas Infralitorales de los segundos.

El componente malacológico de esta biocenosis ha sido bien caracterizado por Spada y otros (1973) y Spada (1977, 1979) en las costas italianas. Por el contrario, los trabajos al respecto en nuestras costas son bastante escasos y parciales (Acuña, 1980). Según Spada (1979) el conjunto de especies preferenciales en los fondos italianos estaría constituido por: *Jujubinus gravinae*, *Tricolia pullus*, *Thapsiella rudis*, *Rissoa pulchella*, *Rissoa radiata*, *Rissoa inconspicua*, *Rissoa dolium*, *Rissoa similis*, *Rissoa subrocincta*, *Rissoa guerini*, *Rissoa splendida*, *Ocinebrina edwardsi*, *Mitrella hidalgoi*, *Mitrella gervillei*, *Chauvetia minima*, *Gibberula coelata*, *Musculus costulatus* y *Parvicardium ovale*. Por otra parte, Acuña (1980) señala como especies predominantes en esta biocenosis a *Stictium reticulatum*, *Jujubinus striatus*, *Alvania* sp., *Rissoa* sp. y *Chauvetia minima*.

#### Unidad de *Caulerpa prolifera*.

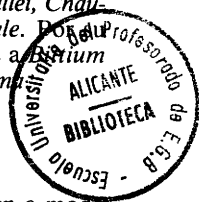
Los fondos incluidos en la unidad de *Caulerpa prolifera* se distribuyen a modo de manchas de cierta densidad a lo largo de algunos márgenes de las praderas de *Posidonia oceanica*. Ello ocurre en general a poca profundidad y sobre un sustrato de arenas gruesas con un elevado contenido en materia orgánica. La unidad puede considerarse algo atípica en su sustrato, ya que de acuerdo con la bibliografía, éste suele estar constituido por arenas fangosas (Pérès y Picard, 1964).

Pérès y Picard (op. cit.) que consideran los fondos de *Caulerpa prolifera* como una facies de la biocenosis de las arenas fangosas superficiales de ambiente tranquilo, distinguen en su biota una epifauna viviente sobre la frondación, una epifauna viviente sobre el sedimento y una infauna viviente en el sedimento. La subdivisión adoptada por nosotros en la caracterización malacológica de la unidad ha sido algo menos precisa y ha distinguido una subunidad constituida por la frondación y otra constituida por el sedimento, incluyendo su superficie.

#### Unidad de *Posidonia oceanica*.

Los fondos de *Posidonia oceanica* ocupan una parte importante del área de estudio. A pesar de ello, no llegan a observarse formaciones muy densas. Su desarrollo se inicia aproximadamente a los tres o cuatro metros de profundidad sobre sustratos de arenas gruesas. En las zonas centrales de la cala muestran un estadio de desarrollo bastante avanzado, pudiéndose observar una típica biocenosis esciáfila en el estrato constituido por los rizomas (*Udoteo-Peyssonnelietum* Molinier). Entre estas formaciones suelen encontrarse cubetas de arenas gruesas sin ningún tipo de recubrimiento vegetal. En los bordes de las construcciones se desarrolla la unidad de *Caulerpa prolifera*, ya comentada.

Molinier (1960) y Boudouresque (1971) han distinguido dentro de esta unidad biológica dos asociaciones: la asociación esciáfila de los rizomas (*Udoteo-Peyssonnelietum*



Molinier bajo formas más o menos típicas) y la fotófila de las hojas (*Posidonietum oceanicae* Molinier). Por su parte Kerneis (1960) al estudiar la macrofauna de estas subunidades en la región de Banyuls, ha descrito una serie de interesantes fenómenos de estratificación relacionados con la edad de las hojas. Para la caracterización malacológica de esta unidad en la cala Portichol hemos considerado dos subunidades: subunidad hojas-rizomas y subunidad sedimento. El motivo de esta subdivisión es la dificultad de separar *in situ* hojas de rizomas sin que se produzca contaminación de las correspondientes submuestras.

La malacofauna de las praderas de *Posidonia oceanica* ha sido bien estudiada por Kerneis (1960), Spada (1971), Spada y otros (1973), Spada (1979) y Rosso (1979). Este último autor, que ofrece una extensa lista de especies preferenciales, considera al gasterópodo *Smaragdia viridis* como elemento típico de la biocenosis. Señala asimismo que en facies de transición o en zonas de degradación de las praderas, donde la frondación es menos densa, la asociación precoralígena del estrato basal (*Udoteo-Peyssonnelietum*) es sustituida por otra parecida a la de algas fotófilas infralitorales en la que *Columbella rustica* es un elemento importante. Este mismo autor indica que el paso de las praderas de *Posidonia* a los fondos de *Caulerpa* o de *Cymodocea* suele acompañarse de un aumento en el número de bivalvos, tanto de especies como de individuos. En el mencionado trabajo de Kerneis se indica la frecuente aparición de *Modiolaria costulata* y *Modiola barbata* entre las hojas de la fanerógama, y de *Lima hians* en las cavidades existentes entre los rizomas. A estas indicaciones se añade una amplia lista de especies con detalles sobre microhábitats y fechas de muestreo.

## MÉTODOS

### Toma de muestras.

El muestreo desarrollado en la cala Portichol fue aleatorio y se diseñó sobre unidades muestreables establecidas mediante inmersiones previas. Las superficies despoiladas fueron siempre de 25 x 25 cm<sup>2</sup> y se delimitaron mediante un marco metálico.

En la unidad de algas fotófilas el proceso se llevó a cabo con la ayuda de una azadilla para el raspado del sustrato y de un martillo para la extracción de los moluscos litófagos. En los fondos de *Caulerpa* y *Posidonia* el procedimiento fue ligeramente distinto, ya que tras la separación de los elementos superficiales (fracción frondación de *Caulerpa* y hojas-rizomas de *Posidonia*) se recogió un considerable espesor de sedimento mediante una draga manual provista de una malla de 0'25 mm de luz (fracción sedimento). El transporte de los materiales obtenidos de esta forma se realizó en bolsas de plástico. En total se tomaron 40 muestras: 19 en fondos de algas fotófilas, 7 en fondos de *Caulerpa* y 14 en fondos de *Posidonia*.

En todos los casos y antes de proceder a la toma de material, se anotaron diversas características generales del punto de muestreo tales como localización aproximada, profundidad, hidrodinamismo o cobertura vegetal, utilizando para ello un lápiz normal y papeles especiales de poliéster. En los fondos de *Caulerpa* y de *Posidonia*, la cobertura de estos elementos se evaluó *in situ*; en los fondos de algas fotófilas, la estimación de la cobertura de cada especie se llevó a cabo en el laboratorio tras la extensión de cada muestra. En el primer caso se utilizó una escala convencional definida en función del porcentaje de superficies ocupado (I: 1-20%; II: 21-40%; III: 41-60%; IV: 61-80%; V: 81-100%).

## Tratamiento del material.

Una vez trasladadas las muestras a la orilla, se añadió a cada bolsa formaldehído al 40% hasta conseguir una concentración aproximada del 10%. Luego, en el laboratorio, se procedió a la separación del componente malacológico (bivalvos y gasterópodos provistos de concha). Primero, y mediante un examen visual, se separaron los moluscos de mayores dimensiones; más tarde, utilizando tamices de 5, 1 y 0.25 mm. de luz, se separaron las fracciones menores mediante levigado. A continuación, estas fracciones se secaron mediante una estufa hasta alcanzar un grado de humedad que permitiera su manipulación bajo la lupa binocular.

El primer paso en el estudio del material consistió en la asignación de los ejemplares a las fracciones viva y muerta. En algunos casos esta asignación resultó evidente por uno u otro motivo (presencia de opérculo o de ermitaños en los gasterópodos, identificación del organismo por transparencia de la concha, existencia de una sola valva en los bivalvos, etc.). En otros, por el contrario, la decisión no fue tan sencilla. En los gasterópodos de mayores dimensiones resultó muy útil la práctica de una pequeña perforación en las últimas vueltas de la concha y la búsqueda de las partes blandas a su través. En los bivalvos completos se procedió siempre a la apertura de las valvas. La mayor dificultad la presentaron los gasterópodos de pequeño tamaño y concha opaca. En estos casos la decisión se basó en el estado de desgaste superficial de las conchas, carácter en el que generalmente se manifiestan las etapas prolongadas de exposición o transporte. Las pruebas efectuadas para comprobar la validez de este criterio, rompiendo algunos ejemplares, dieron muy buenos resultados. De todas formas, en los casos más dudosos se procedió siempre a la ruptura de la concha.

Realizada la distinción entre ejemplares vivos y muertos se procedió a censar por separado unos y otros. De estos censos se excluyeron las protoconchas, que por corresponder a individuos planctónicos o de reciente incorporación al sistema podrían resultar de escasa utilidad en la caracterización de unidades. Tampoco se consideraron aquellos individuos excesivamente jóvenes para ser determinados a nivel específico y que pudieran corresponder a alguna forma adulta ya inventariada. La abundancia de los bivalvos muertos se estimó como la mitad del número total de valvas.

El siglado de las fracciones resultantes de esta fase de censo se ajustó a un esquema sencillo en el que la combinación más compleja consta de tres partes. La primera indica la unidad de procedencia (AF: algas fotófilas; CL: *Caulerpa*; PO: *Posidonia*) la segunda señala el número de orden en la serie muestral correspondiente y la tercera hace referencia a la subunidad (H: frondación en *Caulerpa* y hojas-rizomas en *Posidonia*; F: sedimento). En el caso de las fracciones totales vivas o muertas de cada muestra, la tercera parte de la sigla es una V o una M respectivamente.

Puede ser interesante señalar aquí, que para el estudio de asociaciones muertas se utilizaron todas las fracciones de las series AF y CL y cuatro fracciones de la serie PO tomadas al azar. Se intentó, con ello, conseguir tamaños muestrales suficientes y similares en las tres unidades. La fracción CL-5M no pudo ser utilizada por haberse extraviado.

## RESULTADOS

### Resultados preliminares.

Incluimos en este primer apartado, una serie de resultados deriva-



dos más o menos directamente de los datos obtenidos durante la toma de muestras, dejando para puntos posteriores los que necesitaron de una mayor elaboración.

Los resultados preliminares relativos a los fondos de algas fotófilas se resumen en la tabla I. Tendremos que decir antes de pasar a su

Composición algal (Cobertura, %)

	Profundidad (m)	<i>Jania rubens</i>	<i>Corallina</i> sp.	<i>Corallina mediterranea</i>	<i>Halopteris scoparia</i>	<i>Padina pavonica</i>	<i>Laurencia obtusa</i>	<i>Halópitys incurvus</i>	<i>Dilophus fasciola</i>	<i>Cystoseira crinita</i>	<i>Cystoseira</i> sp.	<i>Cystoseira mediterranea</i>
AF-1	0.50	20	0	0	50	10	20	0	0	0	0	0
AF-2	0.50	10	0	5	60	10	5	0	0	0	0	10
AF-3	0.50	0	20	0	0	0	0	80	0	0	0	0
AF-4	0.50	20	30	10	0	0	0	30	0	5	5	0
AF-5	0.75	0	0	0	0	0	60	30	10	0	0	0
AF-6	0.50	0	0	0	0	0	0	50	0	50	0	0
AF-7	0.50	0	0	0	0	0	0	10	0	90	0	0
AF-8	0.50	0	0	0	0	80	0	0	20	0	0	0
AF-9	0.50	0	0	0	0	70	20	0	10	0	0	0
AF-10	0.40	0	0	0	0	30	0	0	10	60	0	0
AF-11	0.50	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AF-12	0.60	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AF-13	0.50	20	0	0	80	0	0	0	0	0	0	0
AF-14	0.60	60	0	0	0	40	0	0	0	0	0	0
AF-15	0.40	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0
AF-16	0.50	0	20	0	80	0	0	0	0	0	0	0
AF-17	0.70	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0
AF-18	0.70	10	0	0	10	30	40	0	0	0	0	10
AF-19	0.40	80	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0

Tabla I.—Caracterización preliminar de las muestras correspondientes a la unidad de algas fotófilas.

discusión, que aunque el muestreo se realizó al azar en toda el área de distribución de la unidad, las muestras podrían considerarse distribuidas en dos zonas separadas topográficamente por el pequeño cabo que se ha dibujado en la figura 1. De este modo, 10 de estas muestras quedarían situadas al S del cabo y 9 al N. El motivo de esta distinción lo constituyen ciertas diferencias entre ambos bloques muestrales que afectan principalmente a la composición algal. La citada tabla I permite observar que la zona situada al S del saliente (muestras AF-1 a AF-10) presenta una composición bastante heterogénea y diversa (con *Cystoseira crinita*, *Halopitys incurvus*, *Padina pavonica* y *Halopteris scoparia* como algas predominantes); por el contrario, el componente algal de la zona N (muestras AF-11 a AF-19) es mucho más homogéneo y menos diverso (con *Halopteris scoparia* y *Jania rubens*, a veces con coberturas del 100%). Hay que tener en cuenta al interpretar estos valores, que las coberturas algales vienen expresadas como porcentaje respecto a la total, y que como anteriormente se dijo, esta cobertura total debe entenderse como la que se obtiene en el laboratorio después de la extensión de toda la flora deshaciendo los efectos de estratificación. La profundidad de las muestras de esta unidad oscila entre 0.40 y 0.75 m.

Los resultados preliminares relativos a los fondos de *Caulerpa* y de *Posidonia* se muestran en la tabla II. En ella se realizan observaciones referentes a la situación de las muestras, ya sea en zonas marginales o interiores de las praderas de *Posidonia*. La cobertura se expresa en la escala porcentual transformada a cinco valores discretos que se explicó en el apartado de métodos. El rango de profundidad para las mues-

	Profundidad (m)	Cobertura	Observaciones
CL-1	4	II	M
CL-2	4	II	M
CL-3	5	II	M
CL-4	4	III	M
CL-5	5	III	M
CL-6	4	II	M
CL-7	7	II	M
PO-1	8	IV	I
PO-2	8	II	M
PO-3	9	IV	I
PO-4	15	IV	I
PO-5	20	V	I
PO-6	18	IV	I
PO-7	7	IV	I
PO-8	7	IV	I
PO-9	8	III	M
PO-10	8	IV	I
PO-11	10	IV	I
PO-12	9	IV	I
PO-13	7	IV	I
PO-14	7	IV	I

Tabla II.—Caracterización preliminar de las muestras correspondientes a las unidades de *Caulerpa* (CL) y *Posidonia* (PO). Las observaciones indican su situación marginal (M) o interior (I) en las praderas de *Posidonia*.





tras de *Caulerpa* es de 4-7 m y para las muestras de *Posidonia* de 7-20 m. Todas las muestras de *Caulerpa* se sitúan en los márgenes de las praderas de *Posidonia*, al igual que dos muestras de esta unidad (PO-2 y PO-9). La cobertura es escasa en todas las muestras de *Caulerpa* y en las dos de *Posidonia* antes citadas; en el resto de las de *Posidonia* es bastante elevada.

### **Resultados sobre las asociaciones malacológicas vivas.**

La tabla III resume la composición de la totalidad de los inventarios obtenidos, tanto los correspondientes a asociaciones vivas como a asociaciones muertas. Aunque el número total de táxones es de 96, sólo 94 son distintos con seguridad, puesto que las formas jóvenes indeterminables de *Cerithium* y *Chlamys* corresponden muy probablemente a especies ya contabilizadas. De estos 94 táxones, 68 corresponden a gasterópodos y 26 a bivalvos. El número total de táxones encontrados vivos es de 83.

A grandes rasgos y en lo que se refiere al componente vivo, el conjunto presenta un claro predominio de elementos epifaunales que prácticamente resultan exclusivos en los sustratos calizos poblados por algas fotófilas, donde sólo aparecen bivalvos infaunales litófagos. En los fondos con *Posidonia* y *Caulerpa* el sustrato arenoso permite, por el contrario, la aparición de algunos elementos infaunales tales como *Caecum* spp., *Chamelea gallina*, *Codakia decussata*, *Nucula nucleus*, *Plagiocardium papillosum*, *Venerupis geographica* y *Venus verrucosa*. La mayor diversidad corresponde a la unidad de *Posidonia*, con 72 especies, y la menor al fondo de algas fotófilas, con 39. El fondo de *Caulerpa*, con 41 especies, resulta intermedio.

Para el estudio del valor caracterizador de estos conjuntos malacológicos se ha planteado un análisis de agrupación automática de la totalidad de los inventarios correspondientes a las asociaciones vivas. Para ello se ha utilizado la modalidad WPGMA del análisis cluster (Sneath y Sokal, 1973) y correlaciones lineales como medidas de similitud tras haber aproximado previamente las distribuciones de frecuencia a la normal mediante la transformación  $\log(1+x)$ . El proceso, realizado en modo Q sobre la matriz de inventarios, se repitió en dos ocasiones. En la primera de ellas, los inventarios proporcionados por las unidades de *Caulerpa* y *Posidonia* se desglosaron en dos fracciones: por una parte la correspondiente al sedimento y por otra la correspondiente al conjunto hojas-rizomas (*Posidonia*) o frondación (*Caulerpa*). En la

segunda ocasión, estas fracciones se agruparon en un único inventario global por muestra. En todos los casos dejó de considerarse las especies presentes en uno o dos inventarios, a fin de evitar el efecto de aparición al azar de las especies más raras. También en ambos pases se agruparon las frecuencias correspondientes a los conjuntos *Cerithium rupestre* - *Cerithium vulgatum* y *Chlamys multistriata* - *Chlamys varia*, en los que la abundancia de ejemplares jóvenes no atribuibles con seguridad a un elemento del par no aconsejaba su exclusión.

Los resultados de estos análisis aparecen resumidos en forma de dendogramas en las figuras 2 y 3. En la primera de ellas, correspondiente al primero de los procesos anteriormente descritos, se observa una serie de agrupaciones de sumo interés. En primer lugar, cabe destacar la clara agregación de los inventarios correspondientes a la unidad de algas fotófilas, ligados además por unos valores de correlación altos. Precisando un poco más, puede comprobarse que estos inventarios se distribuyen en dos grupos que parecen asociados a su situación geográfica en las dos subáreas de muestreo distinguidas en esta unidad.

En relación con las otras dos unidades, los resultados parecen a primera vista menos claros. Dos factores contribuyen fundamentalmente a ello: por una parte, los niveles de correlación, más bajos que en el caso anterior; por otra la mezcla entre los inventarios correspondientes a la unidad de *Caulerpa* y a los sedimentos de la unidad de *Posidonia*.

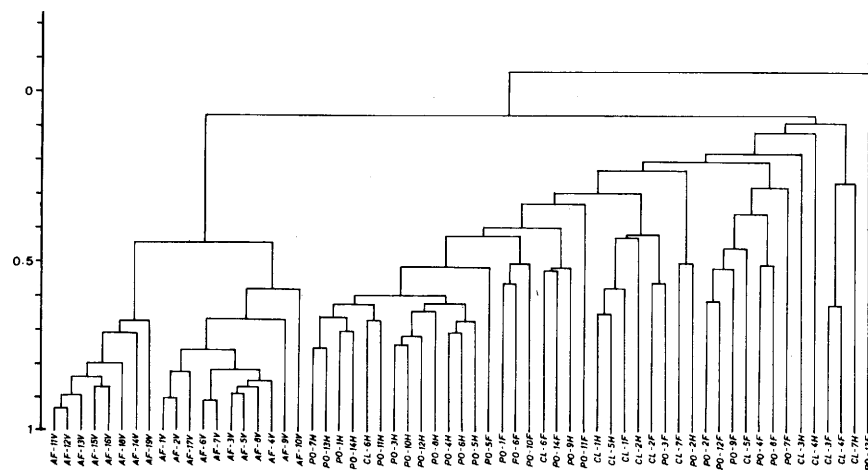


Figura 2.—Primera agrupación automática de los inventarios correspondientes a las asociaciones vivas (inventarios de *Caulerpa* y *Posidonia* desglosados).

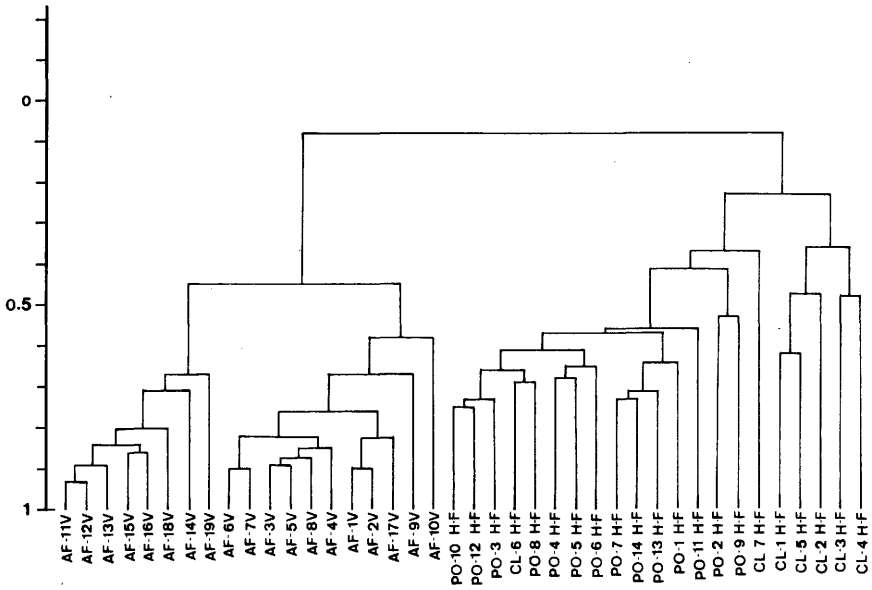


Figura 3.—Segunda agrupación automática de los inventarios correspondientes a las asociaciones vivas (inventarios globales).

Hay que decir, sin embargo, que todos los inventarios pertenecientes a la subunidad hojas-rizomas de este último tipo de fondo aparecen claramente agrupados y a unos niveles relativamente altos. Ello indicaría que esta fracción malacológica podría ser la más interesante desde el punto de vista de la caracterización de la comunidad.

Los resultados obtenidos en el segundo proceso (fig. 3), es decir, sobre los inventarios globales de las tres unidades, permiten comprobar una clara diferenciación entre los tres bloques muestrales. En los inventarios globales de *Posidonia*, el valor caracterizador de la fracción hojas-rizomas ha sido suficiente para producir una diferenciación bastante clara respecto a los fondos de *Caulerpa*. Estos últimos parecen constituir, por los bajos niveles de correlación entre sus inventarios, la unidad más heterogénea, siendo ello interesante como dato a tener en cuenta a la hora de reconsiderar la entidad de esta unidad bionómica. Se mantiene a grandes rasgos la estructura general de los dos subgrupos correspondientes a los fondos de algas fotófilas.

Puesto que lo dicho hasta ahora parece indicar la existencia de algunas claras relaciones entre asociaciones de moluscos y unidades bio-

nómicas, puede ser interesante intentar explicar ahora ciertos aspectos de estas relaciones. Con esta finalidad y en un primer análisis, se ha estudiado la distribución de las especies presentes en los tres tipos de fondo. Ello se ha realizado mediante la misma técnica de análisis cluster utilizada anteriormente, pero ahora en modo R. Los resultados aparecen en la figura 4 en forma de dendrograma. Puede observarse en ella la existencia de cuatro grupos de especies. De ellos, sólo los extremos (A y D) parecen tener un significado claro. El núcleo del grupo A (*Chrysalida* sp., *R. auriscalpium*, *S. viridis*, etc.) parece resultar preferencial en fondos de *Posidonia* y el núcleo del grupo D (*A. fischeriana*, *Hydrobia* sp., *A. contortum*, etc.) preferencial en los fondos de algas fotófilas. No parece existir un grupo de elementos claramente típico de los fondos de *Caulerpa*, puesto que los conjuntos B y C parecen incluir, más bien, casos de distribución paralela no ligados a un único bloque muestral.

Ha resultado también muy interesante para la comprensión de las distribuciones observadas, el estudio de la correlación existente entre la abundancia de las especies de los fondos de algas fotófilas y la cobertura de los principales elementos algales de esta unidad. Los mayores valores absolutos de correlación encontrados (tabla IV) indican una clara asociación de *Tricolia pulla* a *Halopytis incurvus* y de *Musculus costulatus* a *Halopterus scoparia*. Con carácter de exclusión puede señalarse

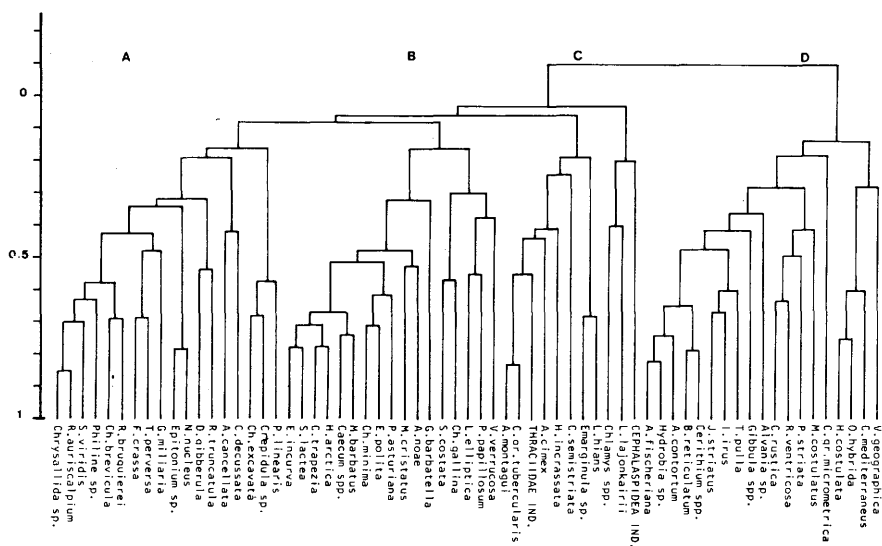


Figura 4.—Análisis de la distribución de especies.



C. gr. micrometrica	J. rubens	0.67
C. rustica	P. pavonica	-0.61
O. hybrida	H. scoparia	0.60
R. ventricosa	P. pavonica	-0.60
Hydrobia sp.	H. scoparia	0.51
Hydrobia sp.	D. fasciola	-0.51
S. costata	J. rubens	0.51
T. pulla	H. incurvus	0.72
C. semistriata	H. incurvus	0.68
M. costulatus	H. scoparia	0.70
M. costulatus	D. fasciola	-0.61

Tabla IV.—Valores de correlación entre la abundancia de algunos moluscos y la cobertura de algunos elementos algales en los fondos de algas fotófilas. Se indican solamente los valores absolutos superiores a 0.5.

la relación de *Columbella rustica* y *Rissoa ventricosa* con *Padina pavonica* y la de *Musculus costulatus* con *Dilophus fasciola*. A niveles de correlación menores podrían señalarse otras relaciones interesantes que se resumen en la tabla citada.

### Resultados sobre las asociaciones malacológicas muertas.

Como se apuntó con anterioridad, la comparación entre las asociaciones malacológicas vivas y muertas encontradas en cada tipo de fondo ha constituido uno de los objetivos principales de nuestro trabajo.

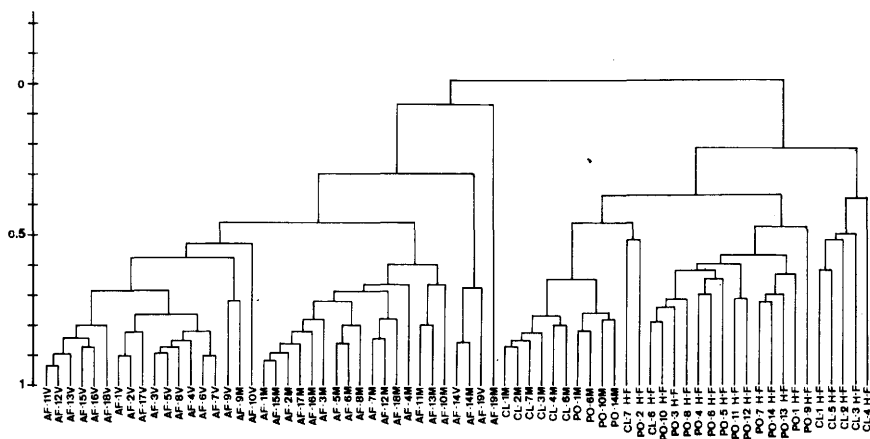


Figura 5.—Agrupación automática de los inventarios correspondientes a las asociaciones vivas y muertas.

Como primer paso en el estudio del tema se ha planteado un análisis de agrupación automática de todas las asociaciones vivas y muertas encontradas. El proceso, desarrollado con la misma técnica que se explicó en el apartado anterior, se centró en modo Q sobre una matriz en la que figuraron todos los inventarios correspondientes tanto a las asociaciones muertas como a la malacofauna viva total de las distintas muestras; de esta matriz se eliminaron las especies aparecidas en menos de cinco muestras a causa de las limitaciones del ordenador utilizado. Los resultados se expresan una vez más en forma de dendrograma (fig. 5) y resultan muy indicativos. Con carácter general, las asociaciones muertas de un determinado tipo de fondo se asocian estrechamente, pero quedan claramente separadas de las asociaciones vivas correspondientes. En el caso de las asociaciones muertas de los fondos de algas fotófilas, el conjunto queda más próximo a las asociaciones vivas propias que a cualquier otra asociación viva o muerta. En el caso de los fondos de *Caulerpa* y de *Posidonia*, ambos conjuntos muertos resultan más próximos entre sí que a los vivos propios. Ello podría hacer pensar en una alta similitud entre las taxocenosis vivas correspondientes o en un alto flujo de elementos alóctonos en ambas unidades.

Así pues, la clara diferenciación entre asociaciones vivas y muertas constituye un resultado general y una primera conclusión de interés. Haberemos de decir, sin embargo, que son varios los trabajos que ya han indicado la dificultad de reconstrucción de biocenosis a partir de asociaciones muertas similares a las estudiadas (Antia, 1977; Bosence, 1979). Según la opinión de estos autores, y en clara oposición a la de otros (Johnson, 1965; Cadée, 1968; Warme, 1969; Warme y otros, 1976) en tanatocenosis inframareales sería imposible la reconstrucción de la comunidad de moluscos original, incluso hasta el punto de no poderse determinar el conjunto de sus especies más importantes. Entre todos estos trabajos, el de Bosence (op. cit.) resulta especialmente interesante por su planteamiento y extensión. Según este autor, las contradicciones existentes en la bibliografía referente al tema, estarían condicionadas sobre todo por algunas características de las localidades estudiadas y de los métodos empleados. Al parecer, los intentos más satisfactorios (con mayor parecido entre asociaciones vivas y muertas) se habrían correspondido con los ambientes de menor energía y con períodos de muestreo prolongados que diluirían el efecto de las fluctuaciones periódicas del sistema actual. En las asociaciones muertas estudiadas por este autor, una gran parte de las listas de especies fue a veces alóctona, pero el porcentaje de individuos indígenas resultó casi siempre muy elevado. Este último aspecto, muy interesante por sus posibilidades de generalización, ha podido ser confirmado en los tres fondos investigados por nosotros.



	AF-1	AF-2	AF-3	AF-4	AF-5	AF-6	AF-7	AF-8	AF-9	AF-10
EV	7	6	5	7	1	7	8	8	7	2
EM	5	5	9	5	4	9	8	9	4	14
EM%	31.25	33.33	40.91	50	25	42.85	53.33	47.37	40	77.78
EC	11	10	13	5	12	12	7	10	6	4
IV	10	41	25	89	15	18	23	19	12	7
IM	9	22	18.5	8	4.5	10	10	12.5	5	28
IM%	1.70	5.98	7.23	5.22	1.54	2.96	2.85	2.24	6.62	38.62
IC	520.5	346	237.5	145	287	327.5	341	545.5	70.5	44.5
%C	5.92	15.15	11.70	18.18	1.48	2.26	3.28	2.20	4.40	11.85

Tamaño de la asociación viva: 6944

Tamaño de la asociación muerta: 1443

EM%:  $\bar{x} = 41.23$ ;  $s = 18.28$

IM%:  $\bar{x} = 7.92$ ;  $s = 10.38$       %C:  $\bar{x} = 13.70$ ;  $s = 16.72$

	CL-1	CL-2	CL-3	CL-4	CL-6	CL-7	BLOQUE MUESTRAL	
							PARCIAL	TOTAL
EV	3	5	5	2	4	2	6	7
EM	26	32	17	19	17	17	25	22
EM%	72.22	69.57	56.67	86.36	68.00	73.91	44.74	39.29
EC	10	14	13	3	8	6	31	34
IV	4	5	8	4	13	2	13	14
IM	120.5	135	53	84	71.5	47	215.5	195.5
IM%	46.98	31.40	35.12	74.67	32.21	34.18	16.04	14.18
IC	136	295	158	28.5	150.5	90.5	1128	1183
%C	13.39	4.18	9.19	39.20	7.46	5.36	4.42	4.42

Tamaño de la asociación viva total: 193

Tamaño de la asociación viva parcial: 160

Tamaño de la asociación muerta: 1199.5

EM%:  $\bar{x} = 71.12$ ;  $s = 8.78$

IM%:  $\bar{x} = 40.76$ ;  $s = 18.10$       %C:  $\bar{x} = 13.13$ ;  $s = 13.17$

AF-11	AF-12	AF-13	AF-14	AF-15	AF-16	AF-17	AF-18	AF-19	BLOQUE MUESTRAL
9	10	7	3	6	10	11	6	4	4
1	5	0	4	7	6	6	6	1	15
1.25	56	0	44.44	43.75	60	46.15	40	50	33.33
7	4	8	5	9	4	7	9	1	35
182	77	432	12	46	100	29	16	17	21
12	3.5	0	6	29	13.5	16.5	42.5	1	54
6.49	4.34	0	0.58	4.83	10.04	4.01	11.94	33.33	0.65
173	77	1394.5	1021	571	121	395	356	2	8312
41.38	6.06	0	7.78	5.77	12.37	9.36	56.12	0.5	1.52

PO-1	PO-6	PO-10	PO-14	BLOQUE MUESTRAL <u>PARCIAL</u> <u>TOTAL</u>	
4	6	5	5	7	13
34	25	25	19	23	8
59.65	51.02	50	54.29	33.33	11.94
23	24	25	16	46	59
4	8	7	7	11	27
243	305.5	83	47.5	95.5	45.5
24.14	58.41	11.46	23.99	3.84	1.36
763.5	217.5	641	150.5	2394	3302
7.54	43.64	2.46	6.34	0.59	0.59

Tamaño de la asociación viva total: 1316

Tamaño de la asociación viva parcial: 442

Tamaño de la asociación muerta: 2058.5

EM%:  $\bar{x} = 53.74$ ;  $s = 4.34$

IM%:  $\bar{x} = 29.50$ ;  $s = 20.17$       %C:  $\bar{x} = 15.00$ ;  $s = 19.22$

Tabla V.—Algunos aspectos cuantitativos de aloctonía en las unidades estudiadas. EV: especies sólo vivas; EM: especies sólo muertas; EM%: porcentaje de especies sólo muertas en la asociación muerta; EC: especies vivas y muertas; IV: individuos de especies sólo vivas; IM: individuos de especies sólo muertas; IM%: porcentaje de individuos de especies sólo muertas en la asociación muerta; IC: individuos de especies vivas y muertas; %C: porcentaje crítico;  $\bar{x}$  media aritmética; S: desviación típica. Las columnas correspondientes a los bloques muestrales indican los valores obtenidos utilizando la totalidad de la fauna viva (total) y sólo la asociada a los conjuntos muertos estudiados (parcial).

La tabla V reúne los datos referentes a algunos aspectos cuantitativos de aloctonía en las tres unidades. En ella se indica, junto a algunos otros datos interesantes, el número de especies aparecidas exclusivamente en las asociaciones muertas y el número de individuos correspondiente a las mismas, valores que, teniendo en cuenta los tamaños muestrales utilizados, se han considerado indicadores válidos de la importancia de los fenómenos de aloctonía. Estos valores, transformados porcentualmente, se han calculado para cada una de las muestras y para los tres bloques muestrales. Aunque a nivel muestral existen las lógicas variaciones quizás en función de los respectivos tamaños, a nivel global se confirma la opinión expresada por Bosence (op. cit.): una gran parte de las especies presentes en una asociación muerta puede ser alóctona, pero sobre números elevados de individuos, las mayores frecuencias corresponden a especies vivientes en la propia biocenosis. Estos resultados han variado ligeramente de un tipo de fondo a otro, apareciendo los mayores grados de aloctonía en los fondos de *Caulerpa* y de algas fotófilas y el menor en el de *Posidonia*. Ello podría ser razonado en función del efecto de filtro que realiza el borde de la pradera de *Posidonia* en dirección centripeta, de forma que la máxima acumulación de elementos exóticos se produciría precisamente en estos márgenes ocupados por *Caulerpa*. Respecto a la unidad de algas fotófilas, el elevado grado de aloctonía podría estar relacionado con el batimiento y con la importancia de las corrientes.

Sobre estos resultados puede plantearse una cuestión general relacionada con la estructura de las asociaciones muertas estudiadas. Sería, si estos grados de aloctonía bastarían para condicionar su separación de las correspondientes biocenosis. Aunque no se ha planteado un análisis profundo y objetivo del tema, no es difícil comprobar que sobre la citada diferenciación parece incidir tanto la presencia de elementos alóctonos como las diferencias en los valores de participación de las especies comunes en ambos tipos de asociación. Probablemente las diferencias de preservabilidad de los distintos estadios de crecimiento de las conchas, los fenómenos hidrodinámicos como selectores de tamaño y algunos fenómenos biológicos como la retención selectiva por Pagúridos resultan importantes en este sentido.

El denominado porcentaje crítico que aparece en las tablas comentadas, se definió como el porcentaje de individuos correspondiente a la especie alóctona más representada en una asociación muerta. Tal porcentaje puede asociarse a una atractiva posibilidad: en el caso de constituir un parámetro conservativo en un determinado tipo de asociación muerta, su conocimiento permitiría un retoque sistemático de inventarios que, eliminando la totalidad de especies alóctonas, los transforman

	<u>AF</u>	<u>CL</u>	<u>PO</u>	<u>P</u>	<u>C</u>	<u>V</u>
<i>F. crassa</i>	A	X	X	X	-	X
<i>G. aff. guttadauri</i>	A	-	A	-	-	-
<i>H. Hydatis</i>	A	-	-	-	-	-
<i>L. neritoides</i>	A	-	-	-	-	-
<i>L. punctata</i>	A	-	-	-	-	-
<i>Ch. brevicula</i>	A	X	X	-	-	-
<i>R. bruguierei</i>	A	X	X	X	-	-
<i>T. perversa</i>	A	X	X	X	X	X
<i>M. barbatus</i>	A	X	X	X	X	X
<i>P. papillosum</i>	A	X	X	-	-	-
<i>V. verrucosa</i>	A	X	X	-	-	-
<i>Ch. gryphoides</i>	A	A	X	X	X	X
<i>A. montagui</i>	A	A	X	-	-	-
<i>Ch. excavata</i>	A	A	X	-	-	-
<i>Chrysallida sp.</i>	A	A	X	-	-	-
<i>A. fischeriana</i>	X	A	X	X	X	X
<i>C. trachea</i>	-	A	-	-	-	-
<i>Cerithiopsis sp.</i>	-	A	-	-	-	-
<i>C. gr. tubercularis</i>	-	A	X	X	X	X
<i>C. gr. micrometrica</i>	X	A	X	X	X	X
<i>E. polita</i>	X	A	X	X	-	-
<i>A. aff. gracilis</i>	-	A	X	-	-	-
<i>Retusa sp.</i>	-	A	X	-	-	-
<i>P. asturiana</i>	-	A	X	X	X	-
<i>Hydrobia sp.</i>	X	A	-	-	-	-
<i>T. pulla</i>	X	A	X	-	-	-
<i>G. barbatella</i>	X	A	X	X	X	X
<i>L. hians</i>	-	A	X	X	-	X
<i>Eulimella sp.</i>	-	A	A	-	-	-
<i>Gibbula spp.</i>	X	A	A	X	-	X
<i>Turritella sp.</i>	-	A	A	-	-	-
<i>A. ehippium</i>	-	A	A	X	X	X
INDETERMINADO 1	-	-	A	-	-	-
<i>D. divaricata</i>	-	A	-	-	-	-
<i>T. aff. pulchella</i>	-	-	A	-	-	-

Tabla VI.—Presencia (X), ausencia (—) y aloctonía (A) de algunos moluscos en las unidades biológicas actualmente estudiadas en la cala Portichol. AF: fondo de algas fotófilas; CL: fondo de *Caulerpa prolifera*; PO: fondo de *Posidonia oceanica*; P: fondo de *Peyssonnelia squamaria*; C: fondo de *Corallina mediterranea*; V: fondo de verméticos. No se dispone de información sobre presencias alóctonas en P, C y V.

en listas comparables de especies autóctonas. Los resultados obtenidos a este respecto se encuentran muy correlacionados con los anteriormente expuestos. Se observa una alta variabilidad a nivel muestral y unos valores globales máximos en los fondos de *Caulerpa* y de algas fotófilas (4.42% y 1.52% respectivamente); el valor menor (0.59%) corresponde a la unidad de *Posidonia*. Habría que indicar, sin embargo, que estos valores en ningún momento serían generalizables más allá del momento, lugar y unidad bionómica correspondientes, pero que a nuestro modo de ver pueden ofrecer junto a otros datos equivalentes, una interesante perspectiva al paleontólogo en la interpretación de fenómenos bioestratigráficos.

Por último, y para intentar una mejor comprensión del origen de los conjuntos alóctonos encontrados en los tres bloques muestrales, se ha investigado el posible origen de los distintos elementos sobre datos propios y bibliográficos locales (Boronat y otros, en prensa). El conjunto de los resultados obtenidos aparece en la tabla VI.

## SINTESES

El conjunto de resultados expuesto hasta ahora permite hacer algunas consideraciones generales de interés. Respecto a la caracterización malacológica de las unidades estudiadas y siempre dentro del pequeño universo creado por las mismas, puede decirse que, aunque en muy pocas ocasiones puede hablarse de auténticas «especies guía» (especies exclusivas), los conjuntos malacológicos encontrados permiten globalmente una distinción faunística bastante clara. Pese a ello, la elevada heterogeneidad encontrada en el conjunto muestral que se ha hecho corresponder con un supuesto fondo de *Caulerpa prolifera*, parece cuestionar la validez de este elemento como caracterizador bionómico. Hay que añadir a este respecto que la amplia distribución de este alga sobre diferentes tipos de sustrato, apoya aún más la necesidad de una revisión del tema que probablemente resultaría más fácil con un mejor conocimiento de la correspondiente biota. Respecto a las unidades de *Posidonia oceanica* y de algas fotófilas superficiales, dos poblamientos clásicos en la bionomía béntica mediterránea, sólo puede decirse que se ha hallado la esperada entidad faunística. Es interesante señalar, sin embargo, la posibilidad de diferenciación malacológica de dos subunidades en esta última biocenosis. Estas subunidades estarían relacionadas con la asociación *Jania rubens* - *Halopteris scoparia* por una parte y con un conjunto algal más diverso integrado por *Padina pavonica*, *Cystoseira crinita*, *Halopitys incurvus*, etc., por otra. Ha resultado también claro el valor caracterizador de las especies asociadas a los estratos

superiores (hojas y rizomas) del fondo de *Posidonia*, valor que no se ha encontrado en las especies habitantes del sedimento. En cualquier caso, ha de tenerse en cuenta que en la estimación de este valor caracterizador ha repercutido de modo importante el comportamiento de los fondos con *Caulerpa prolifera* y que el significado bionómico de esta unidad parece discutible.

En lo que se refiere a otro de los objetivos fundamentales de nuestro trabajo, el de la comparación de las biocenosis estudiadas con las correspondientes asociaciones muertas, los resultados confirman algunas opiniones expresadas en la bibliografía tafonómica. Probablemente la mayor parte de las asociaciones malacológicas inframareales que maneja el paleontólogo quedan muy alejadas de un fiel reflejo de la biocenosis original, tanto cualitativa como cuantitativamente. Sin embargo, parecen existir ciertas regularidades en la importancia de los elementos alóctonos presentes en las mismas, de forma que resulta bastante razonable la opinión mantenida por algunos autores en el sentido de una mayor probabilidad de autoctonía en las especies más representadas. Seguramente será muy difícil conseguir establecer un criterio objetivo que permita la separación tajante de conjuntos comparables de especies autóctonas a partir de tanatocenosis brutas, pero sin duda los resultados proporcionados por el estudio neontológico del tema pueden ofrecer perspectivas muy interesantes para un avance en este camino.

## Agradecimientos

Los autores agradecen la amable colaboración de los Doctores M. García Carrascosa y F. Robles en la supervisión del manuscrito y de D. F. Boisset en la determinación de algunas especies algales.

## BIBLIOGRAFÍA

- ACUÑA, J. D. (1980).—Caracterización de algunas asociaciones de moluscos marinos en las Islas Columbretes (Castellón). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 5 (4): 29-42.
- ACUÑA, J. D. (1982).—Algunas regularidades tafonómicas y paleoecológicas en una secuencia tortoniense de Torreblanca (Castellón). *Estudios Geológicos*, 38: 61-73.
- ANTIA, D. D. (1977).—A comparison of diversity and trophic nuclei of live and dead molluscan faunas from Essex Chenier Plain, England. *Paleobiology*, 3 (4): 404-414.
- BORONAT, J.; ACUÑA, J. D. y FRESNEDA, M.—Ensayo de caracterización malacológica de tres unidades bionómicas en las costas de Jávea (Alicante). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* (en prensa).
- BOSENCE, D.W. (1979).—Live and dead faunas from Coralline Algal Gravel, Co. Galway. *Palaeontology*, 22 (2): 449-478.



- BOUDOURESQUE, CH. F. (1971).—Contribution a l'étude phytosociologique des peuplements algaux des Côtes Varoises. *Vegetatio*, 82-183.
- CADEE, G. C. (1968).—Molluscan biocoenoses and thanatocoenoses in the Ría de Arosa, Galicia Spain. *Zoologische Verhandelingen*, 95: 1-121.
- CRAIG, G. Y. y HALLAM, A. (1963).—Size-frequency and growth-ring analyses of *Mytilus edulis* and *Cardium edule* and their palaeoecological significance. *Palaeontology*, 6 (4): 731-750.
- DE RENZI, M.; MARTINELL, J. y REGUANT, S. (1975).—Bioestratigrafía, Tafonomía y Paleocología. *Acta Geológica Hispánica*, 10 (2): 80-86.
- FAGERSTROM, J.A. (1964).—Fossil communities in Paleontology: their recognition and significance. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 1.197-1.216.
- JOHNSON, R.G. (1960).—Models and methods for the analysis of the mode of formation of fossil assemblages. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71: 1.075-1.086.
- JOHNSON, R.G. (1965).—Pelecypod death assemblages in Tomales Bay, California. *Journal of Paleontology*, 39 (1): 80-85.
- KERNEIS, A. (1960).—Contribution a l'étude faunistique et écologique des herbiers de Posidonies de la region de Banyuls. *Vie et Milieu*, 11 (2): 145-187.
- MOLINIER, R. (1960).—Etude des biocénoses marines du Cap Corse (France). *Vegetatio*, 9: 121-312.
- PERES, J.M. y PICARD, J. (1964).—Nouveau manuel de Bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Extrait du Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume*, 31 (47): 1-137.
- ROSSO, J.C. (1979).—La Mer Pélagienne. V. Etude des organismes. A. Mollusques testacés (Macrofaune). *Géologie Méditerranéenne*, 6 (1): 143-170.
- SNEATH, P.H. y SOKAL, R.R. (1973).—*Numerical Taxonomy*. Freeman and Co. Ed. XV. 573 pp.
- SPADA, G. (1971).—Contributio alla conoscenza della malacofauna della biocenosi a *Posidonia oceanica*. *Conchiglie*, 7 (9-10): 125-135.
- SPADA, G. (1977).—Guida pratica alla formazione de una raccolta de conchiglie marine. *Suppl. a Boll. Malac.*, 13 (11-12): 65-72.
- SPADA, G. (1979).—Guida pratica alla formazione de una raccolta de conchiglie marine. *Suppl. a Boll. Malac.*, 15 (1-2): 73-80.
- SPADA, G.; SABELLI, B. y MORANDI, V. (1973).—Contributio alla conoscenza della malacofauna dell'isola di Lampedusa. *Conchiglie*, 9 (3-4): 29-67.
- WARME, J.E. (1969).—Live and dead molluscs in a coastal lagoon. *Journal of Paleontology*, 43 (1): 141-150.
- WARME, J.E.; EKDALE, A.A.; EKDALE, S.F. y PETERSON, C.H. (1976).—Raw material of the fossil record. en R.W. SCOTT y R.R. WEST, *Structure and classification of paleo-communities*: 143-169. Dowdon, Hutchison and Ross Ed.

## CAPAS ROJAS TRIÁSICAS DEL BORDE SURESTE DE LA MESETA, SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA

Juan Fernández<sup>1</sup>



### RESUMEN

Las capas rojas fosilizan una paleogeografía, altamente irregular que condicionó la localización y evolución de los futuros sistemas de depósito. Se inicia la sedimentación triásica en el Ladinense con el depósito de conglomerados que representan las fracciones más groseras. Estos corresponden unas veces a abanicos aluviales y otras a ríos *braided* conglomeráticos. Dentro de los abanicos se ha diferenciado: Abanico interno, dominado por los depósitos de *debris flow*; Abanico medio, en el que predominan los depósitos de canal y los de corrientes laminares (*sheet flood*) y abanico externo dominado por procesos y depósitos de ríos *braided* conglomeráticos.

Sobre y en relación distal con los conglomerados se encuentran depósitos de ríos arenosos de baja sinuosidad en los que se diferencian: A) facies de canal, representadas por bancos potentes de areniscas (alrededor de 15 m.) con estratificación cruzada de gran escala; B) facies de llanura de inundación proximal, representadas por capas finas de areniscas, con laminación cruzada, alternando con arcillas y algunos niveles carbonatados tipo caliche; y C) facies de llanura de inundación distal, caracterizadas por una sucesión monótona de arcillas en las que se intercalan niveles de calizas micríticas y de arenas finas o limos.

La sedimentación termina, en el Noriense, con un tramo evaporítico de distribución irregular. Su depósito tuvo lugar en zonas encharcadas alejadas de los canales o tal vez en un ambiente tipo *sabkha*.

### ABSTRACT

The red beds fossilize a highly irregular paleogeography that controlled the localization and evolution of the depositional systems. Triassic sedimentation began during Ladinian with conglomerate deposits that represent the coarsest fractions. Sometimes, they correspond to alluvial fans and other times to conglomeratic braided rivers. In the alluvial fans is possible to differentiate: Inner fan, dominated by debris flow deposits; middle fan, dominated by channel and sheet flood deposits; and outer fan dominated by processes and deposits of conglomeratic braided rivers.

Above them and in a distal position with respect to the conglomerate deposits there are sandy rivers deposits, of low sinuosity, whose is possible, to differentiate: A) Channel facies, they are represented by very thick sandstone layers (around 15 m.) with cross bedding; B) proximal flood plain facies, represented by thin sandstone layers with cross lamination, which alternate with clay and some carbonate levels of caliche type; and C) distal flood plain facies, characterized by a monotonous clay succession with very thin layers of micritic limestone and intercalated fine sand of silts.

The sedimentation finished in Norian times with the deposition of an evaporitic member of irregular distribution. Its deposition occurred at inundated zones far from the channels or, perhaps, in a *sabkha* type environment.

1 Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada.

## INTRODUCCION

Las capas rojas del borde SE. de la Meseta constituyen una franja que, con una dirección aproximada NE.-SW., se extiende desde Bailén hasta Alcaráz, y a partir de este pueblo con dirección E.-W. hacia Infantes y la Torre de Juan Abad. Geográficamente el afloramiento comprende parte de las provincias de Jaén (NE.), Albacete (SW.) y Ciudad Real (SE.). Figura 1).

Desde el punto de vista geológico es un conjunto de materiales detríticos en posición horizontal y de coloración predominantemente rojiza que se le ha denominado Facies Detríticas Rojas (*red beds*) del borde SE. de la Meseta.

Este conjunto reposa discordantemente sobre materiales estratificados del Paleozoico, a excepción de algunos puntos muy localizados,

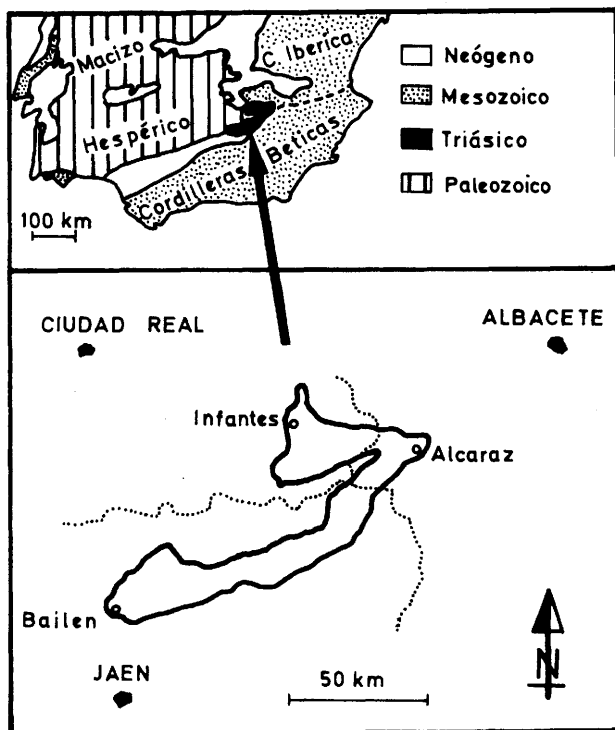


Figura 1.—Esquemas de localización geográfica y geológica de las capas rojas triásicas del borde sureste de la Meseta.

en su extremo más suroccidental, donde fosilizan algunos relieves de rocas plutónicas pertenecientes al batolito de Sta. Elena. Los materiales paleozóicos que fosilizan (cuarcitas principalmente) representan las últimas estribaciones del macizo herciniano de la Meseta y constituyen con frecuencia relieves en la actualidad, allí donde la erosión de los materiales más modernos los ha dejado al descubierto.

Asimismo esta unidad es fosilizada por otras tres unidades geológicas: a) materiales calizo-dolomíticos, en su mayor parte pertenecientes al Mesozóico del Macizo Ibérico; b) materiales mesozóicos y cenozoicos de las zonas externas de las Cordilleras Béticas y c) materiales detríticos neógenos pertenecientes a la Depresión del Guadalquivir. (Figura 1).

En este trabajo se pretende sintetizar el conocimiento actual sobre las capas rojas del borde de la Meseta, para lo cual se resumen algunas de las aportaciones realizadas por el autor y por otros autores en los últimos años.

## ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista lito-estratigráfico la serie (figura 2) está constituida por una alternancia de arcillas y areniscas con algunos niveles carbonatados. Destaca hacia la base un conjunto conglomerático discontinuo localizado en las proximidades de algunos relieves paleozóicos, y hacia el techo un conjunto arcilloso que incluye frecuentemente yesos. Este tramo superior evaporítico es también discontinuo y su distribución espacial, a escala regional muy irregular.

Este conjunto de materiales ha sido definido como formación de Chiclana de Segura (López-Garrido, 1969). Lateralmente cambia a un conjunto detrítico más arcilloso y con algunos niveles calizos, que contienen fauna de *Muschelkalk* (Formación de Hornos-Siles).

Tradicionalmente se le ha asignado a estos materiales una edad Triás, basándose exclusivamente en su posición estratigráfica. En los últimos años y tras un minucioso estudio palinológico de los niveles lutíticos grises y verdes se han reconocido asociaciones palinológicas que permiten atribuir la base del corte de Chiclana de Segura al Ladiniense y el techo al Noriense (Besems, 1981). Se desconoce, por el momento, si en otros puntos de la región la sedimentación triásica pudo iniciarse con anterioridad al Ladiniense.



# ABANICOS ALUVIALES Y RIOS BRAIDED CONGLOMERATICOS

La sedimentación triásica se inicia en las proximidades de los relieves paleozóicos con depósitos de conglomerados que unas veces corresponden a abanicos aluviales, otras a ríos *braided* conglomeráticos y otras veces abanicos que evolucionan a ríos *braided*. Estos depósitos son cuantitativamente muy poco importantes en comparación con los originados por ríos arenosos que comentaré en el apartado siguiente, además las condiciones de observación son, generalmente, deficientes. Expondré las características de este tipo de depósitos a partir de un ejemplo de ellos (figura 3) que aflora en las proximidades de Villamanrique (Ciudad Real); se diferencian:

## Abanico Interno.

Representado por conglomerados que no presentan estratificación ni estructura sedimentaria alguna. Los cantos son de cuarcitas, a veces,

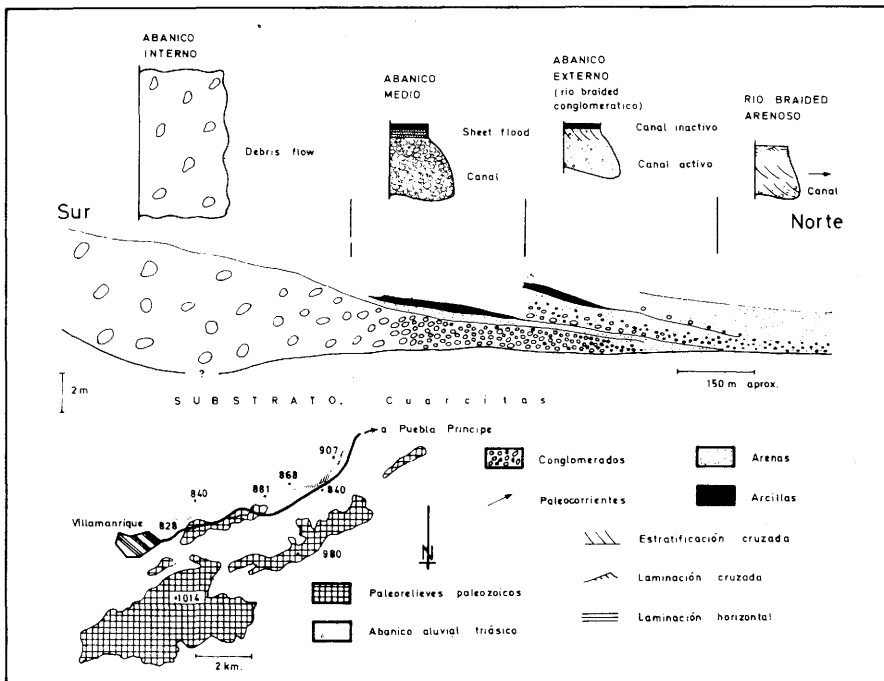


Figura 3.—Depósitos de abanico aluvial al noreste de Villamanrique. Se muestra un esquema de evolución de facies proximal/distal, así como las facies y secuencias que caracterizan las distintas partes del abanico.

alcanzan el tamaño bloque y se encuentran embebidos en una matriz de arcilla y limo. Se interpretan como depósitos de *debris flow* relacionados con flujos de alta densidad y viscosidad, aunque en este caso, tal vez, sería más correcto utilizar el término *mud flow*, en razón del dominio de la matriz fina frente a los cantos.

Este tipo de depósitos son los más potentes, se encuentran en contacto con los relieves paleozóicos y teniendo en cuenta su situación y condiciones de depósito, se consideran característicos de las partes más proximales del abanico (abanico interno).

### **Abanico Medio.**

En posición más alejada de los relieves de cuarcitas y en relación intergradacional con los depósitos de abanico interno se encuentran gravas pobremente clasificadas con cantos de cuarcita de tamaño entre 15-0'50 cm. y matriz constituida por lutitas y arenas. Su estructura interna está pobremente desarrollada, observándose, sólo muy puntualmente, estratificación horizontal; muestran base erosiva y la matriz fina es muy escasa, siendo con frecuencia gravas soportadas por los cantos (*clast-supported*). Su depósito está relacionado con flujos fluidos de baja viscosidad, tal vez barras longitudinales depositadas en canales (Smith, 1974), si bien las condiciones de observación no permiten asegurar este punto.

Sobre las gravas se encuentra un nivel (25 cm.) de arenas cementadas con laminación horizontal, y base neta y plana. Se interpreta como el depósito de un flujo laminar (*sheet flood*). Este tipo de flujos de inundación son frecuentes por debajo del punto de intercesión (Bull, 1972), cuando la corriente se expande al dejar de estar confinada en los canales. La cementación por carbonatos y óxidos de hierro está relacionada, con toda probabilidad, con procesos posteriores de tipo edáfico en clima árido.

Finalmente las arcillas superiores representan el depósito desde la suspensión en una fase de decrecida del flujo.

Esta asociación de facies se considera característica de la parte media del abanico (abanico medio).

### **Abanico Externo (río *braided* conglomerático).**

Conglomerados con abundante matriz de arenas gruesas. Presen-

tan en algunos puntos imbricación y estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo. En sentido vertical evolucionan a arenas gruesas con *pebbles*, con estratificación cruzada de alto o bajo ángulo, y éstas a arcillas. El conjunto constituye una secuencia de tamaño de grano y energía decreciente hacia el techo, pudiendo corresponder los conglomerados a barras longitudinales depositadas en un canal activo (Smith, 1974) y las arenas y arcillas al depósito en áreas de intercanal en épocas de crecida o en el mismo canal coincidiendo con una fase de decrecida del flujo.

La secuencia descrita caracteriza la parte más distal del abanico (abanico externo) y es análoga a no pocos ejemplos de secuencias descritas en ríos *braided* conglomeráticos.

En posición distal respecto al relieve paleozóico se encuentra una secuencia constituida por arenas gruesas con estratificación cruzada que pasan hacia el techo a arenas finas con laminación horizontal y *ripples*. La base es erosiva e incluye algunos cantos tamaño *pebbles*. Esta secuencia se interpreta como de relleno de un canal *braided* arenoso, cuyas características generales trataremos con mayor amplitud en el apartado siguiente.

## RIOS BRAIDED ARENOSOS

El conjunto de las capas rojas han sido interpretadas como de origen fluvial, depositadas por ríos de baja sinuosidad (Fernández, 1977). En la serie estratigráfica general (figura 2) se pueden diferenciar distintas facies y secuencias que caracterizan distintos subambientes dentro del marco general del sistema fluvial (Fernández y Dabrio, 1980, y Dabrio y Fernández, 1980).

## FACIES DE CANAL

Están representadas por bancos de areniscas de espesor variable entre 2 y 30 m., con un máximo alrededor de 15 m. La estructura interna dominante es estratificación cruzada de gran escala, seguida de laminación paralela y laminación cruzada. En general, la estratificación cruzada es más abundante hacia el muro y la laminación paralela y laminación cruzada hacia el techo. Las paleocorrientes deducidas para un mismo banco muestran bajo grado de dispersión, y de su análisis a escala regional (figura 4) se deduce, para los canales principales, una orien-



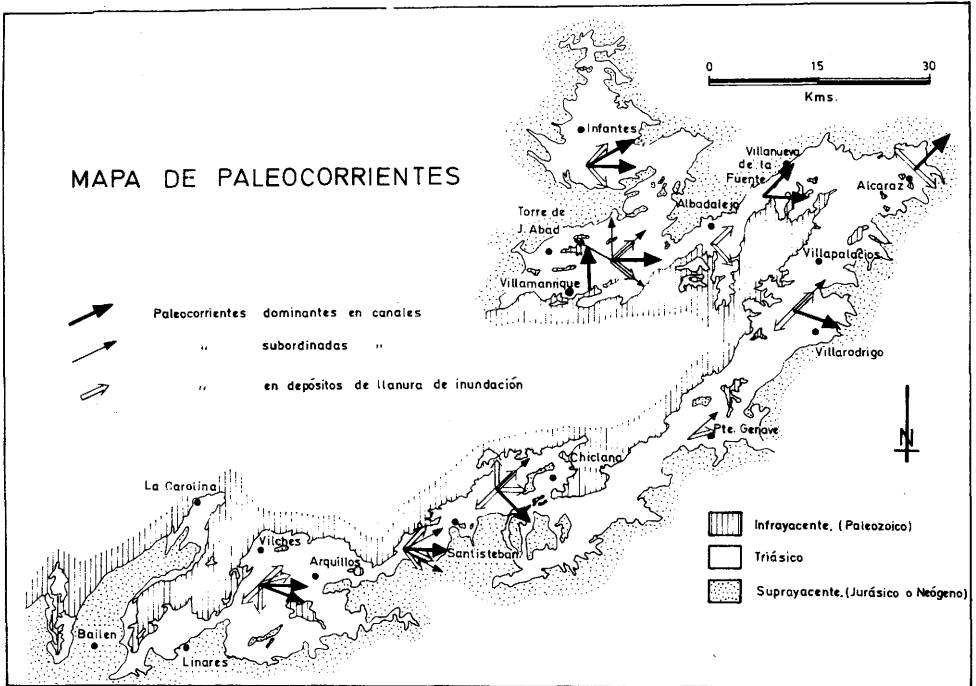


Figura 4.—Mapa de paleocorrientes. Se indican las paleocorrientes obtenidas en los depósitos de canal y en los de llanura de inundación. Se aconseja comparar los datos de paleocorrientes con la paleogeografía deducida del mapa de isopacas (figura 7).

tación hacia el este y noreste con algunas excepciones justificadas por su posición en relación con los relieves paleozóicos mayores.

Son frecuentes las superficies erosivas internas que representan, en unos casos, la morfología cambiante del fondo del canal durante las crecidas, y en otros, el encajamiento del canal en sus propios sedimentos durante las épocas de estiaje.

La morfología de estos cuerpos sedimentarios es, generalmente, tabular, ya que son originados por canales con una relación anchura/profundidad muy elevada, los cuales cambian de posición de modo continuo en el espacio y en el tiempo.

Teniendo en cuenta el conjunto de características indicadas para estos bancos, se interpretan como depositados por canales inestables de ríos estacionales de baja sinuosidad (Fernández, 1977).

## FACIES DE LLANURA DE INUNDACION PROXIMAL

La llanura de inundación proximal comprende las áreas de la llanura de inundación más próximas al canal. En estas áreas se desarrollan depósitos arenosos de distintos tipos:

1.—Capas de arena tabulares, cuyo espesor es frecuentemente de algunos centímetros y sólo excepcionalmente alcanza 1 m. Su estructura interna refleja una disminución de energía tanto hacia el techo (secuencia positiva) como al alejarse del canal: en la inmediata vecindad del canal aparecen estratificación cruzada y laminación paralela que pasan a laminación cruzada a la vez que se produce el acúñamiento de las capas. Su génesis se interpreta en relación con corrientes laminares, de tipo *sheet flood* o bien a *crevasse splay* cuando su espesor y extensión son muy reducidos.

2.—Cuerpos arenosos con base canalizada. Su extensión longitudinal puede ser elevada, pero en sección transversal se extienden unas decenas de metros. La estructura interna es, unas veces, estratificación cruzada del tipo *epsilon cross-stratification*, y otras estratificación cruzada en artesa (*trough cross-bedding*) que pasa a laminación cruzada hacia el techo y hacia los bordes. En uno y otro casos, estos cuerpos arenosos representan el relleno de pequeños canales en la llanura de inundación, el cual unas veces se llevó a cabo por acreción lateral y otras por transporte y depósito en el sentido de la corriente.

Las direcciones de corriente deducidas de las capas de arenas depositadas en la llanura de inundación muestran un elevado grado de dispersión, pero son generalmente divergentes en relación con la orientación de los canales principales (figuras 2 y 4).

Las capas arenosas se intercalan entre arcillas que representan el depósito desde la suspensión después de cada inundación. La relación arena/arcilla es mucho más alta que en la llanura de inundación distal y decrece al alejarse del canal, a la vez que disminuye el espesor de los bancos de areniscas y la escala de las estructuras, como consecuencia de una disminución en la energía necesaria para formarlas.

Finalmente, también, se encuentran en estas áreas niveles de nódulos carbonatados (con óxidos de hierro y manganeso) comparables a los caliches que se describen actualmente en regiones semiáridas (Allen, 1974 y Leeder, 1975). Estos niveles pueden extenderse hasta la llanura de inundación distal.



## FACIES DE LLANURA DE INUNDACION DISTAL

El proceso sedimentario es el depósito de la fracción fina, transportada en suspensión en condiciones de energía muy baja, después de cada inundación. Esporádicamente se intercalan en las arcillas niveles de calizas micríticas de 10-25 cm. de espesor, con laminación fina horizontal, textura fenestral (*bird's eyes*) y, a veces, ostrácodos, mallas de algas y grietas de desecación. Su origen se interpreta de acuerdo con Friend y Moody-Stuart (1970), ligados a depósitos en lagos efímeros en la llanura de inundación (*flood plane lakes*).

### Secuencias.

En un trabajo previo (Dabrio y Fernández, 1980) se consideran dos tipos de secuencias, las derivadas de la actuación de procesos en cada uno de los subambientes considerados (Figura 5) y las originadas como consecuencia de la movilidad de los subambientes en el tiempo (Figura 6).

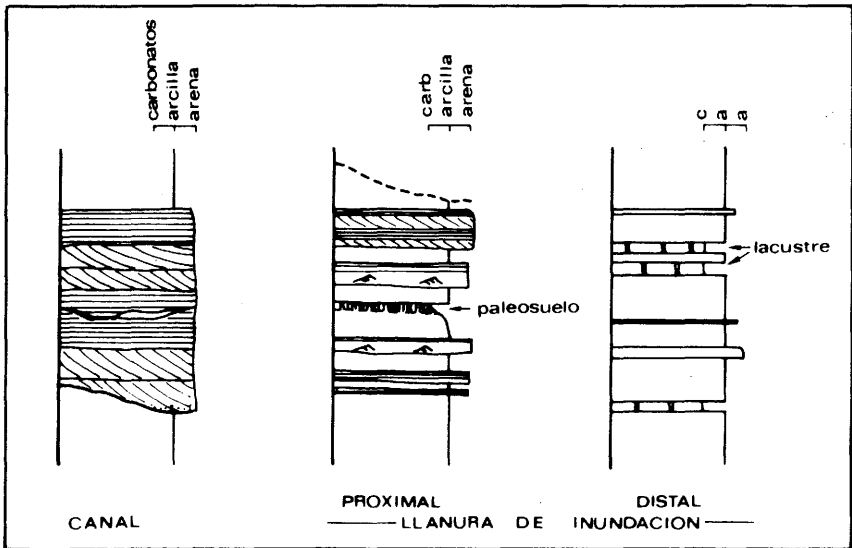


Figura 5.—Modelos conceptuales de secuencias características en los subambientes diferenciados en los ríos *braided* arenosos. Se han utilizado los mismos signos que en la figura 2 (tomado de Dabrio y Fernández, 1980).

Las secuencias de canal son generalmente positivas, de energía decreciente a techo. Es muy tentador imaginar la sucesión de acontecimientos de la siguiente forma: La base erosiva representa la llegada del canal a una nueva posición sobre la llanura de inundación; en estos primeros momentos de implantación del canal la energía del medio es relativamente alta, y el principal proceso es la erosión. La parte del banco dominada por estratificación cruzada de gran escala representa la época de transporte y depósito activo en el canal. Hacia el techo el ángulo de *foreset* de los *megaripples* se hace menor y corriente abajo, se aprecia su amortiguación y el paso de estratificación cruzada de alto a bajo ángulo y laminación paralela. Todo ello sugiere una pérdida progresiva de la capacidad de transporte y de la profundidad en el canal.

El paso de *megaripples* a laminación paralela de régimen de flujo bajo indica una considerable reducción del régimen de flujo en el canal. Ello obedece a que la corriente principal ya no pasa por ese punto, lo cual puede explicarse por avulsión aguas arriba y desviación del cauce mayor de modo que el canal recibe sólo flujo residual. Una explicación complementaria (o quizás alternativa) sería suponer que el cauce activo se desplaza dentro del cauce mayor, y este punto queda en posición marginal: en cualquier caso en esta época del relleno el canal es puramente un rasgo residual y el depósito se realiza mayoritariamente desde la suspensión.

La secuencia general positiva incluye secuencias menores positivas separadas, a veces, por superficies de erosión. El depósito de estas secuencias se interpreta ligado a las épocas de crecida y flujo normal, y la superficie irregular, jalonada a veces por lutitas, al encajamiento de la corriente en los depósitos anteriores durante el estiaje. La secuencia positiva de energía decreciente a techo es pues, una suma de secuencias que reflejan los distintos momentos de la historia deposicional del canal y representan las fluctuaciones del régimen hidráulico del río según las estaciones.

Las secuencias originadas en la llanura de inundación proximal consisten en alternancias de arenas y lutitas. En conjunto, el espesor de los estratos de arena y la relación arena/lutita decrecen hacia las zonas más alejadas respecto al canal. Atendiendo a la variación secuencial del espesor de las capas de arena, se distinguen secuencias negativas de espesor de estratos creciente a techo (Figura 5), que se explican por la mayor importancia de los desbordamientos a medida que el canal se rellena de sedimento (Figura 6, parte superior). Evidentemente, se habla de desbordamientos medios y de forma general, pues acontecimientos de

índole mayor o catastróficos pueden ocurrir sin una pauta tan definida introduciendo un cierto grado de desorden en las secuencias.

En la llanura de inundación distal no se encuentran secuencias definidas (Figura 5) y la sucesión monótona de arcillas es el rasgo más relevante. Pueden intercalarse niveles de carbonatos laminados o delgadas capas de arena fina/limo o niveles de paleosuelos, pero generalmente, sin una pauta concreta.

La movilidad de los subambientes considerados produce unas secuencias más complejas que las anteriores, ya que están constituidas por un agrupamiento de aquellas. Estas secuencias se originan por el continuo desplazamiento de los canales a través de la llanura de inundación, el cual se debe al progresivo relleno y elevación de los mismos sobre las áreas circundantes debido a la mayor velocidad de sedimentación que, finalmente, los hace inestables y rompen los bordes por avulsión trasladándose a una nueva posición. Con el canal migran los subambientes relacionados descritos anteriormente.

Cuando el canal se instala en una zona, el proceso esencial es la erosión. El nuevo canal está «vacío» y a partir de esta situación, se produce un proceso de acreción vertical en los diferentes subambientes, pero con distinta intensidad (velocidad de sedimentación). En las primeras fases, durante las crecidas, se desborda sólo una fracción relativamente pequeña del agua que circula por el canal, y con ella el sedimento más fino. Más tarde el canal se va rellenando por sedimentos y su profundidad disminuye, con lo que en las crecidas escapará una cantidad de agua progresivamente mayor y también más sedimento tamaño arena produciendo una elevación del canal sobre las zonas circundantes. De este modo las capas arenosas formadas por desbordamiento en áreas próximas a los márgenes del canal estarán cada vez mejor desarrolladas y, además, se extenderán a más distancia del canal hacia la llanura de inundación, es decir, se produce, una progradación de los cuerpos arenosos cuneiformes (bordos) y de la llanura de inundación proximal hacia la llanura de inundación distal (figura 6, parte superior).

Eventualmente el canal se hará inestable y cambiará de posición por avulsión. El nuevo canal se situará, en parte sobre la orla de depósitos de llanura de inundación proximal, con lo que la secuencia negativa que refleja el aumento progresivo de la influencia del canal aparecerá coronada por un banco más grueso, que representará el nuevo canal. En los puntos donde las facies de llanura de inundación proximal sean muy delgadas o inexistentes, el nuevo canal aparecerá como un banco de areniscas que se intercala de forma espontánea en facies finas. El

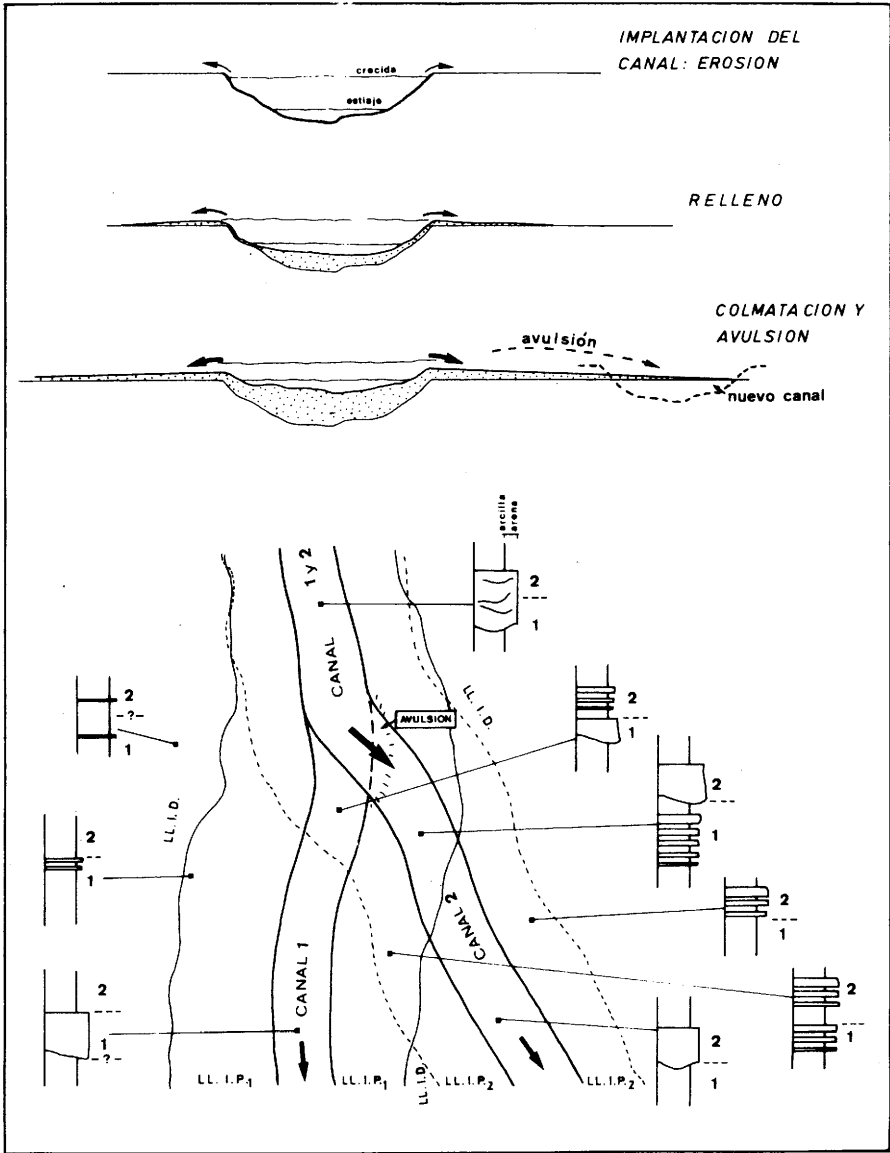


Figura 6.—En la parte superior, distintas etapas de la historia deposicional del canal (escala arbitraria). En la parte inferior, secuencias tipo que cabría esperar en distintos puntos de una llanura aluvial cuando el canal cambia de posición por avulsión de 1 a 2. En las series 1 y 2 indican los sedimentos ligados a dichos canales. Ll. I. P.: llanura de inundación proximal; Ll. I. D.: llanura de inundación distal (tomado de Dabrio y Fernández, 1980).

antiguo canal queda abandonado y se forman sólo estructuras de baja energía, tales como laminación paralela y laminación cruzada en las arenas que rellenan el rasgo topográfico negativo residual. Sobre ellas se sitúan finalmente, las arcillas de la llanura de inundación. Como consecuencia de la avulsión se pierde, pues, el carácter canalizado y se sustituyen en la vertical las facies de canal por las de llanura de inundación.

Al migrar el canal lo hacen también los subambientes relacionados y en función de su nueva posición se desarrollan secuencias muy diversas, dependiendo de cuales sean las relaciones verticales entre los subambientes, antes y después de la avulsión (Figura 6, parte inferior).

## EVAPORITAS SUPERIORES

La serie triásica termina con un tramo lutítico, cuyo contenido en yesos es muy desigual de unos puntos a otros. Desde pasar casi desapercibido hasta ocupar prácticamente todo el tramo con espesores de hasta 30 m.

Esta distribución irregular de las evaporitas apunta hacia un depósito en zonas encharcadas de la llanura de inundación distal, lejos de la influencia de los canales principales; o tal vez en un ambiente tipo sabkha. En todo caso su estudio está por abordar.

## PALEOGEOGRAFIA

Las capas rojas fosilizan un paleorelieve paleozoico, por consiguiente la paleogeografía de este sector debió ser al comienzo de la sedimentación triásica, en detalle, extremadamente complicada. Destaca un relieve paleozoico que con una orientación N60-70E divide el afloramiento en dos, al norte y al sur de dicho relieve, que se unen en los alrededores de Alcaraz.

En relación con esta paleogeografía el espesor de materiales acumulados difiere ampliamente de unos puntos a otros como se refleja en el mapa de isopacas (figura 7). En la parte norte los espesores más frecuentes son inferiores a 150 m., mientras al sur del relieve paleozoico éstos son generalmente mayores; en esta parte se diferencian varios surcos, en los que se alcanzan espesores próximos a 350 m. separados por zonas de umbral en las que éstos no superan los 200 m. Destacan las pequeñas potencias alcanzadas en el extremo sur (alrededores

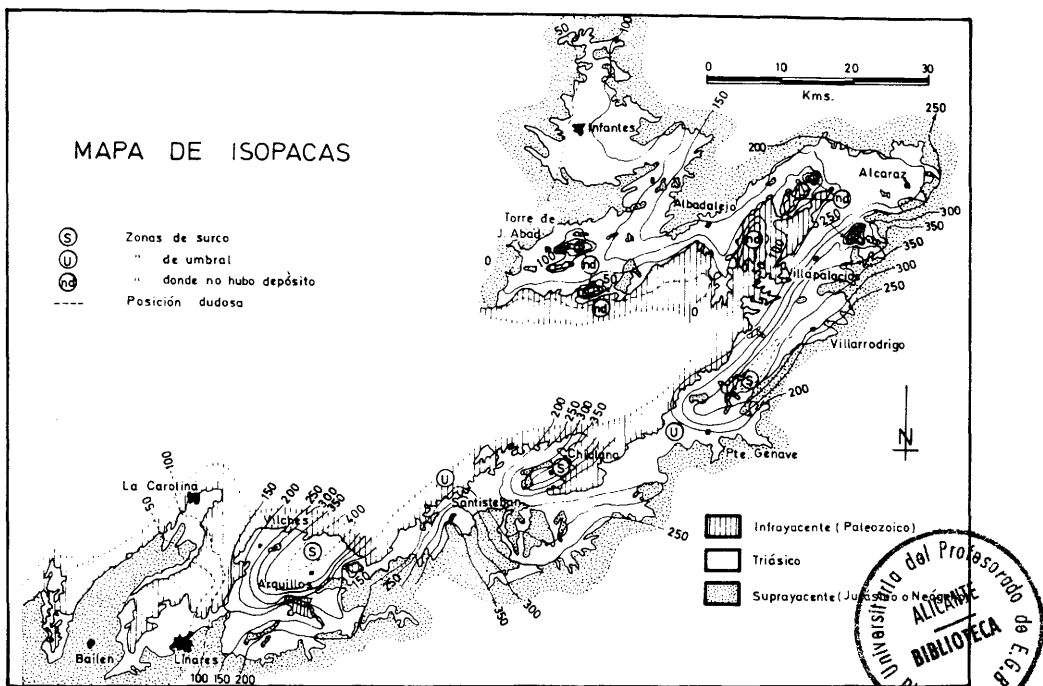


Figura 7.—Mapa de isopacas el cual refleja la paleogeografía previa al depósito del Triás. Esta condicionó fuertemente la localización de los depósitos de abanico aluvial y la orientación de los sistemas fluviales.

de Linares y Bailén) y algunos puntos, sobre todo, en la parte norte envueltos por la isopaca cero, que no llegaron a ser cubiertos por la sedimentación triásica.

La paleogeografía, también, condicionó el trazado de los cauces fluviales (figura 4); los datos de paleocorrientes obtenidos en facies de canal muestran que los ríos casi siempre fluían hacia el este y noreste, en cambio, en las zonas de surco los canales fluviales tendieron a dispnarse, aproximadamente, perpendiculares a los máximos relieves paleozoicos; lo mismo ocurrió en los abanicos aluviales y ríos conglomeráticos desarrollados al comienzo de la sedimentación triásica en relación con dichos relieves (p. e. en Villamanrique).

## CONCLUSIONES

Las capas rojas triásicas del borde SE. de la Meseta rellenan una paleogeografía paleozoica altamente irregular que condicionó la acumulación de espesores de materiales muy distintos según los puntos, así



como el desarrollo y localización de depósitos de abanico aluvial y la orientación de los principales canales fluviales.

En esta región la sedimentación se inició durante el Ladiniense con el depósito de conglomerados en las proximidades de los relieves paleozoicos. Estos conglomerados corresponden unas veces a abanicos aluviales, otras a ríos *braided* y otras a abanicos aluviales que evolucionan a ríos *braided* al alejarse de los relieves paleozoicos. Teniendo en cuenta su litología, estructuras sedimentarias, espesor de los estratos y secuencias se diferencian: ABANICO INTERNO, es la parte más proximal donde se han alcanzado los mayores espesores de conglomerados y su depósito se ha realizado por flujos de alta densidad y viscosidad (*debris flow*). ABANICO MEDIO se caracteriza por una disminución apreciable de espesor y secuencias positivas, de tamaño de grano y energía decreciente a techo, constituidas por conglomerados frecuentemente *clast-supported* depositados en canales, areniscas con laminación horizontal relacionadas con flujos laminares (*sheet flood*) por debajo del punto de intersección de los canales, y a techo arcillas depositadas en fases de decrecida del flujo. La parte más distal del abanico (ABANICO EXTERNO), se caracteriza por una disminución de espesor de las capas, disminución del tamaño de grano y un aumento en la matriz arenosa, y las secuencias encontradas caracterizan ríos *braided* conglomeráticos en cuyos cauces se diferencian partes activas e inactivas, que al migrar generan secuencias generalmente positivas.

Sobre y en relación distal a los abanicos aluviales se establecen sistemas fluviales de baja sinuosidad que son responsables del depósito del conjunto de las capas rojas. En ellas se diferencian distintas facies que caracterizan a los distintos subambientes: FACIES DE CANAL, representadas por bancos potentes de areniscas (en torno a 15 m.) con estratificación cruzada y laminación paralela como estructuras dominantes, dispuestas según secuencias positivas. FACIES DE LLANURA DE INUNDACION PROXIMAL caracterizadas por una alternancia de capas de areniscas y arcillas en las que se intercalan algunos niveles de carbonatados de tipo caliche, que pueden extenderse hasta la llanura de inundación distal; las capas de areniscas muestran secuencias positivas tanto hacia el techo, como al alejarse del canal, y el conjunto se organiza atendiendo al espesor de las capas de areniscas según secuencias negativas, reflejo de la mayor importancia de los desbordamientos a medida que el canal se rellena. Las facies de LLANURA DE INUNDACION DISTAL se caracterizan por una sucesión monótoma de arcillas en las que se intercalan algunos niveles de calizas micríticas y de arenas finas o limos, sin presentar ningún tipo de secuencias. Cuando el canal se rellena cambia de posición por avulsión, y con él migran los

otros subambientes; dependiendo de la relación existente entre éstos antes y después de la migración se obtienen distintos tipos de secuencias.

La orientación de los sistemas fluviales estuvo en buena parte gobernada por la paleogeografía pues los cauces principales fluían hacia el este y noreste, si bien en las zonas de surco y en los abanicos aluviales éstos se dispusieron aproximadamente, perpendiculares a los relieves paleozoicos mayores.

La sedimentación triásica termina en el Noriense con la implantación, en numerosos puntos de la región alejados de la influencia de los canales, de zonas encharcadas en las que se depositan, a veces, grandes cantidades de yeso.

#### REFERENCIAS

- ALLEN, J.R.L. (1974).—Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Outcrop. *Geol. J.*, 9; 181:208.
- BESÉMS, R.E. (1981).—Aspects of middle and late triassic palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32; 257:273.
- BULL, W.B. (1972).—Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments (Ed. by K.J. Rigby and W.K. Hambling), pp. 68:83. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 16; Tulsa.
- DABRIO, C.J. y FERNANDEZ, J. (1980).—Secuencias originadas por migración de ríos arenosos de baja sinuosidad. *Estudios Geol.*, 36; 371:381.
- FERNANDEZ, J. (1977).—Sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta. *Tesis*. Publicaciones Univ. Granada, 173 pp.
- FERNANDEZ, J. y DABRIO, C.J. (1980).—Facies y secuencias en sedimentos fluviales triásicos. Abstract. *Vol. de Resúmenes del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Publicaciones. Univ. Salamanca.
- FRIEND, P.F. y MOODY-STUART, M. (1970).—Carbonate deposition on the river flood-plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 107; 181:195.
- LEEDER, M.R. (1975).—Pedogenic carbonate and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial, arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, 112; 257:270.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1969).—Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura - Río Madera (Zona Prebética, prov. de Jaén). *Acta Geol. Hisp.*, 4; 84-90.
- SMITH, N.D. (1974).—Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 82; 205:223.



## EVOLUCIÓN DEL SISTEMA FLUVIAL DE LA FORMACIÓN ARENISCAS DE ALDEARRUBIA, (PALEÓGENO SUPERIOR) (PROVINCIA DE SALAMANCA)

G. Alonso-Gavilán<sup>1</sup>

### RESUMEN

El estudio de los paleocanales de la Formación Areniscas de Aldearrubia revela que el sistema fluvial que originó dicha unidad evolucionó a lo largo del tiempo, pasando de tener características típicamente meandriformes a trenzadas. Este cambio coincidió con una lenta pero continua progresión de la cabecera del sistema fluvial hacia el centro de la cuenca como consecuencia del paulatino levantamiento del área madre situada al S. y/o SE., según los datos de paleocorrientes.

### ABSTRACT

The study of paleochannels of the fluvial Aldearrubia Sandstone Formation reveals that the fluvial system evolved along time from typical meandering to braided. This change coincided with a slow, but continuous migration of the head of the alluvial system towards the central parts of the basin related to the up lifting of the source area that was placed to the S. and/or SE. as witnessed by paleocurrent measurements.

### INTRODUCCION

La Formación Areniscas de Aldearrubia aflora al NE. de la provincia de Salamanca, entre Cordovilla y Fuentesauco, ya en la provincia de Zamora, (Figura 1), donde se hunde bajo sedimentos terciarios más recientes. Esta unidad litoestratigráfica, definida formalmente por Alonso-Gavilán en 1981, siguiendo los criterios propuestos por la I.S.S.C. (1976), se apoya en discordancia cartográfica sobre la Formación Areniscas de Cabrerizos y sus términos superiores se interdigitan con los de la formación Areniscas de Molino del Pico (Alonso-Gavilán, *op. cit.*).

Los materiales de la Formación Areniscas de Aldearrubia, afectados por una tectónica en escalera, se van hundiendo progresivamente hacia el centro de la cuenca del Duero. Ello trae consigo que la potencia visible de la unidad vaya disminuyendo hacia el N. y NE., pasando de tener casi 150 m. visibles en la provincia de Salamanca a menos de 20 m. en la de Zamora (proximidades de Castrillo de la Guareña). La fractura más importante es la de falla de Alba-Villoria (Figura 1), la cual pone en contacto el Paleógeno con el Mioceno.

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

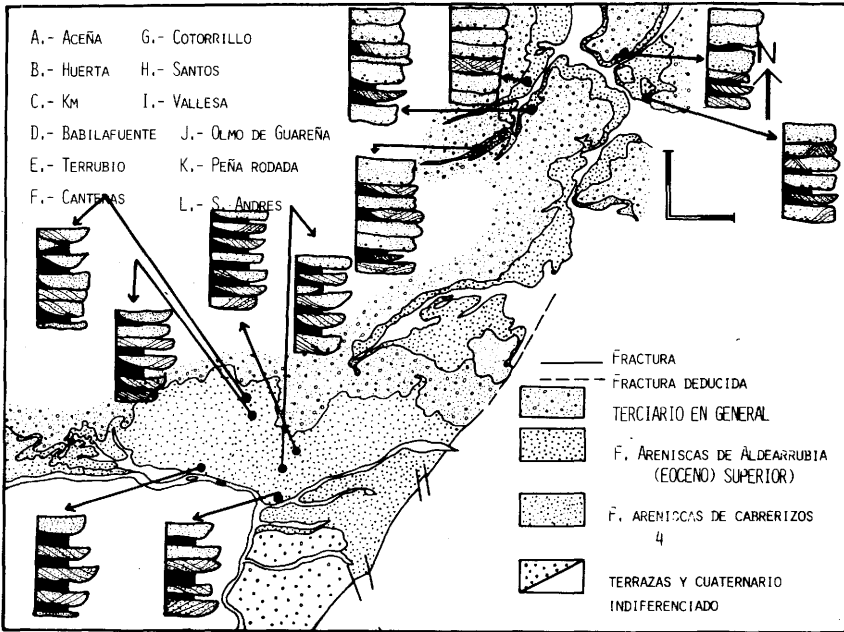


Figura 1.—Esquema geológico de la dispersión areal de la Formación Areniscas de Aldearrubia dentro del contexto regional. Las columnas estratigráficas representan las secciones realizadas en cada una de las localidades tipo.

Jiménez (1973) atribuye a esta unidad una edad Ludicense por la fauna de reptiles y quelonios, pero López Martínez (comunicación personal, 1980), la asigna al Eoceno Superior, zona de Robiac, en base a los micromamíferos. Por su parte Alonso-Gavilán (1981) supone que el techo de esta Formación pudiese alcanzar el Oligoceno, pues sobre el punto en el que fueron hallados los restos de micromamíferos se encuentra aún una treintena de metros pertenecientes a estas Areniscas que, por otra parte, son correlacionables litoestratigráficamente con las unidades de las áreas vecinas datadas paleontológicamente como oligocénicas.

## ESTUDIO DE LOS PALEOCANALES

En función de las características sedimentológicas que presenta la Formación de Aldearrubia, se le atribuye un origen fluvial bajo un clima estacional con estaciones bien marcadas, similares a los actuales climas tropicales húmedo-seco.

El análisis de los paleocanales se ha realizado en base a la forma de relleno, secuencias de estructuras, asociaciones de facies y geometría de los depósitos. En función de estas características, se han llegado a diferenciar seis tipos de canales.

**Tipo I.**—El cuerpo lenticular está formado por varios canales soldados (Figura 2), rellenos por areniscas de grano grueso-medio blancas, cementadas por carbonato cálcico. Aparecen estratificaciones cruzadas curvas de mediana a gran escala, las láminas tienen todas la misma litología y color, y su espesor oscila entre 1 y 2 cms. Aparecen distorsionadas en uno de los extremos del paleocanal y esto siempre ocurre cuando se hallan en contacto con la superficie erosiva del canal suprayacente. La dirección de las láminas es contraria a la del desplazamiento del canal. La relación anchura profundidad es grande.

El cuerpo lenticular se halla ubicado sobre un sustrato deformado por escape de fluidos y está recubierto en el techo por limos arenosos rojizos. La potencia oscila entre 2 y 3 m. y la anchura visible, es de 25 a 30 m. (Figura 2). Los limos arenosos presentan concentraciones de carbonato cálcico y fuerte bioturbación.

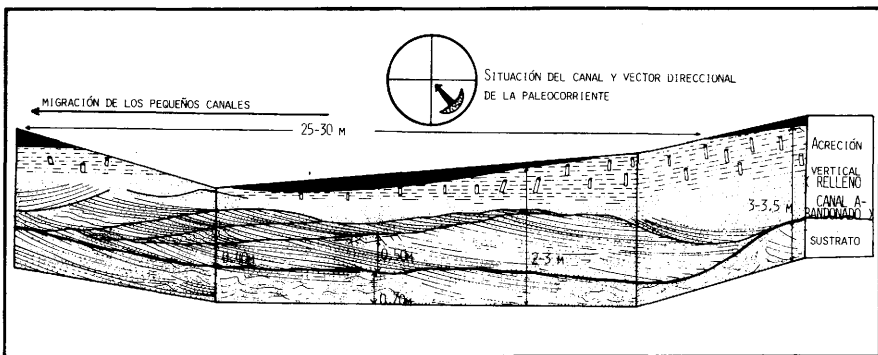


Figura 2.—Representación de los cuerpos lenticulares del Tipo I tal como se observa en la base del Terrubio (proximidades de Aldearrubia, Salamanca).

Al ser la profundidad del canal una de las variables dependientes del sistema más difícil de evaluar, es necesario, para estimar la profundidad, basarse en el espesor de la fracción de arena como valor mínimo. Otras veces, el criterio a seguir, es el espesor de la estratificación cruzada existente.

A techo de la secuencia litológica pueden aparecer láminas de arcilla verdosa, y la laminación paralela se encuentra muy distorsionada por la bioturbación y los procesos edáficos.

La asociación de facies y la secuencia de estructuras se hallan representadas en la figura 3.

La dirección de paleocorrientes indica aportes procedentes del S.-SE.

**Tipo II.**—Los canales de este tipo tienen gran continuidad lateral, son muy planos y la relación anchura profundidad es muy grande. Presentan granoselección positiva y la secuencia litológica comienza con areniscas de grano grueso, blancas, con muy poca matriz o nula, cuando están cementadas por carbonato cálcico, y termina con limos arenosos o con pequeñas láminas de arcilla verdosa. Estas dos últimas litologías aparecen muy bioturbadas y tienen un alto contenido en carbonato cálcico en forma de concentraciones.

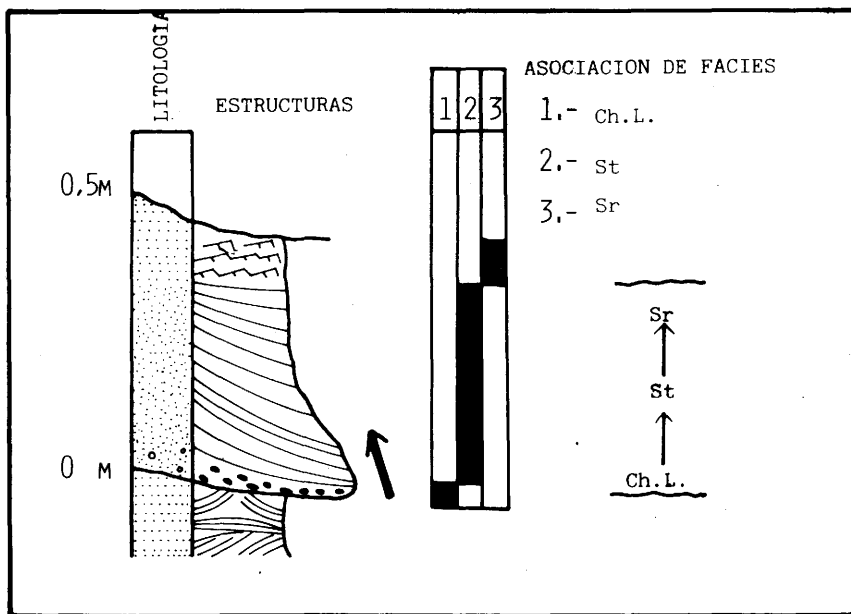


Figura 3.—Asociación de Facies y secuencia de estructuras presentes en el relleno del canal del tipo I.

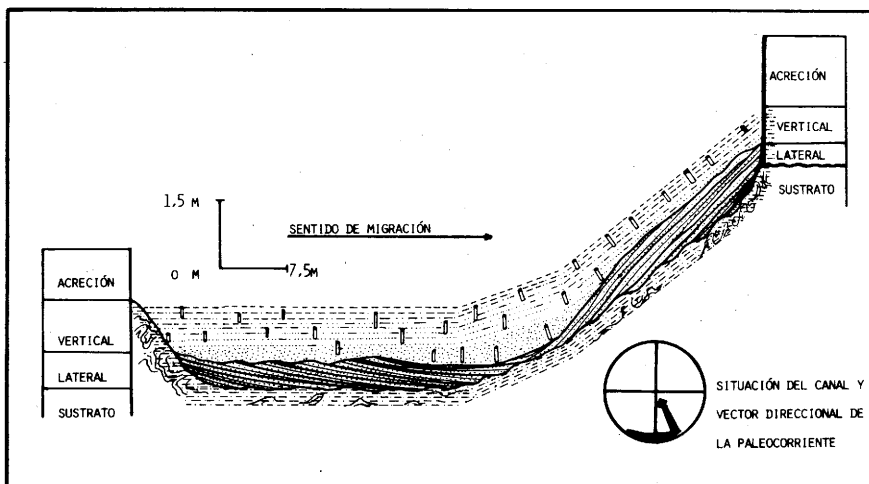


Figura 4.—Canalización del Tipo II. En este anagrama se representan las características sedimentológicas del paleocanal.

Existen estratificaciones cruzadas curvas a gran escala, compuestas por varios sets de litología homogénea. Los grupos de láminas descenden desde uno de los bordes hacia el centro del canal de forma que los superiores están solapando a los inferiores (Figura 4).

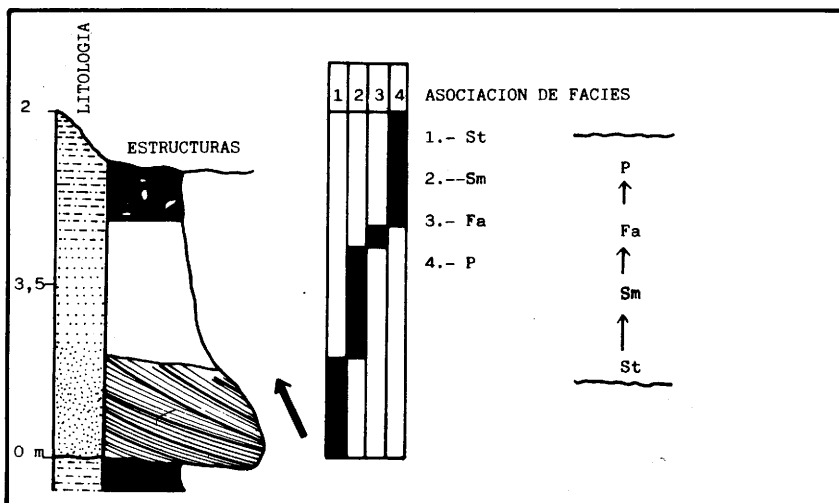


Figura 5.—Asociación de facies y secuencia de estructuras presentes en el relleno de canal del Tipo II.



El relleno de la depresión se realiza en dos etapas diferentes. En la parte basal, durante los 0'5 m. primeros, existe una acreción lateral con la granulometría más gruesa de todo el cuerpo canalizado; hacia el techo, la acreción es vertical, coincidiendo con las fracciones más finas del sedimento, un aumento del contenido en matriz arcillosa y una destrucción de las estructuras tractivas por la bioturbación.

La profundidad del canal oscila entre 1'5 m. y 2 m., y su anchura entre 55-60 m., aproximadamente, siendo la relación anchura profundidad baja.

La secuencia de estructuras observadas y la asociación de facies, se hallan representadas en la figura 5.

Son muy frecuentes las estructuras de deformación hidropástica, en las areniscas de grano muy fino que constituyen el sustrato del cuerpo lenticular, de pequeña a mediana escala y se desarrollan principalmente en los bordes de este tipo de canalizaciones.

En el punto donde el paleocanal presenta su máxima profundidad existen cantos blandos y la bioturbación rompe la fina laminación presente (Figura 6).

Las direcciones de paleocorrientes indican que los aportes procedían del SE. con sentido hacia el NW.

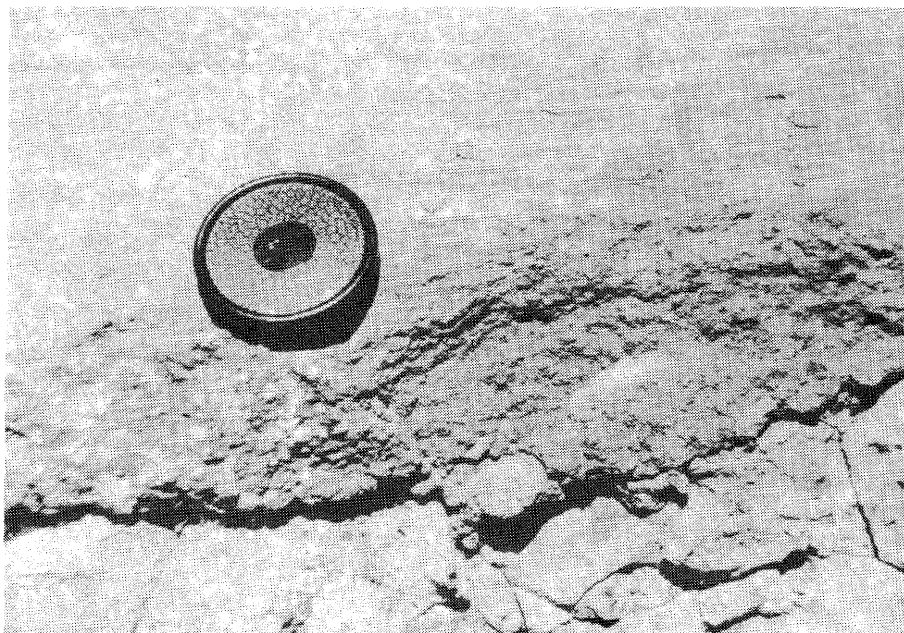


Figura 6.—Destrucción de las estructuras primarias formadas a causa de la bioturbación.

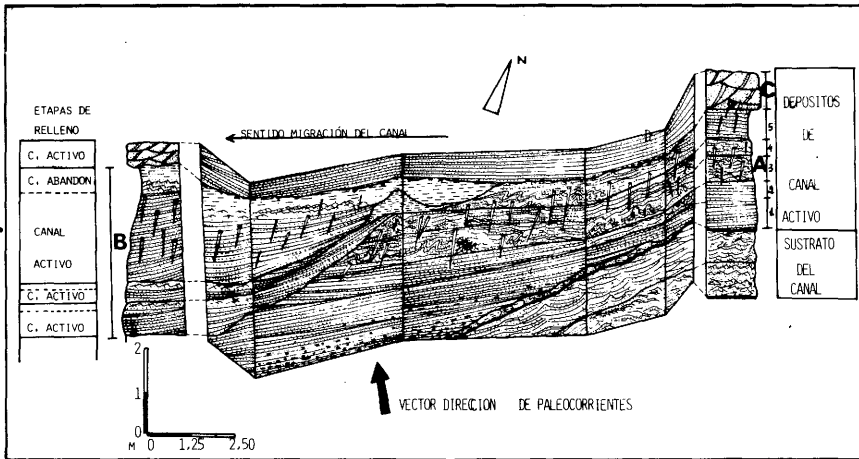


Figura 7.—Canales soldados formando un cuerpo lenticular del tipo III ubicado en la localidad de Babilafuente, proximidades del balneario del mismo nombre. Cada sección representa una etapa diferente en el relleno del canal.

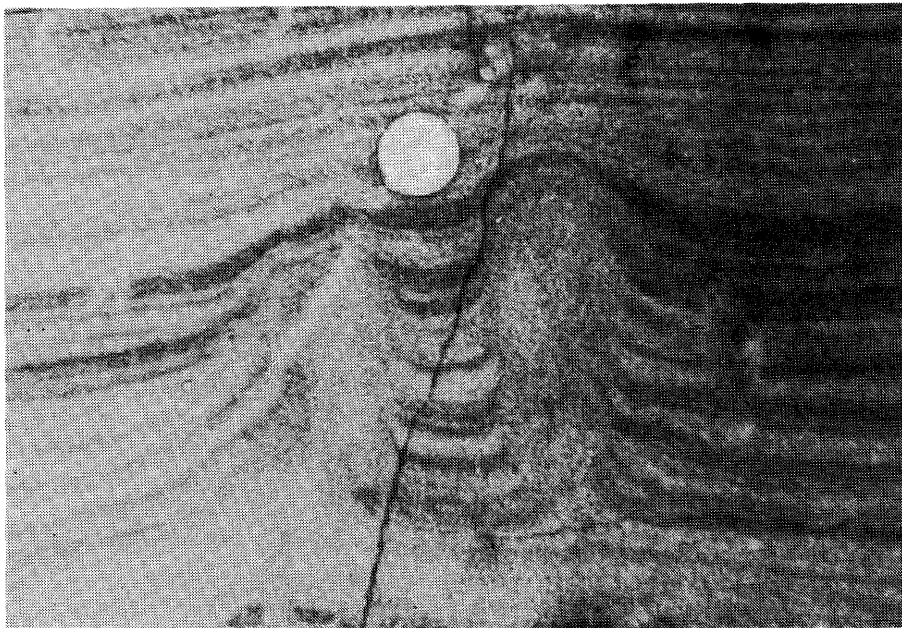


Figura 8.—Estructura de deformación por escape de fluidos. La forma que presenta y la manera de deformarse las láminas recuerdan a los diapiros.

**Tipo III.**—Son canales soldados (Figura 7). La litología dominante es la de arena de grano medio a fino, blanca-rojiza, y matriz limo-arcillosa en pequeño porcentaje. La sección A, es la parte del cuerpo lenticular que presenta la granulometría más gruesa, arenas de grano grueso cementadas por carbonato cálcico, bien calibradas y sin matriz (Figura 7, sección A). En ella aparecen estratificaciones cruzadas curvas, a media escala, que en el centro aparentan ser laminaciones paralelas. El primer set está constituido por arenas de grano grueso alternando con láminas de cantos blandos de formas aplanadas, siendo una de estas láminas de cantos la que marca el tránsito al set siguiente. A partir de ésta, las láminas presentan litología homogénea y el tamaño de grano es menor.

El tercer grupo de láminas, formadas por areniscas de grano fino, se hallan distorsionadas por escape de fluidos (Figura 8 y 9), de pequeña escala, llegan a romper la laminación. La bioturbación es muy abundante y no llega a dislocar el sedimento, simplemente lo traspasa (Figura 10) y manifiesta una tendencia a presentarse vertical. El cuarto set, muy similar al anterior, se diferencia de él por presentar una disminución del tamaño del grano y en el número de estructuras y el grado de bioturbación. Por último, el quinto set no presenta estructuras de escape de fluidos y la bioturbación llega al techo del estrato. La estratificación cruzada que existe es de media a gran escala de láminas casi rectas y un ángulo de buzamiento muy bajo.

La sección B refleja el relleno del canal superior. En ella se diferencian tres términos con la secuencia de estructuras completa y separados por superficies erosivas.

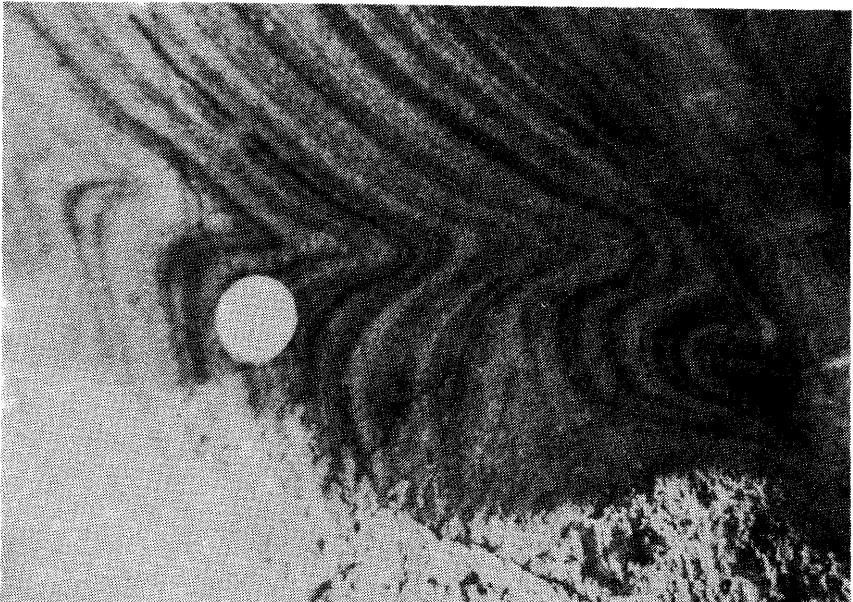


Figura 9.—Estructura de deformación originada por escape de fluidos. Las láminas no llegan a romperse y responden a la deformación formando un «pliegue simétrico».

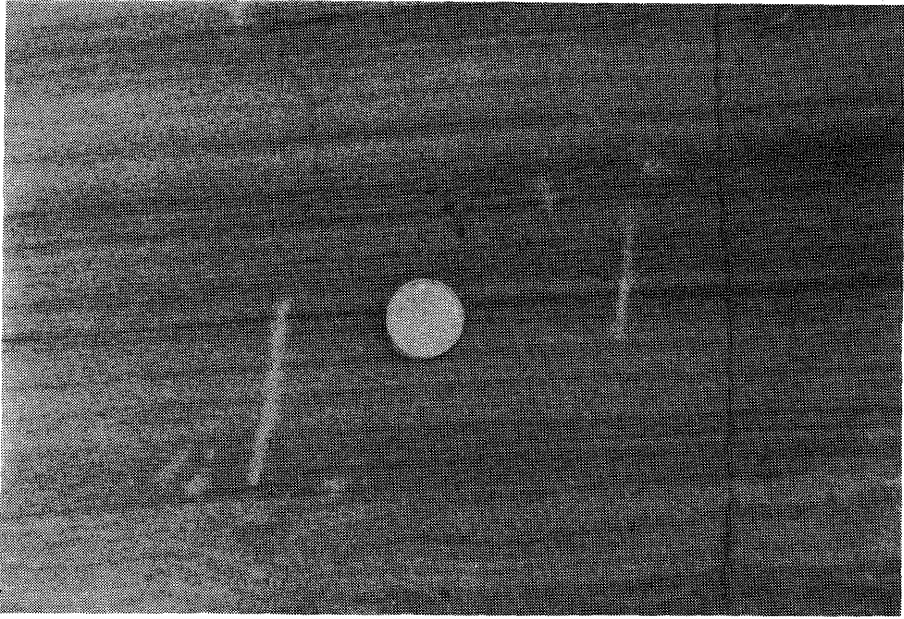


Figura 10.—Bioturbación vertical taladrando el sedimento sin distorsionarlo.

La sección C corresponde al relleno del canal situado encima de los dos anteriores. Presenta características muy similares a las de la sección A. Se halla separada de las secciones A y B por una superficie erosiva de relieve suave, estando jalonado el contacto por concentraciones de materia orgánica.

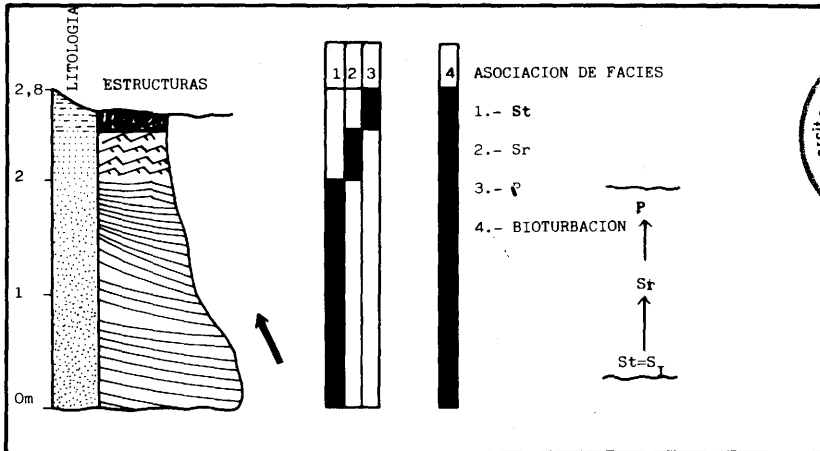


Figura 11.—Secuencia de estructuras y asociación de facies en las canalizaciones del Tipo III.

La secuencia de estructuras más completa aparece representada en la figura 11, existiendo en el techo una laminación de ripples, la cual indica una dirección de avance casi perpendicular a la del canal. Por último, la secuencia de estructuras puede no aparecer completa, faltando tanto los términos inferiores como los superiores.

La potencia máxima del cuerpo canalizado, desde la base del primer canal hasta el techo del último, es de unos 5 m. y la anchura alrededor de 30 m.

La dirección de paleocorrientes indica una procedencia de aportes del SE.

**Tipo IV.**—La superficie erosiva basal del cuerpo lenticular se desarrolla siempre sobre un paleosuelo bastante potente. La secuencia litológica comienza con areniscas de grano medio rojizas con abundante matriz arcillosa pero con muy escaso o nulo cemento carbonatado. La bioturbación es frecuente llegando a distorsionar la laminación existente en la base del canal.

Aparecen dos formas de relleno, una lateral y otra vertical (Figura 12). La acreción lateral se refleja por un conjunto de sets que partiendo de uno de los bordes del canal progradan hacia el otro. Mientras que las láminas de los primeros sets chocan directamente contra el fondo (Figura 13), las de los últimos son casi asintóticas a la superficie inferior. Dentro de cada set se observa que mientras la laminación se mantiene en la base, hacia arriba y lateralmente, se va distorsionando por escape de fluidos, lo que trae consigo que las superficies se separación de estos puntos, entre los sets, no lleguen a ser visibles. Sobre ellos aparece una estratificación cruzada curva originada por ripples.

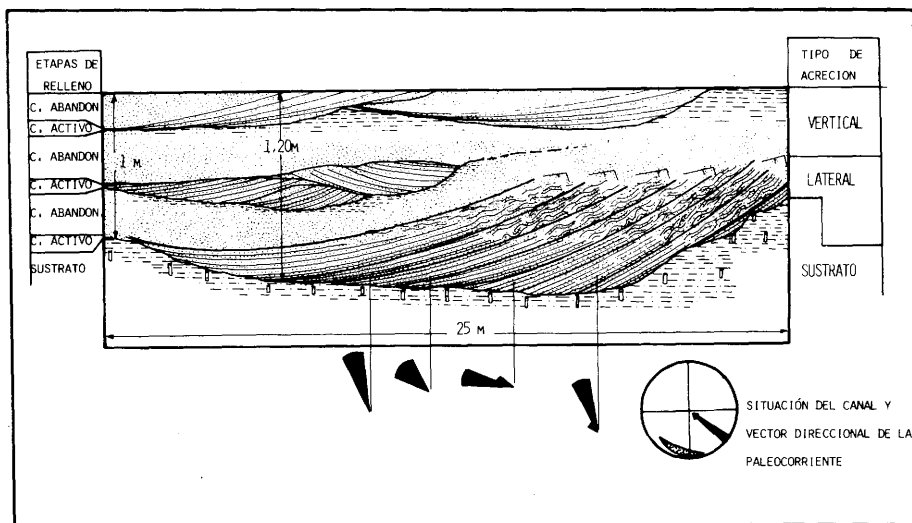


Figura 12.—Cuerpo canalizado del Tipo IV. En él se aprecian las dos formas de relleno: lateral y vertical que se describen en el texto.

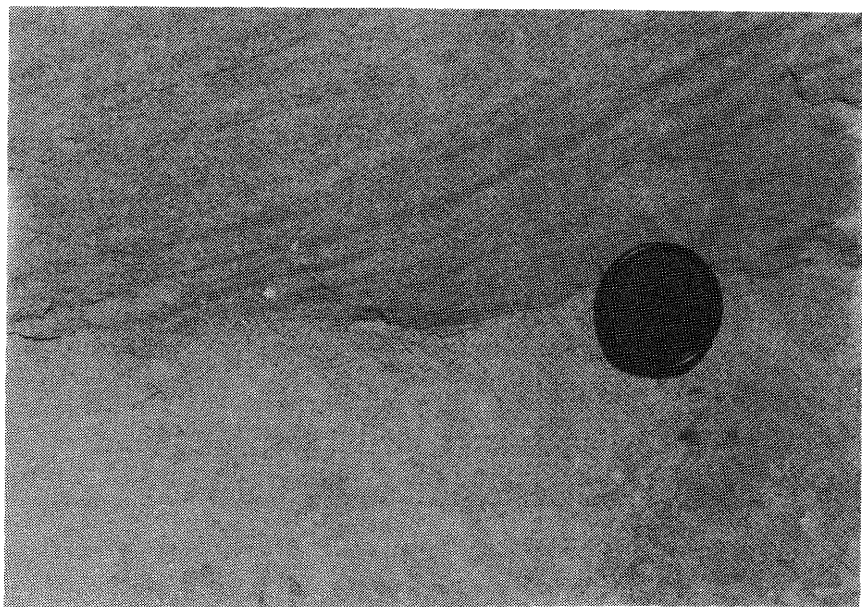


Figura 13.—Choque de las láminas de un set procedente del borde del canal contra el fondo.

La acreción vertical se pone de manifiesto por una superposición de megaripples en la parte más deprimida sobre el último set de la creción lateral, y encima de ellos se sitúa un conjunto de secuencias granodecrecientes separadas por superficies erosivas y presentando geometría lenticular.

La geometría del cuerpo canalizado es lenticular, presentando una potencia de 1'20 a 2'50 m. (profundidad) y una anchura, visible, de casi 25 m.

Los diagramas en rosa de las paleocorrientes están representados en la figura 12, son todos unidireccionales, marcando una dirección de apotes procedentes del SE. y ESE. La dirección del cuerpo lenticular medida en el punto más deprimido del paleocanal es N31OE.

La secuencia de estructuras y la asociación de facies puede verse en la figura 14.

**Tipo V.**—Es un gran cuerpo lenticular, muy amplio, que sobrepasa los 60 m. de anchura y un espesor de casi 4 m. Este se halla estratificado en bancos de potencia variable (0'5 m.), todos ellos inclinados suavemente hacia el centro de la depresión y separados por láminas de arcilla verdosa. Dentro de cada uno aparecen estratificaciones cruzadas de pequeña escala, remarcadas las láminas por una alternancia de colores, éstas últimas se hallan agrupadas en varios sets, los cuales se orientan en la misma dirección que los bancos. Son frecuentes los climbing ripples con dirección de avance contraria a la inclinación de los bancos. Asimismo están presentes las estructuras de deformación hidrolástica a gran escala y son las de mayores dimensiones observadas en la Formación de Aldearrubia. A techo de los bancos, existen estructuras flaser asociadas

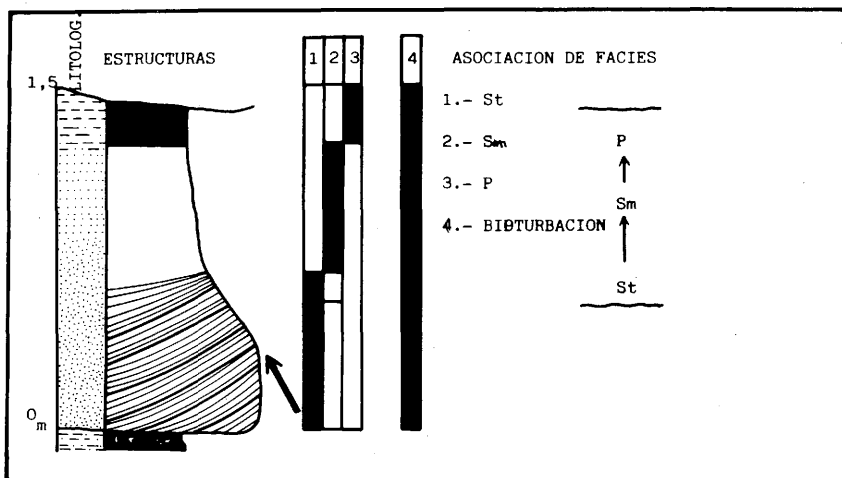


Figura 14.—Secuencia de estructuras y asociación de facies observada en uno de los cuerpos lenticulares del Tipo IV.

a las estructuras anteriormente citadas. La secuencia litológica presenta un carácter granodecreciente comenzando con areniscas de grano medio y termina con limos arenosos o arcillas verdosas. La asociación de facies y la secuencia de estructuras observadas en este tipo de canalizaciones están representadas en la figura 15.

En cuanto a las paleocorrientes se aprecia una gran dispersión tanto en la vertical como en la horizontal, existiendo una dirección predominante de aportes hacia el NE. cuando se calcula el vector direccional.

**Tipo VI.**—El cuerpo lenticular está formado por canales soldados rellenos de conglomerados y areniscas conglomeráticas y/o de grano grueso de color amarillento rojizo, mal calibradas y con escasa matriz y muy poco cemento carbonatado. Las arenas de grano medio es la fracción granulométrica más frecuente en el techo de la secuencia litológica. En la base del cuerpo canalizado existe un conglomerado de cantos blandos los cuales pueden ser de areniscas, limolitas y arcillitas empastados en una matriz arenosa. Aparecen estratificaciones cruzadas curvas de mediana escala cuyas láminas están separadas por cantos blandos. Tanto el tamaño de los clastos como el ángulo de buzamiento de las láminas disminuye hacia el techo de la estructura.

El cuerpo lenticular tiene una longitud de casi 100 m. (anchura) y la potencia supera los 3 m. (profundidad). Las arenas de grano fino que constituyen el sustrato de este tipo de canalizaciones, presentan un gran número de estructuras de deformación hidropástica de tamaño muy diferente.

Aunque presentes pero no frecuentes, aparecen pequeños canales cortando las secuencias de estructuras de los más grandes, con dirección casi perpendicular a la de éstos. Se encuentran rellenos de arenas de grano fino con ripples aislados y abundante bioturbación y en ellos existe concentraciones de carbonato cálcico.

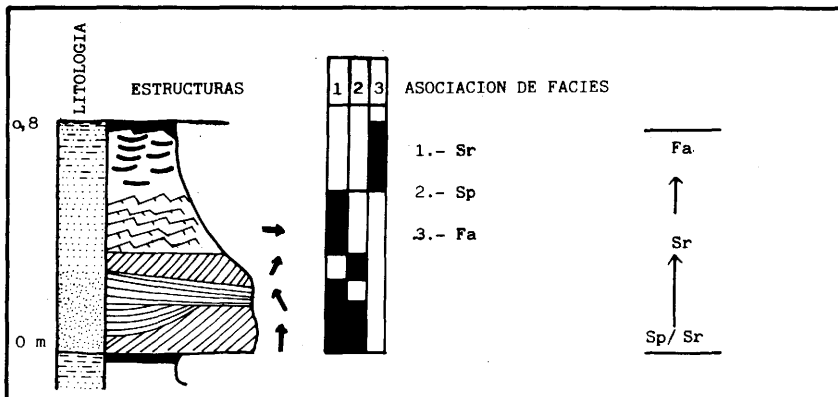


Figura 15.—Secuencia de estructuras y asociación de facies en uno de los bancos del cuerpo lenticulares del Tipo V.

En la base de las canalizaciones suele aparecer restos muy alterados de reptiles y quelonios, con formas aplanadas de aristas muy redondeadas.

Las direcciones de aportes que indican las estructuras que dan medida de paleocorrientes son las más suroccidentales de toda la Formación.

La sociación de facies y la secuencia de estructuras están representadas en la figura 16.

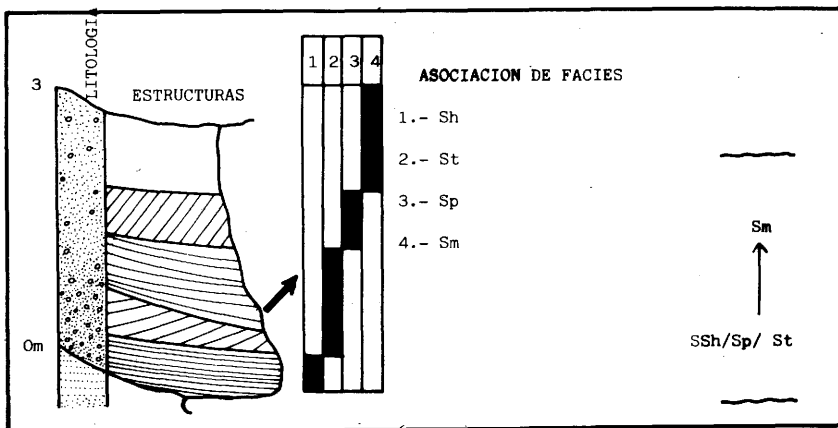


Figura 16.—Asociación de facies y secuencia de estructuras en uno de los términos del Tipo VI.



## ANALISIS DE FACIES

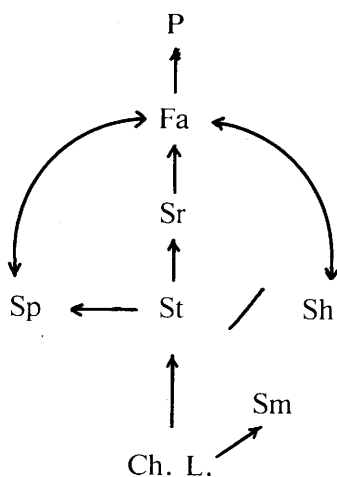
La acepción del término de facies que se da en el presente trabajo es el de su significado original, tal y como lo define Gressly en 1883 «conjunto de características litológicas y paleontológicas de una roca sedimentaria, las cuales a veces, no pueden ser separadas». Asimismo, se sigue la idea de Raaf *et. al.* (1965), de que las facies pueden ser diferenciadas por su litología, estructuras y aspectos orgánicos detectables en el campo. En el análisis de las facies se tuvieron en cuenta tanto el límite de la asociación de facies como la relación que existía entre facies adyacentes.

En la definición de los modelos se siguen las ideas propuestas por Walker (1975), y en la descripción la de Miall (1978) y Rust (1978).

Las facies dominantes en la Formación de Aldearrubia son: Depósitos de lag (Ch. L.); arenas con estratificación cruzada curva a gran escala (St); arenas con estratificación cruzada curva a pequeña escala (Sr); limos arenosos (Fa) y limos arenosos con procesos edáficos (P). Las facies menores, en cuanto a su escasa representatividad en los sedimentos son: Arenas masivas (Sm) y arenas con estratificación cruzada planar (Sp). Existe pues un dominio de las facies de arena sobre las demás.

Las asociaciones de facies están separadas entre sí por superficies erosivas que pueden tener continuidad lateral y escaso relieve o por el contrario pequeña continuidad lateral y fuerte relieve.

La asociación vertical generalizada de facies obtenida a partir de los métodos empleados por Walker (1975) y Cant & Walker (1978) es como sigue:



Cuando esta sociación se encuentra en canales aislados rellena totalmente la depresión, e indica ciclos de una sola avenida registrados en el canal como un solo episodio de colmatación; sin embargo cuando aparece en canales soldados, por lo general no está completa y existen evidencias de varias etapas de relleno (ciclo de agradación del canal); pudiendo coincidir o no con una etapa de reactivación del canal abandonado.

Si se incluyen los cantos blandos que forman los depósitos de lag como facies Gm, la asociación es muy semejante a la propuesta por McGowen & Groat (1970) para ríos meandriformes con un elevado porcentaje de sedimentos transportados como carga de fondo.

La sociación de facies que presenta la Formación de Aldearrubia podría compararse con la propuesta por Miall (1977-78) para ríos arenosos. Sin embargo, en la asociación de facies dada por este autor, no aparecen los depósitos de fondo de canal lo que no permite establecer una relación biunívoca con ella. No sucede lo mismo con las definidas por Cant & Walter (1978); Walker (1975) y Walter & Cant (1976), como facies Ss, la cual corresponde con la propuesta por Rust (1978) como Se y en este trabajo como Ch. L.

Debido a que el ángulo de buzamiento de las láminas de la facies St es, frecuentemente, inferior a  $10^\circ$  y su litología es de arena de grano medio a fino y pueden ser descritas como arenas con estratificación cruzada curva de bajo ángulo, es interpretada como el resultado de la deposición de los materiales por corrientes de alta velocidad fluyendo sobre depresiones de bajo relieve.

Esta asociación de facies es similar a la definida por Rust (1978) como S<sub>II</sub> e interpretada como típica de ríos arenosos trenzados distales lo que unido al carácter granodecreciente del tamaño de grano en la vertical de la asociación de facies, indicaría el carácter transicional de depósitos de ríos trenzados a meandriformes.

Así pues, esta asociación de facies refleja cambios en las variables dependientes del sistema tales como capacidad de transporte, rápida velocidad de sedimentación, variación en la velocidad de flujo e importante carga en suspensión. Los cambios operados dentro del sistema traen consigo una serie de desequilibrios, lo que ocasiona una descarga adicional de sedimentos dando como resultado final depósitos que no corresponden a este tipo de red. En consecuencia, la asociación de facies revela la existencia de un sistema fluvial de sinuosidad cambiante.

Esta metamorfosis que sufre el río puede traducirse en un aumento de la sinuosidad del canal, la cual puede estar motivada por cambios en alguna de las variables independientes del sistema como puede ser el caudal, migración lateral o por avulsión (Díaz Molina, 1979).

En el caso de la Formación Areniscas de Aldearrubia es más posible que estos cambios obedezcan a desequilibrios causados en alguna de las variables independientes del sistema tal como pulsaciones tectónicas en el área madre y pequeños cambios climáticos estacionales.

## INTERPRETACION HIDRODINAMICA

En este apartado se pretende establecer las relaciones que existieron en el interior del canal entre el movimiento, peso y equilibrio del fluido con los condicionantes físicos tales como la microtopografía, mesoformas, etc., que existían dentro de él y que cuya presencia motivaron que el fluido, al verse obligado a variar su dinámica, respondiese construyendo nuevas mesoformas o destruyendo total o parcialmente las existentes, dando como resultado final el relleno de las depresiones.

A continuación del análisis dinámico se indica el modelo de red a que pertenece cada tipo descrito y su posición y frecuencia en la Formación.

**Tipo I.**—El hecho de que existan canales soldados separados por superficies erosivas bien marcadas indicaría que el relleno no se realizaría en una sola etapa. Así, el canal que constituye la base del cuerpo lenticular, es el que presentan las mayores dimensiones. Por él circularían grandes masas de sedimentos y agua, capaces de dar origen en el sustrato a las estructuras de deformación por escape de fluido y en consecuencia provocarían la compactación del sedimento. Con toda probabilidad dentro del canal se estarían formando barras linguoides que, quizás, llegaron a emerger parcialmente dando origen a islas dentro del canal. Estas no serían estables y fueron destruidas total o parcialmente por los flujos siguientes. La presencia de estas barras dentro del canal condicionarían los estadios posteriores de relleno como consecuencia de la diversificación del flujo. Este hecho se observa en el afloramiento, ya que a partir del momento en que aparecen las barras, el relleno se realiza de diferente manera en cada uno de los lados del cuerpo lenticular. Por ejemplo, si en la parte derecha sigue el mecanismo descrito anteriormente, en el lado de la izquierda los canales se rellenan en dirección contraria al desplazamiento a la vez que son de menor tamaño.

La alimentación para el relleno de estos canales procedería de otro lateral más activo, posiblemente coincidiendo con los momentos de desbordamiento de éste.

El estadio final de la colmatación está representado por los depósitos de inundación que cubren todos los canales del cuerpo lenticular.

Este tipo de canalizaciones es poco frecuente en las Areniscas de Aldearrubia y se localiza a partir de la mitad de la Formación hasta el techo (Figura 17).

El cuerpo lenticular es típico de una red fluvial trenzada arenosa con canales de baja sinuosidad, representando el estadio de mayor estiaje que debió de existir en el sistema fluvial que dio origen a la Formación de Aldearrubia.

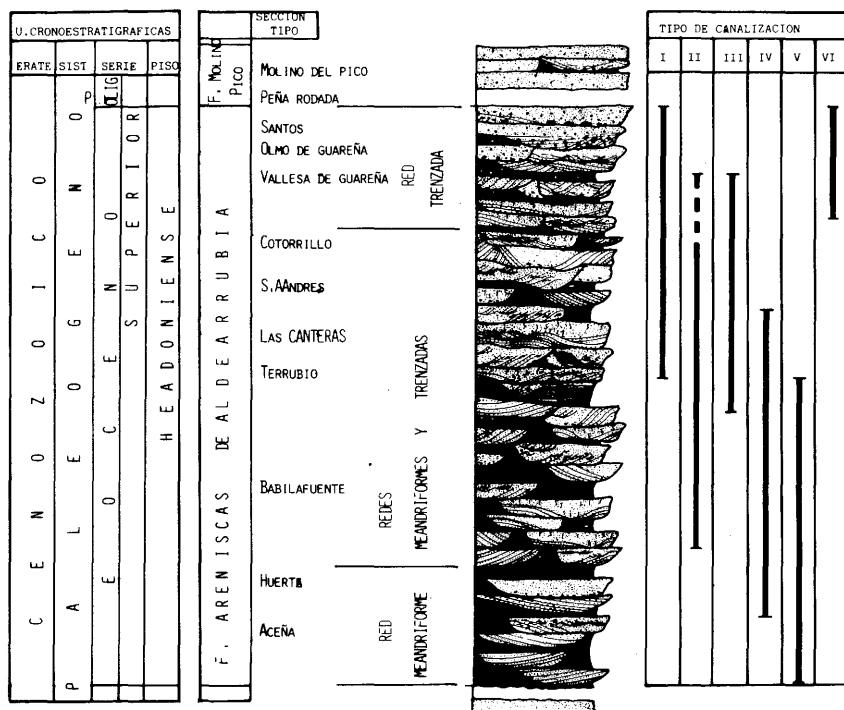


Figura 17.—Visualización gráfica de la evolución del sistema fluvial de Aldearrubia a lo largo del tiempo. Asimismo se representa la dispersión vertical de la frecuencia y abundancia de los diferentes tipos de canalizaciones en la columna estratigráfica general-virtual de la Formación Areniscas de Aldearrubia.

**Tipo II.**—La relación anchura profundidad indica que la red tenía alta sinuosidad permitiendo que el movimiento del fluido por el canal estuviese sometido a la acción de flujos helicoidales con la consiguiente formación de depósitos de acreción lateral sin que el equilibrio del sistema se llegase a romper. La masa de sedimentos transportados se depositaría en avalanchas progradantes hacia el centro del canal, y al no existir grandes descargas de sedimentos que llegasen a colmatarlo, permitían que éste emigrase lateralmente a medida que se rellenaba. En consecuencia, durante la primera etapa el relleno del canal se comportó como meandriforme.

En la segunda etapa de relleno, condicionada en gran parte por las mesoformas desarrolladas en la etapa anterior, se colmataría el canal, en parte abandonado, por el desbordamiento de un canal activo. Sin embargo, el carácter granodecreciente de la secuencia litológica y la ausencia de superficies erosivas internas parecen indicar que el relleno se realizó en un solo episodio y no por varios, lo que supondría una descarga masiva de sedimentos que cegó el canal.

Una vez colmatado, los depósitos quedaron expuestos a condiciones subaéreas el tiempo suficiente como para que en ellos se desarrollaran los procesos edáficos, los cuales se vieron favorecidos por la acción de una intensa bioturbación que removió el sedimento, ya que las estructuras primarias están prácticamente borradas y muchas de las trazas fósiles se hallan cementadas por carbonato cálcico.

Este tipo se encuentra con cierta frecuencia en los sedimentos de la Formación de Aldearrubia. Se localiza hacia la mitad de la Unidad (Figura 17). El modelo no coincide exactamente con uno en concreto de los descritos en la bibliografía; sería, pues, un canal con tendencia meandriforme en la parte basal y la superior estaría respondiendo a un rápido relleno del canal abandonado por avulsión o bien a un relleno de canal meandriforme por una descarga masiva de sedimentos.

**Tipo III.**—La interpretación hidrodinámica de este tipo de canales se desdobra en los apartados que aparecen en la figura 7, ya que cada etapa parece reflejar condiciones diferentes.

**Etapas A., Estadios 1 y 2.**—La presencia del lag basal con un centil de 30 cms., junto con las láminas de cantos blandos aplanados y la estratificación cruzada curva con ángulo de buzamiento inferior a  $10^\circ$ , indicaría que el agente de transporte fluía a gran velocidad sobre pe-

queñas depresiones con fuerte poder erosivo. Los megaripples formados en el interior uniformizarían en parte el fondo del canal por lo que éste sufriría un proceso de agradación

Estadios 3, 4 y 5.—Tanto la velocidad como el poder erosivo del agente de transporte han disminuido en relación con los estadios anteriores. La existencia de estratificaciones cruzadas de láminas casi rectas, a gran escala y muy tendidas, casi laminaciones paralelas y la suavidad de las superficies erosivas que separan los sets indicarían una rápida velocidad de sedimentación de los materiales de que viajan como carga de fondo la cual constituía la fracción más importante de los materiales que transportaba el agente de transporte. Las estructuras de deformación existentes en los sets 3 y 4 evidencian que la compactación debió de originarse con el depósito del set 5 ya que éste no se ve afectado por ellas. El hecho de que la bioturbación, a veces, traspase la estructura de deformación reflejaría la existencia de una actividad orgánica posterior a la deformación y a la sedimentación de las unidades superiores ya que ésta bioturbación llega a afectar a estos términos.

En resumen, la colmatación del canal se estaría realizando en los períodos de crecida coincidiendo con los momentos de máxima descarga de sedimentos lo que ocasionaría una agradación del canal.

**Etapas B.**—El carácter repetitivo de la secuencia erosivas de escaso relieve, indican que mientras duró la colmatación del canal la actuación del agente de transporte fue similar. La presencia de megaripples con las láminas del frente de avalancha cada vez más tendidas y su cortejo de ripples sobreimpuestos, atestiguan la existencia de barras dentro del canal cuya presencia creó zonas de remolinos, de tal suerte que el torbellino allí formado imprimiría mayor capacidad de erosión al fluido, quien destruiría en parte las barras, como lo demuestra la presencia de secuencias truncadas a la vez que se iniciarían la construcción de otras nuevas reflejadas en las secuencias incompletas.

La etapa B en relación con la anterior marcaría los estadios de reactivación y relleno del canal primitivo.

En cuanto a la bioturbación vertical que aparece, tanto en la etapa A como en la B, si hubiese sido originada por animales podría ser empleado como un criterio más para atestiguar la rápida velocidad de sedimentación, sin embargo no explicaría el hecho de que traspasase a las estructuras de deformación. Si, por el contrario, se supusiese que han sido creadas por raíces, implicaría una colonización del canal por los vegetales (presencia de materia orgánica a techo de las etapas A y

B). A lo largo de la «rizocreción» el sedimento muestra una ausencia de la coloración rojiza y no llega a observarse en ningún caso los efectos del microsistema que crea la raíz a su alrededor sobre el sedimento, es decir, una alteración del sustrato por los intercambios iónicos que se establecen entre la raíz y el sedimento.

Por la forma de la traza fósil (aparente disminución del diámetro hacia el muro del estrato), se asemeja más a una «rizocreción» pero por el tipo de alteración que presenta el sedimento parece más de origen animal. En conclusión, si la traza existente fuese el resultado de la huida de un organismo indicaría que el episodio de bioturbación fue sincrónico a la sedimentación y que ésta fue rápida mientras que si es de origen vegetal implicaría una etapa de crecimiento de vegetales en el canal que sería posterior a la sedimentación y éste se encontraría parcialmente abandonado.

En conjunto, estas canalizaciones marcan los sucesivos estadios de la etapa de agradación de un canal cuando dentro de él no se puede mantener el equilibrio entre las descargas de agua y la rápida velocidad de sedimentación con la consiguiente acumulación de sedimentos en su interior, solucionando el problema del espacio creado en su interior, excavando el fluido en su propio cauce en vez de desbordarse. Este hecho queda corroborado al observar una ausencia de diques ya que existe un tránsito brusco de arenas a limos; por una ausencia de episodios de acreción lateral y por un mal desarrollo de la llanura de inundación al no estar lo suficientemente representada como corresponde a los episodios de desbordamiento.

Este tipo de canalizaciones es característico de ríos trenzados arenos distales con grandes descargas de sedimentos en las estaciones de lluvia. Son frecuentes en la Formación de Aldearrubia y se localizan en la mitad inferior de la Unidad y la mitad superior (Figura 17).

**Tipo IV.**—La acreción lateral que muestran los sedimentos en la parte basal del paleocanal, así como su posición, forma y geometría permiten interpretarlos como típicos de poit bar. Ello implica que la red tenía sinuosidad relativamente alta y la masa de agua y sedimentos que circulaban por el canal estaban sometidos a la acción de flujos helicoidales, lo que permitió la construcción de depósitos laterales sin que el equilibrio del sistema se llegase a romper cuando la descarga de sedimentos fuese máxima en los momentos de crecidas.

La última etapa de actividad del canal, una vez que ha sido abandonado, se manifiesta por un relleno vertical de la depresión por pe-

queños canales que llegan a soldarse, los cuales presentan granoselección positiva que termina con arcillas.

Este tipo refleja los cambios estacionales del clima reinante. La etapa de acreción lateral representaría los momentos de crecida con máxima descarga de sedimentos y la acreción vertical indica los estadios de crecida cuando el canal ha sido abandonado y se está relleno por los desbordamientos de los canales activos próximos.

Son frecuentes desde la mitad inferior de la Formación de Aldearrubia hasta la parte central, desapareciendo en los últimos tramos de la Unidad (Figura 17).

**Tipo V.**—En función de las características que presentan estos depósitos pueden ser considerados como de point bar asociados a una red de alta sinuosidad. Debido a que en los canales no existe constancia de las condiciones de equilibrio del sistema, el arco del meandro sufre ciertos cambios reflejados en las diferentes posiciones que adquiere y que vienen marcadas por superficies de reactivación indicadoras de las etapas de erosión y relleno del canal.

Asimismo, se aprecia un continuo retrabajamiento de las formas del lecho, lo que da indicio de la existencia de corrientes permanentes que están condicionadas por los períodos de crecida y estiaje aunque éstos no sean lo suficientemente importantes como para ocasionar cambios en el equilibrio general del sistema pero sí en el arco del meandro.

La existencia de una gran dispersión de las paleocorrientes, el carácter granodecreciente de la secuencia litológica, las variaciones de la intensidad del flujo, la asociación de facies y la secuencia de estructuras, etc., apoyan el carácter meandriforme de la red. Las deformaciones hidroplásticas que han sufrido estos depósitos corroboran aún más la interpretación como depósitos de point bar al presentar algunas de ellas las características de haber sufrido deslizamiento a lo largo del frente de avalancha, lo cual según ciertos autores es típico de estos depósitos.

Este tipo de canalizaciones es el más frecuente en la base de las Areniscas de Aldearrubia (Figura 17).

**Tipo VI.**—Este tipo al presentar una gran anchura, permite que se formen barras, posiblemente linguoides, al ser este tipo de mesoforma la que permite mayor movilidad del sedimento, a la vez que sufren continuas destrucciones y reconstrucciones como lo atestiguan las va-



riaciones del ángulo de buzamiento de las láminas de las estructuras tractivas y la presencia de superficies erosivas separando los sets.

Los sedimentos que constituyen el sustrato del canal, aún empapado en agua, ante el peso de los sedimentos acumulados encima sufren procesos de fluidificación, dando lugar a las estructuras de escape de fluidos que en él existen.

Las corrientes que circulaban por el canal debían tener una alta competencia lo que permitiría que los sedimentos finos permaneciesen en suspensión y en consecuencia el sedimento sufriría un continuo lavado. Con este alto valor del flujo, las mesoformas que se originarían dentro del canal serían barras longitudinales creciendo a costa de los materiales que constituyen la carga de fondo.

Este tipo es frecuente en la parte superior de la Formación de Aldarrubia y el tipo de red sería típicamente tranzada, reflejando condiciones más proximales que las canalizaciones descritas anteriormente (Figura 17).

## DEPOSITOS DE INUNDACION

Son limos arenosos, en los que la fracción de arcilla está muy bien representada. En ellos aparecen laminación paralela formada por decantación, alternando con pequeños paquetes de areniscas de grano muy fino con ripples, concentraciones de carbonato cálcico, hierro, manganeso y materia orgánica. Se encuentran intensamente bioturbados. A veces, se observa grietas de desecación con los sistemas de rotura muy mal desarrollados. Las micas, moscovita y biotita, son de gran tamaño y se ordenan con el eje mayor paralelo al plano de estratificación, constituyendo, a veces, láminas formadas sólo por esa litología mineral.

La mayoría de las veces estos depósitos presentan características de haberse iniciado en algunos horizontes procesos de edafización pero que no han llegado a desarrollar un auténtico paleosuelo pero sí sus etapas iniciales al encontrarse carbonato cálcico como «caliches» incipientes.

Estos depósitos son frecuentes desde la mitad de la Formación hacia abajo (Figuras 1 y 17).

## CONCLUSIONES

Observando las figuras 17 y 18, se aprecia que las canalizaciones

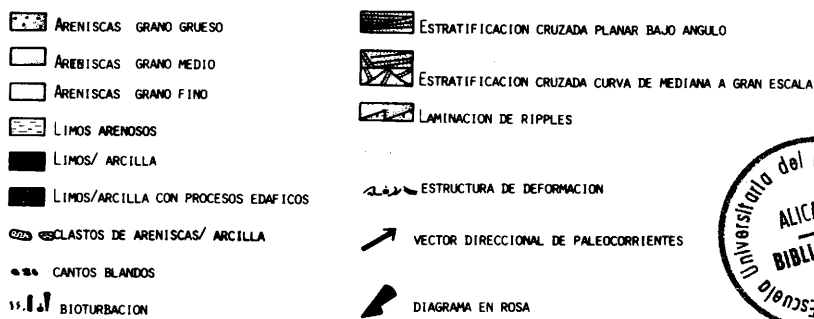


Figura 18.—Resumen de las características más importantes de cada tipo de canalización descrito en el texto.

que manifiestan carácter meandriforme se localizan, en general, en la mitad inferior de la Formación de Aldearrubia y hacia el techo son reemplazados por las de ríos de baja sinuosidad. Este hecho, unido al progresivo aumento del tamaño de grano hacia el techo de la Unidad llevan a suponer que el cambio de sinuosidad que se experimenta en el sistema fluvial se debe a un levantamiento lento pero continuado del área madre con el consiguiente acercamiento de la cabecera del sistema fluvial hacia el centro de la cuenca de sedimentación.

Asimismo, la constante dirección de aportes que se aprecia abogan por una fuente única de los materiales localizada al SE. - S.

La evolución que manifiesta esta sistema fluvial a través de los diferentes tipos de canalizaciones desarrolladas a lo largo de su historia, parece indicar modificaciones en las variables independientes del sistema ya que la causa principal del cambio se debe al rejuvenecimiento lento pero continuado del área madre a lo largo del Paleógeno Superior.

En cuanto al clima, dada la dinámica que existe en los canales y las características de los depósitos de la llanura de inundación parece que existe una cierta tendencia a la aridez, de tal forma que las estaciones secas del clima estacional se van haciendo cada vez más prolongadas.

## BIBLIOGRAFIA

ALONSO-GAVILAN, G. (1981).—Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero, (provincia de Salamanca). *Tesis Doctoral*. Univ. de Salamanca, 435 p. (inérita).

- CANT, D.J. y WALKER, R.G. (1978).—Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided south Saskatchewan River, Canadá. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- DE RAAF, J.M.; READING, H.G.; y WALKER, R.G. (1965).—Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England. *Sedimentology*, 4, 1-52.
- DIAZ-MOLINA, M. (1979).—Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior al N. de Huete (Cuenca). *Estd. Geol.*, 35, 241-251.
- GRESSLY, A. (1883).—Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. Ges. Naturw.*, 2, 1-112.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION, (1976).—*International stratigraphic Guide: A Guide to stratigraphic, terminology and procedure*. D.H. Hedberg (edit.), 187 págs.
- JIMENEZ, E. (1973).—El Paleógeno del Borde SW. de la Cuenca del Duero II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol.*, 5, 107-136.
- JIMENEZ, E. (1974).—Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. y Min.*, 35, 518-524.
- MCGOWEN, J.H. y GROAT, C.G. (1970).—Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Bull. Econ. Geol. Texas. Rept. Invest.*, 73, 57 págs.
- MIALL, A.D. (1977).—A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- MIALL, A.D. (1978).—Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: A summary. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, edit.) *Can. Soc. Petrol. Geol.*, memoir 5, 597-604.
- RUST, B.R. (1978).—Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall, edit.). *Can. Soc. Petrol. Geol.*, memoir 5, 604-625.
- WALKER, R.G. (1975).—From sedimentology structures to facies model: example from fluvial environments. In: *Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*; (J.C. Harms et. al. edit.). S.E.P.M., short course n°. 2, 63-79.
- WALKER, R.G. y CANT, D.J. (1976).—Facies modl 3. Sandy fluvial systems. In: *Facies model*. (R.G. Walker, edit.). Geoscience Canada, 3, 101-109.

## DID STROMBUS SURVIVE THE LAST INTERGLACIAL IN THE WESTERN MEDITERRANEAN SEA?

C. Zazo<sup>1</sup>, J.L. Goy<sup>1</sup> and E. Aguirre<sup>2</sup>

### RESUMEN

El litoral de Almería constituye el sector más rico del Mediterráneo en niveles tirrenienses, todos ellos conteniendo *Strombus bubonius*<sup>1</sup>. Cuatro playas diferentes se observan al Este de Almería<sup>2, 3, 4</sup>, la más reciente, datada en  $37.720 \pm 1.740$  años BP (<sup>14</sup>C) y  $39.000 \pm 2.000$  años BP (Th/U) años BP<sup>1, 5</sup>, está claramente encajada en las anteriores, y a su vez se presenta relacionada con depósitos continentales de abanicos aluviales que constituyen los sistemas más recientes de la costa oriental de Almería.

Por otro lado los depósitos tirrenienses de esta región constituyen un claro ejemplo de la distinta distribución espacial de los niveles con *S. bubonius*, tanto en lo que se refiere al número, cota, o incluso disposición geométrica de los mismos que depende fundamentalmente del marco neotectónico en el que se desarrollen.

Por otra parte los autores hacen una llamada de atención sobre el empleo del término «Tirreniense» sugiriendo que se continúe utilizando a éste en el sentido de su definición original<sup>1</sup> «capas que contienen *S. bubonius*» sin darle un sentido cronoestratigráfico estricto. Asimismo y a la vista de los resultados sería conveniente llevar a cabo una revisión sobre la significación climato-estratigráfica de la entrada del *S. bubonius* en el Mediterráneo.

### ABSTRACT

The warm gastropod *Strombus bubonius* spread into the Mediterranean Sea during the last interglacial period. Its fossil occurrence is normally used as a climatostratigraphic indicator of the Tyrrhenian transgression and linked to high sea levels of this episode<sup>1, 2</sup>. However, a sequence of four successive and discordant stratigraphic units containing *S. bubonius* is observed in the Rambla Amoladeras-Rambla Sepultura compisite section, east of Almería, on the Spanish Mediterranean coast<sup>3, 4</sup>. The youngest unit has been dated between 39.000 and 34.000 y BP, suggesting therefore that *S. bubonius* survived the last interglacial in the western part of the Mediterranean basin. Reconsideration of the use and meaning of the term «Tyrrhenian» and of the current somewhat confusing terminology is thus required.

The «Tyrrhenian» deposits outcropping in the Almería coastal area of Spain are unique example of several *Strombus bubonius* bearing units, which are exposed diversely according to the structural framework of each subarea. West of Almería city, three raised beaches are observed at altitudes of ca. 18 m., 14 m., 6 m., respectively; The Neogene bedrock usually outcrops in between. Two isotopic dates have been obtained on the intermediate shoreline deposits:  $104.000 \pm 6.000$  yrs. (Th/U) and  $109.000 \pm 16.000 / -12.000$  (Pa/U)<sup>5</sup>. East of Almería, three marine units are well exposed, in stratigraphic continuity, between El Alquian and Cabo de Gata (Fig. 1, 2)<sup>3</sup>; they correspond to the (I) Amoladeras,

1 Departamento de Geomorfología y Geotectónica and

2 Departamento de Paleontología, Facultad de Geología. Madrid 3, Spain.

(II) Retamar and (III) Torre García episodes. Clear evidence of a fourth episode (IV-Sepultura) has been found in the occurrence, between 0 and 1 m. above present sea level, of a *S. bubonius* bearing unit, which overlies and erosional surface cut into the older units. It has been dated at  $34.720 \pm 1.740$  BP ( $^{14}\text{C}$ ) and  $39.000 \pm 2.000$  yrs. (Th/U)<sup>5</sup>.

Only one single marine unit with *S. bubonius* has yet been found on the Sierra de Gata foothills. It is overlain by the El Playazo oolitic eolianite. Th/U dating of this unit yielded an age of  $144.000 + 14.000/-11.000$  yrs<sup>5</sup>. Further north, between Cabo de Gata and Garrucha (beyond the limit of fig. 1 map), two. «tyrrhenian» units are again well preserved and exposed in stratigraphic continuity<sup>4</sup>.

A network of faults, bearing  $120^\circ$  N.,  $140-160^\circ$  N. and  $10-20^\circ$  N., cut the three oldest tyrrhenian deposits, the youngest one (IV-Sepultura) remaining indisturbed. The best exposed marine units with *S. bubonius*

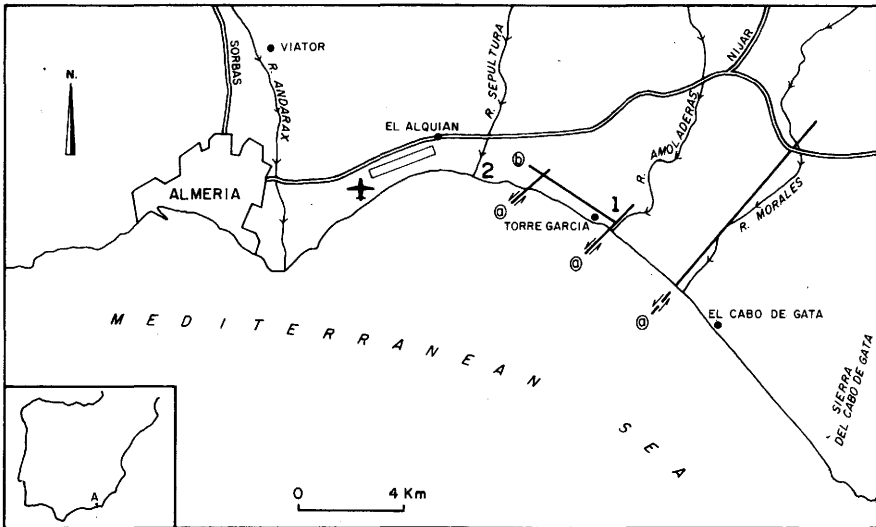


FIG. 1

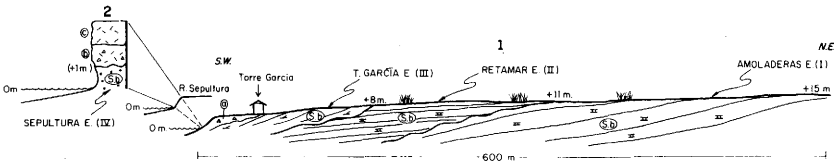


FIG. 2

Fig. 1. — Location of Amoladeras - Sepultura Tyrrhenian complex: **a** Faults bearing  $40^\circ - 45^\circ$  N, **b** Faults  $140^\circ - 160^\circ$  N. 1 Rambla Amoladeras section, 2 Rambla Sepultura section.

Fig. 2. — The Tyrrhenian marine units east of Almería: **S.b.** *Strombus bubonius* findings., **≠** Strongly cemented., **∟** Partially cemented; **⊘** not cemented; **a b c** Continental deposits (glacis and alluvial fans); (I) (II) (III) (IV) Successive Tyrrhenian episodes.

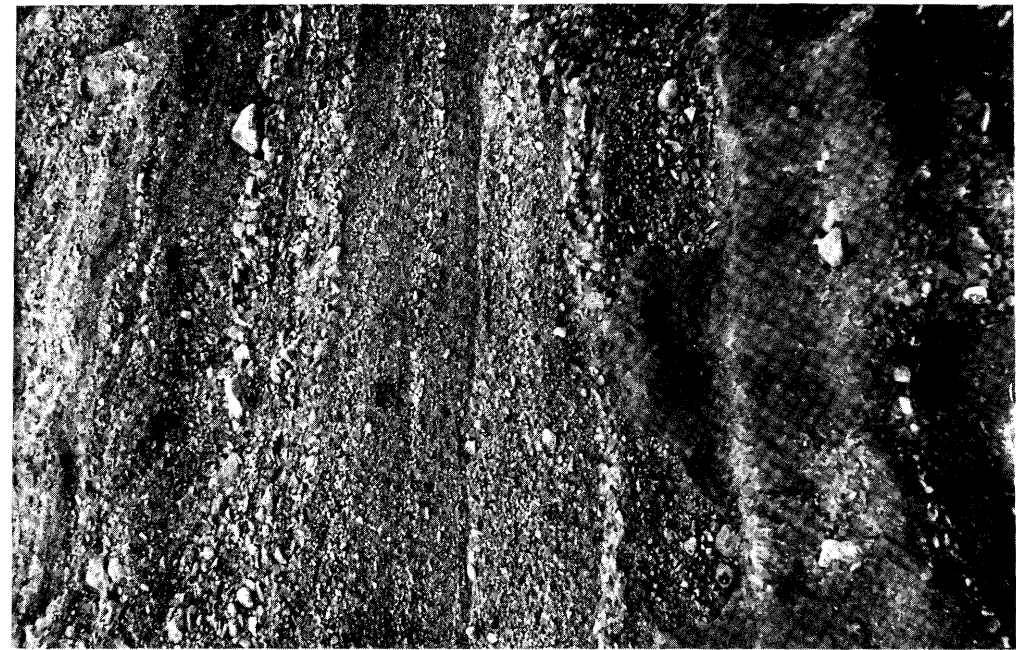


FIG. 5

←FIG. 4



Fig. 3.—(II) Rematar Episode eroding (I) Amoladeras Episode. Rambla Amoladeras.

Fig. 4.—(III) Torre García Episode deposits fillings small depressions carved into the (II) Retamar episode deposits.

Fig. 5.—*Strombus bubonius*. Bearing level IV at Rambla Sepultura ( $^{14}\text{C}$  age  $34.720 \pm 1.740$  y BP Th/U  $39.000 \pm 2.000$  y BP eroded by the overlaying deposits of aluvial fans.

are undoubtedly found east of the city of Almería at the Rambla Amoladeras and Rambla Sepultura sites (Fig. 1). Their stratigraphic relationship is shown on figure 2, which represents a section perpendicular to the present shoreline, from the mouth of the Rambla Amoladeras.

Each unit has distinctive sedimentological features. The oldest (I-Amoladeras) consists of interdigitate conglomerates and sands with progradational structures reflecting a lowering phase of sea level. The duration represented by the induration process is unknown. A further rise of sea level, during the Retamar episode, accounts for erosion of this layer and deposition of a second conglomerate (II-Retamar) which shows typical on-lapping structures. Strong induration of the second conglomerate is followed by deep erosion (Fig. 3). The third marine deposit (III-Torre García) consists of beach material filling small depressions carved into the former unit (Fig. 4). Its sedimentological features greatly resemble those observed in unit I, once again suggesting deposition during a lowering phase of sea level. The Torre García unit is overlain by thin (+0.5 m.) carbonate rich sandy silts of continental origin, topped by a calcareous crust. At the mouth of Rambla Sepultura 1.6 Km. to the northwest (Fig. 1, 2) the youngest *S. bubonius* bearing unit (IV-Sepultura) is observed. It consists of grey uncemented sands truncated by alluvial fan deposits which contain small calcareous concretions (Fig. 5). The stratigraphic relationships, as well as the radiometric age (ca. 35.000 BP) of this unit, clearly indicate that it is younger than units I, II and III and moreover that it was deposited after the continental sandy silts which overlie the Torre García unit (III). It is worth mentioning that west of Almería, in the Province of Málaga, a + 2 m. (asl) shoreline has been independently dated at  $30.000 \pm 1.200$ . However, *S. bubonius* has never been reported in this site. Our observations nonetheless indicate the persistence of *S. bubonius* in the western Mediterranean basin after the attainment of the maximum sea level during the last interglacial period and its survival at least during the first cold stage of the last glaciation.

The general chronology of the Tyrrhenian episodes in the Almería area is summarized in Table I. The reported radiometric ages come from various sources. With the exception of our own samples (A, F, G)<sup>5, 7</sup>, the origin of which has been well known, some ambiguity does exist on several others in as much as the authors did not notice the occurrence of several *Strombus bubonius* marine units. In most cases, the samples are attributed to an undefined «tyrrhenian» sea level<sup>8, 9</sup>. Nonetheless, the chronological controls strongly support the stratigraphy we suggest. The oldest episode (I-Amoladeras), corresponds very probably to the highest sea level of the last interglacial. The Retamar (II) and Torre García (III)



episodes are certainly correlative of the relatively high sea levels recorded in several areas of the world during the oceanic isotopic stages 5a and 5c (eg. Barbados I and II)<sup>10</sup>. The more recent Sepultura (IV) episode with *Strombus bubonius* occurrence, certainly reflects the last interstadial high sea level<sup>11, 12, 13, 14</sup>. However its occurrence, in the area, at or slightly above the present relative sea level does not mean that the last interstadial high sea level was at the same relative elevation elsewhere. The faults which cut the Tyrrhenian units and the elevation of the oldest one (up to 15 above present sea level) reflect strong vertical movements during the last glacial cycle in the area. The highest relative sea level of the last interglacial is usually recorded ca. 2m above the present one in other coastal areas of Spain<sup>3, 5</sup>. One can reasonably consider that the Amoladeras (I) units have been tectonically uplifted ca 15m since they were deposited. Therefore the relative sea level during deposition of the recent Sepultura (IV) units could have been much lower than the present one.

In conclusion the use of the term «Tyrrhenian»<sup>14</sup> should in the authors' opinion be restricted to its original definition: i.e. to the *Strombus bubonius* bearing marine units<sup>1</sup>, without any chronostratigraphic implications, at least until agreement on a more formal subdivision of the Pleistocene is achieved. The figures I, II, etc., appended to the name Tyrrhenian in the current literature must be understood as having but a local value. The occurrence of four units containing *S. bubonius*, east of Almería, also suggests a revision of the climatostratigraphic significance of the *S. bubonius* incursion into the Mediterranean Sea, in as much as it apparently carried on unto the beginning of the last glaciation and possibly occurred prior to the last interglacial.

#### REFERENCES CITED

- 1.—ISSEL, A. (1914).—Lembi fossiliferi quaternari e recente osservati nella Sardegna meridionali. *R.C. Acad. Lincei*, 5<sup>e</sup> sér., V. XXIII, p. 759-770.
- 2.—BONIFAY, F. and MARS, P. (1959).—Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7<sup>e</sup> sér., T. 1, p. 62-78.
- 3.—ZAZO C. GOY, J.L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL J.; and AGUIRRE E. (1981).—Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense Peninsular español. *Estudios Geol.*, 37, p. 257-262.
- 4.—GOY, J.L. and ZAZO, C. (1982).—Quaternary sea levels in Almería (Spain): Neotectonic implications. *Abstracts XI INQUA Congress*. Moscow, I, p. 114.
- 5.—BAENA, J.; GOY, J.L. and ZAZO, C. (1981).—Litoral de Almería. *Libro Guía-Excursión Mesa Redonda sobre el Tirreniense del Litoral Mediterráneo español*. Madrid - Lyon. p. 25-43.
- 6.—LHENAFF, R. (1977).—Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiqes Centro-Occidentales (Espagne).—*Thèse d'Etat*. Univ. Paris - Sorbonne.

- 7.—A comprehensive dating program of the Almería area Tyrrhenian units has been undertaken with the collaboration of F.P. Bonadonna (University of Pisa, Italy) and C. Hillaire Marcel (University of Quebec à Montréal, Canadá). Detailed results will be published later on when available.
- 8.—BERNAT, M.; BOUSQUET, J.C. and DARS, R. (1978).—Io-U dating Ouljian stage from Torre García (southern Spain).—*Nature*, v. 275, p. 302-303.
- 9.—STEARNS, CH. E. and THURBER, D.L. (1965).—Th<sup>230</sup>/U<sup>234</sup> dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, v. 7, p. 29-42.
- 10.—SHACKLETON, N. and MATTHEWS, R.K. (1977).—Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terraces in Barbados. *Nature*, v. 268, p. 618-620.
- 11.—MILLIMAN, J.D. and EMERY, K.O. (1968).—Sea levels during the Past 35.000 years. *Science*, v. 162, n.º 3.858, p. 1.121-1.123.
- 12.—FAURE, H. and ELOUARD, P. (1967).—Paleo-oceanographie schema des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *Compt. Rend. Acad. Sc. Paris*, v. 265 - D., p. 784-787.
- 13.—BLOOM, A.L.; BROECKER, W.S.; CHAPPELL, J.M.A.; MATTHEWS, R.K. and MESOLELLA, K.S. (1974).—*Quaternary Res.*, 4 (2), p. 185-205.
- 14.—CHAPPELL, J. and VEEH, H.H. (1977).—Th<sup>230</sup>/U<sup>234</sup> support of an interstadial sea level of - 40 m. at 30.000 yr. BP. *Nature*, v. 268, p. 618-620.
- 15.—ULZEGA, A. and OZER, A. (1981).—*C.R. de l'Excursion - Table Ronde sur le Tyrrhenien de Sardaigne*, p. 49-50.
- 16.—GOY, J.L.; ZAZO, C. (1983).—Pleistocene tectonics and shorelines in Almería (Spain): Bull. *INQUA Neotectonics Com.*, v. 6, p. 9-13.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the spanish CAICYT (Grant 3.228/79). Comments by C. Hillaire-Marcel and J. Bourne (University of Quebec at Montreal) permitted to improve the manuscript.



## ANÁLISIS NUMÉRICO DE MICROFACIES CARBONATADAS DEL CRETÁCICO INFERIOR DE SIERRA SALINAS (ALICANTE, ESPAÑA)

J.A. Pina<sup>1</sup>; C. Auernheimer<sup>1</sup> y E. Ferrandis<sup>2</sup>

### RESUMEN

A los componentes de las microfacies de un conjunto de muestras seriadas del Cretácico inferior de Sierra de Salinas (zona Prebética, provincia de Alicante), se les ha aplicado las técnicas de análisis *cluster* y análisis de correspondencias. Se discute la conveniencia de la utilización de ambos métodos para la delimitación de grupos y se interpretan con criterios sedimentológicos el resultado de los mismos.

### ABSTRACT

The microfacies components of carbonate cretaceous samples of Sierra Salinas (Prebetic zone, Alicante, Spain) have been treated by methods of multivariate analysis. The results of those both methods are compared and the clusters of samples interpreted through sedimentological criteria.

### INTRODUCCION

Desde la década de los años sesenta viene siendo usual el empleo de técnicas numéricas multivariantes en el análisis de datos geológicos. Existe una profusa bibliografía de aplicación de las diversas técnicas, siendo con mucho la resolución de problemas taxonómicos en Paleontología el campo de aplicación más corriente. En el trabajo que aquí se desarrolla se ha partido de los datos que proporciona el estudio de las microfacies de una secuencia estratigráfica. El tratamiento numérico de estos datos se ha llevado a cabo mediante las técnicas del análisis *cluster* y el análisis factorial de correspondencias.

La sección estudiada pertenece al Cretácico inferior de la Sierra de Salinas (Figura 1), e incluye miembros de la Formación Sierra del Pozo (García Hernández *et. al.*, 1982), «facies Weald», Formación Arroyo de los Anchos (*op. cit.*) y de la Formación Utrillas, constituyendo el techo de las mismas la Formación Dolomítica (*op. cit.*). Son pues, materiales de la zona Prebética y pertenecen al dominio Prebético Interno Septentrional según Jerez (1981). La serie sintética de Sierra de Salinas fue establecida por Azéma (1972) y con posterioridad existe un trabajo de Rodríguez Estrella *et. al.* (1980) que recoge diversos datos de sondeos realizados en el sector para el P.N.I.A.S.

1 Departamento de Geología. Universidad de Alicante.

2 Departamento de Bioestadística. Universidad de Alicante.

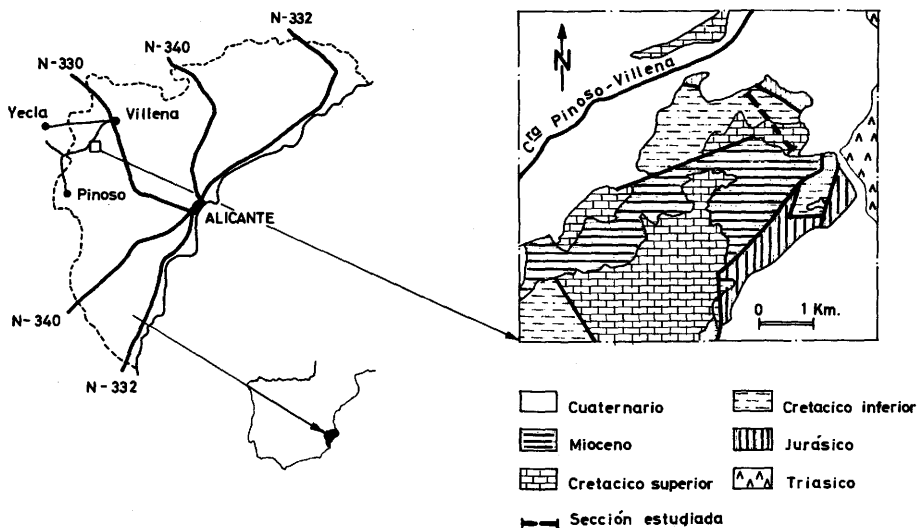


Fig. 1.—Gráfico de situación de la sección estudiada.

## MÉTODOS

Se han utilizado 56 muestras correspondientes a los niveles calizos que representan las distintas microfacies presentes en la secuencia. Para todas ellas se extrajeron como variables los contenidos porcentuales de la textura y de los distintos grupos de fósiles entre sí. Estas fueron: fracción gruesa insoluble, fracción fina insoluble, micrita, cemento, esparita secundaria, dolomita, peloides, intraclastos, oolitos, bioclastos, Equinodermos, Gasterópodos, Rudistas, Ostreas, Lamelibranquios indiferenciados, Miliólidos, Texturálidos y Lituólidos, grandes y pequeñas Orbitolinas, Alveolínidos, Foraminíferos calizos bentónicos, Ostrácodos, Carofitas, Cianofíceas, Rodofíceas, Dasicladáceas y otras algas verdes. En total 28 variables.

Para el análisis *cluster* se sustituyeron las variables correspondientes a la textura por los conceptos *mud matrix* y *grain-supported fabric* en el sentido de Dunham (1962) y se conservan aloquímicos y grupos de fósiles, entrando en todos los casos como presencia-ausencia. En el análisis factorial de correspondencias se utilizan las 28 variables, y entran cuantitativamente como porcentaje al total de roca.

Mediante el análisis *cluster* se procede a la construcción de dendogramas, técnica usual en taxonomía numérica. Esta técnica parte del

establecimiento de distancias o similitudes entre las distintas muestras. Las distancias se establecen en nuestro caso teniendo en cuenta las coincidencias y discrepancias que las distintas muestras presentan con relación a la presencia-ausencia de los elementos constitutivos de la microfacies. A partir de la matriz de similitudes se agrupan las muestras más próximas para formar un primer grupo con un máximo nivel de similitud. Una ponderación de las similitudes del resto de las muestras en el grupo (o los grupos) ya formados, proporciona una nueva matriz de similitudes que permite reiniciar el proceso de clasificación en una segunda fase y así iterativamente.

Como distancia, hemos utilizado la métrica de Camberra, (Lance y Williams 1966, a), y como algoritmo de ponderación para las similitudes entre grupos, el propuesto por Lance y Williams (1966, b).

Una descripción detallada de este método puede consultarse en Sneath y Sokal (1973), y ejemplos de su aplicación en el estudio de carbonatos son los trabajos de Purdy (1963), Behrens (1965), Bonhan-Carter (1965 y 1967), Veevers (1968) y Ekdale *et. al* (1976) entre otros.

La técnica del análisis factorial de correspondencias parte de una tabla de doble entrada (tabla de contingencia) de frecuencias relativas a distintos niveles de dos factores relativos, y establece a partir de la tabla de matrices distancias entre los niveles. Estas, son las distancias ji-cuadrado, y miden la mayor o menor proximidad entre los niveles de un factor, según la mayor o menor coincidencia de las distribuciones de frecuencia con relación al otro factor. La técnica analiza estos conjuntos de distancias como en el caso del análisis de componentes principales y permite representar en dimensión reducida los dos conjuntos de niveles de los dos factores simultáneamente. La representación de estos niveles en dimensión reducida puede sugerir la existencia de agrupaciones entre ellos y/o la existencia entre niveles de uno y otro factor.

El análisis de correspondencias fue introducido por Benzecri (1970) y desarrollado por el mismo autor en 1973. Una explicación detallada del mismo con aplicaciones en Geología puede consultarse en David *et. al.* (1977). Sobre las condiciones de muestreo, para aplicación en el estudio de microfacies, es importante el trabajo de Cugny (1975). Por otro lado, Peybernès *et. al.* (1977) aplican el análisis de correspondencias en microfacies de calizas urgonianas, y a partir del contenido fosilífero en lámina delgada interpretan los conjuntos faunísticos en relación con los medios de depósito y establecen un conjunto de ecozonas.

En nuestro caso, a partir de la clasificación que establece el análisis

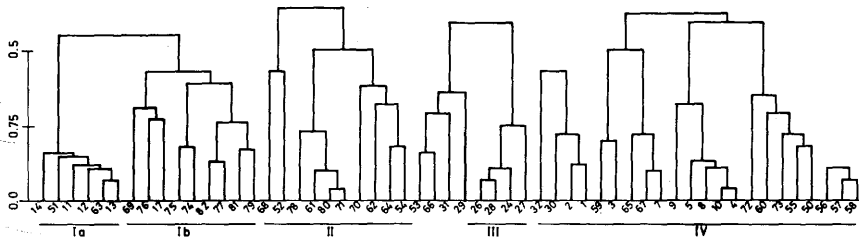


Fig. 2.—Dendrograma de las muestras estudiadas.

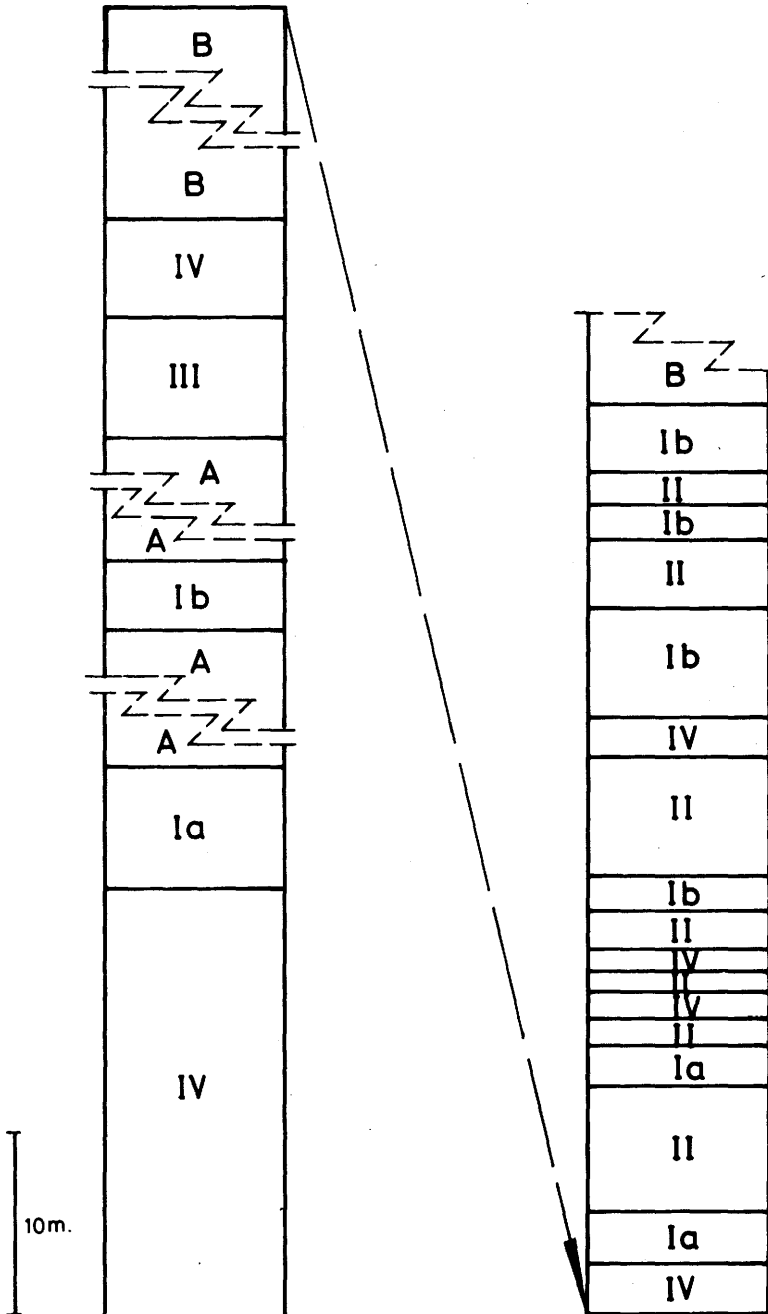
sis *cluster* para los grupos de muestras, se fijan los núcleos de agrupación en la proyección de las mismas en el sistema de ejes del análisis de correspondencias. Para este último, se ha dispuesto del programa CRSP, diseñado por Ibáñez (1971) y revisado por Fernández (1977) al que tiene acceso la Red de Usuarios del Ministerio de Educación y Ciencia.

## RESULTADOS

Como consecuencia del tratamiento de los datos, se han establecido cinco grupos (Figura 2), resultantes del análisis *cluster* (Ia, Ib, II, III y IV), que son asimilables a microfacies. El grupo Ia está formado por *grainstones* con bioclastos e intraclastos (*grapestone*), dominando entre los primeros Textuláridos-Lituólidos, fragmentos de Lamelibranquios y Miliólidos. El grupo Ib son *packestones* de intraclastos y bioclastos de Lamelibranquios, Textuláridos-Lituólidos y Equinodermos. El grupo II *packestones* peletolidales con bioclastos de Textuláridos-Lituólidos, Rudistas, otros Lamelibranquios y pequeñas Orbitolinas. El grupo III está formado por *packestones* de grandes Orbitolinas y el grupo IV abarca un conjunto de muestras de carbonatos *mud-supported* con Dasicladáceas y Miliólidos que en ocasiones pueden llegar a tener textura *packestone*. Las dolomías (grupo B) y arenas (grupo A) presentes en la secuencia, no han sido incluidas en el análisis de datos (Figura 3).

Del conjunto de características observadas se interpretan los grupos Ib, II y III como lagoonales subtidales, siendo II el más externo y el III ligado a canales con aportes samíticos. El grupo IV, también lagoonal sería de carácter interno a intertidal. El grupo Ia se interpreta como barra de plataforma. El grupo A son arenas fluvio-deltáicas y el grupo B corresponde a la dolomitización de paquetes recifales (calizas de Corales) y pararecifales (calizas de Rudistas).

Fig. 3.—Secuencia de grupos en la sección estudiada.





Valores medios por tramo de algunos componentes de las microfacies																						
	FRACCION GRUESA	FRACCION	MILIOLITOS	TEXTULARIOS LITOLITOS	ORBITOLINAS GRANDES	ORBITOLINAS PEQUEÑAS	OSTRACODOS	CARACEAS	CIANOFICEAS	ALGAS ROJAS	ALGAS DASICLADACEAS	OTRAS ALGAS VERDES	EQUIMODERMOS	OSTREIDOS	RUDISTAS	OTROS LAMELIBRAN	GASTEROPODOS	OOLITOS	PELOIDES	INTRACLASTOS	MICRITA	CEMENTO
Ia	2.6	1.4	15.6	37.2	—	—	—	—	—	3.1	5.6	—	—	—	—	27.4	9.3	—	—	62.3	0.8	30.3
Ib	3.5	2.5	9.9	21.3	—	7.5	—	—	—	2.8	1.0	2.4	14.1	6.2	10.6	27.3	1.3	0.7	—	60.1	14.0	—
II	1.9	3.1	11.5	24.7	5.0	7.7	—	—	5.5	0.3	—	2.1	4.6	—	20.7	12.7	2.8	—	12.3	—	15.3	3.1
III	2.2	6.0	7.0	4.3	51.2	—	—	—	—	—	5.0	2.7	1.1	—	—	26.2	—	—	—	72.7	14.2	—
IV	0.1	3.1	13.9	19.7	2.1	1.0	1.1	1.2	0.1	5.0	14.3	—	1.4	2.0	6.2	23.4	5.5	—	5.7	—	59.7	—

TABLA I

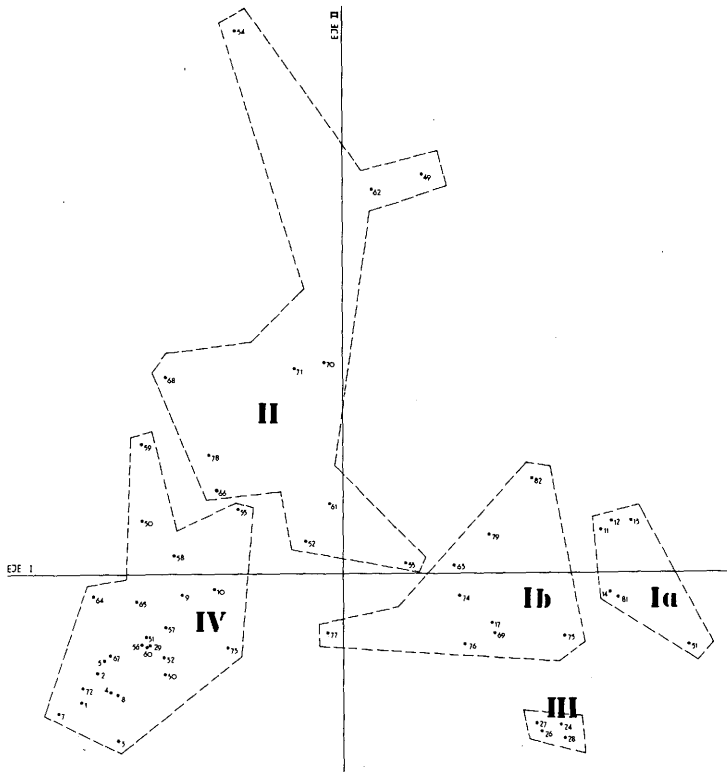
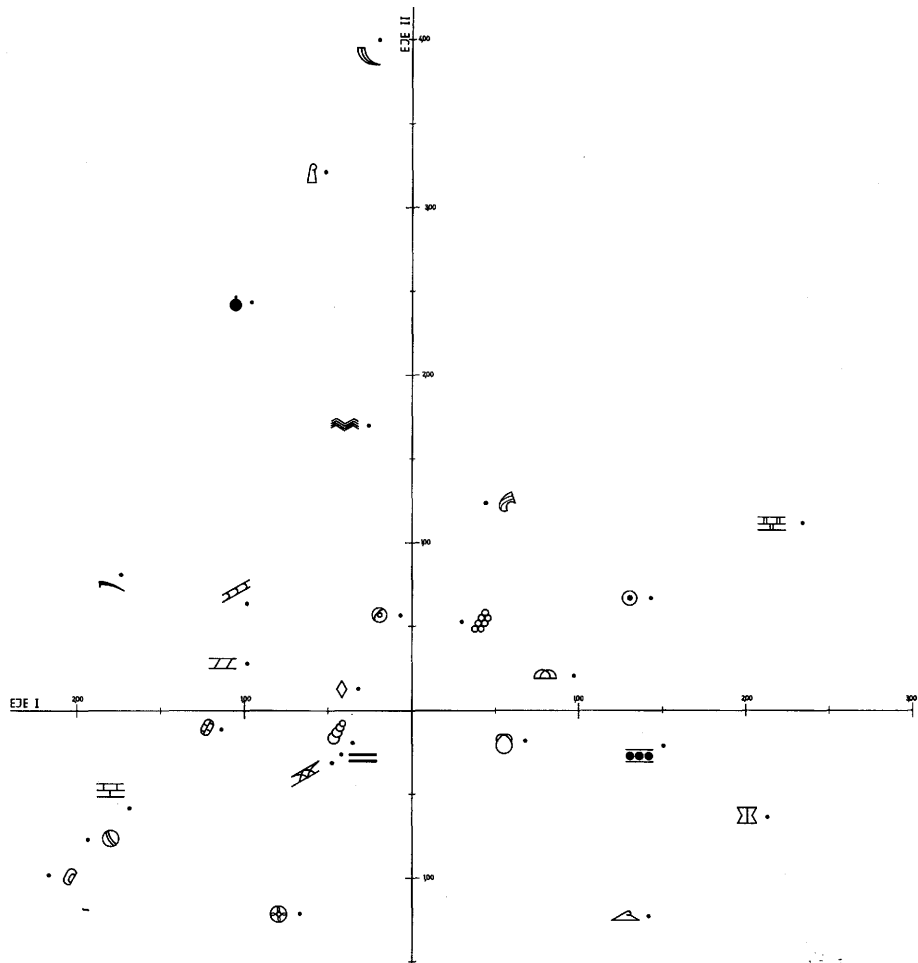


Fig. 4.—Puntos-observaciones. Análisis de correspondencias. Ejes I-II.



- |  |                                  |  |                           |  |                            |
|--|----------------------------------|--|---------------------------|--|----------------------------|
|  | FRACCION GRUESA INSOLUBLE        |  | RUDISTAS                  |  | PEQUEÑAS ORBITOLINAS       |
|  | FRACCION FINA INSOLUBLE          |  | LAMELIBRANQUIOS INDIF.    |  | OSTRACODOS                 |
|  | MICRITA                          |  | GASTEROPODOS              |  | EQUINODERMOS               |
|  | ESPARITA CEMENTO                 |  | AMMONITES                 |  | FORAMINIFEROS PLANCTONICOS |
|  | ESPARITA SECUNDARIA              |  | ALGAS DASICLADACEAS       |  | CALCIOESFERAS              |
|  | DOLOMITA                         |  | OTRAS ALGAS VERDES        |  | ESPICULAS DE ESPONJAS      |
|  | PELOIDES                         |  | ALGAS ROJAS               |  | BRIOZOOS                   |
|  | INTRACLASTOS                     |  | TEXTULARIDOS Y LITUOLIDOS |  | BRAQUIPODOS                |
|  | OOLITOS                          |  | MILIOLIDOS                |  | SERPULIDOS                 |
|  | FORAMINIFEROS CALIZOS BENTONICOS |  | GRANDES ORBITOLINAS       |  |                            |

Fig. 5.—Puntos-variables. Análisis de correspondencias. Ejes I-II.

El análisis de correspondencias efectuado presenta como valores propios:  $L_1 = 0'5286$ ,  $L_2 = 0'2856$  y  $L_3 = 0'2320$ ; siendo los porcentajes de inercia: 22'91; 12'38 y 10'05 respectivamente. De la representación de los puntos variables se induce un sentido físico para el Eje I que representaría la energía del medio, indicando agitación hacia valores positivos y falta de agitación hacia valores negativos del eje. Así, un extremo vendría marcado por esparita, fracción gruesa, oolitos, intraclastos y grandes Orbitolinas, y el otro por micrita-Caráceas-Ostréidos

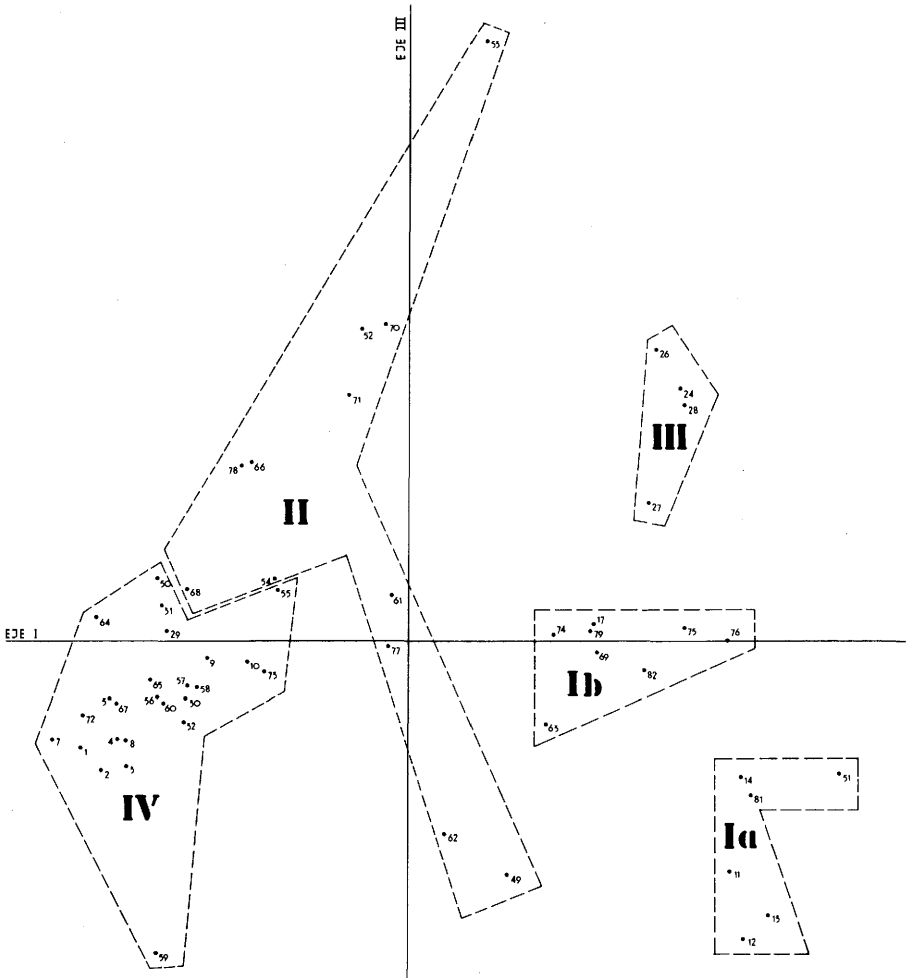
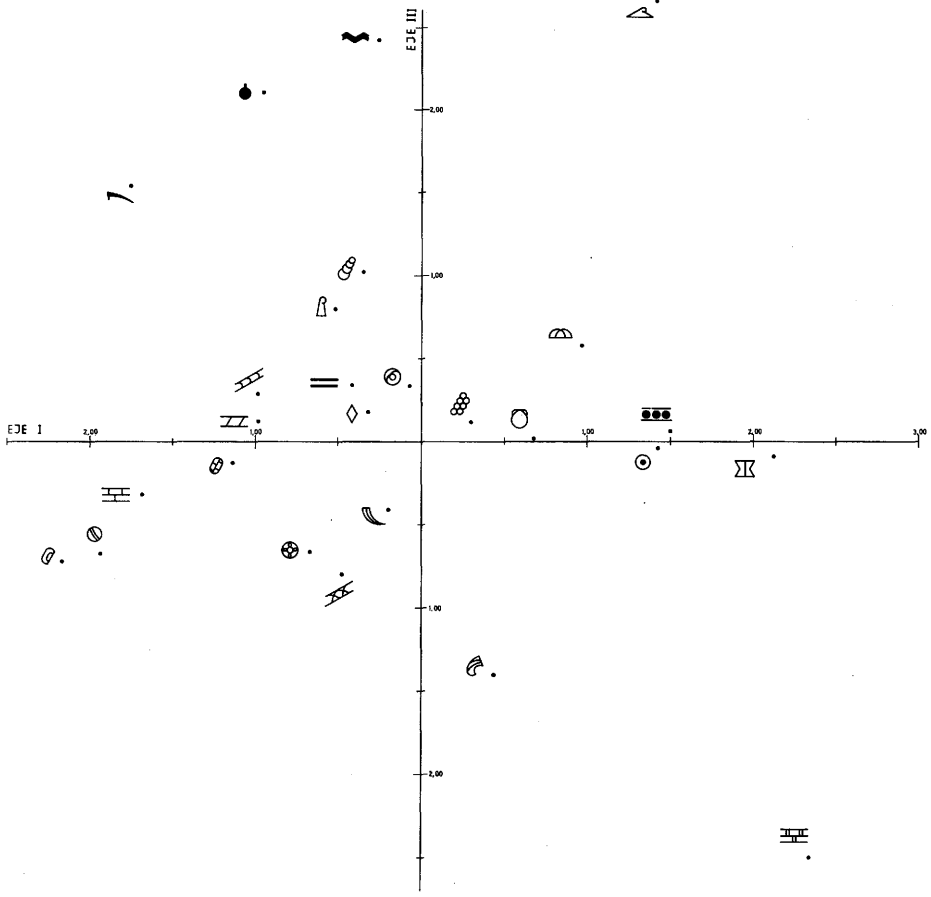


Fig. 6.—Puntos-observaciones. Análisis de correspondencias. Ejes I-III.



- |  |                                  |  |                           |  |                            |
|--|----------------------------------|--|---------------------------|--|----------------------------|
|  | FRACCION GRUESA INSOLUBLE        |  | RUDISTAS                  |  | PEQUEÑAS ORBITOLINAS       |
|  | FRACCION FINA INSOLUBLE          |  | LAMELIBRANQUIOS INDIF.    |  | OSTRACODOS                 |
|  | MICRITA                          |  | GASTEROPODOS              |  | EQUINODERMOS               |
|  | ESPARITA CEMENTO                 |  | AMMONITES                 |  | FORAMINIFEROS PLANCTONICOS |
|  | ESPARITA SECUNDARIA              |  | ALGAS DASICLADACEAS       |  | CALCIOESFERAS              |
|  | DOLOMITA                         |  | OTRAS ALGAS VERDES        |  | ESPICULAS DE ESPONJAS      |
|  | PELOIDES                         |  | ALGAS ROJAS               |  | BRIOZOOS                   |
|  | INTRACLASTOS                     |  | TEXTULARIDOS Y LITUOLIDOS |  | BRAQUIOPODOS               |
|  | OOLITOS                          |  | MILIOLIDOS                |  | SERPULIDOS                 |
|  | FORAMINIFEROS CALIZOS BENTONICOS |  | GRANDES ORBITOLINAS       |  |                            |

Fig. 7.—Puntos-variables. Análisis de correspondencias. Ejes I-III.

y en su caso Miliólidos y fracción fina. El eje II podría ser interpretado como indicativo de la restrictividad del medio, si bien con ciertas reservas. (Figura 4-7).

La utilización del análisis de datos bajo dos técnicas diferentes: análisis *cluster* y análisis de correspondencias, para valores de presencia-ausencia y datos numéricos respectivamente, ha puesto de manifiesto la complementariedad de ambos métodos en el estudio de microfacies. El difícil problema en ocasiones, de trazar límites a los grupos en la representación para dos ejes, se ve ayudado por la separación previa efectuada mediante el análisis *cluster*.

## BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J. (1972).—Nouvelles données sur le Crétacé prébétique entre Cieza et Salinas (Provinces d'Alicante et de Murcie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIV, p. 110-120.
- BEHRENS, E. W. (1965).—Environment reconstruction for a part of the Glen Rose limestone, central Texas. *Sedimentology*. vol. 4, p. 65-111.
- BENZECRI, J.P. (1970).—*L'analyse des données*. Ronéo. I.S.U.P. 1, 18.
- BENZECRI, J.P. (1973).—*L'analyse des données. II. L'analyse des correspondances*. Dunod. París.
- BONHAM-CARTER, G.F. (1965).—A numerical method of classification using quantitative and semiquantitative data, as applied to the facies analysis of limestones. *Canadian Petroleum Geol. Bull.* vol. 13, p. 482-502.
- BONHAM-CARTER, G.F. (1967).—An example of the analysis of semi-quantitative petrographic data: *Proc. VIIth. World Petroleum Congr.* vol. 2, p. 567-583.
- CUGNY, P. (1975).—Utilisation des méthodes quantitatives en paléoécologie. Application à l'étude des microfacies du Barrémien terminal et du Bédoulien d'Estramadura (Portugal). *These Doct. Spec.*, Univ. Toulouse.
- DAVID, M.; DAGBERT, M. y BEAUCHEMIN, Y. (1977).—Statistical Analysis in Geology: Correspondance Analysis Method. *Quarterly Colorado School of Mines*. vol. 72, n. 1, 60 p.
- DUNHAM, R.J. (1962).—Classification of carbonate rocks according to depositional texture: In Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 1, p. 108-121.
- EKDALE, A.A.; EKDALE, S.F. y WILSON, J.L. (1976).—Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian Aptian). Coahuila, México. *Jour. Sed. Petr.* vol. 46, n. 2, p. 362-368.
- FERNANDEZ, R. (1977).—*Introducción al análisis multivariante*. Departamento de Ecología. Univ. Sevilla.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1982). El Cretácico de la zona Prebética, In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, p. 526-569.
- IBÁÑEZ, F. (1971).—Effet des transformations des données dans l'analyse factorielle en écologie planctonique. *Cah. Océanogr.*, XXIII, 23 (6), p. 545-561.
- JEREZ, L. (1981).—*Estudio geológico, geotectónico y tectosedimentario de la zona Prebética en relación con las demás cordilleras Béticas e Ibérica*. I.G.M.E. Madrid.
- LANCE, G.N. y WILLIAMS, W.T. (1966,a). Computer programs for hierarchical polythetic classification («similarity analyses»). *Computer Journal*. vol. 9, p. 60.
- LANCE, G.N. y WILLIAMS, W.T. (1966,b).—A generalized sorting strategy for computed classifications. *Nature.*, vol. 212, p. 218.

- PEYBERNES, B.; CONRAD, M.A. y CUGNY, P. (1979).—Contribution à l'étude biostratigraphique, micropaléontologique et paléocéologique des calcaires urgoniens du Barrémo-Bédoulien bulgare (Prébalkan et Plate-forme Moésienne). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 21, n. 4, p. 181-199.
- PURDY, E.G. (1963).—Calcium carbonate facies of the Great Bahama Banks. I. Petrography and reaction groups. *Jour. Geology.*, vol. 71, p. 334-355.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T.; GRANADOS Y GRANADOS, L.F.; SAAVEDRA GARCIA, J.L. y GONZALEZ ASENSIO, A. (1980).—Estudio geológico en el sector de Carche-Salinas. Zona Prebética (provincias de Alicante y Murcia). *Boletín Geológico y Minero.*, t. XCI-IV, p. 525-548.
- SNEATH, P.H.A. y SOKAL, R.R. (1973).—*Numerical Taxonomy. The principles and practice of numerical classification*. W.H. Freeman and Comp. San Francisco.
- VEEVERS, J.J. (1968).—Identification of reef facies by computer classification. *J. Geol. Soc. Australia.*, vol. 15, p. 209-215.





## **EL CABALGAMIENTO FINISERRAVALLENSE DEL NORTE DE SIERRA ARANA (CORDILLERA BÉTICA). OBSERVACIONES SOBRE LA CARACTERIZACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DEL SERRAVALLENSE**

A. Estévez<sup>1</sup>, J.M. González-Donoso<sup>2</sup>, D. Linares<sup>2</sup>, A. Martín-Algarra<sup>3</sup>,  
C. Sanz de Galdeano<sup>4</sup> y F. Serrano<sup>2</sup>

### RESUMEN

Al N. de Sierra Arana se reconocen una serie de ventanas tectónicas en las que afloran margas Serravallenses y calcarenitas del Langhense superior-Serravallense inferior, bajo unas dolomías que presentan, en la base, intercalaciones de rocas subvolcánicas básicas. Los materiales cabalgantes parecen pertenecer a la unidad de Sierra Arana, o a alguna otra directamente relacionada con ella, aún cuando están separados del conjunto por un importante accidente de desgarre que discurre al pie de la ladera N. de dicha sierra. El cabalgamiento, de una magnitud mínima estimada de 2'5 Km., se produjo entre el Serravallense superior y el Tortonense basal.

### ABSTRACT

In the northern part of Sierra Arana several tectonic windows have been recognized. Serravallian marls and upper Langhian - lower Serravallian calcarenites are overthrust by dolomites with basic subvolcanic rocks interbedded in their lower part. The allochthonous rocks must belong to the Sierra Arana unit, or to some other unit directly connected with it, even if no stratigraphic continuity between them can be ascertained because of an important strike-slip fault bordering the northern foot of the Sierra Arana massif. Tectonic superposition has an amplitude of 2'5 Km. or more and took place during the upper Serravallian or the lowermost Tortonian.

### INTRODUCCION. ANTECEDENTES

Sierra Arana es una importante alineación montañosa, situada al NE. de Granada, cuyo interés geológico deriva de su posición, en la región donde entran en contacto las zonas internas y las externas de la Cordillera Bética.

La pertenencia de la unidad de Sierra Arana (Durand-Delga y Fontboté, 1960) al Subbético es bien conocida y su posición tectónica, bajo las zonas internas, está claramente establecida (Foucault, 1976; García-Dueñas y Navarro Vilá, 1976) pero sus relaciones geológicas con otras

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante.

2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga.

3 Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Departamento de Investigaciones Geológicas. C.S.I.C. Universidad de Granada.

4 Departamento de Geología General. Facultad de Ciencias. Departamento de Investigaciones Geológicas C.S.I.C. Universidad de Granada. Proyecto del «Borde Mediterráneo Español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas».



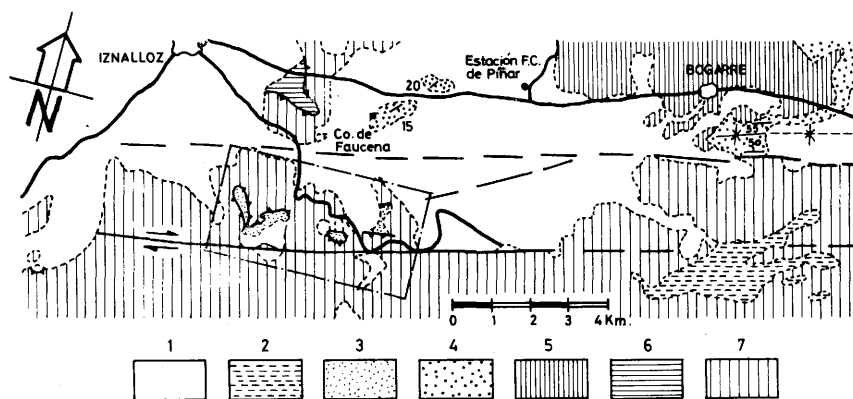


Figura 1.—Esquema geológico de la región al N. de Sierra Arana.

- 1.—Plioceno-Cuaternario.
- 2.—Mioceno superior.
- 3.—¿Langhense «superior»? —Serravallense— ¿Tortonense «basal»?
- 4.—Formación de Moreda (Burdigaliense superior-Langhense).
- 5.—Grupo Piñar (Oligoceno superior-Burdigaliense).
- 6.—Jurásico del Subbético medio meridional.
- 7.—Unidad de Sierra Arana.

El recuadro indica la posición de la figura 2.

unidades subbéticas, situadas al N., están en gran parte ocultas por depósitos continentales pliocenos y cuaternarios, que enlazan las depresiones de Granada y Guadix a través del corredor de Bogarre.

Basándose en argumentos geológico-regionales, García-Dueñas (1968) supuso la aloctonía de la unidad de Sierra Arana sobre el Subbético de la región de Iznalloz. Focault, (1976) definió la unidad de Los Buchareros y se adhirió a la hipótesis anterior. Comas (1978) a partir del estudio de los olistostromas que aparecen entre Piñar y Bogarre, concluyó que el cabalgamiento de Sierra Arana se produjo entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

Los estudios realizados por nosotros nos llevan, por una parte, a cuestionar la definición de la unidad de Los Buchareros y, por otra, a confirmar matizadamente la aloctonía de Sierra Arana, precisando la edad del cabalgamiento actualmente visible.

## DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

En el corredor de Bogarre aflora una extensa formación de conglomerados, arcillas y arenas de origen aluvial y probable edad plioceno-

cuaternaria, que oculta las relaciones geológicas de la unidad de Sierra Arana con las unidades subbéticas situadas más al N. Bajo estos depósitos continentales afloran, más al N., terrenos del Mioceno que han sido agrupados por Comas (1978) en dos conjuntos litoestratigráficos: el grupo Piñar (Oligoceno superior-Burdigaliense inferior) y la formación de Moreda (Burdigaliense superior-Langhense) entre los cuales existe una discordancia notable. Al S. del corredor de Bogarre afloran unas dolomías, que parecen continuarse formalmente con las que representan la base estratigráfica del Lías inferior de Sierra Arana. En la figura 1 quedan recogidos los rasgos geológicos esenciales de la región.

En una serie de pequeñas depresiones, en las cercanías del cerro Ballesteros, parcialmente cubiertas por aluviones y derrubios, afloran rocas subvolcánicas básicas y unos materiales marinos pelágicos miocénicos, dados a conocer por primera vez en la presente nota.

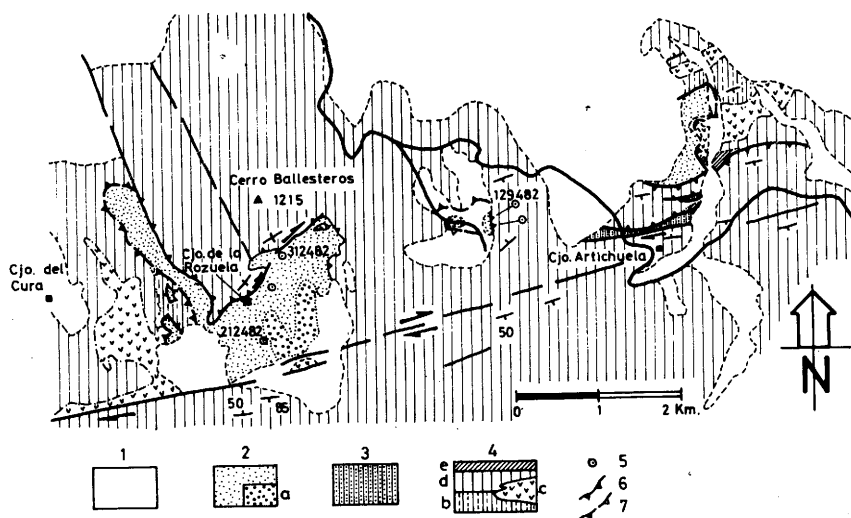


Figura 2. Mapa geológico del sector del cerro Ballesteros.

- 1.—Plioceno-Cuaternario.
- 2.—Margas del ¿Langhense «superior»? —Serravallense— ¿Tortonense «basal»? a: margas y calcarenitas.
- 3.—Margocalizas del Cretácico-Oligoceno (¿Subbético medio meridional? Probables olistolitos del grupo Piñar).
- 4.—Unidad de Sierra Arana (?); b: arcillas y dolomías tableadas (¿tránsito Triás-Lías?); c: rocas subvolcánicas básicas; d: dolomías (¿Lías inferior?); e: calizas del Jurásico.
- 5.—Posición de las muestras estudiadas. Numeradas sólo las que se han podido datar.
- 6.—Superficie de cabalgamiento.
- 7.—Id. supuesta.

**Las rocas subvolcánicas.** Fueron descritas por Foucault (1976) que las consideró independientes de las dolomías suprayacentes y las asignó a una nueva unidad tectónica que denominó de Los Buchareros. Por comparación con las rocas volcánicas que aparecen en el Jurásico y Cretácico situado más al N., en pleno Subbético, este autor concluyó que tal unidad sería equivalente al Subbético medio que aflora en N. de Iznalloz.

Sin embargo, el análisis detallado de los afloramientos, especialmente el situado al N. del Cortijo de la Artichuela (Fig. 2), inclina a pensar que las rocas en cuestión aparecen intercaladas estratigráficamente en la base de las dolomías, dentro de unos términos más tableados y bastante arcillosos, que se podrían considerar como un tránsito al Trías de facies Keuper. Rocas subvolcánicas similares y en posición estratigráfica equivalente, aparecen en algunas unidades de la denominada Alta Cadena, en la región del Puerto de los Alazores (Vera, 1969, Peyre, 1974).

**Los materiales miocénicos.** Descritos por primera vez en este trabajo, afloran tectónicamente bajo las dolomías y rocas volcánicas de los alrededores del cerro Ballesteros (Fig. 2). Están constituidos por margas blanquecinas y amarillentas que, puntualmente, suministran una fauna de foraminíferos planctónicos y espículas de esponjas. Al SE. del Cortijo de la Rozuela presentan, hacia la parte topográficamente más alta, intercalaciones calcareníticas y microconglomeráticas, con terrígenos parcialmente derivados de las zonas internas, cuyas semejanzas litológicas con la formación de Moreda son notables. Por el momento preferimos no incluir en ésta los materiales que nos ocupan en función de su edad más moderna y de su aislamiento cartográfico. Dado que el Cortijo de La Rozuela se sitúa sobre tales materiales, proponemos para ellos la denominación provisional de «Formación Rozuela», sin perjuicio de que las calcarenitas representen realmente el techo de la Formación de Moreda, ya que, como puede deducirse de las observaciones de campo y de la datación de las muestras, no parece haber dudas de la inversión generalizada de la serie al S. del cortijo mencionado.

## EDAD DE LOS MATERIALES

Los foraminíferos planctónicos del Mioceno inferior y del Mioceno superior de la Cordillera Bética han sido objeto de sendas monografías recientes (Molina, 1979; Serrano, 1979) gracias a las cuales la bioestratigrafía de los dos intervalos está establecida con detalle, existiendo además una correlación, pensamos que adecuada, entre estas escalas bioestratigráficas y la cronoestratigráfica.

No ocurre otro tanto, por desgracia, con el Mioceno medio. En efecto, los afloramientos que pueden asignarse con certeza a este intervalo, son escasos e inconexos, las series de mala calidad y poca potencia, las microfaunas en muchos casos muy mal conservadas y, para agravar más aún la situación, en algunos sectores (vg., depresión de Granada, González Donoso 1977-78) buena parte del intervalo corresponde a términos continentales o marinos muy someros, sin foraminíferos planctónicos. Por esta razón, no contamos aún con una escala bioestratigráfica local para este intervalo.

Pero en el resto del dominio mediterráneo, la situación no parece, en términos generales, mucho mejor. No es de extrañar, por tanto, que las extensiones verticales de las distintas especies presentes en el Mioceno medio muestren diferencias notables en los trabajos de distintos autores y, como consecuencia, que las biozonaciones propuestas sean muy heterogéneas y, en general, difíciles de correlacionar. Para una muestra de este problema, nos remitimos a los trabajos de los autores italianos y franceses incluidos en los *Proceedings of the fourth Session del Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (Giornale di Geologia, vol. XXXV, 1968)*.

Esta situación contrasta, desfavorablemente, con la de las regiones tropicales, con su gran proliferación de especies, muchas de ellas con una representación escasísima o nula en el dominio mediterráneo (piénsese, por ejemplo, en el grupo de *G. fohsi*) que dan lugar a una biozonación refinadísima (ocho biozonas en el trabajo de Blow, 1969, para un intervalo de unos 4'5 millones de años, según la estimación de Ryan *et al.*, 1974).

La solución ideal sería, quizás, la de tratar de aplicar la biozonación tropical al dominio mediterráneo, utilizando los índices de la primera que estén presentes en el segundo; los intervalos reconocibles serían más amplios, pero la correlación estaría asegurada. Pero este procedimiento tiene sus inconvenientes: unas veces, todo induce a pensar que la distribución vertical de algunas especies varía de uno a otro dominio; otras, hay dudas razonables de que las formas identificadas bajo una misma denominación específica, en los dominios tropical y mediterráneo, sean realmente coespecíficas. Y cuando se trata de identificar las biozonas tropicales utilizando, en lugar de los indicadores zonales, otras especies de distribución menos segura (por sus posibilidades de confusión con otras, por su escasez, porque se les ha prestado menos atención, o por cualquier otra causa) los problemas, obviamente, se multiplican. Algunos de estos casos serán analizados más adelante.

En todas las muestras estudiadas, la conservación de la microfauna es muy deficiente, hasta el punto de que sólo tres presentan elementos reconocibles suficientes como para intentar su datación. Los resultados obtenidos del estudio de tales muestras son los siguientes:

#### Muestra 312482

- Globigerina venezuelana* Hedberg.
- Globigerina praebulloides* Blow, s. l.
- Globigerina nepenthes* Todd.
- Globigerina bulbosa* Le Roy.
- Globigerina falconensis* Blow.
- Globigerinita incrusta* Akers.
- Orbulina universa* d'Orbigny.
- Orbulina suturalis* Brönnimann.
- Globigerinoides trilobus* (Reuss), s. l.
- Globigerinoides* sp. cf. *G. bollii* Blow.
- Globoquadrina baroemoenensis* (Le Roy).
- Globoquadrina larmei* Akers.
- Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins).
- Globoquadrina globosa* Bolli.
- Globorotalia miozea* Finlay.
- Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth.
- Globorotalia menardii* (Parker, Jones y Brady, ex d'Orbigny).
- Intermedios entre *G. praemenardii* Cushman y Stainforth y *G. menardii* (Parker, Jones y Brady, d'Orbigny).
- Turborotalia pachyderma* (Ehrenberg).
- Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny).

Algunos de los morfotipos determinados como *G. praemenardii*, podrían haber sido asimilados a *G. magnifica* Bizon y Glaçon, pero estimamos que los criterios utilizados por estos autores para separar ambas formas (grado de lobulación de la periferia ecuatorial, trazado sinuoso de las suturas umbilicales) no marcan diferencias muy netas entre ellas; si además tenemos en cuenta que la distribución estratigráfica de las dos «especies» es sensiblemente parecida y que coexisten en las mismas muestras, se llega a la conclusión de que es innecesario conservar la denominación *G. magnifica* y que es mejor incluirla dentro del campo de variabilidad intraespecífica de *G. praemenardii*.

En cuanto a los especímenes incluidos bajo la denominación «intermedios entre *G. praemenardii* y *G. menardii*», muestran un crecimiento en altura de las cámaras, en vista espiral, similar al de *G. praemenardii* y más rápido que el de los grupos de *G. menardii*, formas 3, 4 y 5 de Tjalsma (1971); las suturas intercamerales dorsales de las últimas cámaras presentan un punto de inflexión más próximo a la periferia que en el holotipo de *G. praemenardii*, aunque no muy diferente del que se aprecia en otras figuraciones de esta especie; en fin, la carena está más desarrollada que en *G. praemenardii* y algunas de las suturas intercamerales espirales de la penúltima vuelta de espira son limbadas. Estas características marcan a estos individuos como intermedios entre *G. praemenardii* y las formas determinadas por los autores del ámbito mediterráneo como *G. menardii*. Respecto a lo apropiado de esta última denominación, nos remitimos a Stainforth *et al.* (1975) y Serrano (1979).

Los ejemplares asignados a *T. pachyderma* muestran gran analogía con el lectotipo de *T. borealis* (Banner y Blow, 1960) pero no tienen el reborde apertural típico de



*T. pachyderma*; sin embargo, muchos ejemplares asimilados a esta especie por algunos autores tampoco presentan este carácter.

Según las distribuciones asignadas por Blow (1969) a las especies que nos ocupan, dada la presencia de *G. nepenthes* Todd (cuya aparición marca el límite entre las zonas N13 y N14) habría que pensar en que la muestra pertenece a la biozona N14 o a otra más reciente. La ausencia de *T. acostaensis* (Blow) especie muy frecuente en el dominio mediterráneo, así como de otras especies que aparecen en la biozona N16, restringiría la muestra al intervalo N14 y N15. Teniendo en cuenta, además la ausencia de *T. siakensis* (Le Roy) —cuya desaparición marca el límite N14-N15— y suponiendo que no falta por motivos ecológicos, habría que concluir que la muestra pertenece a la biozona N15. El resto de las especies identificadas existen en la biozona según los datos de Blow, con la excepción de *G. praemardii* Cushman y Stainforth, que se extinguiría en la biozona N13, pero hay diversas citas de *G. praemenardii* en términos más altos, incluso por encima de la zona N15 (vg. Cita, 1976).

Los datos de Postuma (1971) plantean una problemática similar a los de Blow; salvando el problema de *G. praemenardii*, nuestra muestra podría asignarse a la zona de *G. menardii* (= N15).

De acuerdo con los datos de Bizon y Bizon (1972) (que no citan *G. praemenardii*) la presencia de *G. nepenthes* y de *G. menardii*, combinada con la ausencia de *T. acostaensis* y *T. siakensis* (Bizon y Bizon no citan esta especie, pero su B.U.A. de *G. mayeri* podría ser el de *T. siakensis*) indicaría que la muestra se sitúa en la biozona de *G. menardii* de estos autores.

Según los datos de Stainforth *et al.* (1975), la coexistencia de *G. praemenardii* y *G. nepenthes* se localiza en un corto intervalo dentro de la biozona de *G. siakensis*; esta biozona equivale al conjunto de la parte superior de la N13 y la N14, pero el intervalo en cuestión se situaría en la N14. Ahora bien, Stainforth *et al.* (*op. cit.*) indican que hay una duda razonable de que la *G. praemenardii* de los autores europeos —o sea, del dominio mediterráneo— sea la misma de las regiones tropicales. Esto podría explicar que en el dominio mediterráneo haya citas tan altas de *G. praemenardii*, pero sea ésta u otra la razón de las discrepancias de distribución, el hecho es que, con esta matización, los datos de Stainforth *et al.* (1975) indicarían entonces, de manera análoga a los de Blow (1969) que nuestra muestra puede pertenecer a la zona de *G. menardii*, equivalente a la N15.

En fin, de acuerdo con los datos de Cita (1976) y atendiendo también a la ausencia de *T. siakensis* y *T. acostaensis*, nuestra muestra se situaría en la zona de *G. languaensis*/*G. obliquus*, correlacionada por esta autora con el intervalo N14 (no basal) - N15 (aunque, en realidad, la correlación debería ser, estrictamente, con la N15).

En resumen, de acuerdo con los datos de todos los autores citados, nuestra muestra podría situarse en una biozona reconocida por diversos autores, aunque con nombres distintos y que, para simplificar y dejando aparte razones de prioridad o de adecuación del nombre, podemos denominar N15.

El problema se plantea, por tanto, en correlacionar esta biozona con la escala cronostratigráfica. Cita y Blow (1969) en un estudio de los estratotipos del Mioceno medio-superior del Mediterráneo, indicaron que la base de la biozona N16 se coloraría a 35

BIOZONACIONES					O.universa	G.scitula	G.praemenardii	G.druryi	T.peripheroronda	G.pseudociperoensis	G.siphonifera	
correlaciones Blow - Postuma: según Postuma, Chart 3. Blow - Stainforth et al.: según Stainfort, p. 75 y P. 88. Blow - Cita: según biohorizonte utilizados por Cita. Blow - Bolli: según correlaciones de Blow, fig. 15.												
BLOW 1969	POSTUMA 1971	STAINFORTH ET AL.1975	CITA 1976	BOLLI 1966								
N.17	G.dutertrei	G.acostaensis	G.plesiotumida	G.acostaensis	↑↑↑↑↑	↑↑↑↑↑						
N.16	G.acostaensis		G.acostaensis G.merotumida									
N.15	G.menardii	G.menardii	G.lenguaensis G.obliquus	G.menardii								
N.14	G.siakensis	G.siakensis	G.nepenthes G.druryi	G.mayeri								
N.13	G.subquadratus	G.fohsi lobata-robusta	O.universa	G.ruber								
N.12	G.fohsi			G.fohsi robusta								
N.11	G.lobata			G.fohsi lobata								
N.10	G.peripheroacuta			G.fohsi fohsi								
N.9	G.peripheroronda			G.fohsi peripheroronda	G.f.barisanensis							
N.8	G.insueta	P.glomerosa	P.glomerosa	P.glomerosa	P							
		G.insueta	G.bisphericus	G.insueta								

BIOZONACIONES, EXTENSION DE LAS «ESPECIES» SEGUN DISTINTOS AUTORES, SITUACION DE LAS ASOCIACIONES, EXTENSION DE LAS SECCIONES TIPO Y SITUACION DE LOS LIMITES.

m por encima de la base del estratotipo del Tortonense; según esto, el límite Serravallense/Tortonense (entre sus estratotipos hay una laguna) se situaría dentro de la zona N15, con lo que nuestra muestra podría pertenecer tanto al Serravallense terminal como al Tortonense basal. Ryan, Cita, *et al.* (1974, fig. 4) en un trabajo posterior, situaron el límite Serravallense/Tortonense (según el estratotipo del Tortonense) inmediatamente debajo de la desaparición de *T. mayeri* pues, según ellos, estaría presente en el nivel 1 de Cita *et al.* (1965) y ausente en los superiores.





datos de Cita *et al.* (1965), Cita y Blow (1969) y Cita (1976) que señalan la desaparición de la misma en niveles posteriores a la aparición de *T. acostaensis* (en las regiones tropicales este B.U.A. es más antiguo, cf. Cita y Blow, 1969); en esta segunda alternativa, no podríamos decidir si nuestra muestra es anterior o posterior al límite Serravallense/Tortonense.

#### Muestra 129482.

- Globigerina praebulloides* Blow, *s. l.*
- Globigerina sp. cf. G. druryi* Akers.
- Globigerina pseudociperoensis* Blow.
- Orbulina universa* d'Orbigny.
- Orbulina suturalis* Brönnimann.
- Globigerinoides trilobus* (Reuss), *s. l.*
- Globoquadrina globosa* Bolli.
- Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth.
- Intermedios entre *G. praemenardii* Cushman y Stainforth y *G. menardii* (Parker, Jones y Brady, *ex d'*Orbigny).
- Turborotalia obesa* (Bolli).
- Turborotalia siakensis* (Le Roy).
- Turborotalia mayeri* (Cushman y Ellisor).
- Turborotalia acrostoma* (Wezel).
- Turborotalia quinqueloba* (Natland).
- Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny).

Según los datos de Blow (1969), el límite superior de la asociación es el límite entre las biozonas N14 y N15 (B.U.A. de *T. siakensis*) mientras que el inferior vendría dado por la presencia de *G. siphonifera* (B.P.A. dentro de la biozona N12). El B.U.A. de *G. praemenardii* limitaría el intervalo, pero ya hemos aludido a su heterocronía y otro tanto ocurriría con el también citado de *T. mayeri*; en cuanto al de *G. pseudociperiensis*, que no coexiste con *G. siphonifera* según los datos de Blow, no le damos por ahora valor determinante, ante la ausencia de otras citas que lo avalen. Por el contrario, sí podría ser significativa la ausencia de *G. nepenthes*, lo que nos daría, como límite superior de la asociación el de las biozonas N13/N14. En resumen, de acuerdo con los datos de Blow, pensamos que la muestra puede asignarse al intervalo N12 (parte) N13.

Sin embargo, según los datos de Postuma (1971) nuestra asociación es incongruente, o bien *G. nepenthes* falta por razones ecológicas, pues su nivel de aparición es anterior al de *H. aequilateralis* (Brady) (= *G. siphonifera*); prescindiendo de este último biohorizonte y de los B.U.A. de *T. mayeri* y *G. praemenardii*, por las razones antes aludidas, la muestra quedaría incluida en un intervalo muy amplio: desde el B.P.A. de *G. praemenardii* (ligeramente inferior al límite de sus biozonas de *G. peripheroronda* y *G. peripheroacuta* y casi coincidente con el límite N9/N10 de Blow, 1969) al B.P.A. de *G. nepenthes* (límite entre sus biozonas de *G. subquadratus* y *G. siakensis* + límite N13/N14). En resumen, la asociación indicaría el intervalo N10-N13.

Según los datos de Bizon y Bizon (1972) la muestra quedaría restringida a la parte inferior de la biozona de *G. mayeri* (entre los B.P.A. de *G. siphonifera* y *G. nepenthes*) lo que, traducido a la biozonación de Blow, indicaría también el intervalo N10-N13.

Stainforth *et al.* (1975) no indicaron la distribución de *G. siphonifera*, luego la asociación se situaría entre los B.P.A. de *G. praemenardii* y *G. nepenthes*, es decir, en el intervalo de las biozonas de *G. fohsi fohsi* y *G. siakensis* (parte), lo que en términos de zonación de Blow (1969) significa también intervalo N10-N13.

Por último, según los datos de Cita (1976) la asociación quedaría también enmarcada por los B.P.A. de *G. praemenardii* y *G. nepenthes*, y correspondería, aproximadamente, a la biozona de *O. univversa*, a su vez coincidente, también aproximadamente, con el intervalo N10-N13.

La atribución bioestratigráfica de la muestra es por tanto, aunque amplia, coherente, pues todo apunta hacia el intervalo N10-N13, si hacemos caso omiso del B.P.A. de *G. siphonifera*. Merece la pena, por tanto, detenerse a analizar, siquiera brevemente, las causas de las discrepancias en la localización de tal biohorizonte.

Parece claramente establecido que *T. obesa* da lugar a *G. siphonifera*, existiendo entre ambas un conjunto de formas intermedias, que coexisten con ellas largo tiempo (al menos hasta el Mioceno superior, Serrano, 1979). Tales formas intermedias han sido consideradas subespecie distinta por Blow, 1969 (*H. siphonifera praesiphonifera*); el reconocimiento de las mismas como taxon separado, o su inclusión en las «especies» ancestral o descendiente traería, como consecuencia inmediata, variaciones en el B.P.A. de *G. siphonifera*. Si además, y como parece probable, la presencia en una muestra determinada de unos y otros morfotipos está fuertemente controlada ecológicamente, las discrepancias aludidas parecen aún más justificadas.

Según Cita y Blow (1969) los estratotipos del Langhense y Serravallense se solapan en un intervalo comprendido dentro de la zona N10; el límite cronoestratigráfico, en estas condiciones, podría situarse, arbitrariamente, en el límite N9/N10, dentro de la zona N10, o en el límite N10/N11 (este último es el que proponen en la página 579). Pero el problema radica en que la base de la biozona N10 se sitúa en el B.P.A. de *G. peripheroacuta*, taxon poco representado en el dominio mediterráneo, mientras que la cima de la biozona N10 se sitúa en el B.P.A. de *G. praefohsi*, taxon ausente en este dominio; en estas circunstancias el reconocimiento de la biozona N10 sólo puede efectuarse por criterios indirectos (presencia o ausencia de otros taxa, como hicieron Cita y Blow, 1969) con los problemas más anexos que ya citamos. Quizás, la mejor solución sería tomar como base del Serravallense el B.P.A. de *G. praemenardii*, especie que aparece después del B.P.A. de *O. univversa* (que se sitúa en el Langhense según Cita y Blow, 1969) y que es prácticamente coincidente con el B.P.A. de *G. peripheroacuta* (Blow, 1969, Postuma, 1971, Stainforth *et al.*, 1975). De esta forma, la base del Serravallense sería reconocible en el dominio mediterráneo y también en el tropical, con la salvedad, ya apuntada, de que las formas mediterráneas y tropicales no sean coespecíficas, o de que el B.P.A. de *G. praemenardii* sea heterocrónico. Ciertamente, no estamos seguros de que ésta sea una buena solución, pero es la que nos parece más apropiada.

Aceptando el B.P.A. de *G. praemenardii* como límite inferior del Serravallense, la muestra que nos ocupa pertenecería a este piso; si, por el contrario, se sitúa el límite Langhense/Serravallense dentro de un horizonte indeterminado de la biozona N10 (según la superposición de estratotipos postulada por Cita y Blow, 1969) o en el límite N10/N11 (como proponen estos autores) no puede excluirse la posibilidad de que la muestra pertenezca al Langhense terminal, aunque ello nos parezca —y, por supuesto, sin razones suficientes— más improbable.

De todas formas, lo que sí parece claro es que todo induce a pensar que la muestra 129482 es más antigua que la 312482.

#### Muestra 21282

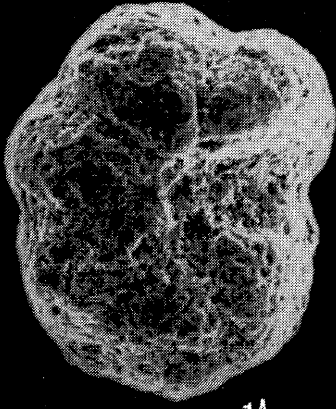
- Globigerina praebulloides* Blow s. l.
- Globigerina pseudociperoensis* Blow.
- Globigerina druryi* Akers.
- Globigerina* sp. cf. *G. falconensis* Blow.
- Globorotalia* sp.
- Globorotalia miozea* Finlay
- Globorotalia scitula* (Brady).
- Turborotalia obesa* (Bolli).
- Turborotalia mayeri* (Cushman y Ellisor).
- Turborotalia siakensis* (Le Roy).
- Turborotalia peripheroronda* Blow y Banner.
- Turborotalia* gr. *zealandica* (Hornibrook).

Esta muestra es la de peor conservación y plantea más problemas que las anteriores.

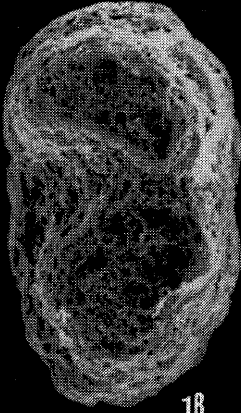
Los escasos individuos que hemos identificado como *Globorotalia* sp., se relacionan con el grupo *G. archaeomenardii* Bolli - *G. praemenardii* Cushman y Stainforth. Son formas de pequeño tamaño, umbilicoconvexas, con carena poco desarrollada. En comparación con las formas típicas de *G. praemenardii*, resalta su pequeño tamaño, (0'25 mm. por término medio frente a 0'53 mm. del holotipo de *G. praemenardii*), el poco desarrollo de la carena y la poca o nula limbación de las suturas intercamerales. Respecto a *G. archaeomenardii*, la diferencia más significativa radica en el perfil axial, fuertemente espiroconvexo en la especie de Bolli. Atendiendo al criterio de Bizon y Glaçon para diferenciar la forma de las cámaras en vista dorsal, nuestros ejemplares tienen la penúltima cámara de forma intermedia entre las de los holotipos de *G. archaeomenardii* y *G. praemenardii*, aunque más próxima a la del primero. Quizás las formas a las que más se asemejan sean las figuradas por Bizon y Glaçon (1978, pl. 3, figs. 4 y 5) como *G. praemenardii* primitivas.

#### LAMINA I

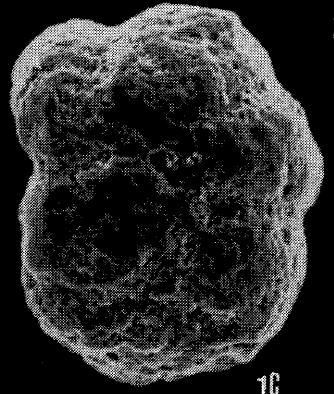
1. y 2. *Turborotalia siakensis* (Le Roy). Ejemplares MM-2 y MM-1, muestra 129482, x120.
3. *Turborotalia pachyderma* (Ehrenberg) (ver texto). Ejemplar MM-12, muestra 312482, x120.
4. *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny). Ejemplar MM-10, muestra 312482, x120.



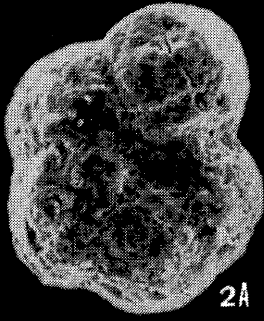
1A



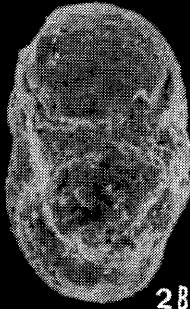
1B



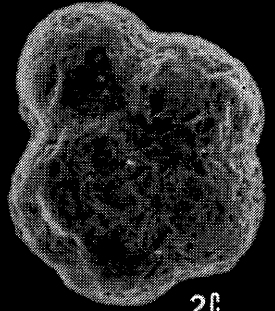
1C



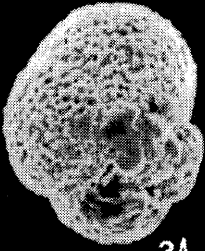
2A



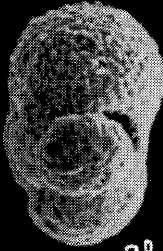
2B



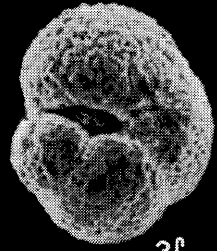
2C



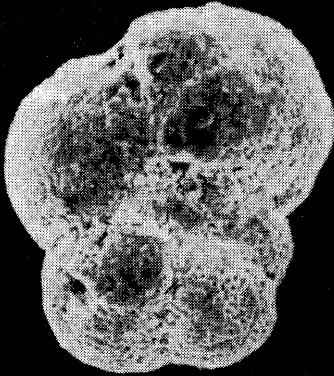
3A



3B



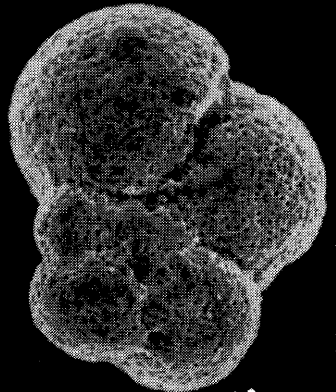
3C



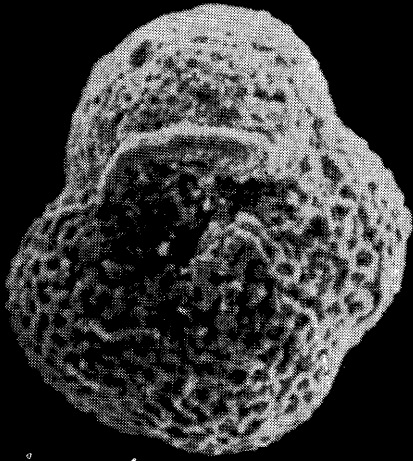
4A



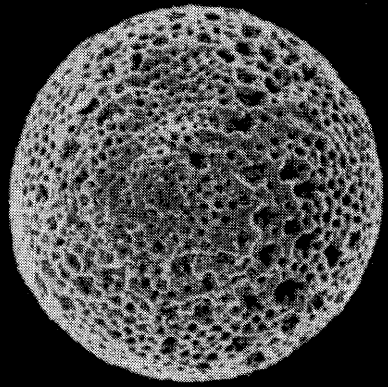
4B



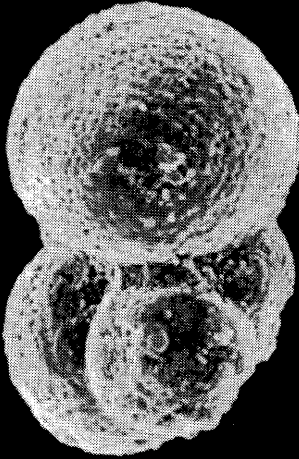
4C



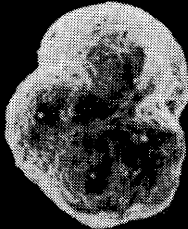
1



2



3



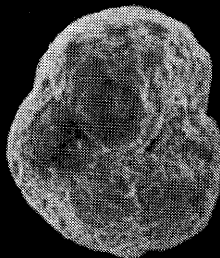
4A



4B



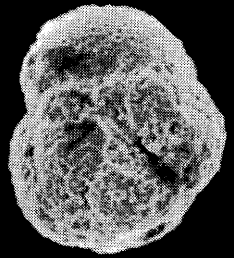
4C



5A



5B



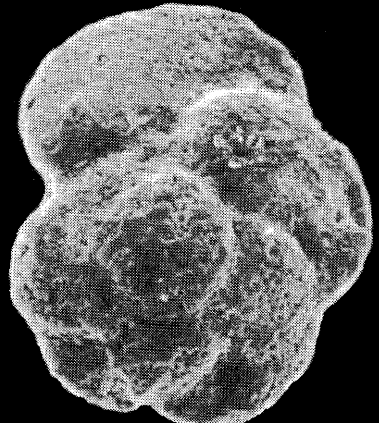
5C



6A



6B



6C

Bajo la denominación *T. gr. zealandica* hemos incluido un conjunto de turborotálidos, con apertura principal alta y pocas cámaras en la última vuelta de espira, que muestran una morfología parecida a la de las formas neozelandesas. Unas, con el lado umbilical bastante convexo, se parecen a *T. zealandica* Hornibrook, mientras que otras, más biconvexas, se asemejan más a *T. zealandica incognita* Walters.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, lo más llamativo de la asociación es la ausencia de *Orbulina*. Este dato, en sí, da lugar a dos hipótesis:

—La muestra es anterior al B.P.A. de *Orbulina* (límite N8-N9).

—La muestra es posterior al B.P.A. de *Orbulina* faltando este género por razones ecológicas.

Si aceptamos como válida la primera hipótesis, habría que explicar por qué faltan también los ancestrales de *Orbulina* (*Praeorbulina* y *G. bisphaericus*) generalmente tan frecuentes en materiales anteriores al B.P.A. de *Orbulina*. Esto nos llevaría a la conclusión de que son los factores ecológicos los que determinan la ausencia de unas u otras. Entonces no tenemos argumentos para decidir entre las dos hipótesis iniciales.

Si utilizamos los datos de distintos autores sobre los biohorizontes de otras especies, para analizar si la muestra es anterior o posterior al B.P.A. de *Orbulina*, surgen una serie de contradicciones. Así, según Blow (1969) *G. druryi* no aparece hasta la parte superior de la N11, aunque hay intermedios con *G. falconensis* desde la N10. *T. mayeri* y *G. scitula* aparecen en la parte superior de la N9. Sin embargo, hay citas de todas estas formas, en el dominio mediterráneo, anteriores al B.A.P. de *Orbulina* (por ejemplo Cita, in Bizon *et al.*, 1978, sites 372 y 375, tablas 3 y 7; si bien Bizon, en el mismo trabajo y para los mismos sondeos, tablas 14, 15 y 20, sitúa *G. druryi* y *G. scitula* por encima del B.P.A. de *Orbulina*). Por otra parte, aunque Blow (1969) indicó que *G. miozea* aparece desde la zona N7, hay citas, en el dominio mediterráneo, de que esta especie aparece con posterioridad al B.P.A. de *Orbulina* (vg. Cati *et al.*, 1968, que utilizaron su B.P.A. para marcar el límite entre las subzonas de *O. suturalis* y *G. altispira/G. miozea*) aunque también las hay en sentido contrario (vg. Feinberg y Lorenz, 1973). Otro dato a tener en cuenta, es la presencia del grupo de *T. zealandica*; según Walters (1965) se extingue hacia la parte superior del Clifdeniense y Harland *et al.* (1982) correlacionan el límite Clifdeniense/Lillburniense con el límite N9/N10. Tenien-

## LAMINA II

1. *Globigerina nepenthes* Todd. Ejemplar MM—14, muestra 312482, x240.
2. *Orbulina universa* d'Orbigny. Ejemplar MM-9, muestra 312482, x120.
3. *Globigerina bulbosa* Le Roy. Ejemplar MM-11, muestra 312482, x120.
4. y 5. *Turborotalia gr. zealandica* (Hornibrook) (ver texto). Ejemplares MM-19 y MM-20, muestra 212482, x120.
6. *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth. Ejemplar MM-8, muestra 312482, x120.

do en cuenta que Walters indica que el grupo es muy raro a partir del Altoniense inferior, podríamos pensar que la muestra es anterior al B.P.A. de *Orbulina*, suponiendo que nuestros ejemplares sean coespecíficos con los de Nueva Zelanda y que, además, la distribución estratigráfica y abundancia es sincrónica en ambos dominios. Pero Tjalsma (1971) cita *G. zealandica*, en el valle del Guadalquivir en la zona de *G. druryi*/*G. mernardii forma 2* que correlaciona con el intervalo N13 (parte) N14 (parte).

En resumen, los datos de los distintos autores, respecto a la posición relativa de los biohorizontes, son contradictorios, como hemos referido ya en varias ocasiones y, a la vista de ellos, sería arriesgado decidir si nuestra muestra es anterior o posterior al B.P.A. de *Orbulina*.

Otra posibilidad sería la de utilizar la presencia de *Globorotalia praemenardii* primitiva, *sensu* Bizon y Glaçon (1978) (= *Globorotalia sp.*). Según estos autores, estas formas se extienden, en el site 372, desde la muestra 27-4 a la 23-1, lo que cubre el intervalo N8 (parte terminal) a N9 (parte). De acuerdo con este dato, y dado que *G. praemenardii s. str.* aparece casi simultáneamente con la extinción de esta forma, según los datos de Bizon y Cita (*in* Bizon *et al.* 1978, site 372, tablas 3 y 14) habría que concluir que la muestra pertenece a la parte alta del Langhense, aceptando como límite Langhense/Serravallense el B.P.A. de *G. praemenardii*. Pero tampoco puede excluirse la posibilidad de que nuestras *Globorotalia sp.* sean, en realidad, juveniles de *G. praemenardii s. str.*, que no se desarrollaron del todo por razones ecológicas, lo que sería coherente con la hipótesis de la ausencia de *Orbulina* por las mismas razones (no habitabilidad de la zona profunda de la columna de agua) a que inicialmente aludimos.

En resumen, aunque haya indicios de que la muestra puede pertenecer al Langhense «superior», no hay criterios suficientes para elimi-

### LAMINA III

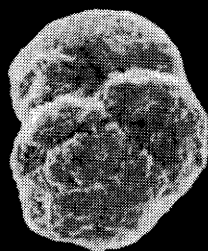
1. *Globorotalia sp.* (ver texto). Ejemplar MM-17, muestra 212482, x120.
2. Intermedio entre *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth y *Globorotalia mernardii* (Parker, Jones y Brady, ex d'Orbigny) (ver texto). Ejemplar MM-5, muestra 312482, x120.
3. *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth. Ejemplar MM-6, tipo *G. magnifica* Bizon y Glaçon, con morfología avanzada (sutura espiral limbada en parte) muestra 312482, x120.
4. *Globorotalia miozea*. Finlay. Ejemplar MM-4, muestra 312482, x120.



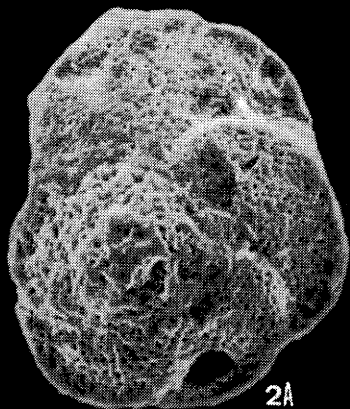
1A



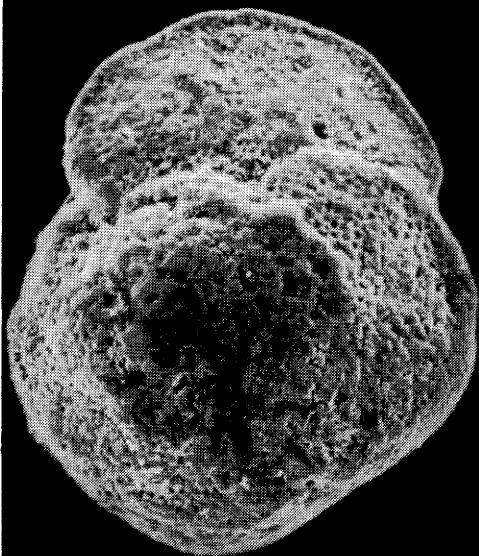
1B



1C



2A



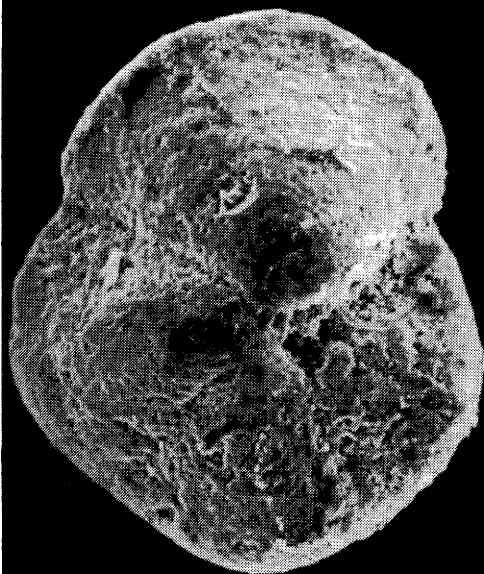
3A



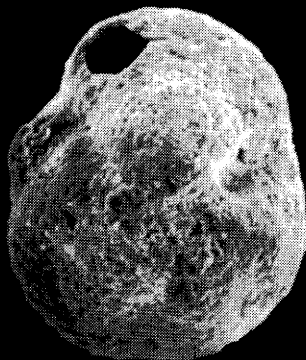
3B



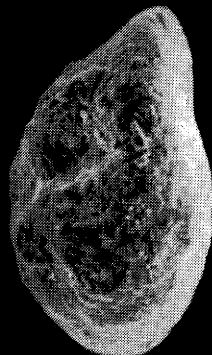
2B



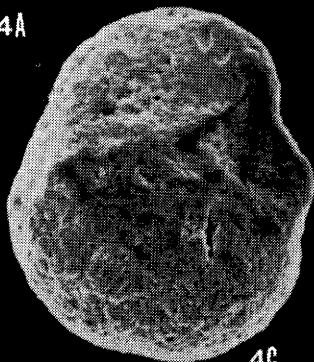
3C



4A

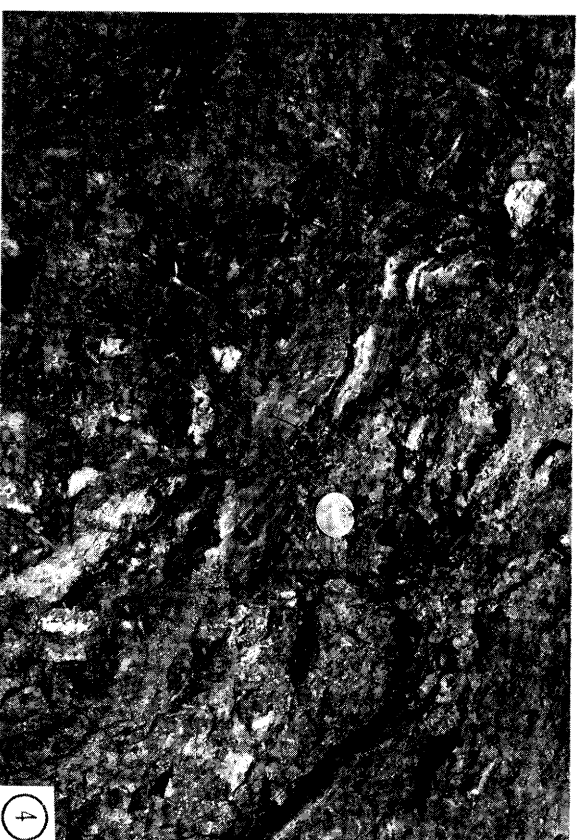


4B



4C





nar, categóricamente, la posibilidad de que pertenezca al Serravallense «inferior» (pre B.U.A. de *T. peripheroronda*).

**Como conclusión de todo lo expuesto**, los materiales estudiados deben pertenecer al Serravallense, sin excluir la presencia del Langhense «superior» y/o del Tortonense «basal».

## ESTRUCTURA

El análisis detallado de los contactos y la cartografía del área del cerro Ballesteros y alrededores, indica que las dolomías y rocas volcánicas situadas en su base reposan, tectónicamente, sobre los terrenos miocénicos más arriba datados, de manera que éstos aparecen en ventana tectónica. La cartografía indica que la superposición, en sentido horizontal, ha sido como mínimo de 2,5 Km. (figs. 1 y 2). Aunque no existen criterios definitivos, la geología regional sugiere que los desplazamientos debieron realizarse desde el S hacia el N. o quizás NW. En cartografía, la geometría de la superficie de cabalgamiento y los buzamientos de las dolomías, en los alrededores de las ventanas, indican que la unidad cabalgante presenta un neto cepillamiento basal, ya señalado por Foucault (1976).

Por su parte, los materiales miocénicos del área presentan señales de deformaciones relativamente intensas. Así, las calcarenitas de la formación de Moreda, aflorantes al W. de la estación de F.C. de Piñar y en el Cortijo de Faucena, poseen buzamientos en general hacia el S.SE (Fig. 1) y presentan un diaclasado apretado (*close jointing*) buzante al N., el cual limita cuerpos sigmoidales en virtud de una fuerte refracción debida a diferencias en la granulometría de los distintos estratos

## LAMINA IV

1. *Close jointing* fuertemente refractado en las calcarenitas de la formación de Moreda al E del Cortijo de Faucena (corte del camino que conduce a este cortijo).
2. Detalle del *close jointing*. Deformaciones tardías llegan a producir una rotación antihoraria del mismo en algunos puntos.
3. Banda de milonitización de la falla situada al pie de la ladera N. de Sierra Arana. Los materiales triturados y rubefactados son esencialmente dolomías y rocas subvolcánicas.
4. Detalle de la banda de milonitización, que muestra estructuras de fluxión características. Los materiales rubefactados de naturaleza arcillosa corresponden en general a rocas subvolcánicas básicas intensamente trituradas y alteradas.

(Lám. IV, 1). Este *close jointing* afecta a una serie en posición normal y podría ir asociado al desarrollo de estructuras mayores, tales como pliegues de vergencia S, que desgraciadamente no son visibles. En algún punto parece que ha habido deslizamientos tardíos hacia el N. (sentido antihorario) a favor de los planos de estratificación, que tienden a exagerar la refracción e, incluso, a invertir el sentido de buzamiento del diaclasado (lám. IV, 2).

Dentro del sector en que se encuentran las ventanas (Fig. 2) y, más concretamente, en la del Cortijo de la Rozuela, la datación de las margas blancas permite asegurar que la serie está invertida, ya que la muestra topográficamente más baja pertenece a la zona N15 y la topográficamente más alta es Langhense superior-Serravallense inferior. De este modo, las calcarenitas geoméricamente suprayacentes pueden en realidad pertenecer al techo de la formación de Moreda. Parece fuera de toda duda que la causa de la inversión hay que buscarla en el cabalgamiento hacia el N o el NW del conjunto de Sierra Arana sobre los materiales miocénicos de las ventanas, hecho que puede asimismo correlacionarse con la probable deformación del *close jointing* de las calcarenitas de la formación Moreda en los alrededores del Cortijo de Faucena.

Tanto las ventanas de material miocénico, como los afloramientos de rocas volcánicas del Cortijo del Cura y alrededores, son cortados, por el S, por una falla de dirección N80E, que llega a producir una banda amplia de intensa milonitización (lám. IV, 3 y 4). La presencia de estrías horizontales indica un funcionamiento como desgarre dextrorso. Este accidente, bien visible en foto aérea, se continúa dentro de las dolomías, tanto hacia el W como hacia el E, donde llega a separar Sierra Arana de la formación continental plioceno-cuaternaria (Fig. 1). La importancia de este accidente no ha sido aún definitivamente evaluada pero, habida cuenta de la asignación por otros autores (García-Dueñas, 1968, Foucault, 1976) de determinadas alineaciones de relieves próximos (Peñón del Cuchillo, Peña de la Cruz) a unidades diferentes de la de Sierra Arana, no podemos excluir la posibilidad de que las dolomías y rocas volcánicas de las inmediaciones del cerro Ballesteros pertenezcan a una unidad tectónica independiente.

Otros accidentes tectónicos y neotectónicos paralelos, muy importantes y de funcionamiento dextrorso, existen en las proximidades del área estudiada. Entre éstos se puede mencionar la falla de Píñar (Comas, 1978), la de Almuéjar (Balanyà, 1982) o la falla que separa el borde N de Sierra Arana (al N del Peñón de la Giganta) de los terrenos plioceno-cuaternarios del corredor de Bogarre, que probablemente ac-

tuó durante el depósito de aquéllos y que, en cualquier caso, ha funcionado posteriormente en régimen comprensivo, dando lugar a estructuras de vergencia S dentro de los propios conglomerados (Estévez y Sanz de Galdeano, 1980).

Este contexto sugiere la posibilidad de que el cabalgamiento de Sierra Arana pudiera ser debido a un funcionamiento antiguo de tales accidentes, cuya relación con la denominada falla de Crevillente (Foucault, 1974), del Negratín (Estévez *et al.*, 1976), de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) o simplemente sistema de fallas Bético (Van de Fliert, *et al.*, 1980), es evidente.

## EDAD DEL CABALGAMIENTO

De acuerdo con las dataciones efectuadas, los materiales más modernos afectados por el cabalgamiento, pertenecen a la biozona N15. En términos cronoestratigráficos, este intervalo se localiza en el Serravallense superior o en el Tortonense basal, según se sitúe el límite Serravallense/Tortonense (*cf. supra*).

Por otra parte, sobre los materiales de Sierra Arana se apoyan materiales marinos calcareníticos y conglomeráticos, prácticamente sin deformar, que en algunos puntos de la Depresión de Granada han podido ser datados como tortonenses (biozona N16, González Donoso, 1977-78).

En tanto no se defina, inequívocamente, el límite Serravallense/Tortonense, podemos hablar, informalmente, de un cabalgamiento finiserravallense.

La existencia de una fase tectónica finiserravallense, en amplios sectores de la Cordillera Bética, es un hecho bien establecido (Rodríguez-Fernández, 1982) y su asociación con el funcionamiento de importantes fallas de salto en dirección también ha sido puesta de manifiesto recientemente (González-Donoso, *et al.*, 1983).

## BIBLIOGRAFIA

- BALANYA, J.C. (1982).—*Las unidades de la zona de escamas Despeñadero-Cañamaya y su relación estructural con la zona Bética y el Subbético Interno (Cordilleras Béticas Centrales)*, tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 90 págs.
- BANNER, F.T. y BLOW, W.H. (1960).—Some primary types of species belonging to the superfamily Globigerinaceae. *Cushman Found. Foram. Research Contr.*, 11, 1-41.
- BIZON, G. y BIZON, J.J. (1972). Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin Méditerranéen oligocène à quaternaire. Paris, *Ed. Technip*, 316 págs.

- BIZON, G.; CITA, M.B.; WRIGTH, R. y MULLER, C. (1978).—D.S.D.P. Leg. 42A biostratigraphic range charts. *Init. Rep. D.S.D.P.* XLII, 1, 1.095-1.138.
- BIZON, G. y GLAÇON, G. (1978).—Morphological investigations on the genus *Globorotalia* from site 372. *Init. Rep. D.S.D.P.*, XLII, 1, 687-707.
- BLOW, W.H. (1960).—Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Internat. Conf. Plankt. Microfossils*, Ist, Geneva 1967, Proc., 1, 199-422.
- CATI, F., *et al.* (1968).—Biostratigraphia del Neogene mediterraneo basata sui formiferi planctonici. *Soc. Geol. Ital. Boll.*, 87, 491-503.
- CITA, M.B. (1976).—Planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene. *Progress in Microp. Am. Mus. Nat. Hist.* Sp. Publ., 47-68.
- CITA, M.B. y BLOW, W.H. (1969).—The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type-sections in Italy. *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 75, 549-603.
- CITA, M.B.; PREMOLI SILVA, I. y ROSSI, R.C. (1965).—Foraminiferi planctonici del Tortoniano-tipo. *Riv. Ital. Pal. Strat.* 71, 217-308.
- COMAS, M.C. (1978).—*Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis Univ. Bilbao, 323 págs.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1960).—Le problème de l'âge des nappes Alpujarrides d'Andalousie. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* (2), 3, 181-187.
- ESTEVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1980).—La néotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. de Grenade). *Cuad. Geol.*, 11, 7-29.
- FEINBERG, H. y LORENZ, H.G. (1973).—La lignée évolutive de *Globorotalia miozea*, s.l. dans le Miocène méditerranéen *Not. Serv. géol. Maroc.*, 33, 249, 31-45.
- FOUCAULT, A. (1976).—Compléments sur la géologie de l'Ouest de la Sierra Arana et des ses environs (province de Grenade, Espagne). *B.S.G.F.* (7), 68, 649-658.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. (1968).—Hipótesis sobre la posición tectónica de Sierra Arana (Granada). *Acta. Geol. Hisp.*, 3, 2, 29-34.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1976).—Alpujarrides, Maláguides et autres unités allochtones au nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *B.S.G.F.* (7), 18, 641-648.
- GONZALEZ DONOSO, J.M. (1977-78).—Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuad. Geol.*, 8-9, 191-204.
- GONZALEZ DONOSO, J.M. *et al.* (1983).—El Neógeno del borde, SE. de la Depresión de Granada y su conexión con el corredor de Las Alpujarras. *Com. X Congr. Nac. Sedimentología*.
- HARLAND, W.B. *et al.* (1982).—A geologic time scale. *Cambridge Earth Sc. Serv.*, 131 págs.
- MOLINA, E. (1979).—*Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)*. Tes. doct. Publ. Univ. Granada y Zaragoza, 342 págs.
- POSTUMA, J.A. (1971).—Manual of planktonic foraminifera. *Elsevier Publ. Co.*, Amsterdam, 420 págs.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral Univ. Granada. 224 págs.
- RYAN, W.B.F. *et al.* (1974).—A paleomagnetic assignment of Neogene Stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean «Salinity Crisis». *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 80, 4, 631-688.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).—Los grandes accidentes y fracturas de las Cordilleras Béticas *Est. Geol.* (en prensa).
- SERRANO, F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral. Publ. Univ. Málaga, 272 págs.

- STAINFORTH, R.M. *et al.* (1975).—Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *The Univ. Kansas Pal. Cont.*, 62, 425 págs.
- TJALSMA, R.C. (1971).—Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain). *Utrecht Micropal. Bull.*, 4, 161 págs.
- VAN DE FLIERT, J.R.; GRAVES, H.; HERMES, J.J. y DE SMET, M.E., A. (1980).—C Stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae Geol. Helv* 73, 223-237.
- WALTERS, R. (1965). The *Globorotalia zealandica* and *G. miozea* lineages. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 8, 1, 109-127.