

Localmente existen intercalaciones de origen tectónico de materiales triásicos de facies Keuper y de edad jurásica cuya situación se puede ver en la fig. 122. Las intercalaciones triásicas están compuestas por arcillas y margas de color rojo o rosa con una extensión de varios metros cuadrados, rodeados por margocalizas y margas del Senoniense. En el Cerrillo de los Chinos, situado 250 m al NW del Cortijo del Chaparral del Carmen, en terreno cultivado de olivar afloran con una extensión de unos 500 a 600 m<sup>2</sup> calizas nodulosas rojas y blancas. De acuerdo con su microfacies y los ammonites (Phylloceras sp., Ptychophylloceras sp., Aspidoceras sp.) de edad Kimmeridgiense-Tithónico.

Las muestras estudiadas presentan dos tipos de microfacies:

1) **Wackestone y packstone con foraminíferos planctónicos.** Se diferencian claramente dos asociaciones de foraminíferos planctónicos: una conteniendo Globotuncanas, Heterohelix y Hedbergella, y otra con Globorotalias y Globigerinas. Además presentan calcisferas, prismas de Inoceramus y algunos restos de equinodermos. Localmente hay fragmentos de cuarzo en un porcentaje de hasta el 10%. Los fragmentos de cuarzo tienen un diámetro medio de 0,15 mm y un diámetro máximo de 1,2 mm, frecuentemente se trata de cristales euhédricos mostrando secciones de hexágonos irregulares correspondientes a prismas bipiramidados. Se disponen dando una laminación paralela milimétrica. La laminación paralela en otras muestras viene dada por la disposición planar de los foraminíferos. Existen algunas cavidades y venas rellenas de calcita y algunas impregnaciones de óxidos de hierro.

2) **Wackestone de radiolarios.** Los radiolarios presentan un diámetro medio de 0,2 mm. Estas facies se encuentran frecuentemente silicificadas, con sílex de color negro de dos tipos texturales: a) calcedonita fibrosa en los caparazones de radiolarios y b) cuarzo con textura en mosaico de cristales cripto y microcristalinos de menos de 50  $\mu$  de tamaño, formando la mayor parte de los nódulos. La silicificación sería anterior a la compactación final y se observan en lámina delgada lechos de sílex de 2 cm de espesor en cuyo interior los radiolarios presentan secciones perfectamente circulares, sin deformar, mientras que fuera del lecho silíceo presentan formas aplanadas elipsoidales deformadas por compactación. Existen algunas fracturillas rellenas de esparita que atraviesan a los nódulos posteriores a la silicificación y manchas de óxido de hierro dispersas.

### III.3.7.2. Edad

Aunque no se ha realizado un estudio micropaleontológico exhaustivo, algunas muestras han proporcionado gran cantidad de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense y del Paleoceno, así:

Muestras A-126 y 127: Globotruncana falsostuarti SIGAL, Globotruncana arca CUSHMAN, Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncanita stuatiformis DALBIEZ, Rosita fornicata PLUMMER, Globotruncanita stuarti DE L'APPARENT, Globotruncanita conica WHITE, Globotruncanita ventricosa WHITE, Archaeoglobigerina sp. del Maastrichtiense.

Muestras A-132 y 133: Globorotalia pseudobulloides PLUMMER, Globorotalia compressa PLUMMER, Globorotalia trinidadensis BOLLI, Globigerina trilocolinoides PLUMMER, del Paleoceno.

### III.3.7.3. Consideraciones genéticas

De acuerdo con su litología y contenido fósil se trata de sedimentos de carácter pelágico, fangos calcáreos, ricos en foraminíferos planctónicos y probablemente cocolitos, con aportes desde las áreas continentales muy escasos, lo que concuerda con una posición de esta cuenca alejada de la costa y explica la naturaleza notablemente biogénica de los sedimentos, dado que los restos orgánicos podían acumularse en cantidades importantes sin quedar diluidos por otro tipo de aportes. El carácter generalmente fino del sedimento y la ausencia usual de estructuras sedimentarias, a veces incluso de estratificación, indicarían que la acumulación se produjo por decantación gravitatoria, prácticamente continua, del sedimento.

En cuanto a las intercalaciones de materiales triásicos de facies Keuper así como la presencia de cristales de cuarzo idiomorfo y cantos de arcillas verdes o rojas que proceden probablemente de éstos, no se tienen datos para precisar si estarían ligadas a extrusiones diapíricas o a pequeños olistolitos de estos materiales. Extrusiones durante el Cretácico, de materiales de facies Keuper, han sido puestas de manifiesto por SANZ DE GALDEANO (1973) y RUIZ-ORTIZ (1980) en el Subbético Externo y en las Unidades Intermedias. La intercalación de calizas nodulosas del Malm podría corresponder a un olistolito, similar aunque de menor escala a los de la Peña de Martos estudiado por GUIGON y BUSNARDO (1972), SANZ DE GALDEANO (1973) y RUIZ-ORTIZ (1980), o a los olistolitos al E y S de Luque (RUIZ-ORTIZ et al, 1986; y apartado II.1.4). Está claro que se habría originado a partir de procesos erosivos (¿subaéreos?) que se produjeron en un lugar distinto al ocupado actualmente por estas calizas. En cuanto a su procedencia lo más lógico es que tuvieran su raíz en la propia Unidad del Ahillo donde existen calizas nodulosas en el Malm.

La Formación Quípar-Jorquera como ya indicaron COMAS et al. (1982) presenta características muy parecidas a la Formación Capas Rojas de la cual se diferencia sólo en el color, y correspondería a un cambio lateral de facies de esta última formación hacia partes más próximas al continente donde pierde su color rosado. No se

tienen datos en la Unidad del Ahillo para cuantificar la batimetría que de acuerdo con COMAS et al (1982) se considera que sería del mismo orden de magnitud que la Formación Capas Rojas. En el apartado 11.3.7.3. se comentan, además de este aspecto, distintas características genéticas de estas facies pelágicas (estratificación rítmica, origen de la laminación, ichnofacies e importancia de la bioturbación y posibles influencias de aportes turbidíticos).

### III.4. UNIDAD DEL VENTISQUERO

#### III.4.1. Rasgos generales

Comprende una región montañosa situada al S y E de Valdepeñas de Jaén y al NE de Castillo de Locubín, con numerosos vértices por encima de los 1500 m (Ventisquero, Cuezuela, Cruz, Altomiro, Noguerones, Cornicabra, Marroquí). He diferenciado en esta unidad las siguientes formaciones:

- 1) Formación Gavilán (L). Dolomías y calizas liásicas.
- 2) Formación Veleta (J<sub>1</sub>). Calizas, localmente con sílex, de edad Bajociense.
- 3) Formación Ammonitico Rosso superior (J<sub>2</sub>). Calizas nodulosas con ammonites del Bajociense-Berriasiense.
- 4) Formación Carretero (G). Calizas margosas y margocalizas del Neocomiense-Barremiense.
- 5) Formación Carbonero (G<sub>1</sub>). Margas grises con intercalaciones de brechas y conglomerados, turbiditas, arcillas oscuras y radiolaritas, conteniendo localmente abundante materia orgánica, del Aptiense-Albiense.
- 6) Formación Capas Rojas (C). Margas y calizas margosas del Cretácico superior.

Todas estas denominaciones han sido empleadas en unidades descritas anteriormente excepto la de Formación Carbonero, característica y definida aquí por primera vez para esta unidad. La denominación corresponde al cortijo Carbonero situado 3,8 Km al SE de Valdepeñas de Jaén, de fácil acceso a través de la pista que conduce desde esta última población a Frailes, y donde aflora bien expuesta esta formación. Coincide, además, su nombre con el color predominante de la misma.

La situación de la unidad y de sus distintas formaciones puede verse en la figura 123. Se han estudiado las secciones Ventisquero 1 (figs. 124, 125 y 126), Ventisquero 2 (figs. 127 y 128), Ventisquero 3 (figs. 129 y 130), Noguerones (fig. 131), Cornicabra 1 y 2 (figs. 132 y 133), Gracia (fig. 134), Barbahijar (figs. 135, 136 y 137) y W de Carboneros (fig. 138) cuya situación se encuentra en la figura 123.

#### III.4.2. Formación Gavilán (L)

##### III.4.2.1. Facies y microfacies

Son dolomías y calizas de color gris. Los mejores afloramientos se encuentran al E de Valdepeñas, en la alineación

UNIDAD DEL VENTISQUERO

- |                  |                     |
|------------------|---------------------|
| 1: Ventisquero-1 | 5: Cornicabra 1 y 2 |
| 2: Ventisquero-2 | 6: Gracia           |
| 3: Ventisquero-3 | 7: Barbahijar       |
| 4: Noguerones    | 8: W de Carboneros  |

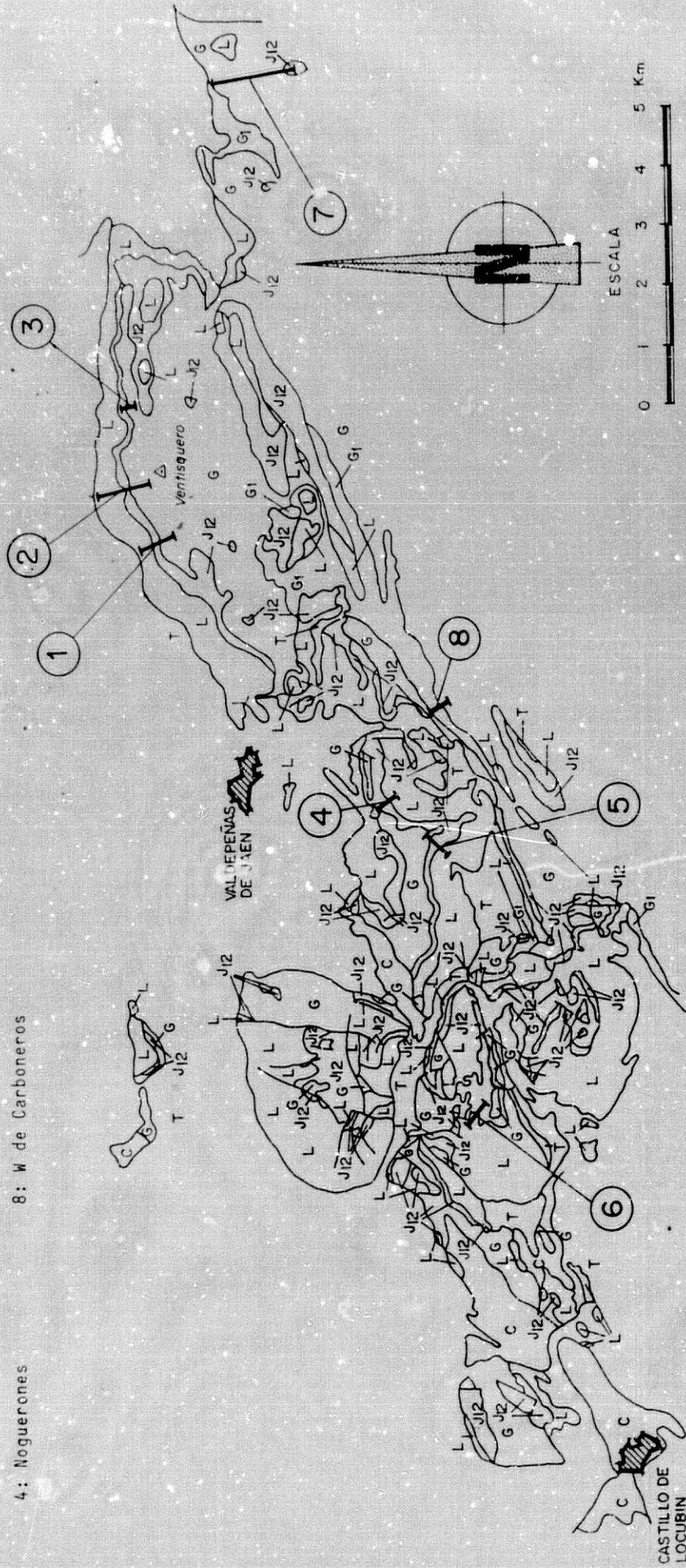


Figura 123. Situación de las distintas formaciones y secciones estudiadas en la Unidad del Ventisquero.

FORMACION GAVILAN - UNIDAD DEL VENTISQUERO

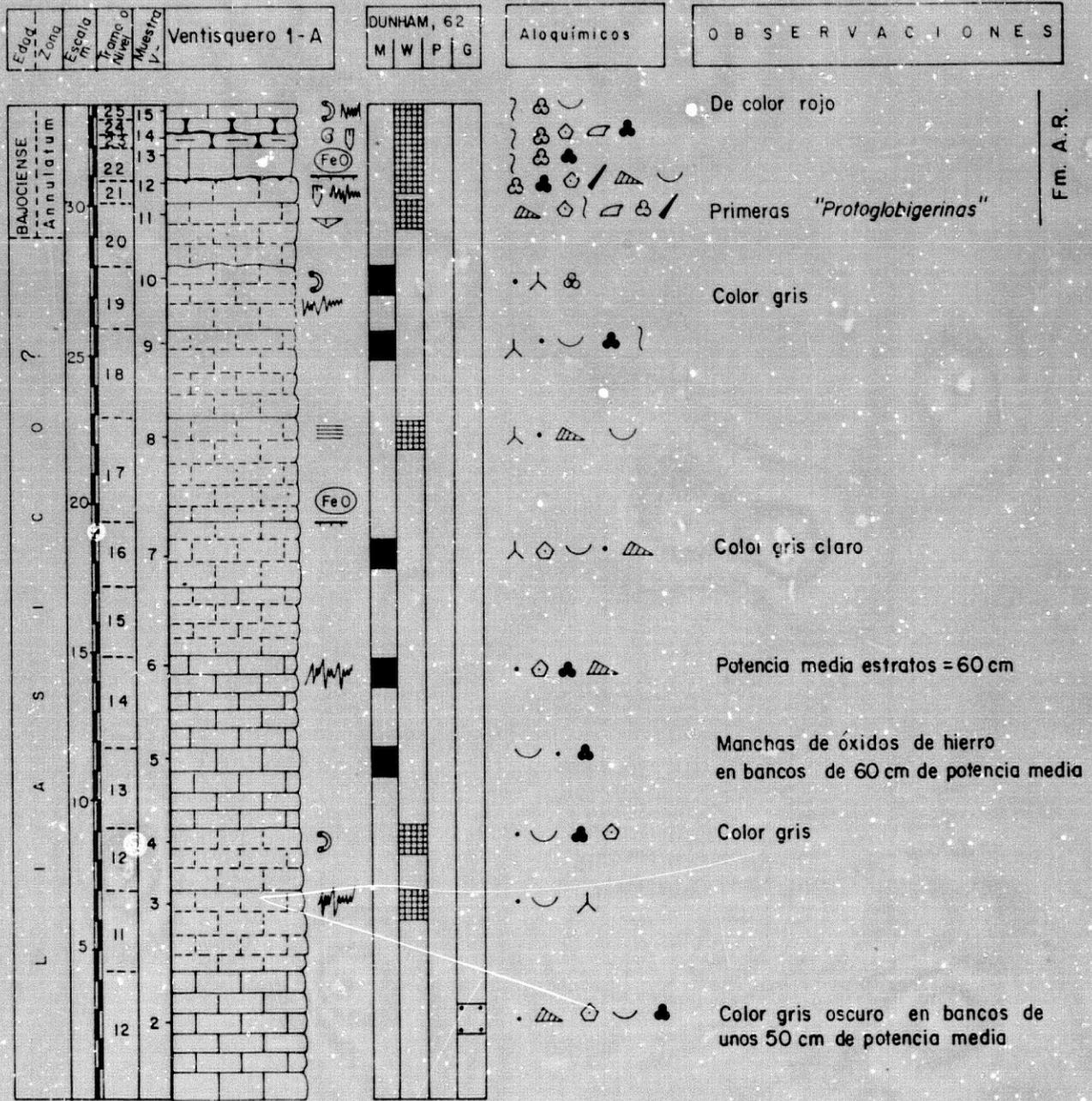


Figura 124

UNIDAD DEL VENTISQUERO

FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR

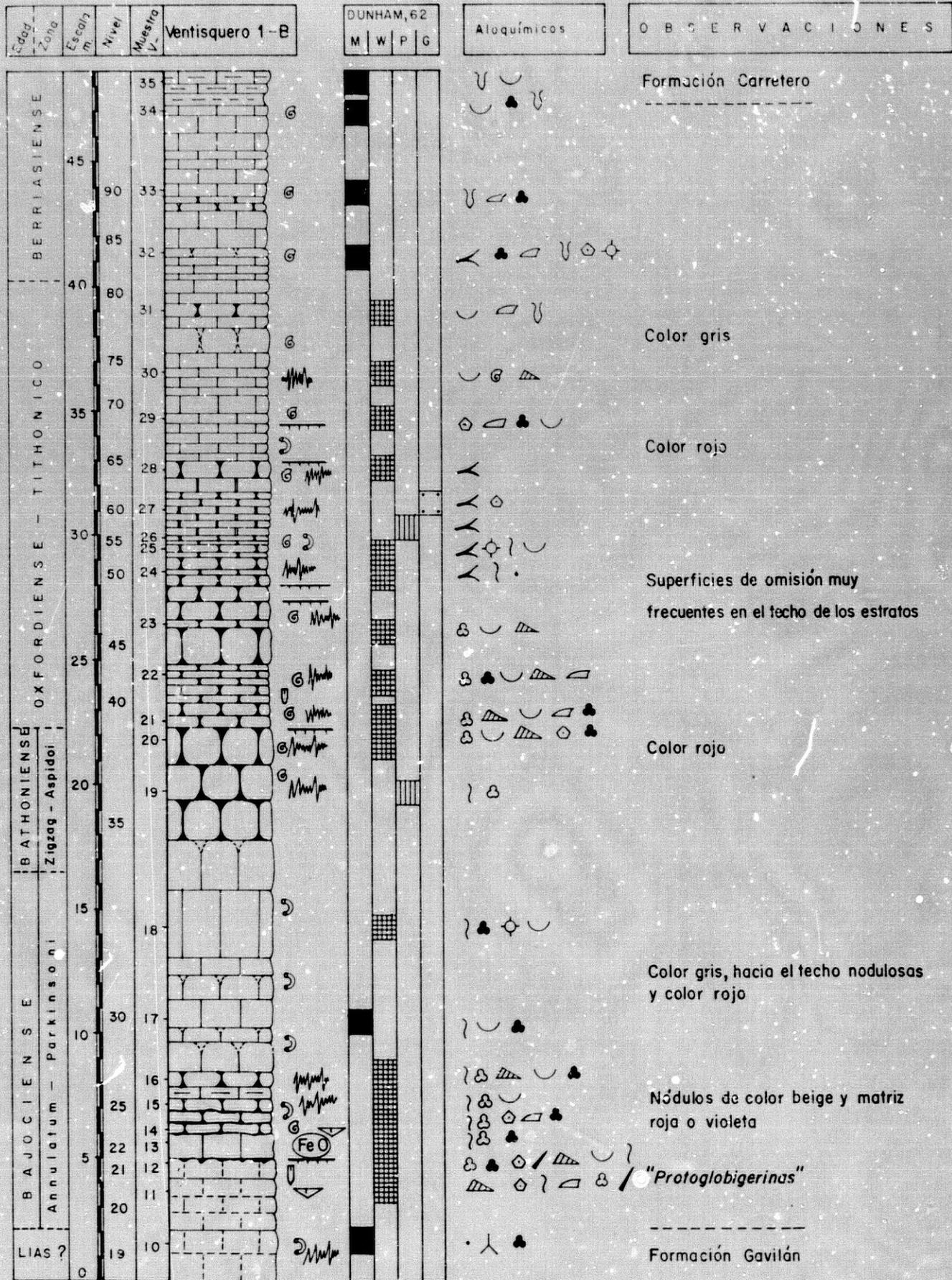


Figura 125

FORMACION CARRETERO - UNIDAD DEL VENTISQUERO

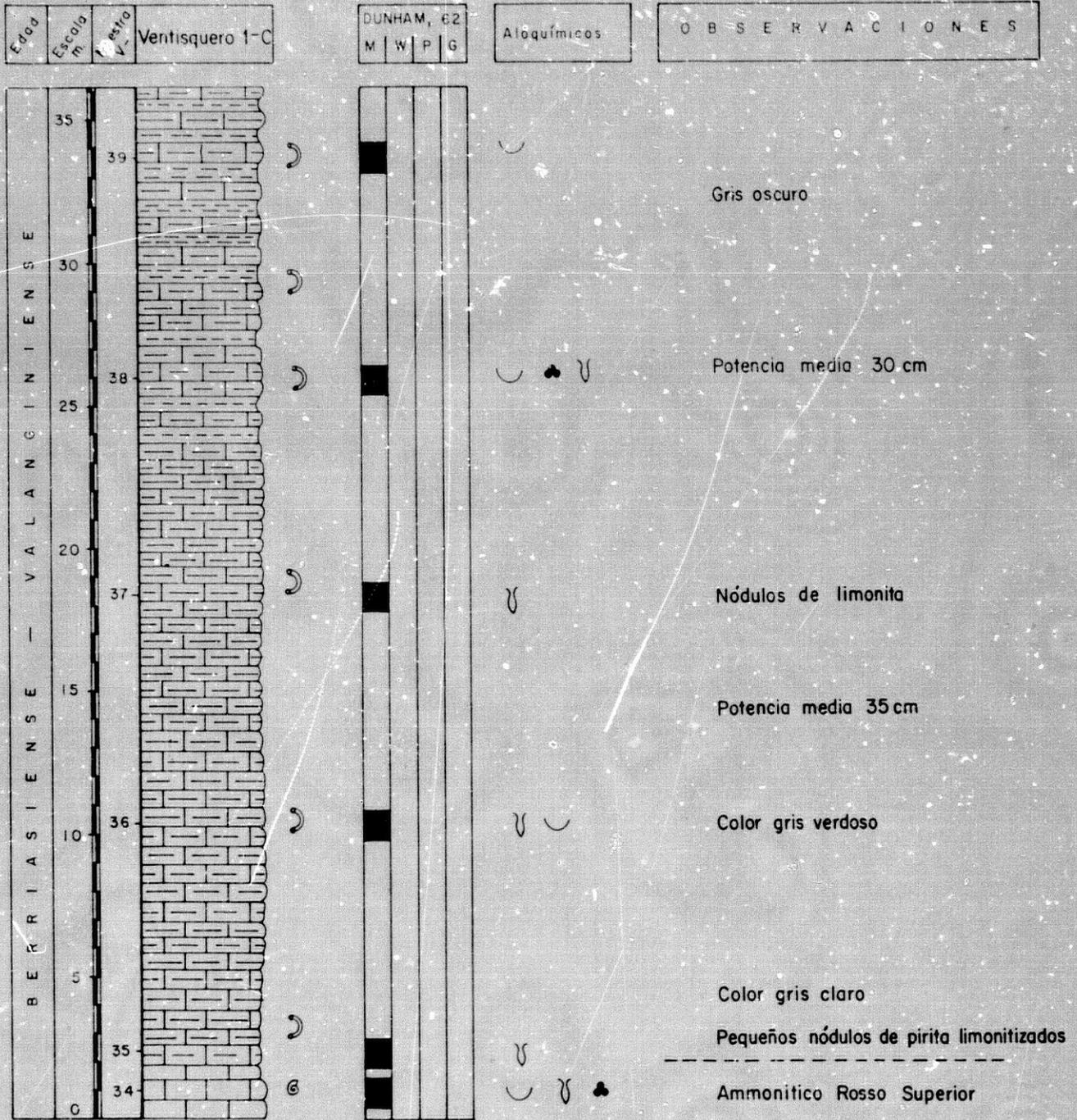


Figura 126

FORMACION GAVILAN - UNIDAD DEL VENTISQUERO

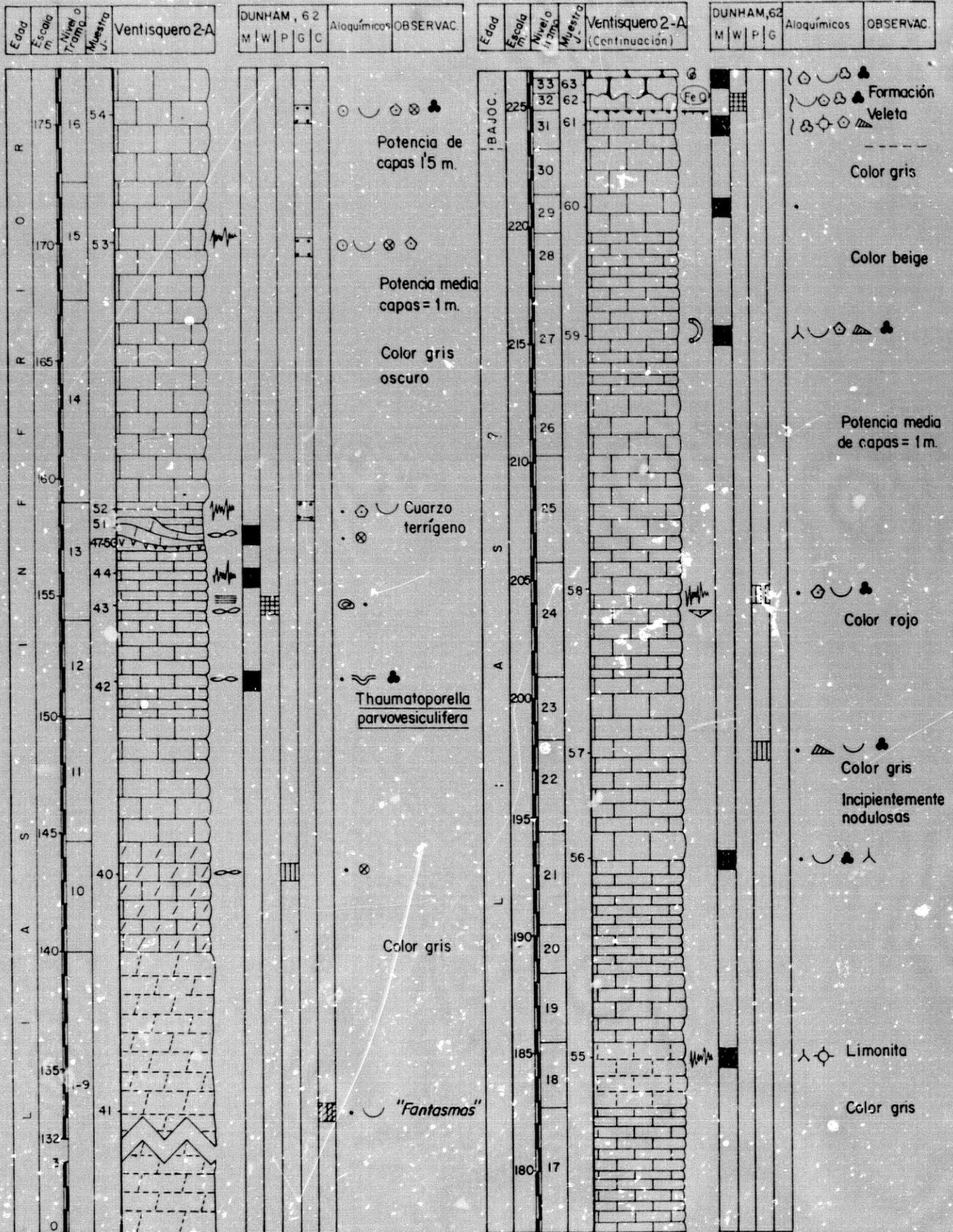


Figura 127

FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR . UNIDAD DEL VENTISQUERO

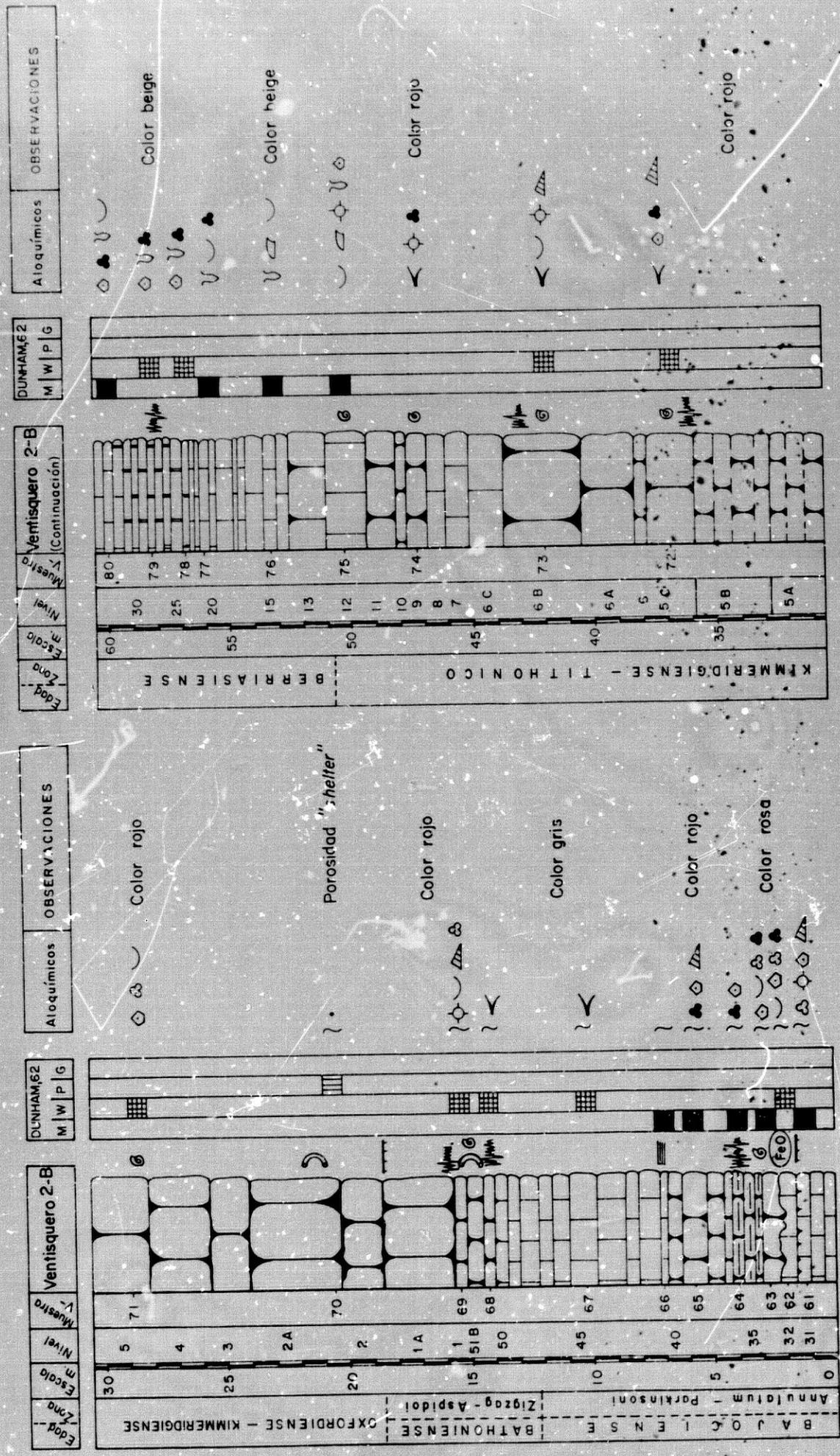


Figura 128

AMMONITICO ROSSO SUPERIOR - UNIDAD DEL VENTISQUERO

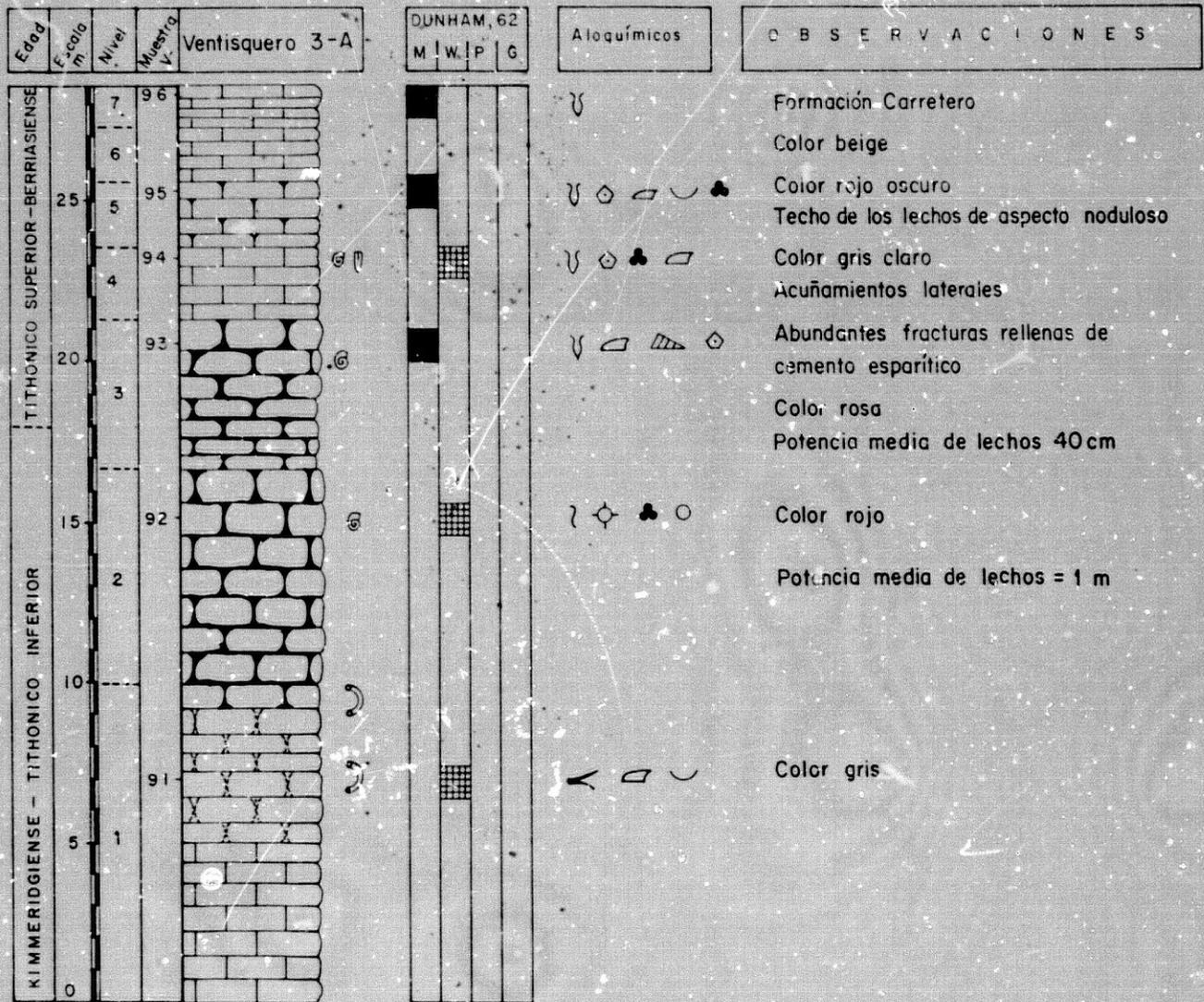


Figura 129

FORMACION CARRETERO - UNIDAD DEL VENTISQUERO

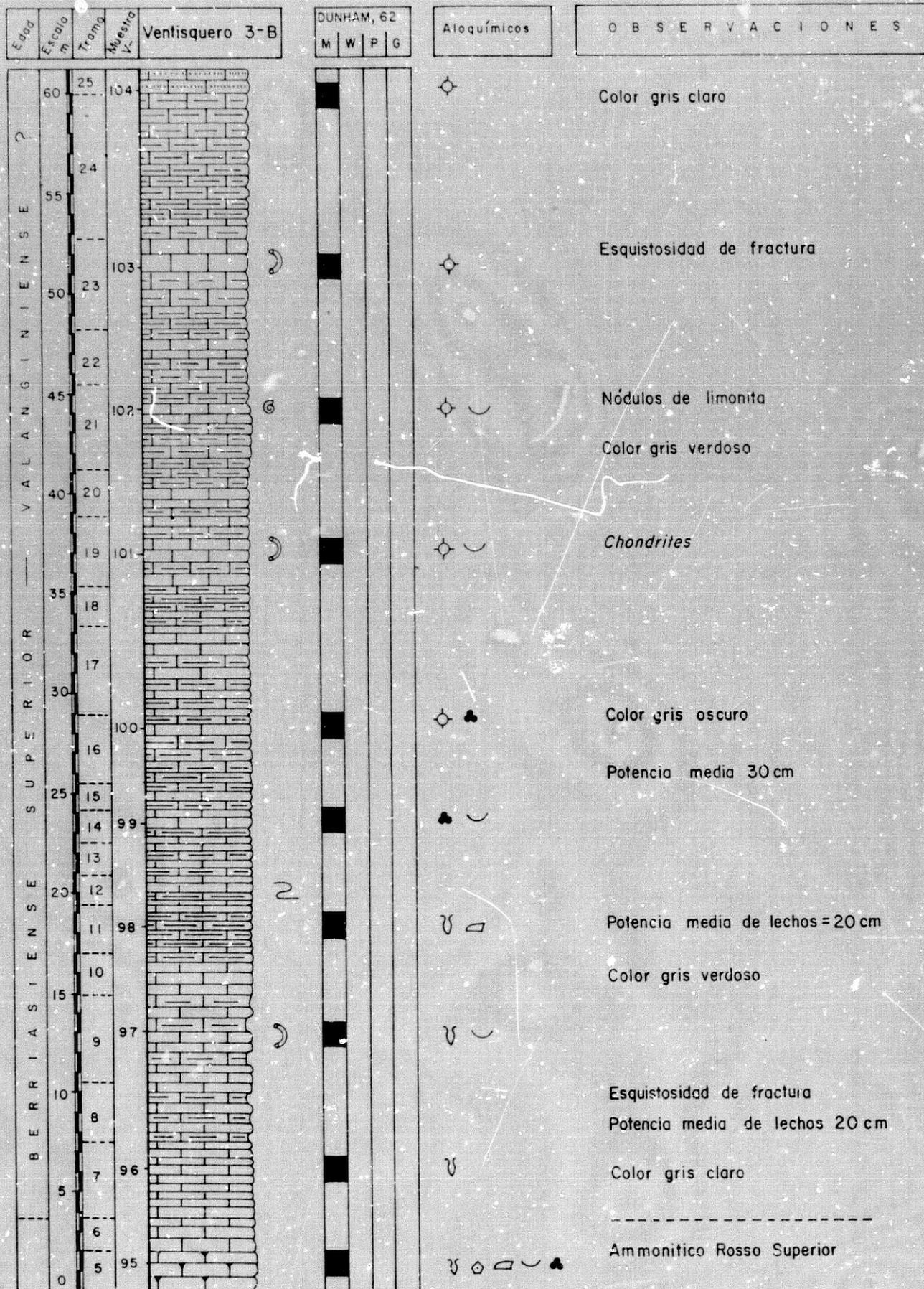


Figura 130

FORMACIONES GAVILAN Y VELETA - UNIDAD DEL VENTISQUERO

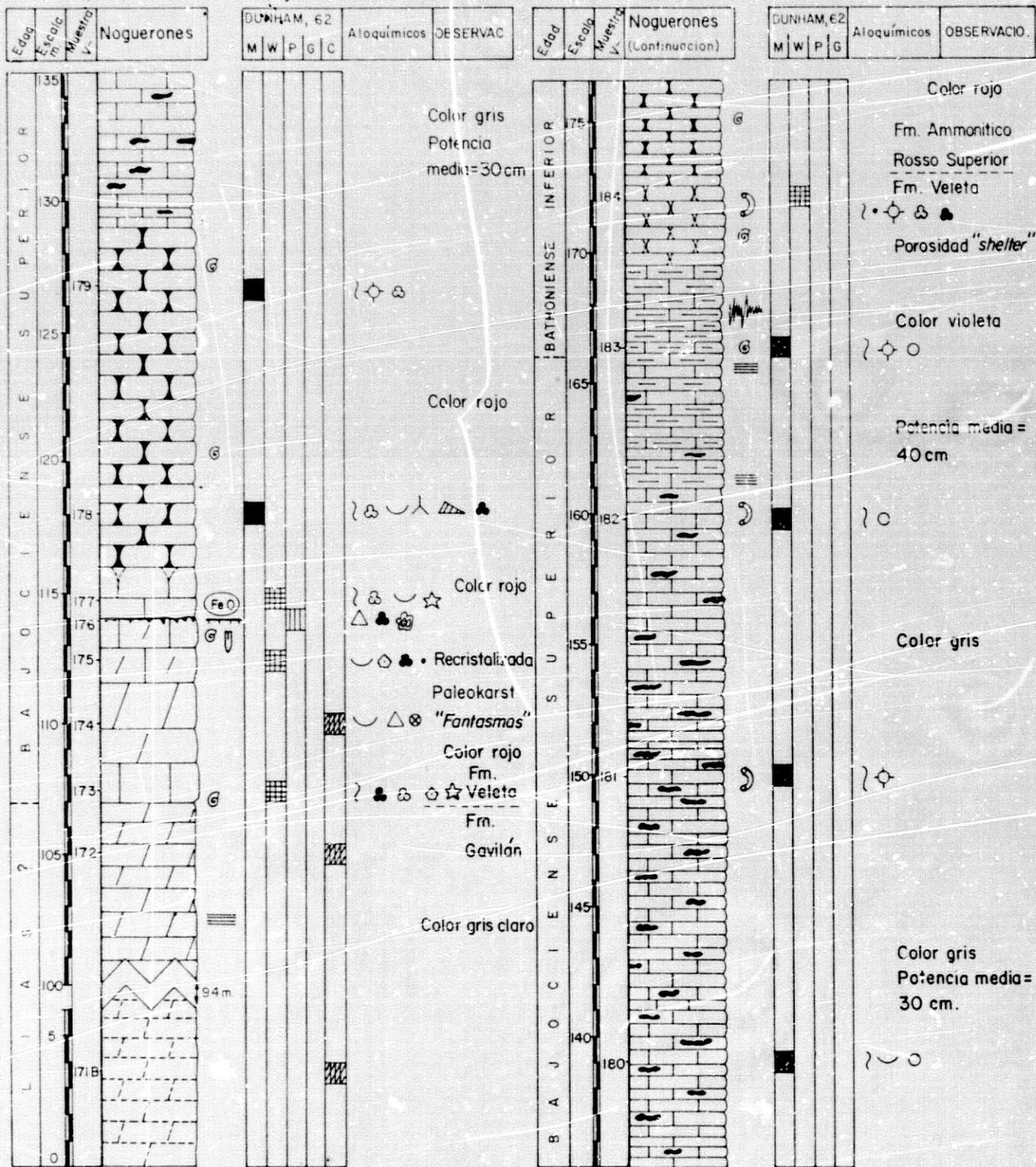


Figura 131



FORMACIONES VELETA Y AMMONITICO ROSSO SUPERIOR-UNIDAD DEL VENTISQUERO

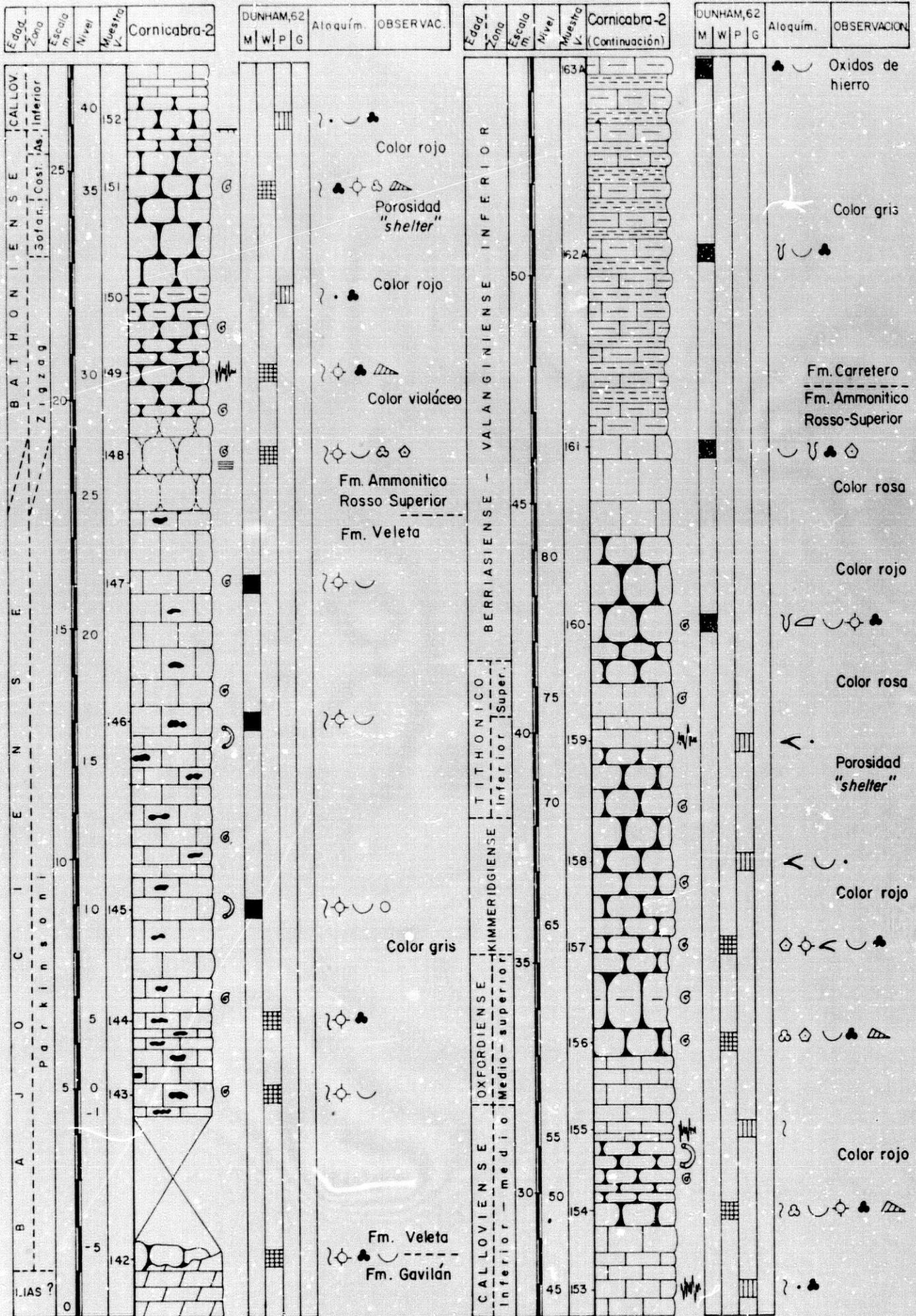


Figura 133

FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR - UNIDAD DEL VENTISQUERO

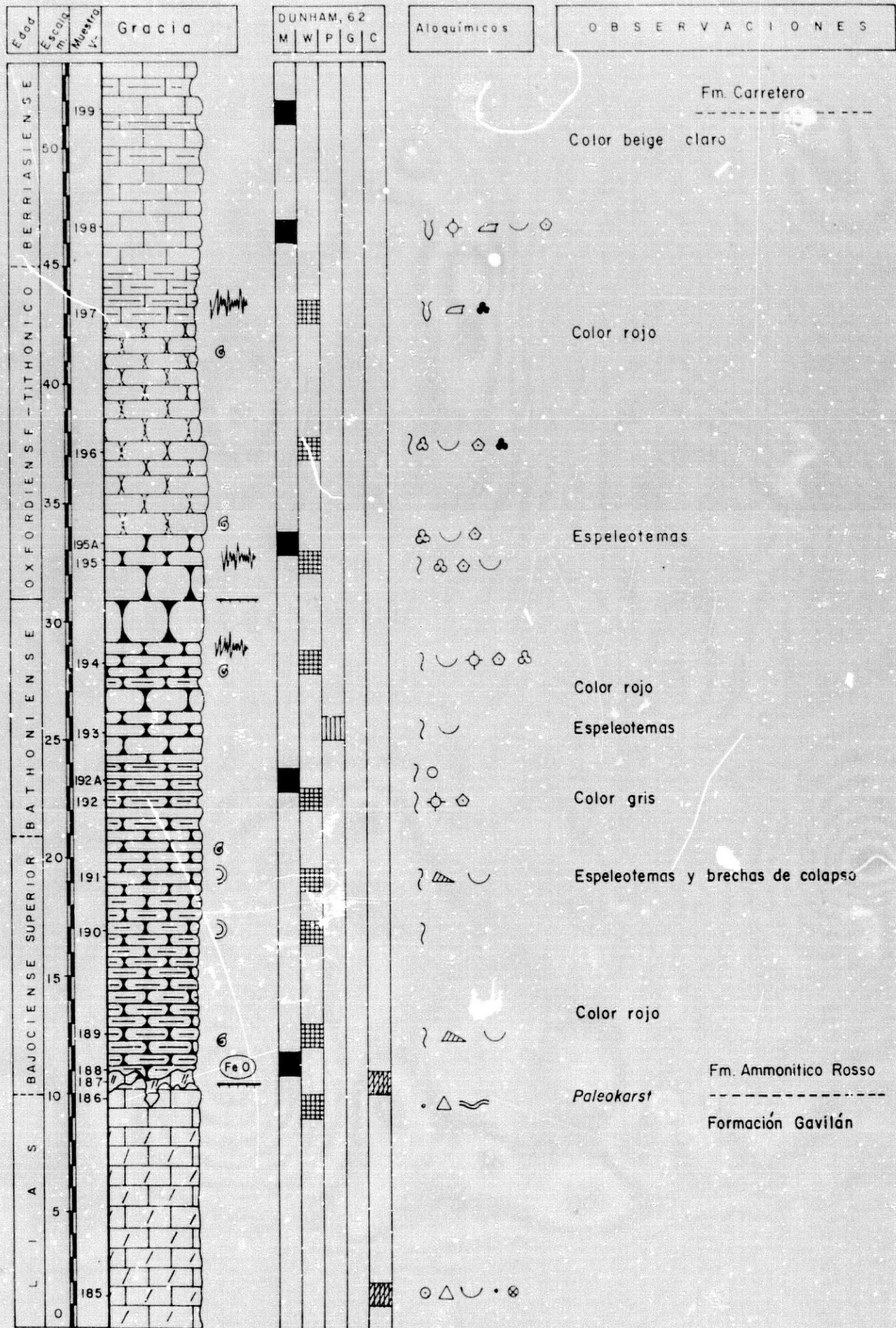


Figura 134

FORMACION CARRETERO — UNIDAD DEL VENTISQUERO

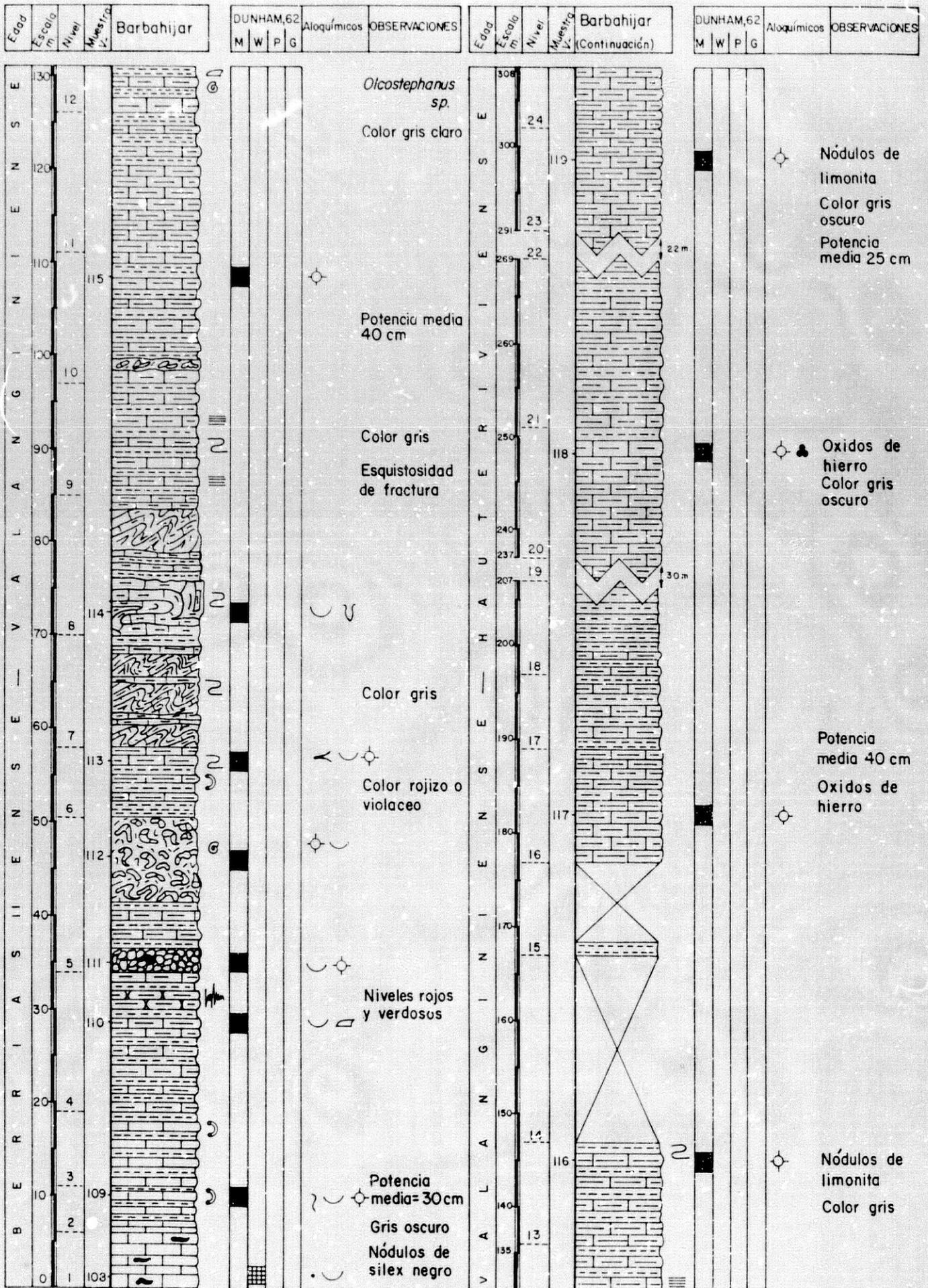


Figura 135

FORMACION CARRETERO — UNIDAD DEL VENTISQUERO

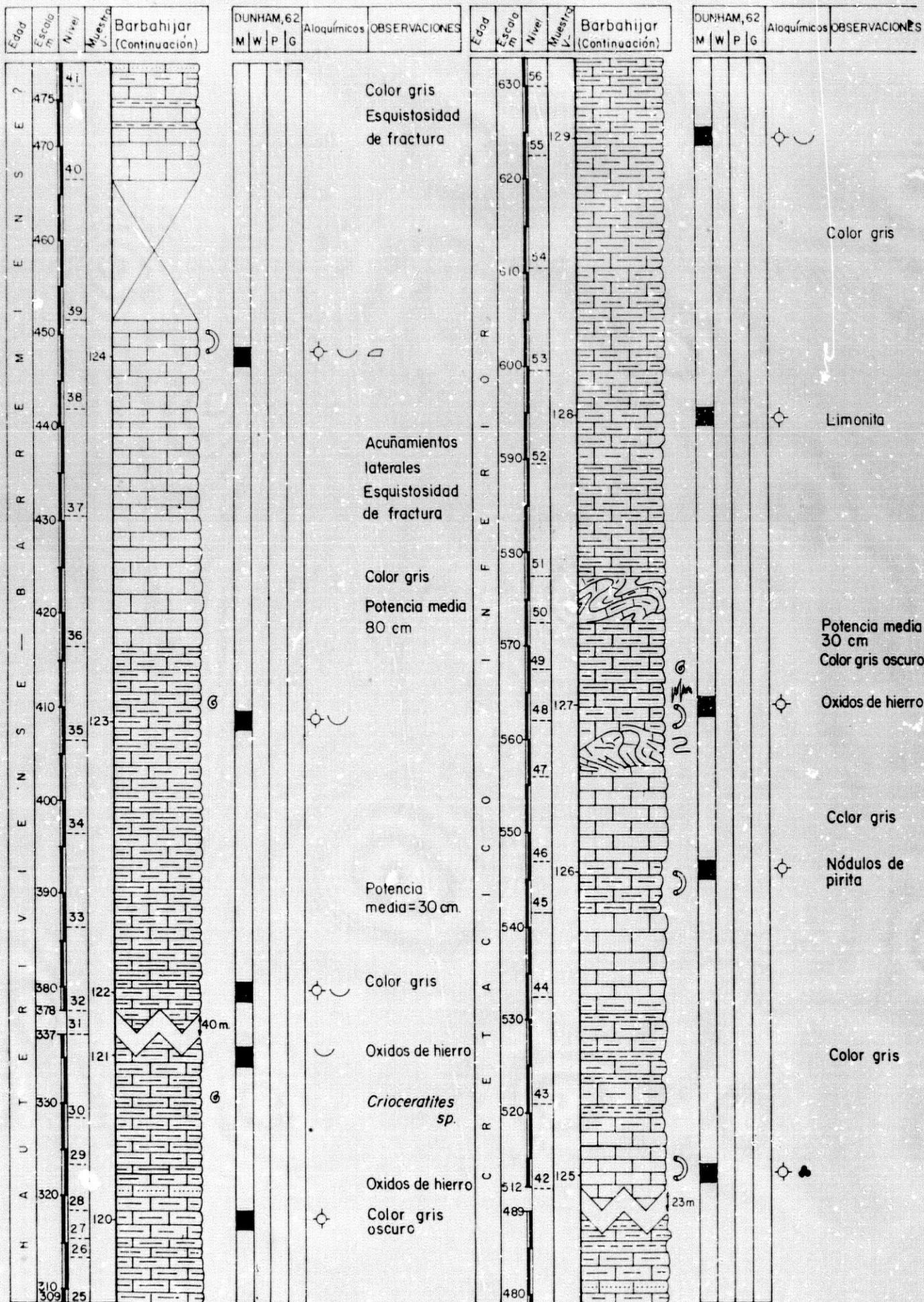


Figura 136

FORMACION CARRETERO — UNIDAD DEL VENTISQUERO

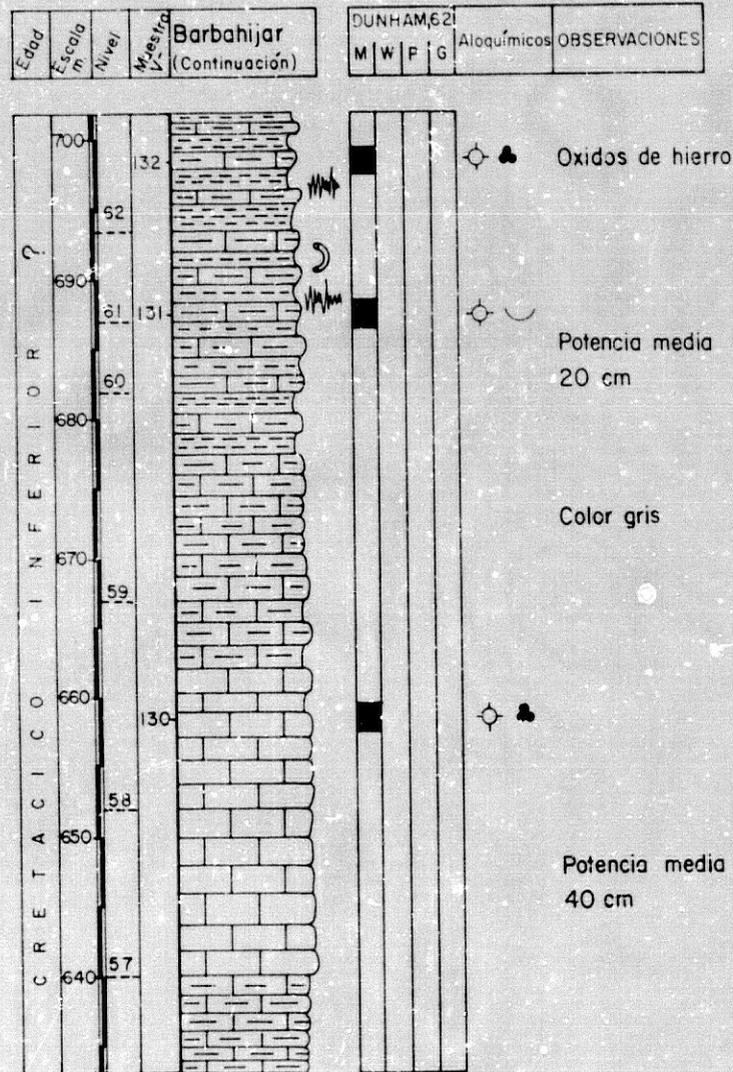


Figura 137

FORMACION CARBONERO - UNIDAD DEL VENTISQUERO  
Cortijo Solana de Morales

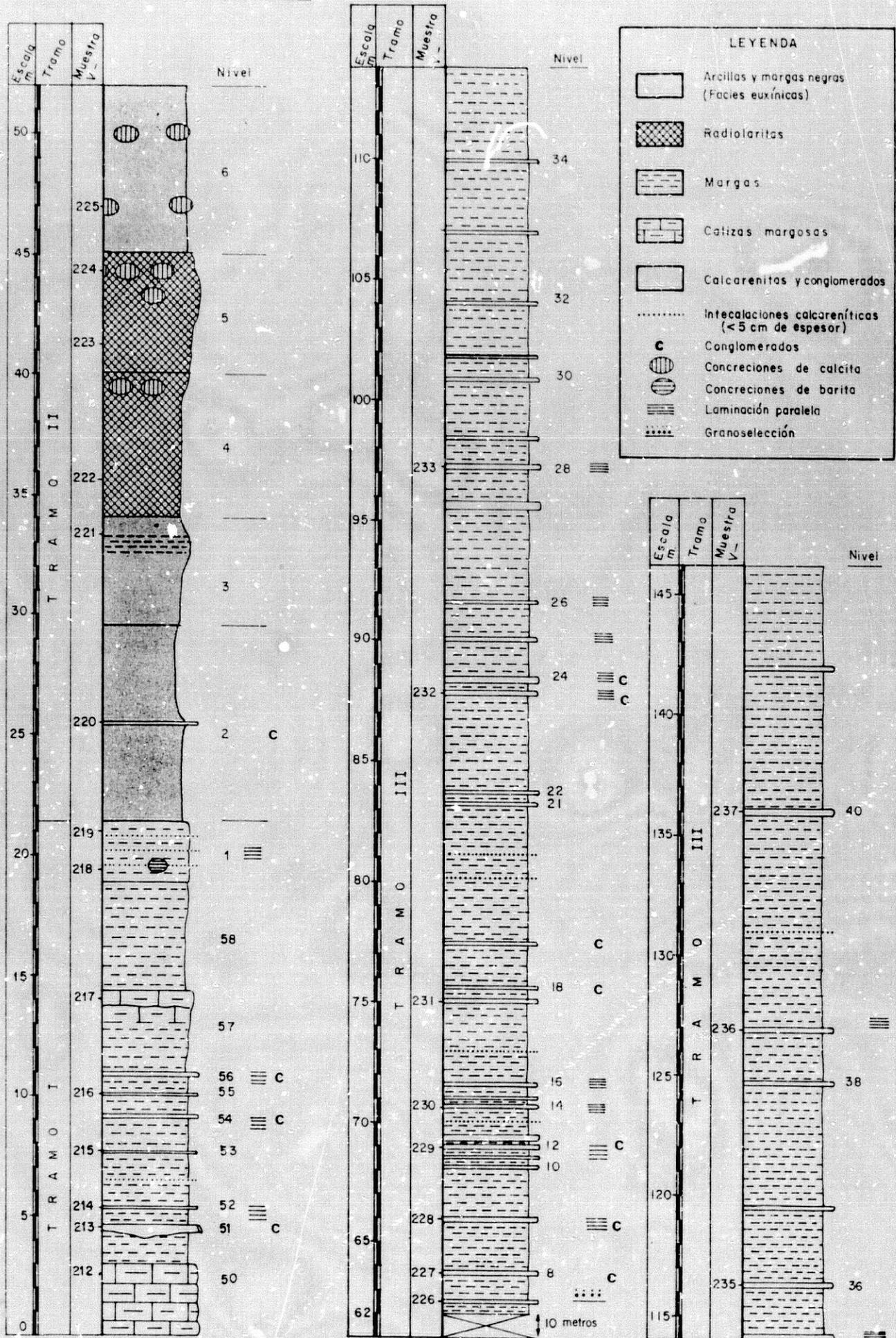


Figura 138

del Ventisquero, donde forman un gran escarpe que constituye el borde S de la ventana tectónica de Valdepeñas de Jaén.

Las dolomías se disponen sobre materiales triásicos de facies Keuper o Muschelkalk, o bien, por contacto de corrimiento, directamente sobre el Cretácico de las Unidades Intermedias de la ventana de Valdepeñas. Presentan un color gris oscuro y generalmente un aspecto masivo, aunque localmente se encuentran estratificadas en bancos potentes de 1,5 m de espesor por término medio. En su base, existen carnioles y se encuentran milonitizadas. Su potencia total es difícil de calcular debido a que su muro se encuentra tectonizado y normalmente recubierto por abundantes derrubios de pie de monte, así como por la existencia de fallas normales de borde. En el sector del Ventisquero puede estimarse que la potencia sobrepasa los 250 m, en los Noguerones y Cornicabra la potencia es mayor de 200 m y en Gracia es de unos 100 m.

Sobre las dolomías, gradualmente y con contacto irregular, se disponen calizas dolomíticas con un espesor medio de unos 5 m, de color gris y en lechos de unos 80 cm de potencia media, cuya dolomitización disminuye gradualmente hacia arriba en la secuencia pasando a calizas. Estas son generalmente de color gris oscuro y se presentan en bancos de unos 30 a 40 cm de potencia media. En la sección del Ventisquero 2A (fig. 127), hacia la base de las calizas y dando un relieve deprimido en el escarpe donde se ha levantado la sección, aparece una intercalación de unos 30 cm de espesor y tan solo varios metros de continuidad lateral, que corresponde a una roca ígnea muy alterada, probablemente volcánica, de color rojo violáceo. Esta intercalación puede ser similar a la descrita por BUSNARDO (1979, p. 56) en las dolomías de su corte del Ventisquero. Se han analizado por difracción de Rayos-X tres muestras de esta intercalación (V-47, 48 y 50) y su composición ha resultado ser: cuarzo, calcita, clorita, otros filosilicatos y pirita. Inmediatamente encima de esta intercalación existe un pequeño slump. Hacia arriba estas calizas se presentan en bancos más potentes de 1 a 2 m de espesor. En su parte más alta son ligeramente margosas y presentan localmente un aspecto noduloso incipiente y color rojo o violáceo, con abundantes braquiópodos en algunos niveles, y potencia media de lechos de 60 cm. La potencia máxima de este tramo calizo medida en la Sección Ventisquero 2 es de 79 m. Como rasgos peculiares hay que destacar la presencia en el Alto de la Cuevezuela de unos 25 m de calizas oclíticas de color gris con serie invertida. En el sector de Noguerones y Cornicabra la dolomitización ha alcanzado hasta el techo de la formación. En el sector de Noguerones aparecen dos niveles con 140 cm de espesor en total, de calizas dolomíticas, que presentan una porosidad oomóldica muy bien desarrollada, perfectamente observable a simple vista. En la sección de Gracia y áreas próximas puede observarse bien lo irregular que es la superficie alcanzada por la dolomitización. Esta llega al techo de la formación en algunos puntos mientras que en otros próximos al lugar donde se ha levantado la sección de Gracia (fig. 134) aparecen 8 m de calizas dolomíticas y 2 m de calizas.

En cuanto a microfacies he diferenciado los siguientes tipos:

1) **Dolomías.** Muy recristalizadas, los cristales de dolomita presentan un diámetro medio de 0,02 mm. Localmente aparecen "fantasmas" de oolitos, intraclastos, bioclastos, peloides y agregados. Existen fracturas y venas, así como abundantes huecos pequeños (0,05 mm de diámetro máximo), rellenos de calcita esparítica. Localmente aparecen dolomías con "fantasmas" de oolitos y/o calizas oolíticas dolomitizadas con porosidad oomóldica muy bien desarrollada actualmente rellena de calcita esparítica.

2) **Packstone de peloides.** Los peloides presentan mayoritariamente un diámetro entre 0,1 y 0,15 mm, parecen pellets, de origen fecal. Existen además fragmentos de crinoides, foraminíferos (Nodosariidae, principalmente Lenticulina sp.) gasterópodos y agregados. Son abundantes las fracturas rellenas de esparita y localmente hay bastantes superficies estilolíticas con óxidos de hierro. La micrita puntualmente presenta textura grumosa.

3) **Mudstone con textura fenestral.** Compuesta por peloides, algas (Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI, Cayeuxia sp., Palaeodasycladus mediterraneus PIA), foraminíferos (Palaeotextularia sp, Pseudopfenderina sp) y gasterópodos. Los birdseyes están rellenos por esparita granular. La micrita generalmente presenta un aspecto grumoso y existen abundantes grietas de retracción rellenas de esparita.

4) **Wackestone de pisolitos.** Los pisolitos tienen un diámetro medio de 2 mm y máximo de 4 mm. El núcleo está compuesto por fragmentos de pisolitos o intraclastos micríticos, el número de láminas de la envoltura es mayor de 10 generalmente. Además existen peloides de 0,15 mm de diámetro medio. Estas microfacies se presentan relacionadas vertical y lateralmente con las anteriores. Localmente existe granoselección inversa, laminación debida a costras de algas, abundantes óxidos de hierro y algunos estilolitos.

5) **Grainstone oolítica.** Los oolitos tienen un diámetro comprendido entre 0,4 mm y 1,4 mm, son muy frecuentes los de 0,7 mm de diámetro. El núcleo es un bioclasto o un peloide y la envoltura suele tener textura radial y concéntrica. Además existen peloides, pequeños gasterópodos, foraminíferos (Palaeotextularia sp.), fragmentos de crinoides, intraclastos y bioclastos con envoltura micrítica. Aparecen dos tipos de cemento esparítico: a) de borde, formando una película fina (0,02 a 0,04 mm) alrededor de los aloquímicos, y b) granular, relleno de los restantes huecos. Abundan los estilolitos paralelos a la estratificación.

6) **Mudstone, localmente wackestone, de espículas de esponjas.** Además existen peloides, bioclastos, fragmentos de crinoides, pequeños gasterópodos, foraminíferos (Lagenidae, Dentalina sp., Textularia sp.) braquiópodos y radiolarios. Localmente abundan las impregnaciones de óxidos de hierro y los burrows rellenos de

pellets. Aparecen superficies estibolíticas tapizadas con óxidos de hierro y algunas fracturas y cavidades irregulares rellenas de esparita, así como una laminación paralela tenue dada por la disposición de los bioclastos planares.

#### III.4.2.2. Edad y techo de la formación.

En el hardground existente a techo de la formación en la sección de Nogueros (V-176, fig. 131) he encontrado: Dumortieria sp. y Pleydellia sp. del Toarciense superior. BUSNARDO (1979) halló en la parte superior de la formación braquiópodos del Domeriense y Tropidoceras del Carixiense, y en el techo de la formación en el sector de la Cuezuela encontró además un ammonites del Aalenense. Como veremos al estudiar la edad de la formación suprayacente, los primeros materiales perfectamente datados con abundantes ammonites son de edad Bajociense inferior o superior según los puntos (biozonas de Sauzei, Annulatum o Leptosphinctes). A techo de la formación existiría una laguna estratigráfica y/o nivel condensado importante que comprendería desde el Toarciense al Bajociense inferior. La edad de las calizas oolíticas que aparecen en el sector de la Cuezuela parece estar comprendida entre el Domeriense y el Aalenense.

El muro de la formación dolomitizado y milonitizado no ha podido ser datado, pero se le atribuye regionalmente una edad Hettangiense como se ha indicado en otros apartados acerca de la edad de la Formación Gavilán en anteriores unidades. El techo de esta formación constituye una discontinuidad estratigráfica importante reconocible por la existencia de distintos rasgos característicos como son: la existencia de un relieve paleokárstico, diques neptúnicos y otros rellenos de cavidades y fisuras, hardgrounds y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes de la discontinuidad.

En las secciones de Nogueros, Cornicabra y Gracia pueden observarse a techo de la formación cavidades de morfología kárstica que penetran en las dolomías y calizas dolomíticas y que están rellenas de calizas nodulosas del Dogger, localmente junto con cementos generados en medios vadosos y/o freáticos. En este caso debido a la edad y naturaleza del relleno se puede asegurar que se trata de karst fósil. Sin embargo, en numerosos puntos, debido a la karstificación reciente de los materiales es difícil garantizar dicha afirmación.

En la sección de Nogueros aparecen en relación con esta superficie de discontinuidad diques neptúnicos que penetran en el interior de las dolomías unos 7 m, como profundidad máxima observable por debajo del techo de la formación. Uno de los diques más espectaculares observados es un dique tipo S de WENDT (1971), con un espesor de unos 150 cm y relleno de calizas (wackestone)

rojas con "filamentos", foraminíferos (Lenticulina sp., "protoglobigerinas") y fragmentos de crinoides, con abundantes impregnaciones de óxidos de hierro que rellenan también las cámaras de los foraminíferos. En la sección de Gracia y especialmente en la carretera de Valdepeñas a Castillo de Locubín, entre los Km 42,7 y 43 donde se atraviesa la parte superior de la formación, también existen abundantes diques neptúnicos de geometría y tamaño variado coexistiendo los diques de tipo S y Q de WENDT (1971), con espesores desde varios milímetros a medio metro. Se diferencian en estos últimos afloramientos cuatro tipos de relleno:

1) **Wackestone y localmente mudstone de "filamentos"**. Estos bioclastos presentan una longitud y espesor medio de 1,5 mm y 0,01 mm respectivamente. Además hay embriones de ammonites, localmente muy abundantes, foraminíferos (Lenticulina sp., "protoglobigerinas"), fragmentos de crinoides y radiolarios y/o calcíferas. Localmente aparecen cantos muy angulosos de varios mm de diámetro y cementados por calcita esparítica. Existe también en algunos puntos laminación paralela de unos 2 mm de espesor dada por la alternancia de niveles con mayor o menor contenido en filamentos. Son abundantes las impregnaciones de óxidos de hierro.

2) **Mudstone sin aloquímicos**. Muy homogénea, únicamente cabe destacar la existencia de algunas fracturas rellenas por esparita y la presencia de cantos muy angulosos cementados por esta última.

3) **Cementos calcíticos interpretados como espeleotemas**. Se presentan como costras en las que pueden diferenciarse dos capas, una de esparita de color gris con bastantes impurezas y un espesor medio de varias décimas de milímetro, y sobre ésta se dispone otra de mayor anchura (1 a 5 mm) de cristales columnares de calcita incoloros.

4) **Esparita y/o microesparita de color rosa, roja o marrón**, localmente con algunos romboedros de dolomita de 0,2 mm de tamaño, muy recristalizada y con laminación paralela. Este tipo de relleno puede corresponder a sedimento vadoso y/o freático.

En otros puntos (secciones del Ventisquero y Noguerones principalmente) aparece en el techo de la formación un hardground bien desarrollado con una costra de óxidos de hierro de hasta 5 cm de espesor con abundantes pisoiitos, de unos 4 mm de diámetro, oolitos y costras estromatolíticas ferruginosas, ammonites, belemnites, dientes de peces y otros bioclastos.

#### III.4.2.3. Consideraciones genéticas.

La dolomitización, como ya hemos comentado en los distintos apartados acerca de las dolomías de la Formación Gavilán en otras unidades, sería epigenética y habría afectado a calizas que ya habían sufrido compactación y diagénesis.

Las facies número 2 (packstone de peloides) se habrían originado fundamentalmente en la parte superior de la zona submareal. Las facies número 3 (mudstone con textura fenestral) se habrían desarrollado en un ambiente fangoso de llanura de mareas de baja energía, con poca acción del oleaje. No se han observado laminaciones algales, típicas de la zona intermareal, lo que puede deberse en buena parte a la homogeneización del sedimento por bioturbación. Las facies número 4 (wackestone de pisolitos) se encuentran espacialmente íntimamente relacionadas con las facies descritas anteriormente como cambio lateral y vertical de aquellas. Los pisolitos que son el componente mayoritario de estas microfacies son pisolitos vadosos (ESTEBAN, 1976) o vadoides (PERYT, 1983) y se habrían originado en un ambiente marino vadoso, supramareal, a partir de la precipitación abundante de carbonato en aguas hipersalinas muy someras. Estas facies suelen aparecer intercaladas entre las descritas anteriormente (mudstone con textura fenestral) formando parte de pequeñas secuencias sedimentarias de somerización. La presencia de pisolitos rotos y revestidos indicaría la existencia de períodos de fracturación que alternaron con otros episodios de crecimiento del vadoide. La fracturación pudo producirse por desecación y ligero retrabajamiento como han propuesto para pisolitos similares por ejemplo ASSERETO y FOLK (1980). Las facies número 5 (grainstone oolíticas) serían las de mayor energía dentro de la plataforma carbonatada, a profundidades generalmente comprendidas entre 2 y 6 m, en fondos influenciados por corrientes de marea y acción de las olas, de acuerdo con las condiciones descritas en el apartado 11.2.2.4. La textura fibroso radial que muestran la mayoría de los ooides parece ser diagenética. De acuerdo con BATHURST (1975) durante la diagénesis, el aragonito inicial fue disuelto, pero la materia orgánica dispuesta concéntricamente en el ooide, permaneció como superficie substrato sobre la cual crecieron cristales de cemento calcítico con textura fibroso-radiada. Por último las facies número 6 (mudstone y wackestone con espículas de esponjas) serían las de mayor profundidad y menor energía en el conjunto de las facies descritas en esta formación y depositadas en la gran plataforma carbonatada liásica. Se habrían originado en áreas relativamente profundas de la plataforma, en fondos de aguas poco agitadas por debajo del nivel de base de las olas de tormentas.

En cuanto al techo de la formación, la morfología de las cavidades y diques neptúnicos y la presencia de rellenos de los tipos 2 y 4 con existencia de espeleotemas en las paredes de los diques, podrían confirmar el origen de estas cavidades en un ambiente diagenético meteórico (JAMES y CHOQUETTE, 1984) con erosión ligada a exposición subaérea, al menos en algunos puntos, y en las mismas condiciones que las descritas en el apartado sobre el techo de la Formación Camarena (ver apartado 11.2.4.6) y por VERA et al. (1987). El hardground presente localmente en el techo de la formación parece comprender un lapso de tiempo bastante amplio que abarca parte del Toarciense superior, el Aalenense y parte del Bajociense inferior, de modo que constituiría el indicio o

registro sedimentario de más de 6 millones de años. Sus características y condiciones genéticas son similares a las descritas en el apartado II.2.4.6.

### III.4.3. Formación Veleta ( $J_1$ )

#### III.4.3.1. Facies y microfacies

Consta de dos tramos: a) inferior de calizas margosas de aspecto noduloso y b) superior de calizas, localmente margosas, con nódulos y lechos de sílex.

Presenta un espesor muy reducido, su potencia máxima es de 55 m en la sección de los Noguerones de los cuales 15 m corresponden al tramo inferior y 40 m al superior. En la sección de Cornicabra la potencia total es de 22,5 m (6,5 m para el tramo inferior y 16 m el superior). En dicha sección son notables los cambios laterales de potencia y facies, y así mientras que en la sección Cornicabra-1 (fig. 132) el tramo inferior presenta 7 m de espesor, en la sección Cornicabra-2 (fig. 133) situada tan sólo a unos 150 m de la anterior la potencia de este tramo es de menos de 1 m. En otros sectores aparecen intercalaciones de calizas con sílex en la base de la Formación Ammonitico Rosso superior con cambio de facies lateral y vertical graduales. Así, 1,5 Km al SE de Valdepeñas de Jaén, en la pista que va de este pueblo a Frailes, inmediatamente encima de la Formación Gavilán aparecen unos 3 m de calizas nodulosas rojas y unos 12 m de calizas con sílex. En el Ventisquero también aparecen esporádicamente hasta 15 m de calizas con sílex, que lateralmente y en cortas distancias (menos del centenar de metros) cambian a calizas nodulosas sin sílex. En la sección de Gracia al W de la unidad no hay materiales de esta formación. En definitiva existen notables cambios laterales de facies y de potencia.

Las calizas y calizas margosas nodulosas del tramo inferior presentan un color beige, rosa o rojo, con lechos de un espesor medio de 80 cm. En el tramo superior las calizas y calizas margosas son de color gris claro, con nódulos de sílex de color blanco o gris. Los lechos presentan un espesor medio de 30 cm. Hacia arriba gradualmente pasan a tener un color violáceo, con lechos de unos 40 cm de espesor medio, desapareciendo el sílex y presentando un aspecto incipientemente noduloso.

He diferenciado los siguiente tipos de microfacies:

1) Wackestone con "protoglobigerinas". Las "protoglobigerinas" muy abundantes en la base de la formación presentan generalmente sus cámaras rellenas de óxidos de hierro. Además existen "filamentos", embriones de ammonites, fragmentos de crinoides,

bioclastos y granos de glauconita. Localmente de aspecto brechoide con abundantes fracturas rellenas de esparita.

2) Wackestone, localmente mudstone, con "filamentos". Estos últimos parecen corresponder a formas del bivalvo pelágico Bositra buchi RÖMER. Además de este componente mayoritario existen fragmentos de ammonites, foraminíferos (Lagenidae, Nodosariidae), Aptychus, radiolarios, Globochaete sp., espículas de esponjas y otros bioclastos. Aparecen algunas cavidades de forma irregular rellenas de esparita, en ciertos puntos con relleno micrítico geopetal, y porosidad sheiter con "filamentos" y pequeños bioclastos dispuestos al azar por la bioturbación, e impregnaciones de óxidos de hierro. En otros puntos existe laminación paralela debida a la disposición planar de los "filamentos". La nodularidad donde es observable viene dada por diferencias de composición y por los contactos estilolíticos o microestilolíticos entre nódulos y matriz. Así los nódulos presentan menor contenido en "filamentos" y otros aloquímicos que la matriz y los "filamentos" de ésta se adaptan a la forma del nódulo, envolviéndolo. La matriz presenta un mayor contenido en óxidos de hierro principalmente en relación con superficies microestilolíticas. Muchos nódulos se encuentran separados de la matriz por estilolitos bien desarrollados. Estas microfacies se encuentran localmente silicificadas con dos tipos de sílice: microcristalina que compone la mayor parte de los nódulos y lechos, y calcedonita fibrosa sustituyendo a los radiolarios.

#### III.4.3.2. Edad.

La edad de esta formación ha podido ser precisada gracias a la gran cantidad de ammonites existentes en su base y techo, que han sido estudiados por SANDOVAL (1983) y LINARES et al. (1977-78 y 1979). Así de acuerdo con estos autores el tramo inferior pertenecería a las biozonas de Sauzei-Annulatum (Bajociense inferior-superior) y el superior a la biozona de Parkinsoni (Bajociense superior). Hay que destacar la gran abundancia de "protoglobigerinas" existentes en la mayoría de las secciones en el Bajociense inferior. Las "protoglobigerinas" vuelven a ser muy abundantes de nuevo en el Bathoniense superior-Oxfordiense.

#### III.4.3.3. Consideraciones genéticas.

Estas calizas pelágicas se habrían depositado en un ambiente alejado de la costa en aguas relativamente profundas, por debajo del nivel de base de las olas de tormentas. Cabe destacar la escasa velocidad de sedimentación del tramo inferior (menos de 1,3 mm/1000 años), el cual constituiría una secuencia condensada en la que algunas biozonas están representadas por un único estrato. Esta lenta velocidad de sedimentación junto con la bioturbación

habrían sido los principales factores a partir de los cuales se generaría el aspecto noduloso. Las calizas con sílex se habrían depositado a una velocidad media mayor (entre 10 y 40 mm/1000 años) y la bioturbación habría sido menor o localmente nula, como lo muestra la existencia de laminación paralela ligada a la disposición planar de filamentos en algunos puntos. Sin embargo el medio de depósito de ambos tramos pudo ser similar como lo indican los frecuentes cambios laterales y verticales de facies. Estas calizas pelágicas se habrían depositado simultáneamente y/o inmediatamente después de un importante ascenso relativo del nivel del mar. Así estos sedimentos fosilizarían el relieve kárstico previo del umbraí pelágico, rellenando su relieve irregular. La interpretación genética es similar a la establecida para la Formación Veleta de la Unidad del Lobatejo-Pollos (ver apartado 11.4.3.2).

La silicificación se habría originado a partir de la disolución de los radiolarios y espículas de esponjas existentes en el sedimento en un proceso diagenético temprano ya descrito en apartados anteriores sobre la Formación Veleta de otras unidades 11.3.4.3 y 11.4.3.2.

#### **III.4.4. Formación Ammonitico Rosso superior (J<sub>2</sub>)**

##### **III.4.4.1. Facies y microfacies.**

Son calizas nodulosas. Hacia la base presentan predominantemente un color grisáceo o violáceo y son, localmente, margosas. En el resto de la formación domina el color rojo, normalmente los nódulos son de color gris claro o rosa y la matriz de color rojo oscuro. Los estratos en su techo presentan frecuentemente hardgrounds incipientes y/o superficies de omisión. El espesor de los lechos varía entre 30 y 350 cm. Hacia la parte superior de la formación aparecen intercalaciones de calcarenitas bioclásticas (crinoides) de hasta 2,2 m de espesor. En la sección de Gracia (fig. 134), 10,5 m por encima del muro de la formación aparece un nivel con espeleotemas de hasta 1 m de espesor y unos 10 m de longitud visibles, dispuesto aproximadamente paralelo a la estratificación, con brechas de colapso y muro y techo irregulares. Del mismo modo en canteras existentes al N del Cortijo de D. Rafael (Km 42,7 de la carretera de Valdepeñas a Castillo de Locubín) existen abundantes brechas de colapso y espeleotemas. La potencia total de la formación varía entre 30 m en la sección de la Cornicabra-2 (fig. 133) y unos 60 m en la sección de Ventisquero 2 (fig. 128). Su potencia media puede estimarse en unos 44 m.

He diferenciado en esta formación los siguientes tipos de microfacies:

1) Wackestone, localmente packstone, cc "filamentos". Los "filamentos" parecen corresponder mayoritariamente a Bositra buchi ROMER, tienen una longitud media de 1 mm y un grosor medio de 0,01 mm. Además existen peloides, foraminíferos (Lenticulina sp., "protoglobigerinas"), fragmentos de crinoides, Globochaete sp., ammonites, radiolarios, gasterópodos y bioclastos con abundantes perforaciones. Los nódulos presentan menor cantidad de "filamentos" y otros aloquímicos que la matriz, esta última además tiene abundantes microestilolitos y óxidos de hierro. El contacto entre nódulos y matriz es en muchos casos estilolítico. Localmente existe porosidad shelter rellena de esparita en relación con los "filamentos". Existen cavidades irregulares y fracturas rellenas de esparita granular.

2) Wackestone, localmente packstone, con "protoglobigerinas". Además de estos aparecen otros foraminíferos (Lenticulina sp., Spirillina sp., Valvulina sp., Ophthalmidium sp., Patellina sp., Textularia sp. y Glomospira sp.), ammonites, gasterópodos, fragmentos de crinoides, Aptychus, braquiópodos, espículas de equinoideos, radiolarios. Los bioclastos presentan abundantes perforaciones. Existen impregnaciones de óxidos de hierro, cavidades de forma irregular con relleno geopetal y fracturas rellenas de calcita esparítica granular. Son abundantes los estilolitos, frecuentemente constituyendo los bordes de nódulos.

3) Wackestone, localmente packstone, de Saccocoma. Además de este crinoide pelágico hay "filamentos", peloides, radiolarios, ammonites, Aptychus, foraminíferos (Spirillina sp.) y bioclastos. Estos últimos presentan perforaciones de 0,01 mm rellenas de óxidos de hierro. Son muy abundantes los estilolitos. Existen burrows con mayor concentración de Saccocoma y óxidos de hierro, y porosidad shelter ligada a estos bioclastos. Los nódulos presentan menor concentración de bioclastos que la matriz.

4) Mudstone con Calpionellidos. Además hay Saccocoma, foraminíferos (Lenticulina sp., Textulariidae), Aptychus, radiolarios, ammonites y bioclastos. Son abundantes las fracturas rellenas de esparita. Localmente en estas facies se intercalan calizas (wackestone) de crinoides. Los fragmentos de crinoides tienen un diámetro medio de 0,15 mm. Son muy abundantes los estilolitos entre los fragmentos de crinoides.

5) Brechas y espeleotemas. En la sección de Gracia (fig. 134), entre los Km 42,7 y 43 de la carretera de Valdepeñas de Jaén a Castillo de Locubín, y en una cantera situada inmediatamente al N del Km 42,7 de esta carretera aparecen brechas de cantos muy angulosos cementados por esparita granular. Los cantos presentan distintos tipos de microfacies típicas de la Formación Ammonítico Rosso superior: wackestone de "filamentos", mudstone sin aloquímicos, wackestone de crinoides, wackestone de Saccocoma, mudstone de Calpionellidos y lumaquelas de embriones de ammonites. La composición de los cantos es heterogénea y presentan un tamaño

comprendido entre 0,5 mm y 10 cm, siendo el tamaño medio de 0,5 cm. En relación con estas facies hay pequeños diques neptúnicos de 2,5 cm de espesor rellenos de wackestone de Saccocoma y foraminíferos (Valvulina sp.), siendo el encajante mudstone de "filamentos". Revistiendo las paredes de los diques neptúnicos existen finos espeleotemas con cristales aciculares de calcita de 0,3 mm de longitud.

En las lumaquelas de embriones de ammonites, éstos se encuentran rellenos de micrita geopetal y de dos generaciones de esparita: a) una primera capa de color gris, con impurezas, de 0,4 a 0,5 mm de espesor, en contacto con las paredes de las cámaras de los ammonites; y b) otra posterior de calcita granular incolora sin impurezas que rellena los restantes huecos.

Por último destacar la presencia de cementos calcíticos atribuibles a espeleotemas, con espesores variables entre unos pocos mm y varios cm. Se presentan relleno de cavidades de una forma completa o incompleta; en este último caso el resto de la cavidad puede estar rellena por esparita granular, sedimento interno geopetal vadoso o bien sedimento marino pelágico fosilífero. Sólo cuando existe este último tipo de sedimento, completando el relleno del espeleotema, puede afirmarse con seguridad que se trata de espeleotemas de edad jurásica y no más modernos. Pueden diferenciarse dos capas de crecimiento del espeleotema, similares a las descritas por FOLK y ASSERETO (1976) y KENDALL y BROUGHTON (1978): 1) una capa fina de unos 0,2 mm de espesor por término medio, con pequeños cristales de calcita fibrosa de 0,4 mm de longitud, de color amarillento, con bastantes impurezas y creciendo directamente sobre la roca encajante o el substrato sobre el cual se desarrolla el espeleotema; 2) una capa de calcita en empalizada que consiste de grandes cristales columnares, de 1,2 a 1,5 mm de longitud y 0,2 mm de anchura media (tipo PF<sub>6</sub>C, según el código de FOLK, 1965), incoloros, con extinción ondulada y con geometría externa bien desarrollada con terminaciones romboédricas agudas. Localmente puede presentarse una secuencia rítmica dada por la repetición alternativa de estas capas calcíticas precipitadas y sedimentos internos de tipo vadoso y/o pelágico marino.

#### III.4.4.2. Edad

Esta formación contiene abundantes ammonites sobre los cuales puede encontrarse información en SEQUEIROS (1974), OLORIZ (1976), LINARES et al. 1977-78, 1979), SANDOVAL (1983) y TAVERA (1986). De acuerdo con los datos expuestos por SANDOVAL (1983) el muro de la formación se situaría entre las biozonas de Leptosphinctes (Bajociense superior) y la biozona de Zigzag (Bathonense inferior) según los puntos. La edad del techo de la formación ha podido precisarse además de por su contenido en ammonites (Berriasella sp., Dalmasiceras sp., Proniceras sp.) del Berriasense, por los

Calpionellidos también encontrados e identificados en lámina delgada en muestras del techo de la formación (Calpionellopsis simplex COLOM, Calpionellopsis oblonga CADISCH, Lorenziella plicata REMANE, Tintinnopsella carpathica MURGEANU y FILIPESCU, Calpionella alpina LORENZ y Tintinnopsella longa COLOM). Esta asociación correspondería a la biozona de Calpionellopsis o zona D de ALLEMANN et al. (1971) y REMANE (1978) que comprende el Berriasiense superior y parte del Valanginiense inferior. Así pues la Formación Ammonitico Rosso superior en la Unidad del Ventisquero presenta una edad comprendida entre el Bajociense superior-Bathonienense inferior y el Berriasiense.

Hay que destacar de acuerdo con los datos paleontológicos aportados por los autores citados anteriormente, la existencia de un hardground importante utilizable como nivel guía para el conjunto de la formación, con una laguna estratigráfica que cubre la mayor parte del Bathoniense superior y parte del Calloviense inferior, aunque localmente (Ventisquero) incluso puede faltar todo el Calloviense, quedando fosilizado el hardground por materiales de edad Oxfordiense.

#### III.4.4.3. Consideraciones genéticas.

Sobre la génesis de la nodularidad, que constituye el rasgo más característico de estas facies existen distintas teorías que se comentaron en el apartado II.2.3.4.B. Uno de los factores más importantes en la génesis de esta formación es su escasa velocidad media de sedimentación que puede estimarse como comprendida entre 0,8 y 1,6 mm/1000 años (valores mínimo y máximo respectivamente), con un valor medio de 1,2 mm/1000 años. Además de esta baja velocidad de sedimentación habrían tenido importancia en la génesis de los nódulos la bioturbación, la segregación y otros procesos diagenéticos posteriores con el desarrollo de estilolitos y arcillas residuales que acentuarían la nodulización. En el origen de estas calizas intervinieron fenómenos importantes de disolución sinsedimentarios o diagenéticos como se deduce de: a) la forma irregular del techo de algunos estratos con ammonites y otros fósiles o bioclastos disueltos y truncados; b) existencia de abundantes estilolitos y microestilolitos; c) presencia de stromatactis y otras cavidades de disolución, localmente con brechas de colapso, rellenos de cementos vadosos y espeleotemas intercalados entre las calizas nodulosas. La última característica sería indicativa de exposición subaérea. Los espeleotemas observados son similares a los existentes en la Formación Ammonitico Rosso de la Unidad del Camarena-Lanchares, y se consideran como un criterio diagnóstico de karst subaéreo (ver por ejemplo, ESTEBAN y KLAPPA, 1983). Estos espeleotemas fósiles indicarían que hubo una o varias superficies (o etapas) de exposición subaérea en el umbral pelágico en que se habrían originado las facies Ammonitico Rosso. Esta emersión tuvo lugar antes del depósito de los materiales pelágicos

del Cretácico inferior (Formación Carretero), es decir antes del Berriasiense superior, edad en que se iniciaría un ascenso notable del nivel del mar en la cuenca subbética (VERA, 1984).

### III.4.5. Formación Carretero (G)

#### III.4.5.1. Facies y microfacies.

Los afloramientos de esta formación presentan gran extensión al S del Ventisquero en el denominado por BUSNARDO (1979) sinclinal de las Animas, y más al S en la alineación desde la Martina al Cortijo de los Prados que es donde se sitúa la transición entre el Subbético Externo y el Subbético Medio. Otros afloramientos de menor extensión se sitúan al W de la unidad (W de la Morenica, N de la Cornicabra, N del Marroquí, N de Gracia y W de la Coronilla) como puede verse en la fig. 123. Las mejores condiciones de afloramiento para levantar la serie estratigráfica se encuentran en el Barranco de Barbahijar (figs. 135-137) desde aproximadamente unos 650 m al N de este cortijo hasta unos 150 m al S del Cortijo Alto (ver fig. 123). Otros buenos afloramientos que han permitido el levantamiento de secciones estratigráficas son los del Ventisquero 1 y Ventisquero 3 (figs. 126 y 130) cuya situación se representa también en la fig. 123. Constituyen series potentes y de apariencia monótona compuestas frecuentemente por una alternancia de calizas margosas y margas, generalmente en bancos de 20 a 40 cm de potencia, de color gris oscuro y localmente con esquistosidad de fractura bien desarrollada. La relación caliza margosa/marga en la parte inferior de la formación es de 1,5. En la sección de Barbahijar, la más completa, entre los metros 35 y 85 por encima del muro de la sección, existe un tramo compuesto mayoritariamente por brechas intraformacionales, con cantos de hasta 25 cm de diámetro, y slumps. Hacia la mitad de la sección, entre los 125 y 415 m aproximadamente, predominan las margas con una relación caliza margosa/marga de 0,8, y a partir de los 415 m hasta los 580 m por encima del muro vuelven a predominar ligeramente las calizas margosas. Localmente existen intercalaciones de delgados niveles calcareníticos de grano fino con laminación paralela. Hay que destacar en este último tramo de nuevo la presencia de slumps de gran envergadura, entre los 555 y 580 m. Por último en la parte más alta de la sección vuelven a predominar las margas. No aflora el techo de la formación que se encuentra cubierto por materiales triásicos cabalgantes.

En el conjunto de la formación dentro de su aspecto monótono general, caben resaltar los siguientes aspectos: a) Local y especialmente en los tramos basales, donde existen niveles de aspecto ligeramente noduloso, la bioturbación es muy abundante; b) las estructuras slumps y otras relacionadas proliferan en toda la sección; c) localmente existen niveles calcareníticos con laminación

paralela; d) son abundantes a lo largo de toda la serie los óxidos de hierro en nódulos de varios mm de diámetro por término medio y los ammonites piritizados y/o limonitizados; e) en algunos sectores (por ejemplo W de la Morenica y S del Marroquí) abundan las calizas margosas y margas de color muy oscuro o negras que presentan un cierto contenido en materia orgánica. La potencia máxima medida para la formación es de 702 m en la serie de Barbahijar. La potencia total es difícil de determinar ya que estos materiales se encuentran bastante replegados pero puede alcanzar los 900 m. Al W de la unidad la potencia parece ligeramente menor y no supera los 600 m.

En cuanto a microfacies pueden diferenciarse dos tipos:

1) **Mudstone con Calpionellidos.** Se sitúan en la base de la formación. Además de los Calpionellidos presentan algún foraminífero (*Spirillina* sp.), fragmentos de crinoides y pequeños bioclastos. Existen abundantes impregnaciones de óxidos de hierro y pequeñas fracturas rellenas de esparita.

2) **Mudstone con radiolarios.** Presentan muy pocos aloquímicos y es la microfacies característica de la mayor parte de la formación. Además de los radiolarios calcitizados hay foraminíferos (*Textulariidae*), *Aptychus*, calcisferas y algún otro bioclasto. Localmente abundan los óxidos de hierro y los estilolitos. Se observan también burrows de 0,5 cm de diámetro rellenos de micrita de color negro o gris oscuro y esporádicamente aparecen fragmentos de cuarzo muy angulosos de 0,015 a 0,03 mm de diámetro.

#### III.4.5.2. Edad.

En las secciones de Barbahijar y Ventisquero he encontrado algunos *Neocomites* sp. y *Olcostephanus* sp. del Neocomiense. Se encuentran generalmente piritizados y deformados siendo problemáticos a la hora de su clasificación. En el nivel 30 de la sección de Barbahijar (fig. 136) he encontrado un *Crioceratites* sp. del Hauteriviense-Barremiense.

En la base de la formación como he indicado anteriormente aparecen abundantes Calpionellidos: *Calpionellopsis oblonga* CADISCH, *Remaniella cadischiana* COLOM, *Tintinnopsella longa* COLOM, *Calpionellites darderi* COLOM, *Lorenziella hungarica* KNAUER, asociación perteneciente a la biozona de Calpionellites o zona E de ALLEMANN et al. (1971) y REMANE (1978) del Valanginiense.

En función de los escasos datos paleontológicos aportados y tomando en consideración los proporcionados por BUSNARDO (1964) y SANZ DE GALDEANO (1973) se le atribuye una edad Berriasiense superior-Barremiense.

### III.4.5.3. Consideraciones genéticas.

Estos materiales se habrían depositado en una cuenca marina pelágica alejada de la línea de costas y de muy baja energía. La velocidad de sedimentación (30-53 mm/1000 años) sería bastante mayor que la de las facies Ammonitico Rosso infrayacentes. El medio sedimentario sería un fondo marino irregular con pendientes a partir de las cuales se originarían los slumps y brechas intraformacionales observados. Localmente podrían existir condiciones euxínicas o semieuxínicas que favorecieron la formación de pirita y la preservación de la materia orgánica que abunda puntualmente en esta formación. Estas variaciones en las condiciones redox en el fondo marino o por encima de la interfase sedimento-agua pueden haber influido en la génesis de las alternancias de caliza margosa y marga (ciclos redox de EINSELE, 1982). Estos ciclos redox que constituyen una variante de los ciclos de disolución estarían ligados a cambios cíclicos en las condiciones reductoras-oxidantes del fondo marino. Condiciones reductoras moderadas (semieuxínicas) con oxígeno aún presente en pequeñas cantidades promueven la descomposición de la materia orgánica y así la disolución de los carbonatos apareciendo niveles margosos de menor contenido en estos. Otros factores que podrían haber influido en la génesis de estas alternancias son los incrementos periódicos de los aportes de silicatos detríticos (ciclos de dilución) y las fluctuaciones periódicas de la producción de carbonatos (ciclos de productividad). Ammonites piritizados como los que abundan en esta formación han sido estudiados por HUDSON (1982); de acuerdo con este autor los espacios huecos de los fósiles habrían actuado como microambientes reductores dentro de los cuales puede tener lugar la reducción de sulfatos por colonias de bacterias anaeróbicas, en una zona pocos centímetros por debajo del fondo marino, durante la diagénesis temprana, sin que este fondo de la cuenca corresponda necesariamente a un ambiente euxínico.

Distintos autores han utilizado los slumps como indicadores de paleopendientes (ver por ejemplo: LEWIS, 1971; LAJOIE, 1972; STONE, 1976; WOODCOCK, 1979; RUIZ-ORTIZ, 1980; FARRELL, 1984). La mayoría de los investigadores están de acuerdo en que las orientaciones de los ejes de los pliegues de slump muestran una alineación preferente que es perpendicular generalmente a la dirección de transporte, mientras que el sentido de éste viene dado por la vergencia del pliegue de modo que los planos axiales buzan pendiente arriba. Otros autores (ver discusión en LAJOIE, 1977), sin embargo opinan que variaciones de pendiente local y complejidades dentro de la masa slumpizada pueden invalidar este análisis de orientación de pliegues. De acuerdo con los datos expuestos por RUIZ-ORTIZ (1980, p. 158) he considerado como válidas sólo aquellas medidas de paleopendientes en que el eje del slump no está inclinado respecto a la superficie de estratificación y mostraba una vergencia claramente acentuada en algún sentido. También se han observado algunas estrías en el muro de los lechos slumpizados

aproximadamente perpendiculares a los ejes del slump. La dirección predominante de los ejes de slump medidos es N 110° E (7 medidas) con clara vergencia hacia el N, lo que daría una paleopendiente hacia el NNE con un sentido de buzamiento N 20° E.

No he encontrado criterios sedimentológicos que permitan precisar la profundidad del depósito de esta formación, pero de acuerdo con los aspectos comentados en anteriores apartados (II.2.6.4, II.4.5.3 y III.3.6.3) podría calcularse como inferior a los 1000 m y desde luego por encima del nivel de compensación de la calcita.

### III.4.6. Formación Carbonero (G<sub>1</sub>).

#### III.4.6.1. Facies y microfacies.

Los afloramientos de esta formación definida formalmente aquí por primera vez como se indicó en el apartado III.4.1, presentan poca extensión, ocupan una banda estrecha situada al N del Arroyo de Carboneros y al W del Cerro Aliomiro como puede verse en la fig. 123. Su sección tipo se ha levantado 2 Km al SSW del Cortijo de Carbonero, al N de un pequeño barranco situado unos 300 m al W del Cortijo Solana de Morales (coordenadas U.T.M. VC 292576). Además se han realizado observaciones complementarias y se han levantado series parciales por la pista de Valdepeñas a Frailes, 500 m al W del Cortijo Carbonero, y en las proximidades del Cortijo Carbonerilla. Los aspectos mineralógicos de estas secciones fueron estudiados por LOPEZ-GALINDO (1984, 1985, 1986, 1987) y LOPEZ-GALINDO et al. (1985).

Como se puede ver en la figura 138 he diferenciado tres tramos en esta formación:

**1) Tramo inferior.** Compuesto por margas grises con algunas intercalaciones calcareníticas y conglomeráticas. Estas intercalaciones presentan un espesor comprendido entre varios cm y 40 cm como valores mínimo y máximo y 16 cm por término medio. Localmente presentan muro erosivo y forma canalizada. Estos niveles constan generalmente de dos divisiones: a) inferior, conglomerática, de cantos muy redondeados con un diámetro de 1 a 3 cm generalmente, aunque localmente aparecen algunos cantos decimétricos, desorganizados, y con matriz muy escasa o inexistente. La mayoría de los cantos son calizas margosas con radiolarios (mudstone), aunque localmente también existen cantos de mudstone con Calpionellidos (Calpionellites darderi COLOM), otros de calizas margosas de color rojo (probablemente de facies Ammonitico Rosso) y de color gris oscuro, cantos de sílex (calcedonita) y de grainstone oolíticas (probablemente de edad liásica). Son abundantes los contactos estilolíticos entre los cantos y las impregnaciones de óxidos de

hierro; b) superior calcarenítico, generalmente con laminación paralela horizontal. La relación de potencias división conglomerática/calcarenítica es de 1/2 aproximadamente.

Hacia la parte superior de este tramo aparecen algunas concreciones o nódulos de barita que presentan un diámetro máximo comprendido entre varios cm y unos 40 cm. Estas concreciones son de forma elipsoidal, alargada perpendicularmente a la estratificación. Al microscopio se observa que están compuestos en un 60% por un agregado de cristales de barita en forma de prismas tabulares, de 0,15 a 0,2 mm de grosor y longitud de 0,3 a 0,5 mm, dispuestos desordenadamente. La matriz que rodea a estos cristales es micrítica. La potencia total de este tramo inferior es de 18,4 m.

**II) Tramo intermedio.** Compuesto por shale, margas arcillosas y arcillas negras, y radiolaritas de color marrón oscuro o gris con una potencia total de 40,6 m, aunque la parte superior de este tramo en el lugar donde se ha levantado la sección se encuentra recubierta por derrubios. El color negro es debido a la presencia de materia orgánica, así como de impregnaciones de minerales de hierro (óxidos, sulfuros y carbonatos). Los niveles radiolaríticos al microscopio se observa que están compuestos por wackestone de radiolarios frecuentemente silicificados con cuarzo en mosaico micro y criptocristalino en la matriz y calcedonita en los radiolarios. Estos presentan un tamaño comprendido entre 0,15 y 0,35 mm. En algunos puntos se encuentran deformados por aplastamiento.

Localmente en este tramo existen algunas intercalaciones centimétricas de calcarenitas de color amarillo en superficie alterada y grises en corte reciente, los granos presentan un diámetro comprendido entre 0,2 y 0,7 mm, con escasa matriz y granoselección grosera.

Es muy característica en este tramo la presencia de concreciones de calcita que se distribuyen preferentemente a lo largo de horizontes determinados (ver fig. 138) separados por 1 a 2 m de shale. Presentan forma de elipsoide de revolución aplastado según la estratificación con diámetros en la horizontal comprendidos entre 90 y 160 cm y en la vertical entre 30 y 38 cm. La relación diámetros máximo/mínimo de estas formas discoidales se encuentra entre 2,3 y 4,25 presentando un máximo alrededor de 4,1. Las concreciones están compuestas por microesparita con radiolarios calcitizados, con abundantes impregnaciones de óxidos de hierro. El contenido en carbonato disminuye desde el centro al exterior de la concreción. Se han observado fracturas de tipo septarias que aparecen bien como venas individuales o como una red interconectada de éstas. Están rellenas con calcita finamente cristalina de color amarillo.

En los shales que rodean a estas concreciones existen rasgos de compactación diferencial mayor en la parte supra e infrayacente al centro de los nódulos que en su áreas laterales. Este relieve de

compactación desaparece hacia arriba y debajo de las concreciones en distancias de 5 a 20 cm.

**III) El tramo superior** tiene unos 85 m de potencia observable y está compuesto por una alternancia de margas y areniscas y localmente conglomerados, de color gris verdoso en corte reciente y amarillo por alteración.

Los niveles calcareníticos que en algunos puntos se presentan sobre una división basal conglomerática, tienen un espesor medio de 16 cm, con valores mínimo y máximo entre menos de 1 cm y 40 cm. La relación de espesores calcarenitas/margas es de aproximadamente 1/10. Las calcarenitas tienen un tamaño de grano medio de 1,5 mm y están compuestas mayoritariamente por cantos de calizas micríticas con algún radiolario (mudstone) y cantos de margas arcillosas. En otros puntos los niveles calcareníticos (wackestone) de grano más fino están compuestos por abundantes radiolarios calcitizados de 0,15 a 0,35 mm de diámetro y radiolas de equínidos, rodeados por una matriz micrítica. Estos niveles calcareníticos presentan generalmente laminación paralela y localmente granoselección, así como granos de cuarzo de 0,15 mm de diámetro medio.

La división inferior conglomerática tiene un espesor máximo de 10 cm y por regla general sólo varios cm, con cantos redondeados de un diámetro medio de unos 8 mm y mínimo y máximo entre 2 mm y 1,5 cm. Los cantos están compuestos mayoritariamente por mudstone sin aloquímicos o mudstone con radiolarios. Presentan localmente formas que indicarían un comportamiento plástico de los mismos. La matriz micrítica es muy escasa o inexistente y predominan los contactos estilolíticos entre los cantos y entre cantos y matriz. Estos niveles conglomeráticos tienen granoselección normal, no muy bien desarrollada, o están desorganizados. En las superficies de los muros no se han observado estructuras salvo algunas acanaladuras de varios cm de anchura. El contacto entre el nivel de conglomerados y la división calcarenítica suprayacente es nítido. Puede observarse puntualmente como las laminaciones internas de la calcarenita se adaptan a los huecos e irregularidades del techo de los conglomerados. Las divisiones "d" y "e" de la secuencia de BOUMA son difícilmente diferenciables y lo que se observa es un nivel margocalizo de potencia variable que pasa gradualmente a un lecho margoso.

Puede considerarse como predominante la siguiente secuencia: a) división inferior conglomerática con granoselección normal poco desarrollada o desorganizada; b) división calcarenítica con laminación paralela; y c) división superior pelítica turbidítica y pelágica, sin que pueda diferenciarse en el campo el límite entre ambas.

La potencia total de la formación es de 144 m, aunque en ningún punto ha podido observarse su techo ya que ha desaparecido

por la erosión o se encuentra afectado por una falla inversa que hace cabalgar los materiales jurásicos sobre los materiales de esta formación al S de los cerros Altomiro y Cruz.

#### III.4.6.2. Edad.

No se han encontrado fósiles que permitan precisar la edad de esta formación. De acuerdo con BUSNARDO (1964) y SANZ DE GALDEANO (1973), aunque estos autores no citan fósiles, se le puede atribuir una edad Aptiense superior-Albiense. Durante esta edad hubo también sedimentación turbidítica en otros sectores de las Cordilleras Béticas (por ejemplo, Subbético Medio del sector de Campillo de Arenas y Formación del Alto Cerrajón de las Unidades Intermedias), sedimentación que finalizó durante el Albiense superior-Cenomaniense, según los puntos concretos (ver por ejemplo RUIZ-ORTIZ, 1980).

#### III.4.6.3. Consideraciones genéticas.

##### A) Facies euxínicas y concreciones.

Una de las litologías más características en esta formación son los niveles pelágicos y/o hemipelágicos de arcillas y arcillas margosas negras, ricas en materia orgánica (shales negros). Los principales factores que causan la preservación y acumulación de carbono orgánico son: 1) aporte de materia orgánica bien de origen terrestre o marino; 2) oxigenación del agua del fondo; y 3) velocidad de sedimentación total. Cambios en la importancia relativa de estos factores determinan la formación de shales negros así como la evolución lateral y vertical de estas facies, cuyo origen es aún materia de controversia.

Por un lado algunos autores (por ejemplo, BRUMSACK, 1980; JENKINS, 1980; DE GRACIANSKY et al., 1984; HERBIN et al., 1985; STEIN, 1986) consideran un "estancamiento" del agua profunda marina de extensión oceánica o global como la principal causa del depósito de los shales negros. La circulación vertical extremadamente reducida impediría una suficiente ventilación del agua profunda, originándose una deficiencia en oxígeno para el conjunto de la cuenca. Si la necesidad de oxígeno para la oxidación de la materia orgánica sobrepasa la ya reducida existencia de oxígeno, aparecen condiciones anóxicas en la columna de agua que favorecen la preservación de materia orgánica en el sedimento. El Mar Negro es considerado como un ejemplo típico moderno de depósito de carbono orgánico en ambientes anóxicos.

Shales negros antiguos han sido recogidos en abundantes testigos del D.S.D.P. en los océanos Atlántico, Pacífico, Índico y Antártico. Con excepciones de menor importancia (ej. shales negros del Mioceno inferior depositados en el margen continental africano cerca de Marruecos DSDP 397) los shales postpaleozoicos son de edad cretácica y la mayoría se agrupan en tres intervalos de tiempo: a) Barremiense superior-Albiense; b) límite Cenomaniense-Turonense; y c) con menos volumen y extensión en el Coniaciense-Santonense. Del mismo modo las sucesiones preservadas en el continente en su mayor parte se sitúan en estos mismos intervalos de tiempo (JENKYNS, 1980). Evidentemente el carbono orgánico era mucho más propenso a ser preservado en el océano mundial en unas épocas que en otras. SCHLANGER y JENKYNS (1976) denominaron a estas épocas con abundancia de shales negros ricos en materia orgánica "Eventos Anóxicos Oceánicos", durante los cuales la cantidad de oxígeno disuelto en ciertos niveles del océano mundial, y particularmente en la zona de oxígeno mínimo, fue inusualmente baja. Aunque existe controversia acerca de si estos eventos son contemporáneos y completamente globales o debidos a la combinación de factores locales ambientales, estudios estratigráficos detallados (SCHLANGER et al., 1985) revelan el sincronismo de alguno de estos eventos (Cenomaniense-Turonense) a través de la mayor parte del globo.

De acuerdo con JENKYNS (1986) los factores que causaron tales eventos se piensa que pudieron ser: 1) Lenta renovación del oxígeno del agua del fondo, o inexistencia de la misma, por la ausencia de casquetes polares; 2) Aguas oceánicas más cálidas que contenían menos oxígeno disuelto. Así FISCHER y ARTHUR (1977) indicaron que el Aptiense-Albiense coincidió con un período polytaxic en la historia de la tierra, caracterizado por mares más cálidos que en la actualidad y con poca circulación marina debida al clima uniforme. De acuerdo con BARRO y WASHINGTON (1982), la mayoría de las estimaciones de la temperatura de la superficie del océano polar cretácico son del rango de 5 a 19°C, bastante por encima del punto de congelación. Hay numerosas estimaciones de temperaturas isotópicas realizadas para latitudes medias correspondientes al Albiense-Cenomaniense. La mayoría de las medidas se han efectuado sobre el rostro de belemnites y las temperaturas isotópicas mínimas en varias localidades en latitudes medias oscilan desde 10,3 a 22,8°C, más altas por tanto que las actuales. La solubilidad del oxígeno en el agua del mar depende de la temperatura, un ascenso de 5° en la temperatura causa un 10% de descenso de la solubilidad del oxígeno (RILEY y CHESTER, 1971). Así cualquier ascenso de temperatura causaría una disminución de la transferencia de oxígeno desde la superficie a la profundidad por unidad de volumen de agua; 3) Aumento en la productividad y/o preservación orgánica. De acuerdo con SCHLANGER y JENKYNS (1976) y con JENKYNS (1980) existe una correlación muy buena entre "eventos anóxicos" y transgresiones marinas. La inundación de las plataformas continentales puede haber producido mares epicontinentales fértiles y el transporte de mucho material de plantas terrestres hacia el mar. A partir de la oxidación del plancton y la materia orgánica

en general abundante, se producirían mínimos de oxígeno bajos o muy bajos, y la expansión de la capa de mínimo contenido en oxígeno en sentido vertical y lateral podría favorecer la preservación de sedimentos ricos en carbono. Se podrían distinguir dos situaciones paleogeográficas extremas de acuerdo con FISCHER (1981) y JENKINS (1986): a) Estado nevéra. Tierra glacial con nivel del mar bajo y un océano oxigenado con buena circulación marina; b) Estado invernal. Tierra no glacial con un océano con menos corrientes, nivel del mar más alto, reciclaje de nutrientes sobre las plataformas y tendencia a la anoxia.

Por otro lado varios autores han considerado modelos alternativos restringidos espacialmente, que pueden haber actuado bien independientemente o bien en conexión con este modelo del nivel del mar global. Entre estos modelos estaría el de aquellas cuencas limitadas por barreras, del tipo Mar Negro, donde el agua se estanca simplemente por ser incapaz de moverse por debajo de la capa superior oxigenada (DEGENS y ROSS, 1974). Las masas de agua aisladas en estas cuencas "cerradas" pueden haber evolucionado hasta el punto que cuencas adyacentes contuvieran aguas con distinta salinidad y densidad; la liberación de tales aguas puede causar estratificación de salinidad y estancamiento local una vez que desaparecen las barreras debido a la deriva de los continentes (THIERSTEIN y BERGER, 1983; NATLAND, 1978; ARTHUR y NATLAND, 1979).

Además en estas situaciones se pueden generar depósitos locales de sedimentos ricos en materia orgánica sobre márgenes continentales donde la capa de oxígeno mínimo incide sobre el fondo marino; un ejemplo actual es el océano Índico (ej. THIEDE y VAN ANDEL, 1977; DEMAISON y MOORE, 1980). Los valores de oxígeno disuelto pueden aproximarse a cero donde la capa de oxígeno mínimo contacta con el talud continental, bajo aguas superficiales altamente fértiles y productivas, es decir en áreas de upwelling (por ejemplo, W de Perú, W de Namibia). Esto puede dar lugar a concentraciones de carbono orgánico en los sedimentos de más del 20% y velocidades de acumulación de carbono orgánico de más de 6 kg/cm<sup>2</sup> y millón de años (DEMAISON y MOORE, 1980; CALVERT y PRICE, 1983; REIMERS y SUESS, 1983). En contraste con el modelo de "estancamiento", donde las condiciones de aguas profundas anóxicas son la causa de la gran acumulación y preservación de carbono orgánico, en áreas de muy alta productividad ésta puede ser la causa más bien que el resultado de un ambiente sedimentario anóxico (por ejemplo, DEAN y GARDNER, 1982; MORRIS et al., 1984).

Otros factores adicionales importantes que pueden haber favorecido la acumulación de sedimentos ricos en carbono orgánico en esta formación son: 1) aporte incrementado de materia orgánica terrestre (ej. HABIB, 1979; ARTHUR et al., 1984; RULLKÖTTER y MUKHOPADHYAY, 1986); 2) altas velocidades de sedimentación (HEATH et al., 1977; MULLER y SUESS, 1979; IBACH, 1982); y 3) flujos turbidíticos y slumping (RULLKÖTTER et al., 1983; ARTHUR et al.,

1984; STOW y DEAN, 1984). El efecto de los dos últimos procesos implica enterramiento rápido de la materia orgánica reduciendo su tiempo de residencia en zonas de bioturbación y su descomposición por oxidación (ej. JONES, 1983 y ARTHUR et al., 1984).

En cualquier caso la mayoría de los investigadores que han trabajado sobre el tema y nosotros mismos estamos de acuerdo en que la formación de shales negros es un proceso complejo y que no todos los casos pueden ser explicados por el mismo o un sólo modelo de depósito simple (por ejemplo, DE GRACIANSKY et al., 1984; ARTHUR et al., 1984; RULLKÖTTER y MUKHOPADHYAY, 1985; STEIN et al., 1986).

La laminación bien preservada que presentan estas facies se debería a la actividad reducida de los organismos bentónicos, indicada también por la ausencia o rareza de trazas fósiles. Del mismo modo la falta o muy reducida presencia de fauna bentónica indicaría un ambiente hostil en el fondo marino, probablemente con concentraciones de oxígeno por debajo de 0,5 ml por litro de agua, a partir de los cuales falta la bioturbación (CALVERT, 1964).

El color negro de esta facies se debe, además de a la existencia de materia orgánica, a la presencia de pirita y otros compuestos de hierro (óxidos y carbonatos) dispersos. La pirita es abundante y característica en sedimentos ricos en materia orgánica (BERNER, 1984; RAISWELL y BERNER, 1985). La pirita se forma por la reacción de minerales de hierro detríticos con  $\text{SH}_2$ . La cantidad de ésta que puede formarse en un sedimento está controlada por la cantidad de aportes de materia orgánica que pueda descomponerse, el sulfato disuelto y los minerales de hierro detríticos reactivos (BERNER, 1984). En aguas anóxicas que contienen  $\text{SH}_2$  en vez de  $\text{O}_2$  la materia orgánica es utilizable para la reducción anaeróbica del sulfato por las bacterias. Como resultado de las importantes acumulaciones de materia orgánica la reducción del sulfato por las bacterias es extensa y aparece  $\text{SH}_2$  en el fondo del agua así como en los sedimentos infrayacentes (por ejemplo ver SWEENEY y KAPLAN, 1980). Bajo estas condiciones euxínicas las reacciones del  $\text{SH}_2$  con minerales de hierro pueden tener lugar antes y después del enterramiento, incluso durante la misma sedimentación (ej. LEVENTHAL, 1983). Así la cantidad de pirita formada depende más de la cantidad y reactividad de minerales de hierro detríticos, y menos de la cantidad de materia orgánica que se haya depositado localmente. Debido a la advección de aguas del fondo ricas en azufre, la pirita puede formarse a partir de  $\text{SH}_2$  transportado lateralmente desde áreas fuente ricas en materia orgánica y así no hay necesidad de que la reducción del sulfato y el depósito de materia orgánica ocurra en el mismo lugar exacto en que se han depositado los minerales de hierro detríticos. De este modo puede originarse notable cantidad de pirita en sedimentos euxínicos en presencia de concentraciones localmente bajas de materia orgánica. También en contraste con lo que sucede en sedimentos marinos no euxínicos pueden formarse apreciables cantidades de pirita donde

las velocidades de sedimentación son muy bajas. En ambientes euxínicos no hay pérdida de materia orgánica como sucede en sedimentos pelágicos normales en que ésta se pierde por oxidación. De hecho la lenta velocidad de depósito, como aquí sucede cuando no hay intercalaciones turbidíticas, bajo condiciones euxínicas aumenta la cantidad de pirita formada, debido a que los compuestos de hierro reaccionan lentamente, están más tiempo en contacto con el  $\text{SH}_2$  facilitando con ello su reacción (BERNER, 1984).

En definitiva en sedimentos marinos euxínicos como los aquí estudiados, el aporte satisfactorio de materia orgánica y  $\text{SH}_2$  permite la formación de altas concentraciones de pirita, limitadas sólo por la reactividad de los minerales de hierro transportados o presentes en el lugar de depósito. Se forma más pirita en comparación con condiciones marinas normales, a causa de la mayor disponibilidad de tiempo para la reacción entre las altas concentraciones de  $\text{SH}_2$  y los minerales de hierro más o menos reactivos.

Algunos niveles radiolaríticos del tramo II intercalados entre margas radiolaríticas y margas arcillosas carecen de carbonatos. Si se aceptara un depósito por debajo del nivel de compensación de la calcita (CCD) para estos niveles habría que pensar en fluctuaciones recurrentes del CCD, que se situaría a una profundidad próxima a la del depósito de estos sedimentos. Según VAN ANDEL (1975) el CCD durante el Cretácico medio estaría situado entre 3200 y 3400 m de profundidad. Sin embargo de acuerdo con SCHLAGER y SCHLAGER (1973) el CCD durante el depósito de las radiolaritas alpinas no puede ser exactamente conocido, ya que alteraciones en la actividad volcánica y en la cantidad de aporte de plancton pueden originar oscilaciones notables de esta profundidad. Así el CCD se eleva en regiones de alto upwelling donde la productividad de plancton es alta y los elevados niveles de  $\text{CO}_2$  en las aguas intersticiales de los sedimentos ricos en materia orgánica no son favorables para la preservación del carbonato. Un ascenso del nivel del mar como el sucedido durante el Aptiense-Albiense provocaría a su vez el ascenso del CCD (ver por ejemplo, JENKYNS, 1986). También de acuerdo con SCHLAGER y SCHLAGER (1973) otra razón para asumir una menor profundidad, por encima del actual CCD, para las radiolaritas alpinas depositadas sobre corteza continental, como las aquí estudiadas, es que este tipo de corteza no es encontrado usualmente a grandes profundidades.

Por otro lado la paleogeografía de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se correlaciona con el modelo de "cuenca-pequeña" para el depósito de radiolaritas de JENKYNS y WINTERER (1982) como han indicado BUSTILLO et al. (1986) y RUIZ-ORTIZ et al. (en prensa). Estas cuencas pequeñas tienden a tener una CCD somera que favorece la acumulación de un registro pobre en carbonatos y pueden ser lugar de alta productividad orgánica y sedimentación abundante de radiolarios, en relación con una geometría de cuenca y modelo de circulación de corrientes

marinas favorables. También la actuación de corrientes de fondo (¿o de turbidez diluidas?) pudieron jugar un cierto papel importante en la acumulación y depósito de estos materiales ricos en radiolarios lo que justificaría la tenue laminación horizontal que frecuentemente se observa en estos lechos. Teniendo en cuenta la interpretación anteriormente expuesta las radiolaritas se habrían depositado bastante por encima del actual CCD, probablemente en un rango de profundidades de 1000 a 2000 m, no tan altas como se pensaba originalmente, y de acuerdo con las últimas estimaciones de profundidad para otros depósitos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (RUIZ-ORTIZ, 1980; VERA, 1981; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1982; entre otros).

En cuanto a las concreciones de barita encontradas en esta formación son probablemente similares a las halladas por LOPEZ GALINDO (1984) en el Miembro I de la Formación Fardes (provincia de Granada). DEAN y SCHREIBER (1978) analizan el significado de la barita autigénica y relacionan su origen con la proximidad de sedimentos ricos en materia orgánica. Esta conclusión es también aplicable a depósitos de barita en el Cretácico de Israel y cuenca Carnarvon, W de Australia (BOGOCH y SHIRAV, 1978; CONDON, 1968; BATE, 1972; ver estas referencias en JENKYNS, 1980).

Las concreciones diagenéticas de carbonatos existentes en el tramo II de la formación se habrían originado probablemente por precipitación que rellenaría huecos intersticiales del sedimento encajante (RAISWELL, 1977; DIX y MULLINS, 1987). La disminución en el contenido en carbonatos desde el centro al exterior de las concreciones refleja la disminución del volumen de espacios huecos durante el crecimiento de la concreción (OERTEL y CURTIS, 1972). La forma de la laminación en los shales encajantes descrita anteriormente (apartado III.4.6.1) indicaría que existió cierta compactación diferencial después de que se formara la concreción. La forma discoidal de estas concreciones, con sus diámetros máximos paralelos a la estratificación es una consecuencia de la anisotropía en la permeabilidad de la roca encajante (PETTIJOHN, 1975) anisotropía ligada al proceso de compactación de la roca. Durante el mismo se habría originado una permeabilidad preferente perpendicular al esfuerzo de la carga litostática, de modo que las concreciones formadas, como en este caso, durante la compactación presentan una forma aplanada respecto a la estratificación. La forma circular de las concreciones en secciones paralelas al plano de estratificación indicarían una permeabilidad uniforme a lo largo de este plano.

En contraste, las concreciones formadas antes de la compactación en relación con el enterramiento serían de forma esferoidal (DIX y MULLINS, 1987). Así son por ejemplo las concreciones de barita, que como ya indicamos son esferoides alargados perpendicularmente a la estratificación, y donde no existe disposición preferente de los cristales de barita que los componen. Esto sugiere que la precipitación de la barita tuvo lugar en un

sedimento relativamente poroso, sin permeabilidad preferente notable, anteriormente a la compactación por enterramiento.

DIX y MULLINS (1987) han estudiado concreciones de calcita, encajadas en shales, ambos ricos en materia orgánica (2-15%), en el Devónico del estado de Nueva York, que son muy parecidas a las existentes en la formación Carbonero. Estos autores consideran que se originaron en la diagénesis temprana a partir de carbono procedente de la descomposición de materia orgánica por microbios, en la zona de reducción del sulfato, a profundidades del subsuelo de menos de 10 m.

### **B) Turbiditas.**

Entre las facies turbidíticas existentes en esta formación predominan las turbiditas finamente estratificadas y de grano fino (facies D y E) y algunas facies canalizadas (facies A) junto a pelagitas y hemipelagitas (facies G). (Tipos de facies según la terminología de MUTTI y RICCI-LUCCHI, 1972, 1975, y WALKER y MUTTI, 1973).

No se observan ciclos de depósitos (ciclos de segundo orden según la terminología de RICCI-LUCCHI, 1975) que muestren una evolución vertical de espesores o una cierta evolución de facies más finas a más gruesas o viceversa, de un modo recurrente. Los tipos de secuencia que dominan en el conjunto, aparte de los lechos considerados como masivos (lo cual no quiere decir que no tengan ningún tipo de estructura sino que no la muestran externamente) son las secuencias truncadas por el muro. La mayoría son secuencias incompletas de tipo Tde o de tipo Tb y muy localmente secuencias truncadas de tipo Tab.

La principal característica de los conglomerados en esta formación es su asociación vertical con turbiditas. Lo común es que cada nivel de conglomerados lleve encima un lecho calcarenítico con el cual presenta un contacto nítido. Normalmente los lechos que se sitúan sobre los conglomerados empiezan por la división "b". Sin embargo, de acuerdo con RUIZ-ORTIZ (1980) considero que las facies conglomeráticas no representan la división "a" de la secuencia de BOUMA, ya que ambos tipos de facies (conglomeráticas y calcareníticas) son los resultados de procesos de transporte y depósito totalmente diferentes, relacionados en tiempo y espacio pero con una separación neta entre ambos.

Los conglomerados de acuerdo con WALKER y MUTTI (1973) corresponderían mayoritariamente al tipo de facies A-1 (conglomerados desorganizados) y localmente al tipo de facies A-2 (conglomerados organizados). Los mecanismos de transporte de conglomerados similares a los aquí descritos y su relación con turbiditas asociadas fueron ampliamente analizados por RUIZ-ORTIZ (1980). Según este autor los mecanismos de transporte de las turbiditas estarían relacionados en tiempo y espacio con los de los

conglomerados. HAMPTON (1972) demostró experimentalmente que en un debris flow debido al rozamiento con el agua del mar en la parte superior, se genera un esfuerzo de cizalla que va separando partículas del cuerpo principal del flujo. Como consecuencia de esto se forma una "nube de sedimentos en suspensión" que viaja algo más retrasada y por encima del debris flow en cuestión. Los granos mayores viajarían próximos al fondo y más adelantados que los finos, que habrían sido separados del flujo e incorporados a la "nube de sedimento en suspensión". Esta última sería realmente una corriente de turbidez fluida, por lo que raramente formarían lechos que comenzaran por la división gradada (RUIZ-ORTIZ, 1980), lo cual resulta coherente con lo descrito anteriormente acerca de las turbiditas en las que sobre los conglomerados se situaba normalmente la división "b" de BOUMA. En definitiva estos razonamientos apoyan el que, parte al menos de las turbiditas se hayan originado por una separación de flujos a partir del que transportaba a los conglomerados.

El contenido en matriz es, en general, escaso o nulo lo que indicaría que las partes más viscosas del flujo, si existieron fueron depositadas en zonas más próximas de la cuenca. Como consecuencia de esto la turbulencia pudo jugar un papel importante como mecanismo de soporte de cantos en su transporte. El redondeamiento de la mayoría de los cantos se produjo probablemente a causa del estado semiconsolidado de los mismos. Ciertas morfologías, de las cuales se deduce un comportamiento plástico de los cantos, son acordes con esta hipótesis. Así las presiones dispersivas originadas por la interacción entre cantos en régimen inercial, considerando un estado semiconsolidado para los mismos no tuvieron probablemente una acción preponderante.

No se han observado facies típicas de depósitos de levees que se desarrollan en los bordes de los canales de depósito (NORMARK, 1970, 1974; NELSON y NILSEN, 1974; WHITAKER, 1974, entre otros) como un rasgo morfológico característico de éstos.

De otro lado, la ausencia de ciclos de depósito o ciclos de segundo orden, es otro argumento contra la existencia de cualquier rasgo morfológico (canal, lóbulo, etc.) característico de los abanicos submarinos u otros sistemas de depósito similares. Una fuente puntual de aportes y la persistencia en el tiempo y espacio de los sistemas de transporte (cañón o canal submarino) y depósito (abanico submarino o lóbulo canalizado) originan secuencias turbidíticas organizadas vertical y lateralmente (MUTTI y RICCI-LUCCHI, 1972; NORMARK, 1978; entre otros). Por el contrario, la desorganización a nivel de secuencias que caracteriza a las turbiditas aquí estudiadas se relaciona con eventos turbidíticos generados, cada vez en un punto distinto de la pendiente, de la plataforma o de cualquier alto topográfico adyacente a la cuenca. En este proceso, a la fuente de aportes se la denomina lineal, y es el modelo aplicable a las turbiditas existentes en las cuencas ubicadas entre las Bahamas, donde todos los bordes de las

plataformas insulares son fuente de aportes (ver por ejemplo: KRAUSE y OLDERSHAW, 1979; SCHLAGER y CHERMAK, 1979; CREVELLO y SCHLAGER, 1980; PILKEY et al., 1980; MULLINS et al., 1984; COLACICCHI y BALDANZA, 1986). Esta falta de organización de las turbiditas del Subbético, concretamente de las del Subbético Medio, ya fue apuntada por RUIZ-ORTIZ y VERA (1979). Cada evento turbidítico deposita una capa, con morfología en planta más o menos lobulada, cuyos límites no coinciden en absoluto con las generadas anterior o posteriormente. La secuencia queda constituida por tanto, por la superposición a intervalos irregulares de capas turbidíticas que al no estar sometidas a condicionamientos impuestos por rasgos morfológicos concretos (canales, lóbulos, interlóbulos, etc.) constituyen una sucesión vertical donde las variaciones de potencia y de facies muestran cambios erráticos, y donde sólo se observan "acanaladuras" locales. La composición de las turbiditas, con elementos propios de la misma cuenca, indicaría que las áreas fuente se ubicaban en partes adyacentes del fondo marino, algo más elevadas y con sedimentación pelágica.

En esta unidad y próximas al área que ocupan los afloramientos de esta formación existen notables estructuras diapíricas con extrusión de los materiales triásicos de facies Keuper (Cortijo del Hoyo, S de los Noguerones, N del Cortijo Carbonero y Cerro Boleta). Así los eventos turbidíticos podían estar ligados a una etapa con movimientos halocinéticos más o menos pulsantes o discontinuos que provocarían el deslizamiento del sedimento situado sobre las pendientes de los domos diapíricos. Las condiciones favorables para el desarrollo de esta tectónica diapírica (ver por ejemplo MASCLE et al., 1986) serían: a) depósitos de suficiente espesor de yesos y arcillas de edad triásica, fundamentalmente de facies Keuper; b) depósito de una cobertera sedimentaria de densidad superior a la de las evaporitas y arcillas; y c) tectónica distensiva "sinrift" determinando el descenso de las presiones en el techo de las masas evaporíticas, propicias para su ascensión. En la puesta en marcha de estos procesos diapíricos pudieron ser responsables las fracturas de zócalo que crearían puntos de mayor debilidad de los materiales de la cobertera y pueden dar lugar a acumulaciones en el labio hundido de la fractura de material plástico, con lo que se darían condiciones aptas para el desarrollo de la halocinesis (SANZ DE GALDEANO, 1973). En este sentido la localización de los diapiros es significativa puesto que se sitúan a menudo en relación con fallas distensivas que limitan los bloques basculados del margen continental (ver por ejemplo BOILLOT, 1979). Este diapirismo precoz probablemente ha existido en el sector estudiado desde el Jurásico y así pueden observarse localmente series jurásicas muy poco potentes (por ejemplo, proximidades del Cortijo del Hoyo, con unos 120 m de potencia total) que corresponden precisamente a aquellas áreas donde afloran masas triásicas correspondientes al núcleo de estructuras diapíricas, mientras que en áreas adyacentes las series jurásicas presentan una potencia mucho mayor. SANZ DE GALDEANO (1973) reconoce la existencia de este diapirismo precoz, que provocó incluso salidas de

materiales triásicos entre el Barremiense y el Cenomaniense, en áreas de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. Este diapirismo precoz que podría provocar importantes irregularidades en el fondo de la cuenca sedimentaria se habría visto posteriormente acentuado por la "halotectónica" de los materiales plásticos del Triás en el curso de las compresiones alpinas. Interesante en este sentido es el reciente trabajo de MASCLE et al. (1986) que ponen de manifiesto la importancia de la halocinesis en los Alpes occidentales desde el Jurásico, en un contexto paleogeográfico similar al existente en la Zona Subbética. Las áreas con yesos del Triás se sitúan generalmente en el emplazamiento de antiguos límites paleogeográficos principales que funcionaron al menos desde el principio del Jurásico y que corresponderían al trazado de fallas de distensión importantes en cuya vecindad, la puesta "in situ" de los domos salinos es muy probable.

### III.4.7 Formación Capas Rojas (C)

#### III.4.7.i. Afloramientos. Facies y microfacies.

Los afloramientos más extensos de esta formación se encuentran al W de la unidad, al NE de Castillo de Locubín y al SW de Valdepeñas de Jaén. Son atravesados por la carretera de Valdepeñas a Castillo de Locubín entre los kms 38,7 a 40,4 y 44,1 a 50. A lo largo de esta carretera se han realizado la mayoría de las observaciones y se encuentran las mejores secciones, especialmente entre los kms 45 y 46,5. Además, en la parte oriental de la unidad, al S y E de Carchelejo, existen algunos afloramientos de escasa extensión y mal conservados, de modo que resulta difícil su estudio y muestreo.

Los materiales que constituyen esta formación se disponen sobre margas y margocalizas grises de la Formación Carretero. En su parte superior se encuentra fosilizada por materiales triásicos que la cabalgan y materiales neógenos discordantes de modo que no es observable el techo de la formación.

Como ya indicó SANZ DE GALDEANO (1973) pueden diferenciarse tres tramos, fundamentalmente en función del color ya que la litología es bastante homogénea.

1) Tramo inferior de calizas margosas y margas de color rojo o rosa, localmente de color blanco. Los estratos presentan un espesor comprendido generalmente entre 20 y 40 cm. Comúnmente es una alternancia de calizas margosas y margas y pueden presentar en algunos puntos un aspecto ligeramente noduloso. En otros casos es difícil reconocer la superficie de estratificación ya que las calizas margosas se encuentran muy fracturadas. Son abundantes los estilolitos y las venas de calcita. Hacia la base de este tramo

aparecen algunos nódulos centimétricos de sílex de color amarillento. También he encontrado en la base de este tramo algunos equínidos muy bien conservados del orden Spatangoida. La potencia total de este tramo es de unos 60 m.

Al microscopio las muestras estudiadas son wackestone con abundantes foraminíferos planctónicos (Globotruncana sp. y Heterohelicidae sp.) que en ocasiones constituyen más del 80% del total de la muestra, radiolarios, calcíferas, radiolas de equínidos, prismas de Inocerámidos y bioclastos.

2) Tramo intermedio de margas y calizas margosas similares a las anteriores, sólo que predominando el color blanco, aunque esporádicamente también aparezcan niveles de color rosa o existan cambios laterales entre ambos colores. Igualmente, a diferencia del tramo anterior predominan las margas sobre las calizas margosas. En este tramo y especialmente en su base son muy abundantes las disarmonías entre capas, los slumps y las cicatrices de slumps, bien visibles por ejemplo entre los kms 39 y 40 de la carretera de Valdepeñas a Castillo. La potencia total es de unos 190 m. La microfacies es similar a la descrita para el tramo inferior.

3) Tramo superior. Se diferencia del anterior en que vuelven a predominar los tonos rojos y en general la secuencia es ligeramente más caliza. Se han observado en este tramo algunos Zoophycos. En la parte superior de este tramo y haciéndose más abundantes hacia el techo, aparecen niveles centimétricos de areniscas de grano fino, compuestas por pequeños cristales de cuarzo muy angulosos de 0,1 mm de diámetro por término medio, junto con algunos fragmentos de feldespatos, micas y turmalina. Estas finas intercalaciones presentan generalmente laminación paralela y puntualmente granoselección grosera y se interpretan como turbiditas (secuencias tipo Tb y Tab de BOUMA). Este tramo alcanza una potencia total de unos 350 m. Su microfacies en los 70 m inferiores es aproximadamente similar a la descrita en los dos tramos anteriores, pero en su parte superior desaparecen las Globotruncanas sp. y aparecen las Globorotalias sp. y Globigerinas sp.

#### III.4.7.2. Edad y consideraciones genéticas.

La escasa calidad de los afloramientos, que corresponden a tierras de cultivo con potentes suelos, y los deslizamientos de ladera han impedido reconocer, delimitar y muestrear correctamente la base de la formación para datarla micropaleontológicamente. En las proximidades del muro las primeras muestras que se han podido estudiar contienen gran cantidad de Globotruncana sp. del Senoniense, en ninguna muestra próxima al contacto, a pesar de presentarse abundante microfauna planctónica ha aparecido Rotalipora sp. u otras formas a las que pueda atribuirse una edad anterior al Senoniense.

Las calizas margosas y margas sobre las que se sitúa la Formación Capas Rojas, presentan facies claramente atribuibles a la Formación Carretero con ammonites del Neocomiense (SANZ DE GALDEANO, 1973). Existe probablemente en la base de esta formación una importante laguna estratigráfica ya que no se han reconocido materiales de edades comprendidas entre el Hauteriviense y el Turoniense. Aunque los afloramientos no permiten ver claramente el contacto entre ambas formaciones, parece que no existe discordancia angular ni conglomerados de base entre ambas. La Formación Carbonero que aparece con más de 100 m de espesor a unos 4 km al E de los afloramientos de la Formación Capas Rojas, no existe en este sector de la unidad bien porque no se hayan depositado sus materiales o bien porque ha sido desmantelada por la erosión. Esta laguna estratigráfica, ya indicada por SANZ DE GALDEANO (1973) para esta unidad, ha sido reconocida en otros sectores de la Zona Subbética, con distinta amplitud según las áreas, por diferentes autores (VERA, 1966; GARCIA DUEÑAS, 1967; LINARES, 1977; COMAS, 1978; AZEMA et al., 1979) de modo que en bastantes puntos los materiales del Senoniense se sitúan directamente sobre los del Cenomaniense u otros más antiguos.

Aunque no se ha realizado un estudio micropaleontológico detallado, y no existen otros criterios para reconocer la edad de los materiales debido a la carencia o poca abundancia de macrofauna, se le atribuye a esta formación en la Unidad del Ventisquero una edad Senoniense-Eoceno de acuerdo con los datos aportados de microfacies y otros datos bibliográficos de geología regional. Los sedimentos que componen esta formación son de carácter pelágico, con escasos aportes terrígenos de las áreas continentales. El carácter fino del sedimento y la ausencia de estructuras sedimentarias originadas por corrientes excepto en los niveles turbidíticos superiores, y a veces incluso de estratificación, indican que la acumulación se produjo por decantación gravitatoria prácticamente continua del sedimento biogénico disponible. El color generalmente rojo indicaría una buena oxigenación de las aguas lo que sugiere la existencia de una notable circulación oceánica. La batimetría sería difícil de estimar, pero probablemente se encontraría de acuerdo con COMAS et al. (1982) y MARTIN-ALGARRA y VERA (1982) por debajo de los 1000 m, probablemente alrededor de los 200 m. En este sentido los equínidos spatangoides encontrados de acuerdo con FISCHER (en MOORE, 1966) vivían en ambientes de aguas cálidas de la zona nerítica enterrados en el sedimento calcáreo.

Existirían en el fondo irregularidades ligadas a fracturas y principalmente quizás a estructuras diapíricas. La existencia de estas pendientes en el fondo, unida a la actuación de fenómenos sísmicos y a la misma halocinesis daría lugar a los deslizamientos a favor de dichas pendientes muy frecuentes en los materiales de esta formación. Las intercalaciones calcareníticas existentes en la parte superior de la formación se consideran turbiditas distales del tipo de las descritas en la Scaglia Rossa de los Apeninos por STOW

et al. (1984) y COLACICCHI y BALDANZA (1986). Según estos dos últimos autores ligadas esencialmente a la tectónica sinsedimentaria y con detríticos carbonatados no aportados por un único gran canal de alimentación sino de un modo similar al comentado para las turbiditas de la Formación Carbonero. Otras consideraciones acerca de la génesis de esta formación se comentaron en los apartados 11.3.7.3 y 11.4.6.3.

### III.5. OTRAS UNIDADES SUBBÉTICAS AL SUR DE JAEN.

Al S y SE de las tres unidades anteriormente estudiadas afloran otros materiales pertenecientes al Subbético Medio (Sierra de San Pedro, BUSNARDO, 1979; Unidad del Vadillo Alto, SANZ DE GALDEANO, 1973; y S de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo, SANZ DE GALDEANO, 1973). A continuación describiré brevemente algunas de sus principales características, y especialmente aquellas que sirven para diferenciarlas de las unidades del Subbético Externo, teniendo en cuenta que he tomado como base de esta descripción fundamentalmente los trabajos de SANZ DE GALDEANO (1973) y BUSNARDO (1979) y otros citados en el apartado de antecedentes bibliográficos (1.6.2), además de mis propias observaciones en el campo. Para más información acerca de estas unidades se remite al lector a las dos últimas obras citadas.

Al W de Castillo de Locubín entre este último pueblo y la aldea de la Rábita, se sitúan los afloramientos de edad jurásica y cretácica de la Sierra de San Pedro rodeados por materiales triásicos y neógenos. Esta sierra presenta una estructura sinclinal con eje de dirección aproximada N 80°E en cuyo núcleo afloran los materiales cretácicos (Cretácico de la Aldea de Sabariego). La sección estratigráfica del Lías de esta sierra fue descrita por BUSNARDO (1979). Sobre las dolomías del Lías inferior se disponen calizas margosas y margas griseas, localmente con sílex y aspecto noduloso, con notables variaciones de espesor en cortas distancias, por ejemplo en el área de Charconales (N de la Sierra) entre 100 m y 600 m como variación de potencia total, para una distancia en la horizontal de unos 700 m (BUSNARDO, 1979). El Dogger-Malm está compuesto por calizas con sílex, radiolaritas, margas radiolaríticas y doleritas con una potencia total en el flanco N del sinclinal de unos 60 m y mucho mayor (más de 600 m) en el flanco S (Buitrón), donde aparecen abundantes intercalaciones doleríticas. El Cretácico inferior (Formación Carretero) es similar al descrito en las unidades estudiadas del Subbético Externo.

La Unidad del Vadillo Alto cabalga a la del Ventisquero-Sierra del Trigo y puede considerarse de acuerdo con SANZ DE GALDEANO (1973) como la continuación oriental de los materiales que forman la Sierra de San Pedro, de los cuales se encuentra a unos 8 km. Sobre unos 360 m de dolomías y calizas del Lías inferior, se dispone el Lías medio-superior-Aalenense con unos 400 m de margas, margocalizas y calizas grises. Sobre éstas aparecen filones de doleritas. El resto del Dogger y el Malm, con una potencia total de unos 200 m, es de margas y calizas margosas con sílex, margas radiolaríticas y radiolaritas.

Las series del S de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo han sido estudiadas por SANZ DE GALDEANO (1973) y corresponden al dominio Subbético Medio, aunque también hay algunas con características mixtas representantes de la transición gradual del Subbético Medio al Subbético Externo. El límite entre ambos dominios

se sitúa en un sinclinal con núcleo de materiales cretácicos (ver figs. 123 y 139), por lo que a falta de afloramientos de edad jurásica que son, como veremos a continuación, los que permiten establecer precisiones acerca de este límite, resulta difícil concretar su posición exacta. Así, de las series descritas por SANZ DE GALDEANO (1973), pueden atribuirse al Subbético Medio las de la Maleza-Sierra del Trigo, Cortijo de Peseta, Barranco de la Colada de Zurreadores, NE de Charilla y Martina, situadas en el flanco S de este sinclinal que limita ambos dominios. También en el flanco S pero con rasgos de series de transición se encuentran las del Cortijo Tercero, con más afinidad por el Subbético Medio, y las del Puerto Verde y Cortijada de Fresnedilla, estas dos últimas con más afinidad por el Subbético Externo. La serie del Cortijo Tabernas situada en la zona límite entre ambos dominios, en relación con una estructura diapírica, puede considerarse como una serie típica del Subbético Externo. La situación y descripción de las series citadas puede encontrarse en la obra de SANZ DE GALDEANO (1973, p. 24-56).

Se indican a continuación cuales son las principales características comunes a las series del Subbético Medio en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. Sobre el Lías inferior dolomítico-calizo similar al de otras áreas de la Zona Subbética se sitúan calizas margosas y margas del Lías medio-superior con una potencia comprendida entre 370 m (Cortijo de Peseta) y 670 m (Maleza-Sierra del Trigo). El Dogger-Malm generalmente está compuesto por calizas con sílex, margas radiolaríticas, radiolaritas y puntualmente calizas nodulosas, la potencia total está comprendida entre 195 m (Martina) y 452 m (Maleza-Sierra del Trigo). Hay que destacar para el Dogger-Malm en las series de transición Subbético Medio-Externo los notables cambios laterales de facies y potencia existentes, especialmente entre calizas nodulosas de facies Ammonitico Rosso y margas radiolaríticas y radiolaritas, (BUSTILLO et al., 1986; RUIZ-ORTIZ, et al., en prensa). SANZ DE GALDEANO (1973) ya destacó en esta unidad como en distancias en la lateral de menos de 1 km se produce en algunos sectores el cambio de facies radiolaríticas a facies de calizas nodulosas rojas. En la zona de transición entre estos dos tipos litológicos se pueden observar abundantes deformaciones sinsedimentarias y sedimentos redepositados (slumps, brechas intraformacionales y pebbly mudstones). Estos son observables especialmente bien por ejemplo en el área de la Martina, Cortijo de Peseta y en la pista desde los Rosales a Valdepeñas de Jaén, inmediatamente al N del Arroyo de Puerta Alta (W de la Sierra del Trigo).

Los materiales cretácicos (Formación Carretero, Carbonero y Capas Rojas) son comunes al Subbético Externo y Medio y únicamente pueden apreciarse pequeñas diferencias de carácter local en cuanto al contenido en carbonatos, potencia de los estratos y de las formaciones, existencia de intercalaciones turbidíticas, y slumps y brechas intraformacionales en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. Hay que recalcar también en esta unidad, especialmente

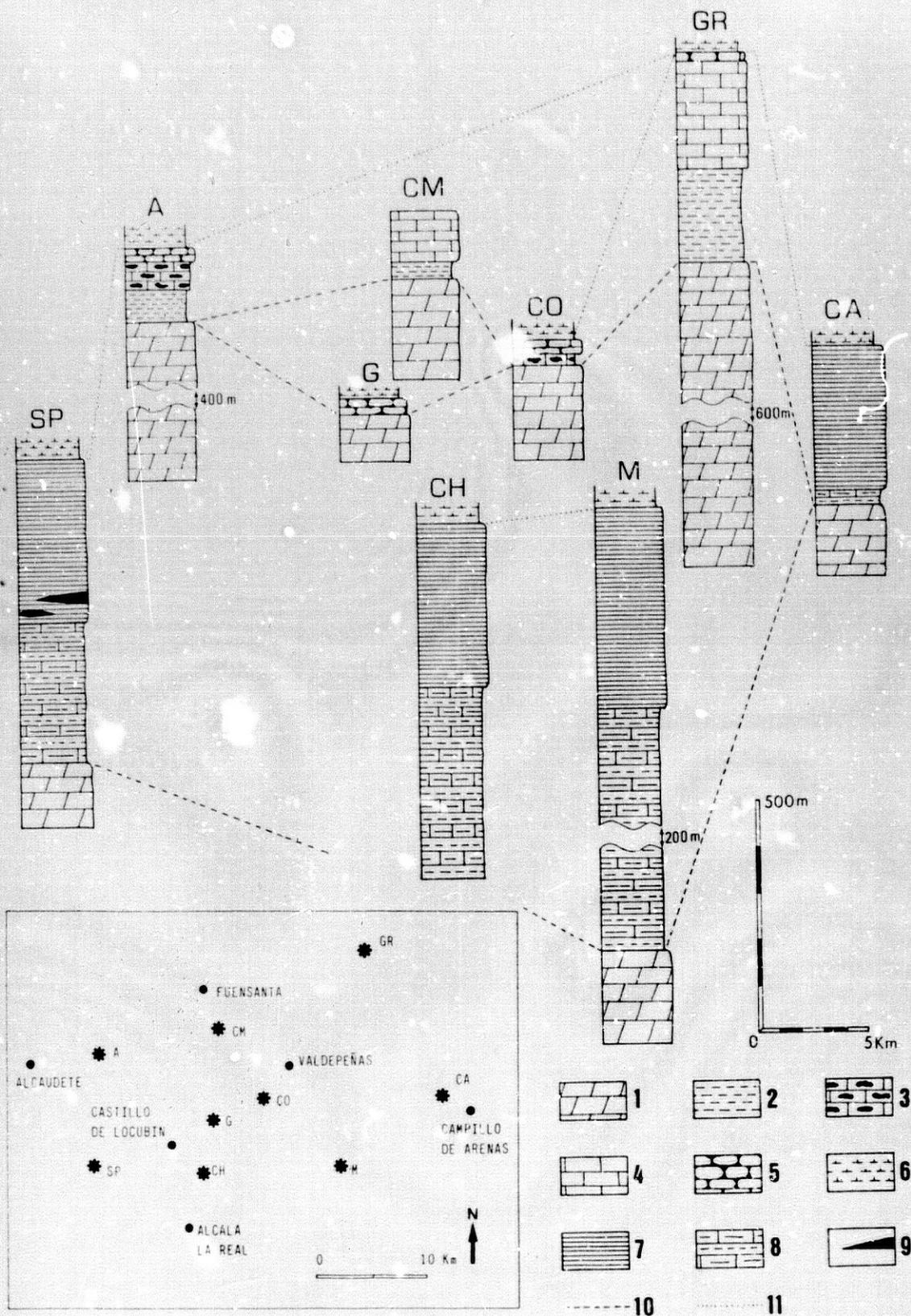


Figura 139. Correlación entre distintas series del Subbético Externo y Medio del S de Jaén. 1: Formación Gavilán; 2: Formación Zegrí; 3: Formación Veleta; 4: Formación Camarena; 5: Ammonítico Rosso super.; 6: Formación Carretero; 7: Dogger y Malm de las unidades del Subbético Medio; 8: Formación Zegrí de las unidades del Subbético Medio; 9: Rocas volcánicas y/o subvolcánicas; 10: Superficie de discontinuidad del Medio; 11: Límite Berriasiense-Valanginiense; GR: Grajales; CM: Cerro Carixiense-Domeriense; CA: Campillo de Arenas; A: Ahillo; CO: Cornicabra; G: Gracia; SP: Sierra de S. Pedro; CH: N de Charilla M: Maleza; CA: Campillo de Arenas.

en su parte meridional, la importancia de los fenómenos diapíricos que como muy bien indicó SANZ DE GALDEANO (1973) pudieron controlar, parcialmente al menos, la configuración de la cuenca creando un fondo irregular ligado al cual se originarían notables cambios de facies y potencias en los materiales jurásicos y cretácicos.

Entre las principales características del Lías medio-Berriasiense que nos permiten diferenciar las series del Subbético Medio de las del Subbético Externo en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo podemos destacar, de acuerdo con lo anteriormente expuesto, las siguientes: a) Mayor potencia de esta secuencia en las secciones del Subbético Medio; 2) Poca importancia volumétrica relativa de las facies "Ammonítico Rosso" en el Subbético Medio, frente a su abundancia o exclusividad en las secciones del Subbético Externo; 3) Presencia de facies "radiolaríticas" en el Subbético Medio, ausentes en cambio en las secciones del Subbético Externo; y 4) Menor importancia de la discontinuidad estratigráfica a techo del Lías inferior. En las secciones del Subbético Medio comprende como máximo parte del Carixiense y/o Domeriense. En el Subbético Externo (Unidad del Ventisquero), esta discontinuidad corresponde a una secuencia condensada y/o laguna estratigráfica que abarca desde el Domeriense al Bajociense.

La correlación entre algunas secciones del Subbético Externo y otras citadas anteriormente pertenecientes al Subbético Medio se encuentra en la fig. 139.

Otros afloramientos asignados al Subbético Externo situados en la parte oriental de la provincia de Jaén y que están siendo estudiados en la actualidad por parte del autor en colaboración con otros compañeros, son los situados al E de la carretera Jaén-Granada (E de la Cerradura y Cerro Cántaro), N de Cambil, Sierra de Mágina, parte occidental de la ventana tectónica de Huelma, Sierra de Larva y otros afloramientos más orientales, estos últimos de atribución al Subbético Externo dudosa por ahora, que se encuentran rodeados por materiales triásicos y cenozoicos del Complejo del Jandulilla (GARCIA-ROSSELL, 1973), como son los situados al NE de la Peña Cambrón y en el Cerro Godoy (estos dos últimos se encuentran en el extremo SW de la hoja de Pozo-Alcón, nº 949 del mapa a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército).

IV. ANALISIS DE FACIES

## **IV. ANALISIS DE FACIES**

### **IV.1. TIPOS DE FACIES. INTERPRETACION GENETICA Y CORRELACIONES: SINTESIS.**

#### **IV.1.1. Rasgos generales**

A lo largo de los capítulos II y III se han ido estudiando de una forma extensa cada una de las formaciones existentes en las distintas unidades. Conviene ahora, y es el objetivo de este capítulo, sintetizar las principales características de cada formación considerando en cada caso los tipos de facies más significativos, su interpretación genética y estableciendo las correlaciones oportunas tanto entre las unidades estudiadas como en el ámbito de las cordilleras alpinas mediterráneas.

Se han diferenciado, en las seis unidades estudiadas, un total de nueve formaciones: 1) Formación Gavilán; 2) Formación Zegrí; 3) Formación Veleta; 4) Formación Camarena; 5) Formación Ammonitico Rosso superior; 6) Formación Carretero; 7) Formación Carbonero; 8) Formación Quípar-Jorquera; y 9) Formación Capas Rojas. De ellas, cuatro (las números 2, 3, 4 y 7) se han definido formalmente, de acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional, por primera vez en este trabajo. A continuación se describen algunas de sus características principales a modo de síntesis.

#### **IV.1.2. Formación Gavilán (L)**

Se trata de una formación característica de todas las unidades estudiadas con gran extensión de afloramientos en ellas. Su potencia varía entre 100 m en algunas áreas de la Unidad del Ventisquero y 1400 m en el sector central de la Unidad de Grajales-Mentidero. La potencia media de esta formación es de 300 m. Su edad está comprendida entre el Hettangiense, edad del muro deducida básicamente a partir de datos de geología regional, y el Domeriense inferior. No obstante, esta última edad, la del techo, varía en las unidades estudiadas entre el Carixiense superior y la citada anteriormente. Esta formación se dispone sobre materiales triásicos de facies Keuper con un contacto entre ambos generalmente mecanizado y en el cual existen carniolas como base de la Formación Gavilán.

Litológicamente está compuesta por un tramo inferior de dolomías y otro superior calizo, de color blanco, beige o gris. El contacto entre estas dos litologías es muy irregular y gradual, al tratarse de una dolomitización epigenética que afecta a las calizas y que en cada punto alcanza un nivel diferente dentro de la formación, pudiendo llegar hasta su techo. Un hecho destacable es

que la dolomitización alcanza su mayor desarrollo en las unidades más meridionales (unidades del Lobatejo-Pollos y Ventisquero) ubicadas en áreas próximas a las fracturas límite de dominios. Este hecho ya fue indicado por GARCIA HERNANDEZ et al. (1979a) y MARTIN (1979, 1980). Esta formación se depositó en medios someros, generalmente de llanuras de mareas. Los principales tipos de facies analizados que sustentan esta interpretación genética son: 1) Mudstone con textura fenestral; 2) Packstone de pisoides; 3) Grainstone y packstone de peloides, ooides, oncoides e intraclastos; y 4) Packstone y grainstone de crinoides. Localmente se observan especialmente hacia la parte superior de la formación, facies depositadas en pequeñas cuencas relativamente profundas dentro de la plataforma (wackestone y mudstone de espículas de esponjas, facies tipo 5). El predominio corresponde a los tipos de facies 1 y 3, indicados anteriormente. La distribución lateral de los tipos de facies en las unidades estudiadas permite extraer algunas conclusiones de interés: 1) predominio de las facies más someras en los afloramientos de la Unidad del Camarena-Lanchares; 2) mayor abundancia de facies pelágicas (espículas principalmente) en los afloramientos de esta formación existentes en la Unidad de Grajales-Mentidero. La extensiva dolomitización que afecta a esta formación en el resto de las unidades, no permite extraer conclusiones fiables sobre los tipos de facies dominantes, así como sobre las relaciones espaciales existentes entre éstos. La variación vertical de facies muestra una tendencia a la profundización que alcanza su mayor desarrollo con el depósito de las facies tipo 5 (espículas) hacia la parte alta de la secuencia. No obstante, la frecuente presencia a techo de la formación de calizas de crinoides, interpretadas como depósitos de bancos carbonatados con campos de sand waves y megaripples que migrarían bajo la acción de las olas de mareas, indica una somerización puntual justo antes de la ruptura de la plataforma. Hay que destacar también la presencia local en las facies 1 y 2, que generalmente se relacionan tanto lateral como verticalmente, de pequeñas secuencias de somerización ligadas a subsidencia y/o ascensos episódicos del nivel del mar. La velocidad de sedimentación para el conjunto de esta formación varía entre 0,7 cm/1000 años y 10 cm/1000 años, siendo la media de 2 cm/1000 años.

El techo de esta formación constituye una discontinuidad estratigráfica de extensión regional que marca la ruptura de la extensa plataforma carbonatada del Lías inferior a partir de la cual se instaló una sedimentación de carácter pelágico en todo el ámbito de la Zona Subbética. Esta discontinuidad viene marcada en las unidades estudiadas por la presencia de hardgrounds y/o superficies de omisión, desarrollo de morfologías kársticas, diques neptúnicos y otros rasgos relacionados. En el apartado IV.2 se estudian ésta y otras importantes discontinuidades.

Esta formación tiene sus equivalentes en otros dominios alpinos del área mediterránea (ver revisiones en GARCIA-HERNANDEZ et al., 1976, y AZEMA et al., 1979). Así en el N de Africa (por

ejemplo BURRI et al., 1973; PASSULLET y BENEST, 1975; LEE y BURGUESS, 1978; WILDI, 1983), Apeninos ("Calcare Massicio" o "Calcare a Palaeodasycladus"; por ejemplo FARINACCI, 1967; PASSERI y PIALLI, 1972; COLACICCHI et al., 1970; D'ARGENIO et al., 1975; D'ARGENIO, 1976; COLACICCHI et al., 1978; BERNOULLI et al., 1979), Alpes (por ejemplo BERNOULLI y JENKYNS, 1974; "calcare grigi", WINTERER y BOSELLINI, 1981; LEMOINE, 1984), Cárpatos (por ejemplo MISIK, 1966; GECZY, 1972; VOROS, 1973; SALAJ, 1982), en la zona Jónica de los Dinarides (caliza "Pantokrator", RADOICIC, 1966; BERNOULLI y RENZ, 1970; BERNOULLI, 1972). Las calizas de crinoides características del techo de la formación también han sido reconocidas por distintos autores en los Alpes (GARRISON y FISCHER, 1969; COADOLI y BEAUDOIN, 1975; MASETTI y BOTTONI, 1978; por ejemplo) en los Apeninos (PASSERI, 1971, BERNOULLI et al. 1979) y en Sicilia (JENKYNS, 1971).

Estas extensas plataformas carbonatadas como han puesto de manifiesto distintos autores (por ejemplo BERNOULLI, 1972; D'ARGENIO et al., 1975; BERNOULLI y JENKYNS, 1974; VERA, 1984) serían muy parecidas en cuanto a facies, geometría de conjunto, relaciones espaciales y velocidades de sedimentación y subsidencia a las actuales plataformas de Florida-Bahamas.

Las principales diferencias de la plataforma carbonatada donde se depositó la Formación Gavilán en comparación con las de otros dominios alpinos vendrían dadas, como ya apuntó VERA (1984), por la desigualdad en la facies de los materiales triásicos infrayacentes, que en otros dominios pueden ser facies carbonatadas someras en lugar de facies Keuper, y por la edad de finalización de la sedimentación somera e inicio de la pelágica suprayacente, es decir la edad de la fracturación y compartimentación de la plataforma carbonatada. Esta ruptura coincide en el tiempo en extensas áreas, entre ellas la Zona Subbética, para las cuales la ruptura se produjo hace 180 millones de años y estuvo ligada a la fase de rifting del Atlántico central y Tethys occidental (ruptura tethysiana de LEMOINE, 1984) como ya indicaron anteriormente GARCIA HERNANDEZ et al. (1976).

#### IV.1.3. Formación Zegrí (L<sub>5</sub>)

Presenta menor potencia y extensión en sus afloramientos que la anterior formación. Aparece en cuatro de las seis unidades estudiadas, faltando en las dos de situación más meridional (Unidades del Lobatejo-Pollos y del Ventisquero). Los materiales de esta formación dan lugar a un relieve deprimido característico entre las dos formaciones calizas infra y suprayacente, mostrando localmente abundantes despegues y repliegues entre ambas. En general la abundancia de suelos sobre esta formación hace difícil un muestreo detallado de las secuencias. Su potencia varía entre 10 m (S de la Unidad del Camarena-Lanchares) y 200 m (N de la Unidad de Grajales-Mentidero) siendo la potencia media de unos 60 m.

Litológicamente está compuesta por dos tramos característicos:

A) Inferior que corresponde a una ritmita de calizas margosas y margas, localmente sólo margas, de color gris en corte reciente y amarillas en superficie alterada. Localmente con nódulos de sílex, nódulos de pirita y restos carbonosos. En algunos puntos presenta laminación paralela dada por la disposición planar de bioclastos y abundante bioturbación (Planolites, Chondrites y Zoophycos principalmente). Se diferencian los siguientes tipos de microfacies: 1) Wackestone y mudstone con crinoides; 2) Mudstone y wackestone con algunos bioclastos, principalmente "filamentos", localmente en relación con estas facies aparecen lumaquelas de "filamentos"; y 3) Wackestone y mudstone de espículas de esponjas.

B) Superior de calizas nodulosas margosas generalmente de color rojo (Ammonítico Rosso inferior). Con escasa potencia, entre 3 y 15 m como valores mínimo y máximo respectivamente y 8 m de potencia media. Presenta abundante bioturbación (Thalassinoides y Chondrites principalmente). Son abundantes las impregnaciones de óxidos de hierro y los estilolitos, así como los hardgrounds y superficies de omisión, especialmente en la parte superior del tramo. Localmente (Unidad Gaena) se han observado algunos slumps. He diferenciado tres tipos principales de microfacies: 1) Mudstone con algunos bioclastos; 2) Wackestone con "filamentos"; y 3) Packstone y wackestone de peloides y "filamentos".

La edad de esta formación está comprendida generalmente entre el Domeriense medio y el Bajociense inferior. En algunos puntos (Unidad de Grajales-Mentidero) el muro de la formación es de edad Carixiense superior. El tramo inferior (ritmita) es comúnmente de edad Domeriense medio-Toarciense inferior y el tramo superior (Ammonítico Rosso) con abundantes niveles condensados y lagunas estratigráficas es del Toarciense superior-Bajociense inferior. El contacto con la formación suprayacente corresponde a una importante discontinuidad estratigráfica sobre la cual se trata en el apartado IV.2. Este contacto, en las unidades septentrionales (Camarena-Lanchares y Grajales-Mentidero) corresponde a un cambio litológico brusco, con el paso de las calizas de facies Ammonítico Rosso a calizas blancas con peloides. Se marca con ello el cambio de una sedimentación pelágica a otra que se genera en ambientes más someros y energéticos. En el resto de las unidades, este contacto es menos brusco, está señalado por la presencia de varios niveles con lagunas estratigráficas, hardgrounds y/o superficies de omisión, y conlleva la desaparición del aspecto noduloso y la aparición de sílex en nódulos y lechos en la formación suprayacente.

Las perioditas o ritmitas del tramo inferior se habrían depositado en un ambiente pelágico o hemipelágico por debajo del nivel de base de las olas. Las diferencias en la relación carbonato/arcillas existentes entre los lechos tendrían esencialmente un origen primario, ligado a la dilución periódica principalmente y

en menor grado a variaciones periódicas en la productividad de carbonatos y en las condiciones redox (ciclos de productividad y ciclos redox). Estos ciclos habrían sido inducidos principalmente por oscilaciones climáticas de escala global (ciclos orbitales de la tierra o ciclos de Milankowitch). Sin embargo en algunos puntos (Unidad de Gaena por ejemplo) se han observado morfologías de lechos que indicarían la acentuación de estas diferencias primarias por procesos diagenéticos posteriores, con la redistribución del carbonato cálcico, modificando la composición del sedimento original y resaltando heterogeneidades primarias. La pirita, abundante en esta formación, se habría originado durante la diagénesis, en microambientes dentro del sedimento. La fuente de la sílice de origen diagenético correspondería a las espículas de esponjas y radiolarios. La velocidad de sedimentación para este tramo se ha calculado entre 3,8 y 28 mm/1000 años con una velocidad media de 8,2 mm/1000 años.

Las calizas margosas nodulosas se encuentran asociadas lateral y verticalmente con las ritmitas que componen el tramo inferior. La presencia del aspecto noduloso es el rasgo más característico de estas facies. La nodulización sería el resultado de la acción combinada de los siguientes factores: a) velocidad de sedimentación muy baja o casi nula, en ocasiones, originándose hiatos, como queda reflejado tanto por la existencia de abundantes superficies de omisión como por las bajas velocidades de sedimentación, estimadas para este tramo superior de la formación (entre 1,4 y 1,9 mm/1000 años); b) intensa bioturbación; c) diagénesis temprana con disolución del carbonato en algunas partes del sedimento (matriz) y su precipitación en otras (nódulos), mediante los procesos conocidos como segregación diagenética temprana (JENKYNS, 1974); y d) compactación diferencial entre nódulos y matriz, con la formación de microestilolitos y estilolitos que acentuarían los límites entre ambos. La existencia de lechos de ritmita que pasan a tener lateralmente un aspecto noduloso incipiente más o menos desarrollado, indicaría que el sedimento original podría tener la misma composición y haberse depositado bajo unas condiciones sedimentarias parecidas. La paleobatimetría de depósito del conjunto de la formación, de acuerdo con la ichnofacies y con la asociación de facies, estaría comprendida entre el nivel de base de las olas de tormentas y los 200 m, probablemente en la parte inferior de la zona fótica.

Las facies pelágicas del tramo inferior son similares a las descritas en numerosas áreas del dominio alpino mediterráneo, como primeros depósitos después de la ruptura de la plataforma carbonatada infrayacente y que reciben distintos nombres locales (ejemplo: Fleckenkalk, Medolo, Corniola, Caliza Siniais o si contienen abundante sílex, Hornsteinkalk) ver revisión en BERNOULLI y JENKYNS (1974). Aunque son especialmente abundantes en el Lías, aparecen también en secuencias más modernas, con variaciones locales debidas a un mayor o menor contenido en carbonatos, la existencia o no de abundante sílex, slumps y

turbiditas. En general las secuencias citadas, de acuerdo con los datos bibliográficos, son más calcáreas y contienen más cantidad de sedimentos redepositados que la Formación Zegrí.

En cuanto al tramo superior, corresponde al Ammonitico Rosso margoso de AUBOUIN (1964) abundante en las cordilleras alpinas. Este autor hace una revisión de sus principales afloramientos y características en los Alpes meridionales y occidentales, Apeninos y Dinárides, donde suele coincidir en edad con la de la Formación Zegrí (Toarciense-Bajociense).

#### IV.1.4. Formación Veleta (J<sub>1</sub>)

Definida por primera vez en este trabajo (ver apartados II.3.1 y II.3.4). Aflora principalmente en las unidades de Gaena y del Ahillo y con poca extensión en las de Lobatejo-Pollos y Ventisquero. Su potencia varía entre unos pocos metros en éstas dos últimas unidades y 75 m en la Unidad del Ahillo. La edad de esta formación es fundamentalmente Bajociense aunque su techo y muro son heterocrónicos según las distintas unidades. Así en la Unidad de Gaena en los materiales inmediatamente infrayacentes aparecen ammonites del Aalenense y la edad del techo de la formación está comprendida entre el Bajociense inferior y el Bajociense superior según los puntos. En la unidad de Lobatejo-Pollos la edad de la formación es Bajociense superior y en las unidades del Ahillo y Ventisquero comprende la mayor parte del Bajociense.

Litológicamente está compuesta por calizas tableadas de color gris claro con abundante sílex en nódulos y lechos. Las estructuras internas de los lechos más características son la laminación paralela y la cruzada de bajo ángulo, que vienen dadas por la disposición planar de "filamentos" y/o alternancia milimétrica de "filamentos" y peloides. En las unidades de Lobatejo-Pollos y Ventisquero esta formación se dispone, en los pocos afloramientos encontrados, fosilizando un paleorelieve kárstico. Hacia su base, en dichas unidades, aparecen calizas margosas nodulosas que constituyen una secuencia condensada de modo que algunas biozonas están representadas por un solo estrato, con una escasa velocidad de sedimentación (menos de 1,3 mm/1000 años). Esta formación, aunque la tectónica en mantos de corrimiento impida verlo pasaría hacia el N a las calizas de la Formación Camarena. Por otra parte el tránsito a la formación Ammonitico Rosso superior suprayacente es gradual, y viene dado simplemente por la aparición del aspecto noduloso y el color rojo, y la desaparición del sílex. Del mismo modo en la parte superior de la formación existen cambios laterales de facies entre la formación Veleta y el Ammonitico Rosso superior.

Se han diferenciado los siguientes tipos de facies:

1) Wackestone y mudstone con "filamentos". En relación con estas facies hay abundantes "protoglobigerinas", especialmente en el Bajociense inferior; 2) Mudstone de radiolarios; 3) Packstone y

grainstone de peloides y "filamentos"; y 4) Grainstone de peloides. Estas facies se suelen disponer generalmente en el orden indicado de mayor a menor antigüedad, constituyendo en su conjunto una secuencia somerizante donde predominan las facies 1 y 3. En conjunto estas facies pueden tener sus equivalentes en otros dominios mediterráneos en las calizas de lamelibranquios pelágicos (BERNOULLI, 1972; BERNOULLI y RENZ, 1970; BERNOULLI y JENKINS, 1974) así se encuentran en los Alpes del S, Apeninos Centrales y Zona Jónica donde presentan una edad generalmente comprendida entre el Bajociense y el Calloviense inferior.

Esta formación se ha interpretado como depositada a cierta profundidad en una rampa carbonatada alejada de costas. Esta rampa se habría originado en relación con un ascenso eustático del nivel del mar a partir del Aalenense en una de las fases principales de ascenso del nivel del mar a escala global (por ejemplo HALLAM, 1978, 1981; VERA, 1984). Las facies 3 y 4 se han interpretado como capas de tormentas o tempestitas distales, depositadas sobre esta rampa carbonatada, en la que debido esencialmente a su profundidad, entre 15 y 40 m, la frecuencia de las capas de tormentas no sería muy alta, de modo que el fondo sería alcanzado sólo esporádicamente por tormentas excepcionales. El sílex muy abundante y característico de esta formación se habría originado en la diagénesis temprana a partir de los radiolarios y espículas de esponjas.

#### IV.1.5. Formación Camarena (J<sub>m</sub>)

Aflora en las dos unidades más septentrionales del conjunto de las estudiadas (unidades del Camarena-Lanchares y de Grajales-Mentidero), siendo la formación más característica de ambas. Compuesta principalmente por calizas oolíticas de color blanco. Su potencia varía de 110 a 300 m según las secciones siendo por término medio de unos 200 m. La edad de la Formación Camarena de acuerdo con los ammonites encontrados en las formaciones infra y suprayacente estaría comprendida entre el Bajociense inferior y el Bathoniense medio, ambos inclusive.

Se han diferenciado los siguientes tipos de facies: 1) Wackestone y mudstone de radiolarios, espículas de esponjas y otros aloquímicos; 2) Packstone y grainstone de peloides y "filamentos"; 3) Grainstone de ooides y peloides; 4) Grainstone y packstone de oncooides; 5) Calizas de corales; 6) Grainstone y packstone de crinoides y otros bioclastos; 7) Mudstone con textura fenestrai; y 8) Brechas sinsedimentarias. Predominan las facies números 2 y 3. La facies número 1 aflora únicamente en la Unidad de Grajales-Mentidero, mientras que las facies 5, 6 y 7 aparecen únicamente en la unidad del Camarena-Lanchares.

Las facies más someras y energéticas se presentan en la Unidad del Camarena-Lanchares de modo que parece existir una

gradación en cuanto a somerización decreciente para el conjunto de la formación desde el W (Sierra de Puente Genil) hacia el E (S de los Grajales. Así en la Unidad del Camarena-Lanchares aparecen muy buenos ejemplos de estratificaciones tabulares de gran escala, generadas por la migración de sand waves, fajas de bancos de mareas (tidal bar belts) y otras morfologías que podrían corresponder a spillover lobes originados por eventos de tormentas importantes, también existe estratificación cruzada de tipo herringbone, especialmente en relación con las calizas de crinoides de la parte superior de la formación, originadas por el flujo mareal en ambientes de llanuras de mareas. A partir del análisis de estas estructuras se ha comprobado que en la parte media-superior de la formación predominan las corrientes unidireccionales, mientras, que en el techo prevalecen las corrientes de sentidos opuestos. Del mismo modo se observa un cambio en la dirección de las paleocorrientes entre la parte media-superior (N 10-30° W) y el techo de la formación (N 70-80° E y N 100-120° E) que puede interpretarse como una variación en la disposición del margen de la plataforma, que pasaría de tener una dirección inicial aproximadamente N 70° E a una dirección N-S.

Los oolitos que son el componente mayoritario de esta formación indicarían que la mayor parte de ésta se habría desarrollado en un ambiente de aguas someras y de alta energía, de clima tropical o subtropical, bajo la influencia de la acción de las corrientes o de las mareas a profundidades generalmente entre 2 y 6 m. Posiblemente un lento ascenso del nivel del mar combinado con la subsidencia ha mantenido relativamente estables las condiciones sedimentarias, ya que ascensos o descensos importantes y bruscos del nivel del mar por encima o por debajo de la profundidad óptima de producción de ooides (2-6 m) supondrían la paralización de su producción.

Los corales en posición de vida abundantes en los afloramientos más occidentales de la unidad constituyen una prueba más, evidente, de un origen marino somero de estas calizas, del mismo modo, su forma, asociación con ooides y la existencia de estratificaciones cruzadas indicarían un medio relativamente agitado y afectado por olas y corrientes. Las calizas micríticas con textura fenestral, que aparecen en algunos puntos en el techo de los afloramientos más occidentales de la formación se habrían originado en ambientes de llanuras de mareas.

En la Unidad de Grajales-Mentidero se observan transiciones graduales lateral y verticalmente desde facies de aguas más profundas (wackestone y mudstone) predominantes en la parte inferior de la formación, a facies submareales (grainstone y packstone) que prevalecen en la parte media y superior de la formación, constituyendo una secuencia de somerización. Sin embargo en esta secuencia que se ha interpretado como depositada en una rampa carbonatada de tipo homoclinal, al contrario que en la Unidad del Camarena-Lanchares, no se han observado características

típicas de la zona intermareal, ni estratificaciones cruzadas de gran escala u otras estructuras ligadas al desplazamiento o migración de cuerpos de arenas carbonatadas. La laminación paralela es la estructura más característica y abundante en esta formación en la Unidad de Grajales-Mentidero y se ha interpretado como originada fundamentalmente en relación con etapas de tormentas.

En ambas unidades existen brechas sinsedimentarias y formas canalizadas que se interpretan como canales originados en la parte más alta de la zona submareal, por corrientes de tormentas o corrientes de resaca de estas últimas, que erosionarían y rellenarían episódicamente estos canales.

Como características particulares de la Formación Camarena en la Unidad de Grajales-Mentidero destacan la presencia de sílex en nódulos y lechos localmente abundantes, y la gran cantidad de superficies estilolíticas paralelas a la estratificación.

El modelo de depósito deducido para las calizas de esta formación constituye una secuencia de somerización (shallowing upward). Después del depósito de las calizas margosas nodulosas pelágicas de la Formación Zegrí, en relación con una etapa de ascenso del nivel del mar global, se estableció un ambiente de plataforma carbonatada somera en la que las calizas de peloides y "filamentos" en la Unidad de Camarena-Lanchares fueron el primer sedimento depositado en un ambiente submareal. En la Unidad de Grajales-Mentidero en unas condiciones de mayor profundidad se producía el depósito de wackestone y mudstone de radiolarios, espículas de esponjas y otros aloquímicos en un ambiente de rampa carbonatada profunda. Posteriormente y probablemente hacia uno de los bordes de la plataforma comenzó la formación de ooides sobre el fondo marino afectado por las corrientes. La acción combinada de distintos factores (tectónicos, nivel del mar, corrientes, relieve, aspectos diagenéticos, organismos arrecifales, ...) hizo que se mantuvieran las condiciones idóneas para el desarrollo de potentes bancos oolíticos en ambientes suficientemente energéticos de la plataforma. En la parte occidental de la formación se desarrollarían colonias de corales, puntualmente abundantes, en etapas que alternarían con otras de producción de oolitos, dando secuencias de escala métrica ligadas a oscilaciones relativas del nivel del mar. Estas últimas debidas a la alternancia de periodos de estabilidad y de subsidencia en la cuenca, que a su vez pudieron estar relacionados con movimientos de fallas lístricas que afectaron al margen continental.

El desarrollo de esta plataforma y/o rampa carbonatada que constituye la formación, comenzó en el Bajociense inferior en relación con un importante ascenso eustático del nivel del mar (HALLAM, 1979; VERA, 1984, por ejemplo). Ante este ascenso del nivel del mar, el potencial de crecimiento de la plataforma, es decir la velocidad de sedimentación sumada a la subsidencia,

sobrepasaría ligeramente la velocidad de ascenso del nivel del mar (respuesta tipo C de KENDALL y SCHLAGER, 1981, de las plataformas carbonatadas frente a ascensos del nivel del mar), dando lugar a una secuencia de somerización de gran escala como las descritas por JAMES (1984) ligadas inicialmente a un ascenso del nivel del mar y con cierta complejidad, dada por las fluctuaciones del nivel del mar, tectónica y geometría de la plataforma. El crecimiento de esta plataforma correspondería a un evento de una duración de unos 10 millones de años, comparable al orden de magnitud de duración de los ciclos de tercer orden de VAIL et al. (1977), al que se habrían superpuesto otras oscilaciones periódicas del nivel del mar y de la propia subsidencia de la rampa carbonatada.

La velocidad de sedimentación para el conjunto de la Formación Camarena se sitúa entre 11 y 30 mm/1000 años y es por término medio de 20 mm/1000 años. Estas velocidades de sedimentación son bastante más bajas que las propuestas por HINE (1983) de 0,5 m/1000 años para facies similares de la plataforma de las Bahamas, por lo que se puede deducir que alternarían en el período de depósito de la formación intervalos de depósito rápido, como los indicados por este autor, con otros intervalos de interrupción sedimentaria o de escasa velocidad de sedimentación.

El techo de esta formación constituye una importante discontinuidad estratigráfica de extensión regional que presenta además de un cambio litológico brusco entre los materiales infra y suprayacentes, distintos rasgos asociados a ella como son: relieve paleokárstico, diques neptúnicos y otros rellenos de cavidades y fisuras, hardgrounds, brechas sinsedimentarias y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes. En el apartado IV.2 se aborda el estudio de las principales características de esta discontinuidad estratigráfica, así como su interpretación genética.

La existencia de facies de plataforma similares a las aquí descritas se ha indicado para otros dominios alpinos mediterráneos, en sectores en los que la ruptura definitiva de la plataforma carbonatada jurásica tuvo lugar al final del Dogger o con posterioridad a éste (por ejemplo, Zona Prebética; oolítica Ternowaner en la Plataforma Friuli, BOSELLINI et al., 1981), o en otras áreas en que después de la ruptura de la plataforma durante el Lías medio y el inicio de la sedimentación pelágica, se rellenaron progresivamente algunos surcos implantándose de nuevo la sedimentación somera de plataforma carbonatada. Secuencias de somerización en el Dogger bastante parecidas a las aquí descritas para esta formación han sido definidas en el Alto Atlas, Rif meridional, Argelia y W de Portugal por STANLEY (1981), FAUGERES (1982), ELMI (1982) y WRIGHT y WILSON (1984) respectivamente. La oolítica S Vigilio en la plataforma de Trento (Alpes meridionales) es similar en cuanto a facies a la Formación Camarena (BOSELLINI, comunicación oral, 1982) aunque exista diferencia en cuanto a la edad ya que la de la Formación S Vigilio es Toarciense-Aalenense.

#### IV.1.6. Formación Ammonitico Rosso Superior (J<sub>2</sub>)

Es una de las formaciones más típicas de las unidades estudiadas, ya que se encuentra en todas ellas y presenta una facies y un color característico. Su potencia máxima oscila entre 20 y 60 m, la mínima entre 8 y 30 m y la media entre 17 y 44 m. La edad del muro varía desde el Bajociense inferior al Calloviense, mientras que el techo, más isocrónico, es de edad Berriasiense y en la mayor parte de los casos Berriasiense superior concretamente. Hacia el muro y/o parte baja de la formación se han detectado importantes lagunas estratigráficas de amplitud variable. La más considerable se encuentra en la unidad del Lobatejo-Pollos y en algunos puntos de la de Gaena, donde falta representación del lapso Bathoniense superior-Oxfordiense, ambos inclusive. En general, como amplitud mínima para esta laguna se puede tomar el intervalo Bathoniense superior-Calloviense inferior.

Litológicamente se compone esencialmente de calizas nodulosas rojas, localmente algo margosas, y margas. Puntualmente aparecen también calcarenitas, brechas, pebbly mudstones, así como rellenos calcíticos de cavidades (espeleotemas). El color rojo es predominante, aunque abunda también el color beige, especialmente hacia el muro y techo de la formación. En algunos casos el aspecto noduloso está muy poco desarrollado y se presenta sólo hacia la parte superior de los estratos. La bioturbación es muy abundante (Thalassinoides, Planolites y Chondrites, principalmente) y localmente se observan pequeñas discordancias, slumps y brechas intraformacionales.

Los principales tipos de facies de esta formación muestran la siguiente textura y composición: 1) Wackestone y mudstone de distintos microfósiles, cuyo tipo suele guardar una estrecha relación con la edad del sedimento ("Protoglobigerinas", Bajociense-Oxfordiense; Saccocoma, Kimmeridgiense; Calpionellidos, Tithónico superior-Berriasiense; y radiolarios); 2) Wackestone de crinoides; 3) Packstone de "filamentos"; 4) Grainstone de peloides y "filamentos"; 5) Grainstone y packstone de peloides y Saccocoma. Además habría que destacar las facies calcareníticas (grainstone de intraclastos) y, las que están constituidas básicamente por espeleotemas y/o estromatolitos pelágicos, así como los redepósitos de cualquiera de las mencionadas que han originado pebbly mudstone.

La velocidad de sedimentación de esta formación, calculada a partir de los datos obtenidos, arroja valores muy bajos, y constituye una de las características más importantes de la misma. Los valores mínimos de la velocidad de sedimentación están comprendidos entre 0,5 y 0,8 mm/1000 años, los máximos entre 1 y 1,6 mm/1000 años, y los medios se sitúan entre 0,7 y 1,2 mm/1000 años. Descontando las lagunas estratigráficas anteriormente aludidas se obtienen valores de 1,4 a 1,7 mm/1000 años.

El medio sedimentario de esta formación sería un medio pelágico, ubicado a profundidades relativamente someras (menos de 80 m), probablemente en la parte inferior de la zona fótica y próximo al nivel de base de las olas de tormentas. Las facies nº 4 y 5, interpretadas como capas de tormentas, serían el resultado de acontecimientos de este tipo que por su intensidad afectaron a este umbral pelágico. Las oscilaciones del nivel del mar, habrían causado emersiones locales, en relación con las cuales se habrían generado lagunas estratigráficas, como las descritas anteriormente, así como espeleotemas. La discontinuidad correspondiente al límite Dogger-Malm será analizada en el apartado IV.2.

En este alto o umbral pelágico, los principales procesos que habrían influido en la génesis de las calizas nodulosas habrían sido: a) velocidad de sedimentación muy baja o nula en ocasiones, originándose lagunas y discontinuidades estratigráficas localmente ligadas a etapas de emersión; b) acción de los organismos, que habrían originado una bioturbación, frecuentemente intensa, y provocado la litificación selectiva de burrows con menor contenido en carbonatos, así como la formación de costras estromatolíticas y oncolíticas por la acción de algas cianofíceas y bacterias; c) disolución del carbonato en algunas partes del sedimento y su precipitación en otras (nódulos) por segregación diagenética; y d) diagénesis posterior, con compactación diferencial entre nódulos y matriz, desarrollándose estilolitos y marlm seams que acentuarían la nodulización.

Esta formación es equivalente al Ammonitico Rosso calcáreo de AUBOUIN (1964), que aflora ampliamente en la mayor parte de los dominios alpinos y se considera en todos ellos como un depósito típico de alto fondo o umbral pelágico.

#### IV.1.7. Formación Carretero (G)

Se presenta en todas las unidades estudiadas aunque sus afloramientos tienen en general poca extensión y se encuentran convertidas en tierras de cultivo con potentes suelos que dificultan la realización de muestreos adecuados. Su potencia suele ser reducida y comprendida entre 50 y 200 m. Las excepciones se encuentran en puntos de la Unidad del Camarena-Lanchares donde a veces no llegan a aflorar más de 20 m, y en la Unidad del Ventisquero, donde muestra potencias considerables comprendidas entre 600 y 900 m. La edad del muro es Berriasiense, frecuentemente Berriasiense superior mientras que el techo llega hasta el Barremiense y sólo localmente (Unidad de Gaena) al Albiense. Litológicamente está compuesta bien por una alternancia rítmica de calizas margosas y margas de color amarillento o blanco en superficie y gris en corte reciente, o bien por calizas margosas de color amarillento y aspecto conjunto homogéneo. Un rasgo típico de esta formación en su sección tipo como son los slumps y brechas

intraformacionales, sólo se observan aquí en las unidades de Lobatejo-Pollos, Ahillo y Ventisquero, aunque los malos afloramientos puedan ser causa de ello. Localmente existe esquistosidad de fractura bien desarrollada. La bioturbación suele ser importante, con pistas horizontales y otras de tipo Zoophycos, Planolites, Chondrites, Teichichnus, etc., que constituyen una asociación propia de la ichnofacies Zoophycos, indicador batimétrico de zona batial (200-2000 m.)

La microfacies de esta formación es muy constante y por ello poco variada; o bien se trata de mudstone sin aloquímicos o localmente con radiolarios o bien de mudstone y puntualmente wackestone con Calpionellidos en la parte inferior de la formación.

La velocidad de sedimentación con valores comprendidos entre 30-53 mm/1000 años, es bastante mayor que la de las facies Ammonítico Rosso infrayacentes. El medio sedimentario habría sido marino pelágico, alejado de la línea de costas, muy poco energético y con proliferación de fauna bentónica que bioturbaría el sedimento. La profundidad de depósito, difícil de evaluar por falta de criterios, contando con los datos regionales y la abundancia de fauna bentónica, debió mantenerse probablemente por debajo del millar de metros. Correspondería a una fase de profundización general de la cuenca subbética que iniciada en el Berriasiense superior (VERA, 1984) tiende a su homogeneización batimétrica. Sin embargo, aquí se conservaría una paleogeografía de alto fondo que incluso vuelve a quedar emergido durante el Aptiense-Albiense, y no será hasta el Cretácico superior cuando la homogeneización topográfica del fondo marino llega a ser un hecho como ocurre en el conjunto de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas. Irregularidades del fondo ligadas a la existencia de fracturas y/o a subsidencia diferencial así como posibles pulsaciones tectónicas y diapirismo, serían las responsables de la existencia de slumps y brechas intraformacionales.

Las alternancias rítmicas de calizas margosas y margas tendrían esencialmente un origen primario, si bien estas diferencias pueden haber sido acentuadas por la diagénesis. Entre los mecanismos causantes de la ritmicidad se cuenta fundamentalmente con los cambios climáticos que habrían originado ciclos de dilución y/o productividad.

La Formación Carretero tiene su equivalente en la Formación Maiolica de los Apeninos y Alpes meridionales, aunque esta última presenta menos contenido en residuo insoluble. La Caliza Vigla de la zona Jónica al W de Grecia (BERNOULLI y RENZ, 1979) sería así mismo, aunque más calcárea, y con una edad en cuanto a su muro algo más antigua (Tithónico superior), equivalente a la Formación Carretero.

#### IV.1.8. Formación Carbonero (G<sub>1</sub>)

Esta formación aflora únicamente en la Unidad del Ventisquero, donde obviamente, por tanto, se ha definido y se encuentra el corte tipo. La potencia total observable es de unos 150 m. No se han encontrado fósiles que permitan precisar la edad de la formación, aunque de acuerdo con los datos bibliográficos y de geología regional se le atribuye una edad Aptiense superior-Albiense.

Litológicamente se compone de tres tramos: a) margas grises, con algunas intercalaciones calcareníticas y conglomeráticas, con unos 18 m de potencia; b) tramo intermedio compuesto por shale, margas arcillosas y arcillas negras, radiolaritas de color marrón oscuro o gris y abundantes concreciones de calcita, con una potencia total de 40,6 m; el color negro se debe a la presencia de materia orgánica, así como de impregnaciones de minerales de hierro (óxidos, sulfuros y carbonatos) abundantes; y c) tramo superior en el que existe una alternancia de margas y areniscas, localmente conglomerados, de color gris verdoso, y unos 85 m de potencia. Los niveles conglomeráticos, desorganizados o con granoselección normal no muy bien desarrollada, cuando aparecen lo hacen como división basal de las calcarenitas.

Esta formación contiene probablemente las facies depositadas a mayor profundidad de todas las presentes en las unidades estudiadas. En el tramo intermedio se intercalan facies euxínicas, negras, ricas en materia orgánica. Su génesis podría estar ligada al episodio transgresivo generalizado que comienza en el Hauteriviense y culmina en el límite Cenomaniense-Turonense. La inundación de las plataformas continentales, debió producir mares epicontinentales fértiles, así como el transporte de mucha materia orgánica de origen terrestre hacia el mar. Debido a la oxidación del plancton y de la materia orgánica, en general abundante, se producirían mínimos de oxígeno bajos o muy bajos así como la expansión de la capa de mínimo contenido en oxígeno en sentido vertical y lateral, lo que favorecería la preservación de sedimentos ricos en carbono. Este fenómeno se correlaciona con uno de los tres eventos anóxicos oceánicos, concretamente con el de mayor extensión temporal (Barremiense superior-Albiense) descritos por SCHLANGER y JENKYN (1976) y por JENKYN (1980) para el Cretácico. La formación de pirita y otros compuestos de hierro (óxidos y carbonatos) así como la preservación de las estructuras internas de los sedimentos, debido a la ausencia de organismos bioturbadores, se ven favorecidas en estos ambientes euxínicos. La presencia local, por otra parte, de intercalaciones radiolaríticas que carecen de carbonatos, no implica necesariamente que esta formación se haya depositado a grandes profundidades ya que cuencas pequeñas, con restricciones topográficas, como sería ésta, tienden a tener según JENKYN y WINTERER (1932) un CCD somero (1.000-2.000 m) que favorece la acumulación de sedimentos pobres en carbonatos y pueden ser a su vez lugares de alta productividad orgánica y sedimentación abundante de radiolarios.

Entre las turbiditas de esta formación predominan las finamente estratificadas y de grano fino (facies D y E), aunque también aparecen algunas facies canalizadas (facies A) de poca continuidad lateral e importancia volumétrica, junto a las pelagitas y hemipelagitas (facies G). Se trata de turbiditas compuestas totalmente por sedimentos pelágicos, que se habrían generado a partir de las pendientes de domos diapíricos existentes en la vecindad de esta cuenca, formadas por halocinesis de los materiales del Trías de facies Keuper. La puesta en movimiento de sedimento cada vez en un punto distinto de las pendientes de los domos, habría generado una sucesión turbidítica sin ninguna organización secuencial.

Materiales similares a los descritos en esta formación son frecuentes en las cadenas alpinas mediterráneas (ver revisión en JENKYN, 1980 y en STEIN et al., 1986).

#### IV.1.9. Formación Capas Rojas (C)

En esta formación el intenso laboreo agrícola y el desarrollo de suelos sobre la misma, dificulta enormemente la observación. Se compone de calizas margosas, margocalizas y margas rojas o rosas, y blancas hacia la parte inferior de la formación. Localmente muestran aspecto noduloso y laminación paralela horizontal, así como abundantes estilolitos. La bioturbación, con trazas de Zoophycos, Planolites, Chondrites y otras inclasificables, suele ser abundante. Slumps, sílex negro e intercalaciones de turbiditas de grano fino, son elementos que sólo aparecen puntualmente. La potencia total de la formación oscila entre 200 y 300 m aunque en la unidad del Ventisquero alcanza 550 m, y su edad es Turoniense-Eoceno, aunque frecuentemente queda comprendida entre el Turoniense y el Maastrichtiense. La microfacies es muy monótona, mudstone o wackestone de foraminíferos planctónicos.

Esta formación se habría depositado en una cuenca pelágica de escasa energía y baja velocidad de sedimentación (7-12 mm/1000 años), y a profundidades inferiores a los 1000 m y quizá alrededor de 200 m. La existencia local de irregularidades de fondo en relación con procesos halocinéticos de materiales triásicos o con reactivaciones de antiguas fracturas y/o fallas jurásicas, habría originado deslizamientos gravitatorios que generarían los slumps y las turbiditas de grano fino que localmente incorpora esta formación. Variaciones en la productividad de carbonatos (ciclos de productividad) así como en la proporción de aportes terríneos (ciclos de dilución), en relación con factores climáticos serían las primitivas responsables de las alternancias litológicas observadas.

La Scaglia rossa de los Apeninos italianos es la equivalente de esta formación en el ámbito alpino.

#### IV.1.10. Formación Quípar-Jorquera (C)

Equivalente lateral de la Formación Capas Rojas, de la que básicamente se diferencia en el color: blanco o gris en este caso. Litológicamente se compone de calizas margosas de color gris oscuro en corte reciente y gris claro o azulado en superficie erosionada, con abundantes nódulos de pirita, y margas de color blanco o amarillento. Las margas pueden faltar, o constituir por sí solas tramos completos de la formación. Localmente aparece sílex de color negro. La potencia oscila entre 80 m (Unidad del Camarena-Lanchares) y 600 m (Unidad del Ahillo) y su edad queda comprendida entre el Vraconiense y el Maastrichtiense, aunque probablemente existan importantes lagunas estratigráficas. Además de las microfacies con foraminíferos planctónicos y diversas texturas en función de la abundancia de estos últimos (mudstone, wackestone y packstone) aparecen radiolarios, lo cual marca una diferencia de cierta significación con la Formación Capas Rojas donde éstos están ausentes. La Formación Quípar-Jorquera representa un cambio lateral de la Formación Capas Rojas hacia áreas más próximas al continente, probablemente más profundas (Unidades Intermedias) o menos restringidas (¿por domos diapíricos?) donde incorpora los radiolarios y pierde el color rosado.

## IV.2. DISCONTINUIDADES ESTRATIGRAFICAS

### IV.2.1. Rasgos generales

Como se ha venido indicando en anteriores capítulos una de las características más significativas de la estratigrafía del Mesozoico en el Subbético Externo es la presencia de importantes discontinuidades estratigráficas que abarcan periodos de tiempo de amplitud variable. El estudio de las discontinuidades o rupturas estratigráficas es importante desde varios puntos de vista:

1) Nos permite diferenciar las secuencias de depósito o unidades tectosedimentarias (MITCHUN et al., 1977; GARRIDO MEGIAS, 1982);

2) El análisis de las conclusiones genéticas y paleogeográficas derivadas de este estudio, nos permite elaborar curvas que reflejan las variaciones del nivel del mar. Este dato es de gran interés en la reconstrucción de la cuenca sedimentaria y pueden efectuarse comparaciones con las curvas elaboradas para otros dominios de la misma cuenca o de otras áreas alpinas, así como en márgenes no deformados a partir de datos de Estratigrafía Sísmica y de Geología Marina (VAIL et al., 1977; HALLAM, 1981; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1982; VERA, 1984; por ejemplo).

3) Por otra parte, el estudio de las discontinuidades es interesante desde un punto de vista puramente científico, ya que para conocer en detalle la evolución de la cuenca sedimentaria es necesario reconocer las discontinuidades existentes. Estas constituyen el único registro de los fenómenos sucedidos durante las interrupciones sedimentarias o etapas sin depósito, por lo que su estudio permitiría deducir los sucesos acaecidos en la cuenca sedimentaria durante estas etapas sin sedimentación.

4) Por último hay que destacar la existencia en relación con estas discontinuidades, de numerosos niveles con facies de especial interés científico o incluso económico (periodos anóxicos de importancia petrolígena, yacimientos de fosfatos, bauxitas, lateritas, sepiolitas, plomo-zinc, etc., ver por ejemplo JENKINS, 1980; KYLE, 1983).

El Subbético Externo ha constituido durante buena parte del Jurásico y Cretácico bien una plataforma adyacente al continente o bien un umbral pelágico, por lo que ha sido muy sensible a las fluctuaciones del nivel del mar, con cambios muy notables en la velocidad y tipo de sedimentación, lo que nos ha permitido reconocer nítidamente las distintas discontinuidades estratigráficas existentes. Para ello se ha tomado como base e hipótesis de trabajo los criterios utilizados y analizados por VERA (1984, a,b).

Entre los rasgos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos, etc., que caracterizan y por tanto nos han permitido reconocer las discontinuidades estratigráficas podemos destacar:

1) Discontinuidades detectadas exclusivamente por fósiles, fundamentalmente ammonites en el Jurásico y foraminíferos planctónicos y ammonites en el Cretácico.

2) Discontinuidades marcadas por niveles condensados, hardgrounds, costras ferruginosas, niveles fosfatados y estromatolitos pelágicos.

3) Discontinuidades con diques neptúnicos, en los que la edad del relleno más antiguo es posterior a la edad de la discontinuidad.

4) Discontinuidades con rasgos que indican emersión y erosión: paleorelieves kársticos, espeleotemas, brechas de colapso, sedimentos de cavidades terrestres laminados, cementos vadosos y freáticos de agua dulce.

5) Discontinuidades con brechas y conglomerados sinsedimentarios, procedentes en general del desmantelamiento de escarpes de falla.

6) Discontinuidades marcadas por cambios bruscos de litología.

7) Discordancias.

Todos estos criterios pueden presentarse individualmente o asociados. De acuerdo con ellos se han diferenciado las siguientes rupturas principales:

#### Jurásico:

- 1) Carixiense superior-Domeriense inferior.
- 2) Aalenense.
- 3) Bathoniense superior-Calloviense.

#### Cretácico:

- 4) Berriasiense.
- 5) Aptiense-Albiense.
- 6) Cenomaniense-Turoniense.

Coinciden con algunas de las 13 discontinuidades definidas por VERA (1984a) para el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y las tres jurásicas son las mismas analizadas por VERA et al. (1987). Hay que destacar también la presencia en las facies Ammonitico Rosso de las unidades del Camarena-Lanchares y Ventisquero de espeleotemas y brechas de colapso que podrían corresponder a una discontinuidad cuya edad aunque sin poder

precisarla estaría situada entre el Kimmeridgiense y el Berriasiense, ambos inclusive, y que podría estar ligada a una o varias etapas de emersión durante el depósito de los materiales de facies Ammonitico Rosso. Se ha iniciado el estudio de estas facies para intentar dilucidar esta cuestión, aunque hasta la fecha no se tienen datos concretos y seguros. Las dos discontinuidades jurásicas más importantes, en las unidades estudiadas son la 1 y la 3. Las tres rupturas coinciden con episodios de descenso brusco del nivel del mar (VERA, 1984) en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas que fueron causados por eventos tectónicos locales y cambios eustáticos. De las discontinuidades cretácicas únicamente la de edad Berriasiense (nº 4) se presenta en todas las unidades, mientras que las de la parte superior del Cretácico inferior (nº 5) y la de la base del Cretácico superior (nº 6), únicamente se ha reconocido en las unidades del Camarena-Lanchares y del Ventisquero, lo cual no quiere decir que no existan en las restantes unidades sino que no son observables por la poca extensión y calidad de los afloramientos cretácicos. La discontinuidad nº 1 (Carixiense superior-Domeriense inferior) viene indicada en los mapas geológicos a escala 1:100.000 que acompañan al texto con el nº 1, la discontinuidad del Bathoniense superior-Calloviense con el nº 2 y la del Cenomaniense-Turonense con el nº 3.

A continuación comentaré algunas de las principales características de cada una de las discontinuidades estratigráficas diferenciadas en las unidades estudiadas. Para mayores detalles acerca de los aspectos descriptivos se remite al lector a los apartados correspondientes sobre las características del techo y edad de las formaciones Gavilán, Zegrí, Camarena y Ammonitico Rosso de todas las unidades y del Cretácico de las unidades del Camarena-Lanchares y Ventisquero.

#### **IV.2.2. Discontinuidad del Carixiense superior-Domeriense inferior**

Se reconoce fácilmente en todas las unidades estudiadas por un cambio litológico brusco que en las cuatro unidades más septentrionales (Camarena-Lanchares, Grajales-Mentidero, Gaena y Ahillo) existe entre las formaciones Gavilán y Zegrí, y entre las formaciones Gavilán y Veleta o Ammonitico Rosso superior en las dos unidades meridionales (Lobatejo-Pollos y Ventisquero). En estas dos últimas unidades se encuentran superpuestas las discontinuidades 1 y 2 de modo que existe una importante laguna estratigráfica que abarca desde el Domeriense medio al Bajociense inferior, etapa para la cual no hay registrado depósito o éste corresponde a costras centimétricas con abundantes óxidos de hierro o hardgrounds.

Esta discontinuidad separa sedimentos depositados en una plataforma carbonatada somera (Formación Gavilán), que se disponen por debajo de la superficie de discontinuidad, de otros

situados por encima de ésta, claramente pelágicos. En todas las unidades en relación con esta superficie de discontinuidad hay uno o varios niveles, con un espesor total de pocos cm a menos de 1 m, con condensaciones parciales a escala de biohorizonte y subzona de ammonites, entre el Carixiense superior y el Domeriense medio.

En la Unidad del Camarena-Lanchares, en este límite se dan dos posibles situaciones: a) presencia de una superficie paleokárstica; y b) hardgrounds con costras limoníticas bien desarrolladas. En la Unidad de Gaena del mismo modo existe una superficie irregular paleokárstica, diques neptúnicos y uno o varios niveles de hardground. En la Unidad del Lobatejo-Pollos, se han reconocido formas paleokársticas con dolinas de gran escala, diques neptúnicos, brechas de colapso, hardgrounds y otros rasgos diagenéticos característicos de exposición subaérea. En el N de esta unidad existen brechas de edad dudosa pero probablemente liásica que podrían estar ligadas a escarpes de falla en relación con esta discontinuidad. Debido al mayor lapso de tiempo que abarca en la Unidad del Lobatejo-Pollos resulta difícil precisar la edad de la etapa o etapas de emersión suponiendo que esta no haya sido continua a lo largo del Domeriense-Bajociense inferior. En las unidades de Grajales-Mentidero y del Ahillo existen uno o varios niveles de hardground con costras ferruginosas y techos irregulares con rasgos de disolución. En la Unidad del Ventisquero, a techo de la Formación Gavilán aparece un relieve paleokárstico muy bien desarrollado con abundantes diques neptúnicos, con fisuras y cavidades rellenas de espeleotemas y cementos vadosos continentales, y con brechas de colapso. Del mismo modo que en la Unidad del Lobatejo-Pollos el intervalo de tiempo que abarca esta discontinuidad sería Domeriense-Bajociense inferior.

En definitiva se puede establecer que esta superficie de discontinuidad aunque aparece en todas las unidades estudiadas de un modo nítido, es en las dos unidades más meridionales (Lobatejo-Pollos y Ventisquero) donde presenta un paleorelieve kárstico mejor desarrollado con claras evidencias de emersión y erosión subaérea y donde parecen haber existido fases de karstificación sobreimpuestas de modo que los resultados de fases más antiguas pueden haber sido borrados parcial o totalmente.

Eventos de emersión y karstificación de edad Lías medio han sido descritos en los Alpes (BAUD y MASSON, 1975; BAUD, MASSON y SEPTFONTAINE, 1979; LEMOINE, 1984) y en los Apeninos (FARINACCI et al., 1981; FAZZUOLI et al., 1981). Las curvas de fluctuación del nivel del mar propuestas por distintos autores (HALLAM, 1978, 1981; VAIL y TODD, 1981; VERA, 1984) muestran un descenso brusco del nivel del mar que coincide aproximadamente con esta discontinuidad. Según distintos autores (GARCIA-HERNANDEZ et al., 1976; AZEMA et al., 1979; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1980) esta discontinuidad estaría ligada al inicio de la ruptura de la extensa plataforma carbonatada del Lías inferior, en un modo similar a lo sucedido en otras cordilleras alpinas mediterráneas (BERNOULLI y

JENKYNs, 1974), y recientemente se ha interpretado como la fase inicial del desarrollo de un margen continental (etapa de rifting intracontinental en la Zona Subbética, GARCIA-HERNANDEZ et al., 1986a) de modo que la parte superior de la Formación Gavilán en la cuenca subbética es una secuencia de somerización que finaliza bien localmente con una etapa de emersión y karstificación o más generalmente con un hardground.

Posteriormente con la inmersión del paleokarst éste fue fosilizado por la sedimentación pelágica. Esta discontinuidad en la cuenca subbética puede corresponder a la break-up unconformity (FALVEY, 1974) que se considera que marca el cambio de la etapa de rifting a la de deriva, y en la que se observa un cambio en la sedimentación, con facies pelágicas por encima de ella.

#### IV.2.3. Discontinuidad del Aalenense

Uno de los principales problemas que se plantean es el de su datación correcta, debido al hecho de que el Aalenense se suele presentar en uno o varios estratos de menos de 1 m de espesor total, con fuerte condensación, gran cantidad de ammonites, frecuentemente de edad Toarciense superior-Bajociense inferior, y abundantes hiatos. Esta discontinuidad se reconoce en las cuatro unidades más septentrionales, donde marca un cambio brusco en las condiciones sedimentarias de modo que sobre las calizas pelágicas de la Formación Zegrí se implanta un régimen de plataforma o rampa carbonatada (Formaciones Camarena y Veleta). En las unidades de Lobatejo-Pollos y Ventisquero el final del periodo abarcado por esta discontinuidad señala el inicio de la sedimentación sobre el umbral pelágico en que queda constituida la Formación Gavilán, con el comienzo de la fosilización del relieve kárstico irregular y el relleno de sus cavidades.

Esta discontinuidad es contemporánea con el inicio de una secuencia somerizante (shallowing upward) que se desarrolló en las unidades del Camarena-Lanchares y Grajales-Mentidero. El Aalenense inferior coincide también con uno de los principales descensos del nivel del mar global (HALLAM, 1984a; VAIL et al., 1984; y VERA, 1984a). En las unidades estudiadas (salvo probablemente en las del Lobatejo-Pollos y Ventisquero donde puede estar sobreimpuesta a la discontinuidad del Carixiense-Domeriense) no se ha reconocido etapa alguna de paleokarstificación. Se han descrito etapas de emersión en relación con un descenso brusco del nivel del mar en el Toarciense superior en el N de Africa por ELM1 (1981b). Discontinuidades similares, en cuanto a edad, a la existente en las unidades del Lobatejo-Pollos y Ventisquero, han sido descritas para la plataforma de Trento (Alpes meridionales) donde faltan sedimentos del Toarciense-Bajociense inferior (WINTERER y BOSELLINI, 1981) y en la Zona Jónica (W de Grecia) donde sobre la caliza Pantokrator del Lías inferior, se sitúan materiales del

Calloviense-Tithónico medio (Posidonia beds) según BERNOULLI y RENZ (1970).

#### IV.2.4. Discontinuidad del Bathoniense superior-Calloviense

Esta discontinuidad es especialmente patente en las unidades del Camarena-Lanchares y Grajales-Mentidero, donde además de corresponder a una importante laguna estratigráfica de amplitud máxima comprendida entre el Bathoniense superior y el Oxfordiense, ambos inclusive, representa un cambio litológico brusco de calizas oolíticas blancas a calizas nodulosas rojas o amarillas. Los mejores afloramientos de esta discontinuidad en cuanto a extensión y calidad de exposición se encuentran en la Unidad del Camarena-Lanchares, mientras que en la Unidad de Grajales-Mentidero, es observable en pocos puntos. En ambas unidades presenta además distintos rasgos asociados como son la existencia de un relieve paleokárstico, diques neptúnicos y otros rellenos de cavidades y fisuras, hardgrounds, brechas sinsedimentarias y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes. Todos estos rasgos fueron descritos ampliamente e interpretados en el apartado II.2.4.6.

Existen en la Unidad del Camarena-Lanchares diques neptúnicos rellenando fracturas, en algunos casos agrandadas por karstificación cuya distribución fue estudiada por VERA et al., (1984) y que corresponde a un sistema de fracturas originadas en régimen de desgarre, al que se vio sometida al menos esta parte de la cuenca subbética al final del Dogger. Del mismo modo la presencia de brechas sinsedimentarias jalonando la discontinuidad (Brecha de la Loma de las Piedras) indicaría la existencia de escarpes de fallas probablemente también ligadas a esta fracturación acontecida al final del Dogger. Esta fase de fracturación es probable que se produjera en relación con el régimen esencialmente transformante sinistral que según diversos autores (OLIVET et al., 1982; BIJU-DUVAL et al., 1977; HSU, 1977, entre otros) controló el movimiento relativo de las placas africana e ibérica hasta mediados del Jurásico superior. Además de esta fracturación ligada a la tectónica regional, las fisuras o huecos a partir de las cuales se formaron los diques neptúnicos se originaron mediante karstificación probablemente ligada a exposición subaérea, al menos en algunas áreas. El relleno de estas cavidades se inició en el Calloviense y se mantuvo en algunos puntos hasta el Berriasiense inferior. Las notables variaciones existentes en la edad de fosilización de la superficie de discontinuidad, se deberían esencialmente a que la sedimentación habría tenido lugar sobre una superficie topográfica irregular y con una velocidad de sedimentación muy lenta. En las partes topográficamente más altas, que corresponderían localmente a márgenes "bypass" (McILREATH y JAMES, 1984; BICE y STEWART, 1985) no se habría depositado ningún

sedimento salvo en el interior de las fisuras y cavidades (diques neptúnicos) e incluso pudo predominar la erosión. Estas partes más altas podrían haber permanecido también más tiempo emergidas y/o también la actuación de corrientes podría haber removilizado el sedimento. En las partes paleotopográficamente más bajas la fosilización sería más antigua que en las partes más altas.

En las cuatro unidades restantes (Gaena, Ahillo, Lobatejo-Pollos y Ventisquero), esta discontinuidad viene registrada por un importante hardground que constituye un nivel guía característico en la Formación Ammonítico Rosso superior y corresponde a una amplia laguna estratigráfica que suele comprender desde el Bathoniense superior al Oxfordiense ambos inclusive, aunque localmente por encima del hardground aparezcan uno o varios niveles condensados de poco espesor (por regla general menos de 1 m) de calizas nodulosas y margas rojas del Calloviense-Oxfordiense.

Esta discontinuidad correspondía a una etapa de descenso brusco del nivel del mar durante el Bathoniense superior (VAIL y TODD, 1981; VERA, 1984).

Discontinuidades similares se han descrito en Provenza y Alpes Marítimos (Francia) por ARNAUD y MONLEAU (1984) y MONLEAU (1986), en los Alpes Medianos (Briançonnais) de Francia y Suiza por SEPTFONTAINE (1983), en los Apeninos por FARINACCI et al. (1981) y en los Cárpatos por MISIK (1979). De acuerdo con las anomalías geoquímicas detectadas en los Cárpatos (Polonia), en la Cordillera Ibérica y en otros puntos de Francia y Alemania algunos autores (BROCHWICZ-LEWINSKI et al., 1984, 1986) han sugerido un evento catastrófico, concretamente, un impacto de asteroide, para explicar esta discontinuidad.

#### **IV.2.5. Discontinuidad del Berriasiense**

Presenta una edad Berriasiense superior, y se observa en todas las unidades estudiadas, corresponde a una importante etapa de ascenso del nivel del mar que se inició al final del Berriasiense (VAIL et al., 1977; VERA, 1984) cuando termina el depósito de la facies Ammonítico Rosso, implantándose la sedimentación de calizas margosas y margas de la Formación Carretero. Hay que destacar la existencia inmediatamente debajo de esta discontinuidad de algunos niveles calcareníticos intercalados en las calizas nodulosas de facies Ammonítico Rosso que tal vez registran las primeras pulsaciones de este ascenso eustático. Esta discontinuidad se presenta en las cadenas alpinas mediterráneas sólo que con una edad algo más antigua (Tithónico) por regla general con el inicio del depósito de las facies Maiolica y similares (ver BERNOULLI y JENKINS, 1974).

#### **IV.2.6. Discontinuidad del Aptiense-Albiense**

Se reconoce en las unidades del Ventisquero y Camarena-Lanchares. En la primera viene marcada por el límite entre la Formación Carretero y la Formación Carbonero con la aparición de facies turbidíticas, euxínicas y radiolaríticas. Debido a la escasez de micro y macrofauna así como de afloramientos no ha podido datarse exactamente la edad de la discontinuidad.

En la Unidad del Camarena-Lanchares no se han encontrado materiales de edad Aptiense-Albiense inferior por lo que parece existir una importante laguna estratigráfica que cubre estas edades. La sedimentación se reinició en el Albiense superior con el relleno de cavidades formando diques neptúnicos. Las cavidades donde se enclavan los diques con relleno de material cretácico en la Unidad del Camarena-Lanchares presentan una morfología claramente kárstica y parecen haberse originado en medio subaéreo de acuerdo con alguno de sus tipos de relleno (ver apartado II.2.4.6.C). Estos diques se formarían en una etapa de erosión con emersión anterior al Albiense superior, pero de modo que en algunos puntos la erosión se produjo, al menos parcialmente, a partir de diques con relleno de material jurásico, agrandando estos pero conservando parte del relleno anterior.

La edad de fosilización de este relieve paleokárstico varía en edad desde el Albiense superior al Maastrichtiense, por lo que en algunos puntos la laguna estratigráfica a techo de las calizas oolíticas de la Formación Camarena comprende desde el Bathoniense medio al Maastrichtiense.

En las restantes unidades, debido fundamentalmente a la escasez de afloramientos, no ha podido constatarse la existencia de esta discontinuidad. Algunas consideraciones genéticas y regionales sobre la misma se verán en el siguiente apartado, conjuntamente con la discontinuidad Cenomaniense-Turoniense, ya que ambas aparecen sobreimpuestas en algunas áreas de la Unidad del Ventisquero.

#### **IV.2.7. Discontinuidad del Cenomaniense-Turoniense**

Esta discontinuidad se aprecia en el sector occidental de la Unidad del Ventisquero, donde la Formación Capas Rojas del Senoniense se superpone a materiales de edad Neocomiense, de modo que existe una importante laguna estratigráfica que abarcaría desde el Barremiense al Turoniense ambos inclusive; falta por tanto la Formación Carbonero. Esta importante laguna estratigráfica podría haberse originado por: a) erosión de corrientes de fondo intensas; o b) no depósito debido a disolución del carbonato en aguas por debajo de la CCD, o a productividad superficial muy baja.

En distintas cuencas sedimentarias cretácicas del Tethys y del Atlántico central han sido reconocidas dos lagunas estratigráficas de duración parecida a la de las dos últimas discontinuidades descritas. De acuerdo con DE GRACIANSKY et al. (1981, 1984) el primer período sin depósito comienza en el Aptiense inferior e incluye el Aptiense superior y el Albiense inferior. En algunos puntos del Atlántico central comienza localmente en el Barremiense. Corresponde a una etapa de elevación del nivel de compensación de la calcita en los océanos y marca la transición en muchos puntos desde una sedimentación predominantemente calcárea a otra predominantemente arcillosa. Es contemporánea a su vez con la fase de rifting que precedió a la apertura del Atlántico N como puede verse en el DSDP 398 en el margen ibérico (SIBUET et al., 1980) y con un ascenso del nivel del mar.

El segundo período sin depósito comenzó también aproximadamente a la vez en el Atlántico central y en los dominios alpinos, en el Vraconiense o Cenomaniense, y finaliza generalmente en el Turoniense y es contemporáneo con un ascenso eustático rápido del nivel del mar global (VAIL et al., 1977). Estas lagunas estratigráficas según DE GRACIANSKY et al. (1984) podrían estar relacionadas a etapas de alto nivel del mar global de origen eustático que causaron una transgresión de gran importancia sobre los continentes (por ejemplo en el Turoniense inferior nivel del mar quizás 450 m más alto que en la actualidad, HANCOCK y KAUFFMANN, 1979). En relación con esta transgresión el área de sedimentación marina se vio aumentada para el depósito de sedimentos biogénicos y terrígenos, y por otro lado con la reducción del área sometida a erosión subaérea resultaría menos cantidad de sedimento utilizable para su sedimentación en cada unidad de tiempo y área.

Otros autores consideran que estas discontinuidades pueden estar ligadas a la acción de corrientes de fondo. Con el D.S.D.P. se ha podido apreciar la importancia de la erosión en el fondo marino: secciones pelágicas en todos los océanos y en distintas situaciones topográficas, están marcadas por discontinuidades de diferente extensión temporal (JENKINS, 1986). Abundantes márgenes pasivos modernos muestran evidencias de extensa erosión (ver revisión en FREEMAN-LYNDE y RYAN, 1985). Durante los periodos glaciales las discontinuidades pueden ser producidas por flujos erosivos de aguas de fondo transportadas por diferencias de densidad procedentes del deshielo de casquetes glaciares y por circulación de agua somera incrementada simultáneamente (por ejemplo, JOHNSON, 1974; LONSDALE, 1976). En periodos de la historia de la tierra de clima más homogéneo la circulación profunda y la erosión puede haber sido el resultado del hundimiento de aguas salinas densas formadas en cuencas evaporíticas (SALTZMAN y BARRON, 1982). Variaciones de este modelo son los "eventos de inyección" de THIERSTEIN y BERGER (1978) y ARTHUR y NATLAND (1979) en los que desbordamientos de aguas salinas de una cuenca a otra son considerados causantes de cambios oceanográficos

sedimentarios y faunísticos importantes. JANSÁ (1978) reconoce la existencia en el Atlántico central de un importante hiato que comprende desde el Cenomaniense superior al Coniaciense ambos inclusive. Considera que puede ser debido a un cambio en las paleocirculaciones oceánicas. El aumento de las corrientes de fondo traería consigo una falta de depósito y en algunas regiones del Atlántico N una erosión. De acuerdo con este autor han sido arrastrados hasta 800 m de sedimentos por la erosión en la discontinuidad regional del Cretácico superior en la región del Blake Plateau y en la cuenca atlántica de Marruecos. Estas discontinuidades podrían estar ligadas en concreto a un cambio en el modelo de circulación del agua del fondo entre el Tethys y el Atlántico Norte en relación con la separación de la placa europea (Groenlandia incluida), de América del Norte que habría permitido el flujo de aguas frías de las altas latitudes hacia el centro del Atlántico y el desarrollo de poderosas corrientes de fondo.

SHERIDAN (1981) destacó la existencia de grandes hiatos ligados a una etapa de erosión importante que afectó a taludes continentales de los márgenes atlánticos a profundidades entre 1000 y 1500 m durante el Cretácico medio. Según este autor existe una correlación entre estos eventos erosivos y el descenso del nivel del mar global del Cenomaniense medio, indicado en las curvas de VAIL et al. (1977). Según THIEDE et al. (1981) los procesos erosivos en el Atlántico fueron más activos durante el Cretácico medio.

Se ha observado erosión marina en carbonatos profundos de las Bahamas (SCHLAGER et al., 1984 y FREEMAN-LYNDE y RYAN, 1985) principalmente entre el Cenomaniense y del Maastrichtiense, con diques neptúnicos rellenos de calizas pelágicas que pueden ser similares a las existentes en la Unidad del Camarena-Lanchares. Sin embargo la erosión de acuerdo con estos autores habría tenido lugar mayoritariamente a profundidades de más de 2500 m.

FERRY et al. (1986) describen formas de erosión submarinas fósiles para explicar la laguna sedimentaria existente en las cadenas subalpinas francesas entre las calizas del Barremiense basal y el Aptiense (Gargasiense). Consideran estas formas similares a otras actuales a profundidades de 2200 m en las que la erosión resultaría de la acción conjugada y complementaria de: 1) disolución submarina de las cretas todavía blandas, desagregando el material y haciéndolo más sensible a las acciones hidrodinámicas; 2) circulación de las corrientes de fondo acelerando la disolución y separando las partículas de la creta.

MASCLE et al. (1986) encuentran formaciones calcáreas de edad Albiense superior a Cenomaniense inferior karstificadas en la fosa helénica (Mediterráneo oriental) a 3000 m de profundidad que consideran hipotéticamente como un karst pre-Messiniense sumergido en la actualidad.

CANEROT et al. (1986) ponen de manifiesto la existencia de la discontinuidad del Aptiense-Albiense en el margen atlántico del W

de Marruecos, al N de Marruecos, W de Argelia y S de Tunez.

Los antecedentes bibliográficos acerca de estas discontinuidades estratigráficas en las Cordilleras Béticas fueron revisados en el apartado 1.6.4.

#### IV.2.8. Causas de las discontinuidades. Correlaciones.

Los márgenes denominados pasivos como el aquí estudiado durante el Jurásico y Cretácico, están lejos de ser inactivos. Durante el Jurásico y Cretácico este margen, como el del Mar del Norte, por ejemplo, se ha visto afectado por fallas extensivas, fallas de desgarre, movimientos diapíricos de las evaporitas triásicas, actividad volcánica y subsidencia isostática regional (GLENNIE, 1984). Así pues, resultaría difícil de acuerdo con MIALL (1986) separar los efectos estratigráficos de esta actividad de aquellos que son debidos a cambios del nivel del mar eustáticos. Entre los criterios diagnóstico que se pueden emplear se encuentran: a) discordancias angulares; b) fallas normales sinsedimentarias, que dan lugar a cambios bruscos de espesores; y c) conglomerados ligados a escarpes; la presencia de alguno o varios de estos aspectos permiten la identificación de las discontinuidades inducidas tectónicamente. Se han establecido muchas correlaciones entre movimientos principales de placas, episodios orogénicos y cambios de gran escala del nivel del mar (ver resumen en MIALL, 1984, p. 360-361, por ejemplo) debido a la estrecha interrelación causa-efecto existente entre estos fenómenos.

En cuanto a las discontinuidades descritas y tomando como base de trabajo las curvas del nivel del mar propuestas por VAIL et al. (1977), HALLAM (1981, 1984a), VAIL y TODD (1981), GARCIA-HERNANDEZ et al. (1982) y VERA (1984a) (ver fig. 140) podemos establecer las siguientes puntualizaciones:

La discontinuidad del Carixiense superior-Domeriense inferior, parece ligada fundamentalmente a la tectónica de rifting, coincidente con una fase de apertura del Atlántico Norte, con la formación de fallas lístricas que compartimentarían la plataforma carbonatada del Lías inferior, y provocarían el basculamiento de bloques. Coincidiendo además con esta época se habría producido un descenso del nivel del mar global.

La discontinuidad del Aalenense estaría ligada probablemente a un importante descenso eustático en el límite Toarciense-Aalenense, posteriormente al cual, especialmente a partir del Bajociense inferior se registraría un ascenso del nivel del mar.

La discontinuidad del Bathoniense superior-Calloviense coincide con una importante etapa de descenso del nivel del mar durante el Bathoniense superior, a la cual siguió un rápido ascenso durante el

VERA, 1984

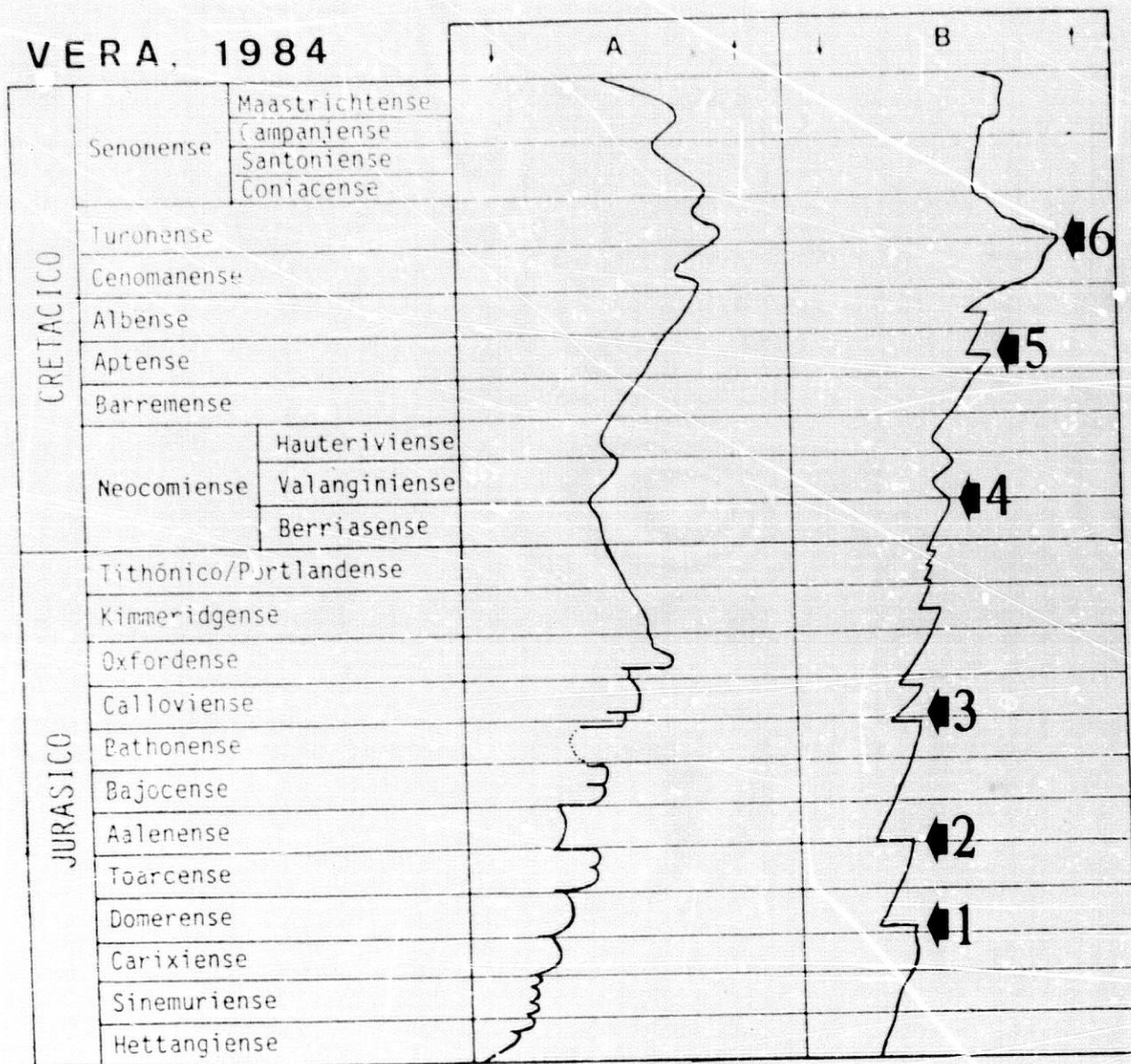


Figura 140. Relación de las discontinuidades analizadas en este trabajo con las curvas de cambios relativos del nivel del mar. A: Curva propuesta a nivel mundial (HALLAM, 1978; JENKINS, 1980). B: Curva para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, (VERA, 1984). Las flechas y los números indican las seis discontinuidades analizadas en este trabajo.

Calloviense. Las secciones condensadas de este último piso podrían corresponder a este rápido ascenso del nivel del mar del cual habrían resultado condiciones de depósito starved. Además en esta época parece haber influido también la tectónica de desgarre, responsable de la formación de fracturas a partir de las cuales podrían haberse originado los diques neptúnicos existentes en el techo de la Formación Camarena, así como las brechas ligadas a

escarpes. Los efectos de ambos factores eustatismo y tectónica son difíciles de diferenciar

Estas tres discontinuidades jurásicas han sido interpretadas por VERA et al. (1987) en relación con emersiones locales y temporales de umbrales pelágicos, debidas tanto a fallamiento lístrico tectónico como a movimiento eustático del nivel del mar, con etapas de descenso importante del nivel del mar relacionadas a su vez con eventos tectónicos. En el modelo propuesto por VERA et al. (1987) hay que destacar la relación existente entre karstificación y formación de hardgrounds, bien representada por ejemplo en la discontinuidad del Bathoniense superior-Calloviense. Así la karstificación tuvo lugar en áreas emergidas mientras que los hardgrounds se formarían en áreas sumergidas del umbral, (adyacentes a las zonas karstificadas), como resultado de la falta de depósito (ver fig. 141).

La discontinuidad del Berriasiense estaría ligada al ascenso eustático que tuvo lugar con posterioridad a la etapa de bajo nivel del mar del Berriasiense superior.

La discontinuidad del Aptiense-Albiense parece estar relacionada con la etapa de descenso brusco del nivel del mar que tuvo lugar durante el Aptiense, y que provocaría incluso emersiones locales (Unidad del Camarena-Lanchares). Esta discontinuidad puede haber estado influenciada también por la tectónica, ya que en el Aptiense superior comenzó la acreción oceánica en el Atlántico Norte entre América del N y Europa occidental (ver por ejemplo LEMOINE, 1984).

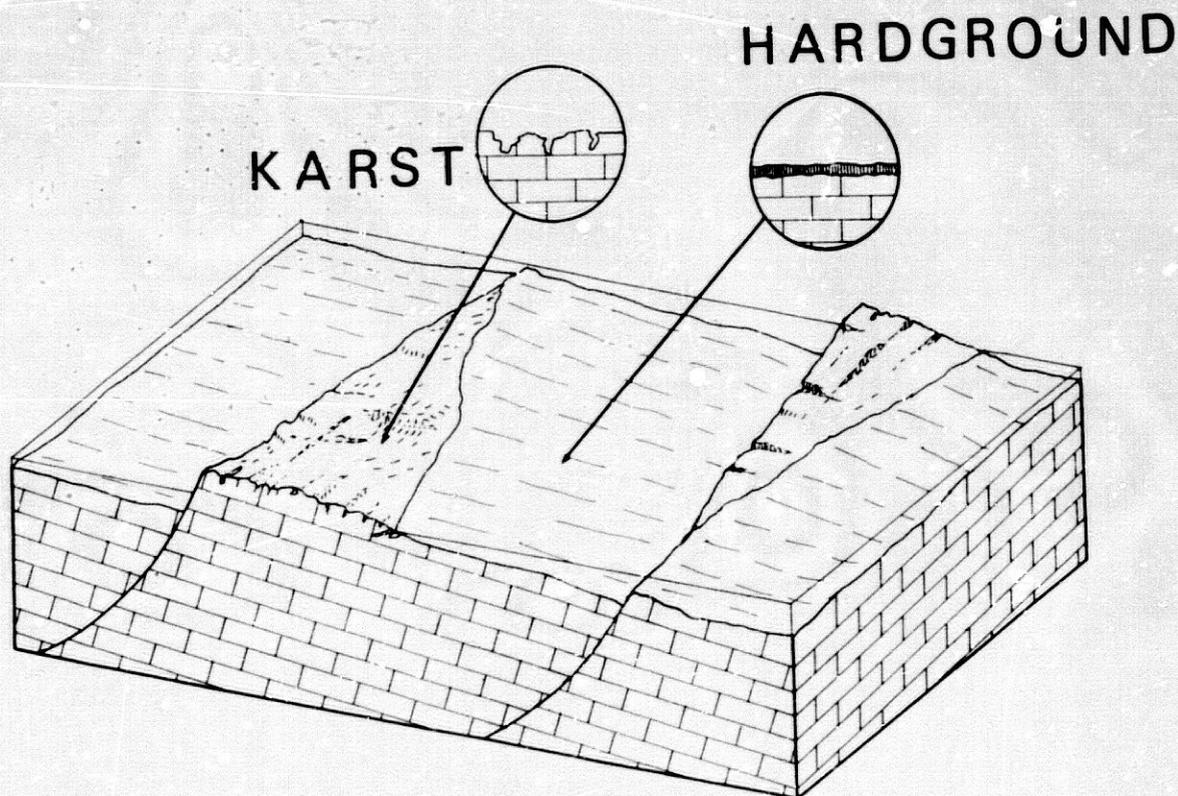


Figura 141. Relación existente entre karstificación en áreas emergidas y formación de hardgrounds en áreas sumergidas de umbrales, formando parte de bloques ligeramente basculados y limitados por fallas lístricas. (Basado en VERA et al., 1987).

Por último la discontinuidad del Cenomaniense-Turoniense podría corresponder a la etapa de ascenso del nivel del mar de esta edad.

Existe buena correlación con discontinuidades y curvas del nivel del mar propuestas por otros autores para el Jurásico y Cretácico de distintas áreas mediterráneas como son las cordilleras Ibérica y Catalana (CANEROT, 1985; SALAS, 1985) e Israel (FLEXER et al., 1986 y LIVNAT et al., 1986).

V. PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION DE LA CUENCA  
SEDIMENTARIA

## V. PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA.

Las unidades estudiadas, como ya se ha dicho, pertenecen a las Cordilleras Béticas, dentro de los dominios alpinos mediterráneos, conjunto de cadenas montañosas plegadas y fracturadas principalmente durante el Oligoceno y Mioceno inferior y que rodean al Mediterráneo occidental. La cuenca subbética se situaría al S de la placa Ibérica que se encontraba en el área de comunicación entre el proto-Atlántico y la Mesogea, de modo que su evolución está estrechamente sujeta a la cinemática del Atlántico y consecuentemente a los movimientos relativos de Africa respecto de Europa, localizadas respectivamente al S y N de Iberia durante el Mesozoico. De acuerdo con OLIVET et al. (1982) se pueden diferenciar a grandes rasgos tres episodios en los movimientos relativos de Africa e Iberia: 1) hasta mediados del Jurásico superior, régimen esencialmente transformante sinistro; 2) desde el Jurásico superior al Aptiense, movimiento con componente en la dirección transformante unas cuatro veces mayor que la componente de separación; y 3) a partir del Aptiense el movimiento es fundamentalmente de separación.

Un problema fundamental que se plantea a la hora de establecer las reconstrucciones palinspásticas viene dado por la estructura existente en mantos de corrimiento, para los cuales no es posible dilucidar la magnitud de las traslaciones, dificultad que aumenta al tener en cuenta los desplazamientos transcurrentes tardíos. Así, resulta muy difícil o imposible reconstruir la posición exacta original de los elementos geológicos desplazados por los movimientos tectónicos. A veces, intentos de reconstruir la cuenca parten de las similitudes estratigráficas entre unidades tectónicamente individualizadas, para alinearlas según la directriz del plegamiento, lo que da lugar a que se utilice una probable conclusión (ubicación paleogeográfica) como argumento a la hora de establecer la evolución de la cuenca sedimentaria.

A continuación intentaremos reconstruir la historia sedimentaria de las series mesozoicas de las unidades estudiadas consideradas globalmente (fig. 142).

Al comienzo del Lías sobre las facies Keuper del Trías germano andaluz se instaló una plataforma carbonatada marina somera. En esta plataforma, de gran extensión, se depositó la Formación Gavilán, principalmente en un ambiente de llanura de mareas, poco energético, submareal somero a intermareal con episodios supramareales. En algunas áreas de la plataforma existirían también pequeños sectores deprimidos con alguna sedimentación pelágica. Habría notables variaciones según los puntos en cuanto a los valores de subsidencia, que controlarían esencialmente las variaciones laterales de espesor para el conjunto de la formación.

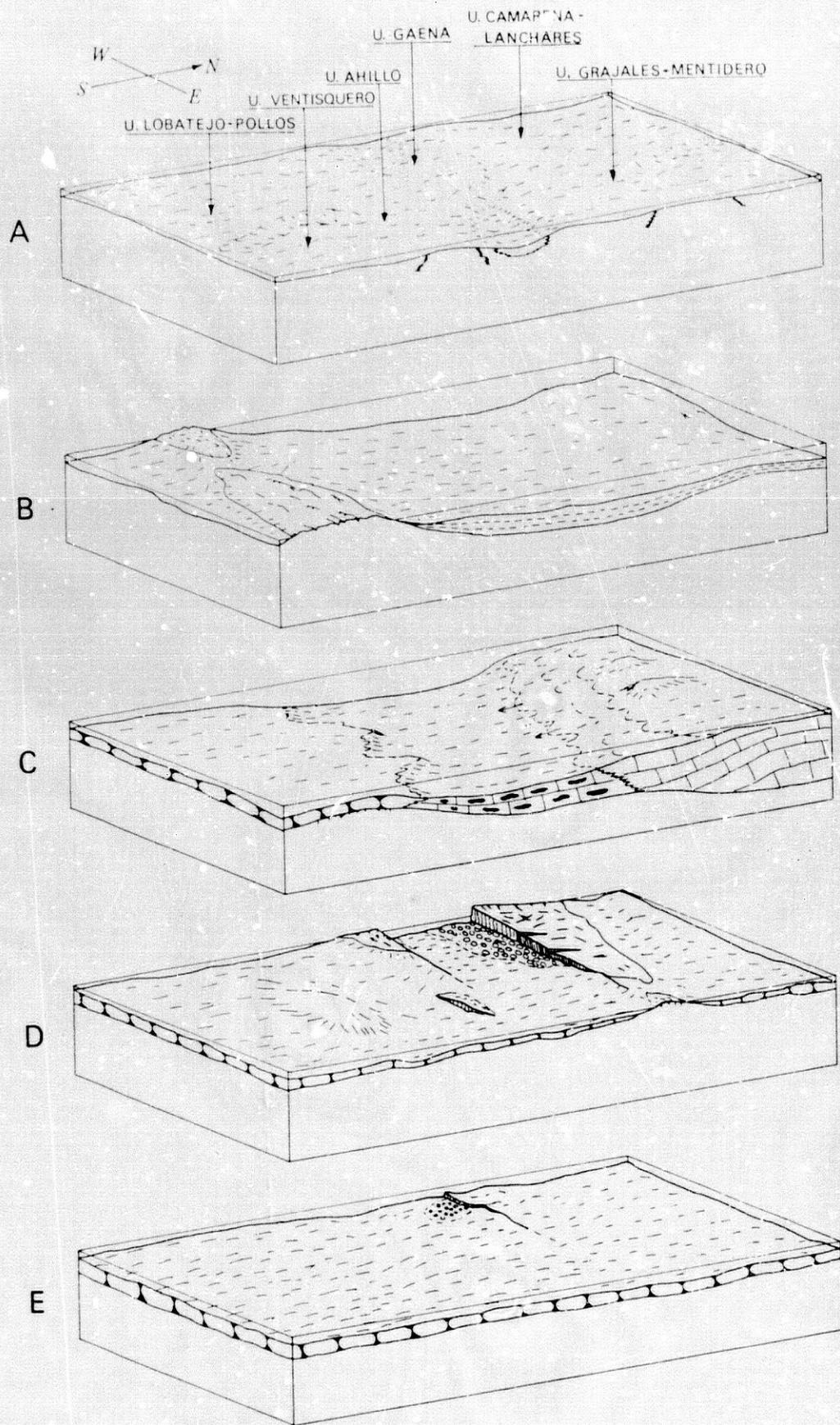


Figura 142. Evolución de la cuenca sedimentaria jurásica. A: Lías inferior; B: Lías superior; C: Bathoniense inferior; D: Límite Dogger-Malm; E: Berriasiense.

En el Carixiense superior-Domeriense inferior tuvo lugar un cambio importante que constituyó el paso a un auténtico margen continental de tipo atlántico. En este momento se produce una ruptura y hundimiento de la plataforma, coincidiendo con una fase de apertura del Atlántico y con una etapa de ascenso del nivel del mar global, hace aproximadamente unos 180 millones de años. A partir de este momento se diferenciaron una serie de bloques con subsidencia diferencial que evolucionaron independientemente a lo largo del Mesozoico. No obstante los bloques sobre los que se depositaron las unidades estudiadas siguieron una evolución bastante similar a lo largo del resto del Mesozoico, caracterizados en el Jurásico por un predominio de las facies someras y la abundancia de discontinuidades y lagunas estratigráficas, en un ambiente de umbral generalmente poco subsidente. El modelo sería similar al de otros márgenes continentales pasivos del Mesozoico, no deformados por la tectónica alpina como el situado en el océano Atlántico al W de Galicia, con el zócalo continental fracturado y dividido en bloques de 10 a 30 km de anchura y longitud de 60 a 100 km, limitados por fallas listricas (BOILLOT, 1979; SIBUET et al., 1980; por ejemplo). Cada bloque estaría ligeramente basculado y presentaría una parte hundida donde se desarrollarían secuencias más potentes, con mayor velocidad de sedimentación por tanto, y una parte elevada donde las secuencias serían menos potentes y habría abundantes lagunas y discontinuidades estratigráficas.

A partir del Domeriense medio se generalizó la sedimentación de tipo pelágico (Formación Zegrí) en las cuatro unidades más septentrionales de las seis estudiadas. En las dos unidades más meridionales (Lobatejo-Pollos y Ventisquero) no hay pruebas de que esta sedimentación pelágica haya tenido lugar durante el Lías medio-superior; en su lugar habrían existido una o más fases de emersión, de modo que los materiales de la Formación Gavilán y otros suprayacentes, si los hubo, fueron erosionados en una o varias etapas, aunque parece más probable lo segundo dada la ausencia aparente de materiales edáficos y/o bauxitas, que favorecerían la hipótesis de una etapa de emersión única de larga duración. No se descarta la posibilidad de que algunas áreas de estas dos unidades durante el Domeriense medio-Aaleniano hubieran permanecido sumergidas, constituyendo en este último caso márgenes bypass, en los que la acción de corrientes impediría la acumulación permanente de sedimento.

Durante el Domeriense medio-Toarciense inferior tuvo lugar la sedimentación pelágica en una cuenca poco energética de características comunes para las cuatro unidades más septentrionales (ritmita pelágica compuesta por una alternancia de calizas margosas y margas). Hacia el Toarciense superior-Aaleniano probablemente en relación con una etapa de descenso del nivel del mar se generaliza en estas cuatro unidades el depósito de una secuencia de escasa velocidad de sedimentación de calizas margosas de facies Ammonitico Rosso margoso.

A partir del Bajociense inferior se produce una notable diferenciación de la sedimentación en las distintas unidades, en relación con una nueva etapa de ascenso del nivel del mar que continuó hasta el Bathoniense medio. Así en las unidades septentrionales se instaló una sedimentación muy somera (Formación Camarena) en un ambiente de plataforma; esta plataforma en el Bathoniense tendría una suave inclinación hacia el E y SE, de modo que sus partes más elevadas, que constituirían el margen de la misma, se situarían hacia el NE, mientras que hacia el E y S se dispondría una rampa carbonatada sin cambio de pendiente brusco. Hay que tener en cuenta sin embargo que dentro de esta rampa carbonatada existirían, distribuidas más o menos irregularmente, áreas más deprimidas como se ha observado en la Unidad de Grajales-Mentidero. En ésta, hacia el centro de la unidad se disponen las facies más someras mientras que hacia el SW y SE se sitúan las más profundas. La cuenca tendría un clima tropical o subtropical, de modo que en algunos puntos del margen de la plataforma llegaron a proliferar los corales. En las unidades de Gaena y Ahillo, la Formación Veleta del Bajociense es la continuación hacia el S de la plataforma carbonatada de la Formación Camarena, constituyendo un ambiente de rampa carbonatada profunda. En las unidades del Lobatejo-Pollos y Ventisquero durante el Bajociense inferior se fosilizan los paleorelieves carbonatados del Lías inferior, de modo que tienden a cubrirse primero las zonas más deprimidas mientras que en las partes más elevadas la sedimentación se restringe al relleno de cavidades y fisuras con materiales pelágicos (diques neptúnicos).

A partir del Bajociense superior se homogeneiza la sedimentación en las cuatro unidades meridionales, con el depósito de facies Ammonitico Rosso bajo condiciones de baja velocidad de sedimentación. En las unidades del Camarena-Lanchares y Grajales Mentidero la sedimentación en régimen de plataforma somera continuó hasta el Bathoniense medio: en este momento una fase de deformación en régimen de desgarre sinistro provocó la fracturación de la plataforma carbonatada del Dogger en las dos unidades septentrionales. Localmente, en relación con el desmantelamiento de los escarpes de falla, se produjo el depósito de brechas sinsedimentarias que jalonan la discontinuidad a techo de las calizas de la Formación Camarena. En algunos sectores estas dos unidades quedaron emergidas originándose un relieve kárstico. Posteriormente este relieve kárstico fue fosilizado a partir del Calloviense por calizas pelágicas de facies Ammonitico Rosso con muy baja velocidad de sedimentación, de modo que en las partes más elevadas la edad de la fosilización que comenzó por el relleno de las cavidades y fisuras (diques neptúnicos) fue en general más moderna que en las partes paleotopográficamente más deprimidas.

Al final del Malm la cuenca correspondiente al Subbético Externo quedó bastante homogeneizada, constituyendo un umbral sobre el que depositaban materiales pelágicos de facies Ammonitico Rosso, con muy baja velocidad de sedimentación. Localmente

existirían pequeñas irregularidades topográficas a partir de las cuales se producirían sedimentos redepositados.

En el Berriasiense superior, probablemente en relación con otra etapa de ascenso del nivel del mar y mayor subsidencia de la cuenca, se implantó una sedimentación pelágica bastante uniforme de mayor profundidad y velocidad de sedimentación (Formación Carretero) con características comunes para todas las unidades estudiadas, sin embargo subsistirán irregularidades de fondo a favor de las cuales se podrían producir depósitos gravitacionales. Las deformaciones sinsedimentarias de la cuenca ligadas al diapirismo y/o a la reactivación de antiguas fallas jurásicas dieron lugar a una morfología compleja con algunos surcos subsidentes (Unidad del Ventisquero) y otros sectores para los cuales hubo emersiones entre el Aptiense-Albiense inferior (Unidad del Camarena-Lanchares) probablemente en relación con una etapa de descenso del nivel del mar. En la Unidad del Ventisquero localmente se originaron depósitos de radiolaritas, facies euxínicas con gran contenido en materia orgánica, turbiditas y conglomerados (Formación Carbonero). Después del depósito de esta formación localmente pudo haber una etapa de erosión importante que afectó a la Formación Carbonero y a la Formación Carretero. Después, durante el Senoniense tendería a uniformizarse la cuenca con el depósito de la Formación Capas Rojas y Quípar-Jorquera con sedimentación pelágica de escasa energía y baja velocidad de sedimentación.

SANZ DE GALDEANO (1973, p. 235) dividió el Subbético Externo en: Subbético Externo Meridional y Subbético Externo Septentrional. En cuanto a las unidades estudiadas, este autor atribuyó las unidades de la Sierra de Cabra, Ahillo y Grajales-Mentidero al Subbético Externo Septentrional y las unidades de Gaena y Ventisquero al Subbético Externo Meridional. Sin embargo, de acuerdo con la evolución paleogeográfica expuesta así como con las principales características estratigráficas de las unidades estudiadas, considero más correcta una división del Dominio Subbético Externo en tres subdominios:

Subbético Externo Septentrional: Unidad del Camarena-Lanchares y Unidad de Grajales-Mentidero

Subbético Externo Medio: Unidad de Gaena y Unidad del Ahillo

Subbético Externo Meridional: Unidad del Lobatejo-Pollos y Unidad del Ventisquero.

VI. CONCLUSIONES

## VI. CONCLUSIONES

1. En el Subbético Externo de la provincia de Córdoba y S de Jaén se han diferenciado seis unidades que, una vez correlacionadas y ordenadas palinspásticamente, definen tres bandas más o menos discontinuas, paralelas a las directrices del plegamiento, en cada una de las cuales se mantienen unas características estratigráficas propias. Cada una de estas tres bandas se puede denominar subdominios Subbético Externo septentrional (unidades de Camarena-Lanchares y Grajales-Mentidero), Subbético Externo medio (unidades de Gaena y Ahillo) y Subbético Externo meridional (unidades de Lobatejo-Pollos y Ventisquero) de N a S, respectivamente.

2. En conjunto se han diferenciado cinco formaciones en los materiales jurásicos y cuatro en los cretácicos. Litológicamente todas se componen de materiales carbonatados. Algunas de ellas son comunes a todas las unidades estudiadas (Formaciones Gavilán, Ammonitico Rosso superior y Carretero), otras se presentan sólo en algunas unidades (Formaciones Zegrí, Veleta, Camarena, Capas Rojas y Quípar-Jorquera) y una (Formación Carbonero) se encuentra en una sólo de las unidades estudiadas.

3. Las secuencias estratigráficas jurásico-cretácicas de los tres subdominios distinguidos están constituidas de más antigua a más moderna por la siguiente sucesión de formaciones:

- Subdominio septentrional: Gavilán-Zegrí-Camarena-Ammonitico Rosso superior-Carretero-Quípar-Jorquera.
- Subdominio medio: Gavilán-Zegrí-Veleta-Ammonitico Rosso superior-Carretero-Capas Rojas y/o Quípar-Jorquera.
- Subdominio meridional: Gavilán-Veleta (sólo localmente) Ammonitico Rosso superior-Carretero-Carbonero (sólo localmente)-Capas Rojas.

4. En las unidades estudiadas existe una gran variedad de facies. En las formaciones Gavilán y Camarena predominan las facies de calizas de plataforma somera (calizas oolíticas, calizas con peloides, calizas con textura fenestral, tempestitas, crinoiditas, ...). En las restantes formaciones predominan las calizas margosas, calizas y margas pelágicas (ritmita de calizas margosas y margas, calizas nodulosas con facies Ammonitico Rosso, calizas con sílex, calizas margosas con radiolarios, calizas margosas con foraminíferos planctónicos, ...) que localmente presentan intercalaciones de sedimentos redepositados (turbiditas, conglomerados) y facies euxínicas.

5. Las diferencias estratigráficas entre los tres subdominios distinguidos se localizan a nivel del Lías medio-superior, Dogger y

parte alta del Cretácico inferior (Formación Carbonero), mientras que el resto de la secuencia es común en todo el ámbito del Subbético Externo estudiado, advirtiéndose únicamente diferencias de espesor en las formaciones que lo componen.

El subdominio septentrional se caracteriza por la presencia de un Lías medio-superior (Formación Zegrí) de calizas margosas y margas de facies pelágicas y un Dogger (Formación Camarena) de calizas someras, mientras que los materiales cretácicos faltan o están muy mal representados.

En el subdominio medio está también presente la Formación Zegrí (Lías medio-superior), pero el Dogger está constituido por calizas con sílex y calizas nodulosas que localmente presentan capas de tormentas (formaciones Veleta y Ammonitico Rosso superior). El Cretácico se encuentra bien representado por las formaciones Carretero y Capas Rojas o Quípar-Jorquera según las localidades.

En el Subdominio meridional no aflora la Formación Zegrí, el Dogger aparece esencialmente bajo facies de calizas nodulosas, y en el Cretácico además de las formaciones Carretero y Capas Rojas aparece característicamente, aunque de forma local, la Formación Carbonero.

6. En conjunto, la característica más significativa de la estratigrafía del Subbético Externo estudiado, es la presencia frecuente de lagunas estratigráficas, que abarcan periodos de tiempo de amplitud variable. Cada una de ellas representa una discontinuidad, cuya importancia en el conjunto de la secuencia guarda relación tanto con el lapso de tiempo abarcado por la misma, como con el tipo de procesos que actuaron durante su génesis.

7. En el Jurásico se han detectado tres importantes discontinuidades: 1) Lías medio (Carixiense superior-Domeriense); 2) Aalenense; y 3) Bathoniense superior-Calloviense. Sin duda la primera y sobre todo la tercera son las más importantes y espectaculares. En el origen de sus rasgos peculiares intervino la naturaleza de las rocas afectadas, materiales calizos ricos en carbonatos en ambos casos. En los afloramientos cretácicos también se han reconocido tres discontinuidades: 4) Berriasiense; 5) Aptiense-Albiense; y 6) Cenomaniense-Turonense.

8. La paleogeografía de esta parte de la Cordillera Bética, posteriormente a la ruptura de la plataforma liásica acæcida aquí hacia el Carixiense superior-Domeriense inferior según los puntos, consistió básicamente en un umbral o alto fondo ubicado en la parte septentrional de la cuenca subbética. Durante el Dogger la parte alta del umbral emergió probablemente en algunos puntos de su borde septentrional, y a partir de ahí formaba una rampa carbonatada que se hundía bajo el mar y adquiriría su mayor

profundidad hacia el interior de este alto submarino. El borde meridional del umbral también tendría una menor profundidad en relación con la parte central del mismo. Existió pues una pequeña cuenca hacia la parte central de este umbral, bordeada al N y S por áreas que se mantuvieron a menor profundidad relativa y que incluso, localmente, llegaron a emerger. El Malm, con el depósito de la Formación Ammonitico Rosso superior, es una época en que tienden a homogeneizarse estas diferencias baímétricas, y a partir de ahí durante el Cretácico, se fue ganando profundidad dentro ya del proceso general que tiende a uniformizar todo el relieve submarino en la cuenca subbética.

9. La continuidad lateral de este umbral submarino así como la dirección geográfica en la que se alargaba es difícil de precisar. La imposibilidad de llegar, al menos de momento, a reconstrucciones palinspásticas fiables, constituyen la principal dificultad. De este modo, para la reconstrucción paleogeográfica presentada, la conclusión ha sido utilizada como argumento y así unidades con la misma estratigrafía se han alineado según las directrices del plegamiento, cuando realmente no se conoce la magnitud de los cabalgamientos que afectaron a dichas unidades. Por tanto la reconstrucción sólo puede considerarse de valor para unidades ubicadas en una misma transversal, mientras que la continuidad lateral del umbral, alineándose de forma aproximada con las directrices de plegamiento debe ser considerada como una hipótesis de trabajo.

10. Los fenómenos kársticos asociados a las discontinuidades estratigráficas del Lías medio y Dogger, principalmente, pudieron ser procesos generadores de yacimientos de bauxitas. La presencia de yacimientos de bauxitas kársticas en contextos geológicos y estratigráficos totalmente similares, tanto en las propias Cordilleras Béticas (ALIAS et al., 1972; VERA et al., 1986) como en otras cordilleras alpinas (ver relación en BARDOSSY, 1982) confieren a este aspecto una gran relevancia dentro del campo de la Geología Aplicada. En este sentido el autor forma parte de un grupo de investigación que ya ha emprendido el estudio monográfico de estos paleokarsts con un enfoque práctico-económico. Por otra parte, la elevada porosidad primaria de gran parte de la Formación Camarena-Lancharés, la convierte en la mejor roca almacén de petróleo de todas las litologías estudiadas. La Formación Carbonero presenta facies euxínicas con abundante contenido en materia orgánica y de claro interés petrolífero.

VII. REFERENCIAS

## VII. REFERENCIAS

- ABED, A.M. Y SCHNEIDER, W. (1980): A general aspect in the genesis of nodular limestones documented by the Upper Cretaceous limestones of Jordan. **Sed. Geol.**, 26: 329-335.
- ADELEYE, D.R. (1975): Derivation of fragmentary oolites and pisolites from desiccation cracks. **J. Sed. Petrol.**, 45: 794-798.
- AHR, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. **Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.**, 23: 221-225.
- AIGNER, T. (1980): Storm deposits as a tool in facies analysis I. Calcareous tempestites. **I. A. S. 1st Europ. Meet.**, Bochum. Abst, p. 44-46
- AIGNER, T. (1982): Calcareous Tempestites: Storm-dominated stratification Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher), p. 180-198. **Springer-Verlag**, Berlin.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. **Lecture Notes in Earth Sciences**, 3. **Springer-Verlag**, Berlin, 174 p.
- AIGNER, T. y REINECK, H.E. (1982): Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. **Senckenberg. Mar.**, 14: 183-215.
- ALASTRUE, E. (1943): Sobre el Trías de la zona Subbética en la transversal de Jaén. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid**, XLI: 567-574.
- ALASTRUE, E. (1944): Bosquejo geológico de las Cordilleras Subbéticas entre Iznalloz y Jaén. **Publ. C.S.I.C.**, Madrid, 150 p.
- ALASTRUE, E. (1959): El yacimiento titónico de la Fuente del Espino (Jaén). **Est. Geol.**, 15: 19-23.
- ALIAS, L.J., ORTIZ SILLA, R. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1972): Mineralogía de un yacimiento de bauxita situado al N de Zarzadilla de Totana (prov. de Murcia). **Est. Geol.**, 28: 209-215.
- ALEXANDERSON, T. (1972): Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. **Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala**. (N.S. 3), 7: 201-236.
- ALLEMANN, F., CATALANO, R., FARES, F. y REMANE, J. (1971): Standard Calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. **Proc. II Plankt. Conference**. Roma. p. 1337-1340

ALLEMANN, F. y REMANE, J. (1979): Les faunes des calpionelles du Berriassien supérieur-Valanginien. En: **Hypostratotype Mesogéen de l'étage Valanginien (SE de la France)** (Ed. por R. Busnardo, J.P. Thieuloy y M. Moullade). Ed. C.N.R.S. Les Stratotypes Français, 6: 99-109.

ALLEN, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. **Sedimentology**, 2: 93-114.

ALLEN, J.R.L. (1982): Sedimentary Structures: their character and physical basis. **Developments in Sedimentology**, 30A y B. Elsevier, Amsterdam. 593 + 663 p.

ALLENBACH, B. y CARON, J.M. (1984): Diversité des séries bréchiques à la bordure SW du Massif d'Ambin (Alpes cottiennes). **C.R. Acad. Sc. Paris**, 299: 207-212.

ALVAREZ, W., COLACICCHI, R. y MONTANARI, A. (1985): Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. **J. Sed. Petrol.**, 55: 720-734.

AMEUR, A. y ELMI, S. (1981): Relations spatio-temporelles entre "Ammonitico Rosso", calcaires à "Zoophycos" et récifs corallines dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussense, Algérie NW). En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi), Ed. **Tenoscienza**. Roma. p. 9-25.

ARBÉY, F. (1980): Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. **Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine**, 4: 309-365.

ARNAUD, M. y MONLEAU, C. (1984): La Tectonique synsédimentaire dans le Jurassique provençal: conséquences dans la structuration du bati. **5th European Reg. Meet. I.A.S.**, Marseille, Abstr., p. 32-33.

ARTHUR, M.A., DEAN, W.E., BOTTJER, D. Y SCHOLLE, P.A. (1984): Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. In: **Milankovitch and Climate** (Ed. por A. Berger et al.). Dordrecht/Boston/Lancaster: **Reidel**, p. 191-222.

ARTHUR, M.A., DEAN, W.E. y STOW, D.A.W. (1984): Models for the deposition of Mesozoic-Cenozoic fine-grained organic-carbon-rich sediments in the deep sea. En: **Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies** (Ed. por D.A.V. Stow y D.J.W. Piper). **Geol. Soc. London, Spec. Publ.**, 15: 527-560

ARTHUR, M.A. y FISCHER, A.G. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. 1. Lithostratigraphy and sedimentology. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 88: 367-371.

ARTHUR, M.A. y NATLAND, J.D. (1979): Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic: the role of stable stratification of Early Cretaceous basins. En: **Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleo-environment. Maurice Ewing Series**, 3: 375-401. Am. Geophys. Union, Washington D.C.

ASQUITH, G.B. (1979): Subsurface Carbonate Depositional Models. A concise review. **Petrol. Publ. Co.**, Tulsa, 121 p.

ASSERETTO, R.L. y FOLK, R.L. (1980): Diagenetic fabrics of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal-saline environment: Triassic calcareo rosso, Lombardia, Italy. **J. Sed. Petrol.**, 50: 371-394.

ASSERETTO, R.L. y KENDALL, C.G. St. C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. **Sedimentology**, 24: 153-210.

AUBOUIN, J. (1964): Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso". **Bull. Soc. géol. France** (7), 6: 475-501.

AZEMA, J. (1961): Etude géologique des abords de Málaga. **Est. Geol.**, 17: 131-160.

AZEMA, J. (1977): Etude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). **Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie (Paris VI)**, 393 p.

AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LINARES, D., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. **Secr. Publ. Univ. Granada**, 83 p.

AZEMA, J. y SORNAY, J. (1966): Sur l'existence de phénomènes de ravinement de condensation et de remaniement au sein des formations secondaires de la Sierra de Crevillente (Prov. d'Alicante, Espagne). **Bull. Soc. Géol. France**, (7), 8: 518-520.

BABIC, L. (1980/81): The origin of "Krn Breccia" and the role of the Krn area in the Upper Triassic and Jurassic history of the Julian Alps. **Vesnik A.**, 38/39: 59-87.

BAENA, J. y JEREZ, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la meseta y la zona bética s. str. **Colección "Informe"**, IGME, 256 p.

BAGNOLD, R.A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics. **U. S. Geol. Surv. Prof. Paper**. 422-1, 37 p.

- BALL, M.M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. Sed. Petrol.*, 37: 556-591.
- BALL, S.M. (1971): The Westphalia Limestone of the Northern Midcontinent: a possible accient storm deposit. *J. Sed. Petrol.*, 41: 217-232.
- BARDOSSY, G. (1982): Karst Bauxites: Bauxite Deposits on Carbonate Rocks. *Dev. in Econ. Geol.*, 14, Elsevier, Amsterdam, 441 p.
- BARRON, E.J., ARTHUR, M.A. y KAUFFMAN, E.G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding secuencias—a plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: 327-340.
- BARRON, E.J. y WASHINGTON, W.M. (1982): Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geological record. *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 40: 103-133.
- BASSULLET, J.P. y BENEST, M. (1975): Microfacies, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts carbonatés inter-supracotidaux du Lias de Sidi Yahia Ben Sofoa (Monte de Tlemcen, Algérie). *Publ. Serv. Geol. Algérie*, 45: 35-63.
- BATES, R.L. y JACKSON, J.A. (eds.) (1980): Glossary of Geology. *Am. Geol. Inst.*, Falls Church, Virginia, 751 p.
- BATHURST, R.G.C. (1966): Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geol. J.*, 5. 15-32.
- BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. *Develop. in Sed.*, 12, Elsevier, Amsterdam. 620 p.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis: second enlarged edition. *Develop. in Sed.*, 12. Elsevier, Amsterdam. 658 p.
- BAUD A. y MASSON, H. (1975): Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paleokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). *Eclog. geol. Helv.*, 68: 131-145.
- BAUD; A., MASSON, H. y SEPTFONTAINE, M. (1979): Karst et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. *Symp. sédimentation jurass. W europ.*, Paris 1977, A.S.F. *Publ. spec.*, 1: 441-452.
- BEALES, F.W. (1958): Ancient sediments of Bahaman type. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 42: 1845-1880.
- BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. y SALTZMAN, B. (eds.) (1984): Milankovitch and Climate. Dordrecht/Boston/Lancaster: *Reidel*, 510 p.

BERNER, R.A. (1969): The synthesis of framboidal pyrite. *Econ. Geol.*, 64: 383-384.

BERNER, R.A. (1984): Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 48: 605-615.

BERNOULLI, D. (1971): Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area. En: **Colloque du Jurassique méditerranéen** (Ed. por E. Végh Neubrandt). *Inst. Geol. Publ. Hungarici Ann.*, 54: 71-90.

BERNOULLI, D. (1972): North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison. En: **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, 9 (Ed. por C.D. Hollister, J.I. Ewing et al.), p. 801-871, **U.S. Government Printing Office**, Washington.

BERNOULLI, D., CARON, C., HOMENWOOD, P., KÄLIN, O. y VAN STUIJVENBERG, J. (1979): Evolution of Continental Margins in the Alps. *Schweiz mineral. petrogr. Mitt.*, 59: 165-170.

BERNOULLI, D. y JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. En: **Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation** (Ed. por R.H. Shaver), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 19: 129-160.

BERNOULLI, D. y KALIN, O. (1984): Jurassic sediments, site 547, Northwest african margin: remarks on stratigraphy, facies and diagenesis, and comparison with some tethyan equivalents. En: **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**. (Ed. por K. Hinz, E.L. Winterer et al.), 79: 437-448.

BERNOULLI, D. y RENZ, O. (1970): Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from western Greece. *Eclog. Geol. Helv.*, 63: 573-607.

BERTRAND, H. y KILIAN, W. (1889): Etudes sur les terrains secondaires et tertiaries dans les provinces de Grenade et de Malaga. *Mem. Acad. Sci. Paris*, XXX, **Mission d'Andalousie**, p. 377-582.

BICE, D.M. y STEWART, K.G. (1985): Ancient erosional grooves on exumed bypass margins of carbonate platforms: Examples from the Apennines. *Geology*, 13: 563-568.

BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. y LE PICHON, X. (1976): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. En: **Inter. Simp. on the Structural history of the Mediterranean Basins**. Split. (public. Ed. **Technip**, París, p. 143-164, 1977)

BLUMENTHAL, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest-Andalusien. **Eclog. Geol. Helv.**, 20: 487-532.

BOERSMA, J.R. (1969): Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoal in the Westerschelde estuary, the Netherlands, report of a preliminary investigation. **Geol. Mijnb.**, 48: 409-414.

BOGLI, A. (1980): Karst hydrology and physical speleology. **Springer-Verlag**. Berlin, 284 p.

BOSELLINI, A., MASETTI, D. y SARTI, M. (1981): A Jurassic "Tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. **Mar. Geol.**, 44: 59-95.

BOILLOT, G. (1979): Géologie des marges continentales, **Masson**, Paris, 139 p.

BOURGOIS, J. (1978): Le transversale de Ronda. Données géologiques pour une modèle d'évolution à l'arc de Gibraltar. **Tesis Doct. Univ.** Besançon (Inédita).

BOURROUILH, R. (1981): "Orthoceratitico-Rosso" et "Goniatitico Rosso": facies marqueurs de la naissance et de l'évolution de paleomarges au Paléozoïque. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi), p. 39-59. Ed. **Tecnoscienza**, Roma.

BRAGA, J.C. (1978): Contribución al estudio paleontológico y bioestratigráfico del Domerense inferior y medio en la Zona Subbética. **Tesis. Lic. Univ.** Granada (Inédita).

BRAGA, J.C. (1983): Ammonites del Domerense de la zona Subbética (cordilleras Béticas, S de España). **Tesis Doct. Univ.** Granada. 410 p.

BRAGA, J.C., COMAS, M. C., DELGADO, F., GARCIA-HERNANDEZ, M., JIMENEZ, A.P., LINARES, A., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1981): The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic Zone (Spain). Genetic consideration. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi), p. 61-76, Ed. **Tecnoscienza**, Roma.

BRAGA, J. C., GARCIA-GOMEZ, R., JIMENEZ, A.P. y RIVAS, P. (1981): Correlaciones en el Lías de las Cordilleras Béticas. **P.I.C.G. Mem. Real. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales** (2ª parte) Madrid, p. 161-181.

BRAGA, J.C., LINARES, A., MOUTERDE, R. y RIVAS, P. (1979): El Domerense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 389-396.

- BRAGA, J.C. y RIVAS, P. (1980): Protogrammoceras y Fuciniceras (Ammonoidea, Hildoceratacea) del Carixiense superior en las Cordilleras Béticas (Andalucía, España). **Est. Geol.**, 36: 169-176.
- BRENCHLEY, P.J., NEWALL, G. y STANISTREET, I.G. (1979): A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. **Sed. Geol.**, 22: 185-217.
- BRENNER, R.L. y DAVIES, D.K. (1973): Storm generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 84: 1685-1698.
- BRINKMANN, R. y GALLWITZ, H. (1933): El borde externo de las cadenas béticas en el sureste de España. **Publ. Extr. Geol. de Esp. Inst. Lucas Mallada.**, V: 167-290. (Publ. en 1950 en castellano).
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., GASIEWICZ, A., KRUMBEIN, W.E., MELENDEZ, G., SEQUEIROS, L., SUFFCZYNSKI, S., SZATKOWSKI, K., TARKOWSKI, R. y ZBIK, M. (1986): Anomalia irydowa na granicy jury srodkowej i gornej. **Przegląd. Geol.**, 14: 83-88.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., GASIEWICZ, A., SUFFCZYNSKI, S., SZATKOWSKI, K. y ZBIK, M. (1984): Lacunes et condensations à la limite Jurassique moyen-superieur dans le Sud de la Pologne: manifestation d'un phénomène mondial?. **C.R. Acad. Sc. Paris**, 299: 1359-1362.
- BROMLEY, R.G. (1978): Hardground diagenesis. En: **The Encyclopedia of Sedimentology** (Ed. por R.W. Fairbridge y J. Bourgeois) Stroudsburg, Dowden, Hutchinson and Ross, p. 397-400.
- BROMLEY, R.G. y EKDALE, A.A. (1984): Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments. **Science**, 224: 872-874.
- BRONNIMAN, P., DURAND-DELGA, M. y GRANDJACQUET, C. (1971): Présence simultanée de Protopeneroplis striata WEYNSCHENK et de Calpionelles Néocomiennes dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie Méridionale). **Rev. de Micropaleont.**, 5: 96-101.
- BROUWER, H.E. (1926): Zur Tektonik der betischen Kordilleren. **Geol. Rudsch.**, 18: 332-336.
- BRUMSACK, H.J. (1980): Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41). **Chem. Geol.**, 31: 1-25.
- BUDD, D.A. y PERKINS, R. (1980): Bathymetric zonation and paleoecological significance of microborings in Puerto Rican shelf and slope sediments. **J. Sed. Petrol.**, 50: 881-904.

BURGESS, C.J. y LEE, C.W. (1978): The development of a lower Jurassic Carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco, 1: Sedimentary History. **J. Sed. Petrol.**, 48: 777-794.

BURRI, P., DU DRESNAY, R. y WAGNER, C.W. (1973): Tepee structures and associated diagenetic features in intertidal carbonate sands (Lower Jurassic, Morocco). **Sed. Geol.**, 9: 221-228.

BUSER, M. (1978): La unidad de Pereila: Estratigrafía y tectónica (Cordilleras Béticas). **Cuad. Geol.**, 8-9: 147-156.

BUSNARDO, R. (1960): Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). **Bull. Soc. Géol. France** (7), 2: 324-329.

BUSNARDO, R. (1962): Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). **Livre Mem. P. Fallot, Soc. Géol. France**, 1: 189-198.

BUSNARDO, R. (1964): Hypothèses concernant la position des unités structurales et paleogeographiques de la transversale Jaén-Grenade (Andalousie). **Geol. Mijnb.**, 43: 264-267.

BUSNARDO, R. (1975): Prébétique et Subbétique de Jaén a Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. **Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon**, 65, 183 p.

BUSNARDO, R. (1979): Prébétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Le Lias. **Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon**, 74, 140 p.

BUSNARDO, R. y CHENEVOY, M. (1962): Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie, leurs différenciations pegmatitiques alcalines et auréoles de métamorphisme. **Bull. Soc. Géol. France**, (7), 4: 461-470.

BUSNARDO, R. y DURAND-DELGA, M. (1960): Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (regions d'Alcoy et d'Alicante). **Bull. Soc. Géol. France** (7), 2: 278-287.

BUSNARDO, R., ELMI, S. y MANGOLD, C. (1964): Ammonites calloviennes de Cabra (Andalousie). **Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (N.S.)**, 11: 49-94.

BUSNARDO, R., ENAY, R. y GEYSSANT, J.R. (1971): Le Jurassique de la Fuente de los Frailes (Cabra, Andalousie) biostratigraphie sommaire. **Cuad. Geol. Ibér.**, 2: 273-280.

BUSNARDO, R. y FONTBOTE, J.M. (1958): Le chevauchement du Subbétique au sud de Jaén (Andalousie). **C. R. Acad. Sc. Paris**, 247: 1366-1368

- BUSTILLO, M.A., MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1986): Radiolarites and associated sedimentary facies in the Betic Cordillera. **Third Internat. Confer. on Siliceous Deposits, I.G.C.P. proj. 187**, Beograd, Abstracts, p. 99.
- BUSTILLO, M.A. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1981): Relación entre sedimentación y procesos de silicificación diagenéticos: los sílex del Dogger y Malm de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristobal (Cordilleras Béticas). **Est. Geol.**, 37: 159-175.
- CALIZ, F. (1968): Estudio geológico de la Sierra de Albayate y Sierra de los Judios. **Tesis. de Lic. Univ.**, Granada (Inédita).
- CALVERT, S.E. (1964): Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California. **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 3: 311-330.
- CALVERT, S.E. y PRICE, N.B. (1983): Geochemistry of Namibian Shelf sediments. En: **Coastal Upwelling. Its Sediment Record**, Part A (Ed. por E. Suess y J. Thiede). **Plenum**, New York, p. 337-375.
- CAMPOS, H. y HALLAM, A. (1979): Diagenesis of English Lower Jurassic limestones as inferred from oxygen and carbon isotope analysis. **Earth and Planet. Sci. Lett.**, 45: 23-31.
- CANEROT, J. (1985): La chaîne des Ibérides (Espagne): Un exemple d'évolution sédimentaire et tectonique intraplaque. **Arch. Sc. Genève**, 38: 37-62.
- CANEROT, J., CUGNY, P., PEYBERNES, B., RAHHALI, I., REY, J. y THIEULOY, J.P. (1986): Comparative study of the lower and mid-Cretaceous sequences on different maghrebien shelves and basins—their place in the evolution of the North African Atlantic and Neotethysian margins. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, 55: 213-232.
- CANEROT, J., FAURE, Ph. y RAHAL, M. (1984): Les orèches liasiques du massif du Desierto de las Palmas (chaîne ibérique orientale-Espagne): organisation, origine, place dans l'évolution de l'aulacogène ibérique. **5th Europ. Regional Meet. I.A.S.**, Lleida, Abst., p. 88-89.
- CARANDELL, J. (1926): Itinerario de Cabra a Loja. Excursión A-5. De Sierra Morena a Sierra Nevada (Reconocimiento orogénico de la región Bética). **XIV Congreso Geol. Inter., Inst. Geol. España**. Madrid, p. 59-75.
- CARANDELL, J. (1927): Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. **Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat.**, 27: 399-411.
- CARANDELL, J. (1928): Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. **Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat.**, 28: 75-77.

- CARBONELL, A. (1926): La Campiña o valle bético. Excursión A-5: De Sierra Morena a Sierra Nevada, XIV Congr. Geol. Intern., Inst. Geol. España. p. 17-28.
- CARBONELL, A. (1927): Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza. *Bol. Inst. geol. min. Esp.*, 49: 81-215.
- CARIOU, E., CONTINI, D., DOMMERGUES, J.L., ENAY, R., GEYSSANT, J.R., MANGOLD, C. y THIERRY, J. (1985): Biogéographie des Ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. *Bull. Soc. géol. France* (8), 1: 679-697.
- CAROZZI, A.V. (1961): Distorted oolites and pseudoolites. *J. Sed. Petrol.*, 31: 262-274.
- CARRASCO, A. (1970): Estudio geológico de un sector próximo a Cabra de Santo Cristo (Jaén). *Tesis Lic. Univ. Granada* (Inédita).
- CASTILLO, A., CARMONA, J., MEDINA, J.M. y MOLINA, J.M. (1984): Estudio de un sistema acuifero carbonatado situado al noreste de Priego de Córdoba (Subbético medio, Cordilleras Béticas). *I Congreso Español de Geología*, Segovia. IV: 99-108.
- CASTRO, P. de (1962): Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro. *Boll. Soc. Natural. Napoli*, 71, 73 p.
- CECCA, F., CRESTA, S., GIOVAGNOLI, M.C., MANNI, R., MARIOTTI, N., NICOSIA, V. y SANTANTONIO, M. (1981): Tithonian "Ammonitico Rosso" near Bolognola (Marche-Central Apennines): a shallow water nodular limestone. En: *Proc. Rosso Ammonitico Symposium* (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). Ed. *Tecnoscienza*. Roma, p. 91-112.
- CENTAMORE, E., CHIOCCHINI, M., DEIANA, G., MICARELLI, A. y PIERUCCINI, U. (1971): Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. *Studi geologici Camerti*, 1: 7-89.
- CIARAPICA, G. y PASSERI, L. (1983): Coated grains in contrasted environmental situations: Norian and Lower Liassic of Northern Apennines. En: *Coated Grains* (Ed. por T.M. Peryt). *Springer-Verlag*, Berlin, p. 576-586.
- COADOU, A. y BEAUDOIN, B. (1975): Pulsation tectonique et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. *IX Cong. Int. Sediment. Nice*, IV: 49-60.
- COLACICCHI, R. y BALDANZA, A. (1986): Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines-Comparison with siliciclastic depositional models. *Sed. Geol.*, 48: 81-105.

COLACICCHI, R., PASSERI, L. y PIALLI, G. (1970): Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per il suo inquadramento regionale. **Mem. Soc. geol. italiana**, 2: 839-874.

COLACICCHI, R., PIALLI, G. y PRATURLON, A. (1978): Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione de breccie e megabreccie: l'esempio della Marsica (Appennino Centrale). **Quad. Foca'tá**, Ancona, p. 295-328.

COLEMAN, P.J. (1968): Tsunamis as geological agents. **J. Geol. Soc. Austral.**, 15: 267-273.

COLEMAN, P.J. (1978): Tsunami sedimentation. En: **The Encyclopedia of Sedimentology** (Ed. por R.W. Fairbridge y J. Bourgeois). **Dowden, Hutchinson and Ross**, Stroudsburg, p. 828-831.

COLLINSON, J.D. y THOMPSON, D.B. (1982): **Sedimentary Structures**. **Allen and Unwin**, London, 194 p.

COMA, J. y FELGUEROSO, C. (1965): Hoja de Lucena, nº 989. **Inst. Geol. Min. España**.

COMAS, M.C. (1978): Sobre la Geología de los Montes orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). **Tesis Doct. Univ. Bilbao**, 323 p. (Inédita).

COMAS, M.C. (1980): Existencia de "oolitos" pelágicos en el Jurásico de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). **IX Congreso Nacional de Sedimentología**, Salamanca, p. 90-91.

COMAS, M.C. (1983): Estromatolitos pelágicos y facies asociados en el Jurásico superior penibético. **Com. X Congreso Nacional Sedimentología**, Menorca, p. 3.30-3.33.

COMAS, M.C., OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1981): The red nodular limestones (Ammonitico Rosso) and associated facies: a key for settling slopes or swell areas in the Subbetic Upper Jurassic submarine topography (Southern Spain). En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi), **Ed. Tecnoscienza**, Roma, p. 113-136.

COMAS, M.C. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1982): Facies de canal, margen de canal e intercanal en turbiditas carbonatadas. Berriasense inferior; Ventana de Cabra de Santo Cristo. Cordilleras Béticas (España). **Cuad. Geol. Ibér.**, 8: 527-544

COMAS, M.C., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1982): El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética. En: **El Cretácico de España**. **Univ. Complutense de Madrid**, p. 570-603.

COMPANY, M. (1987): Los ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España). **Tesis Doct. Univ. Granada**, 294 p.

COMPANY, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., MARTIN-ALGARRA, A., REBOLLO, M., SERRANO, F., TAVERA, J.M. y VERA, J.A. (1982): Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: Aspectos genéticos y etapas de relleno. **Cuad. Geol. Ibér.**, 8: 545-562.

CONLEY, C.D. (1977): Origin of distorted oolites and pisolites. **J. Sed. Petrol.**, 47: 554-564.

COOK, D.O. (1970): Occurrence and geologic work of rip currents in Southern California. **Mar. Geol.**, 9: 173-186.

COOK, D.O. y GORSLINE, D.S. (1972): Field observations of sand transport by shoaling waves. **Mar. Geol.**, 13: 31-55.

COOK, H.E. (1979): Ancient continental slopes and their value in understanding modern slope development. En: **Geology of Continental Slopes** (Ed. por L. J. Doyle y O. H. Pilkey), p. 287-305. **Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.**, 27, Tulsa.

COOK, H.E., HINE, A.C. y MULLINS, H.T. (1983): Platform margin and deep water carbonates. **Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course**, 12. 573 p.

COOK, H.E., McDANIEL, P.N., MOUNTJOY, E.W. y PRAY, L.C. (1972): Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. **Bull. Can. Petrol. Geol.**, 20: 439-497.

COOK, H.E. y MULLINS, H.T. (1983): Basin Margin Environment. En: **Carbonate Depositional Environments** (Ed. por P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore). **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 33: 539-617.

COOK, H.E. y TAYLOR, M.E. (1977): Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and lowermost Ordovician of Nevada. En: **Deep-water Carbonate Environments** (Ed. por H.E. Cook y P. Enos), p. 51-81. **Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.**, 25, Tulsa.

COSSEY, S.P.J. y EHRLICH, R. (1979): A conglomeratic, carbonate flow deposit, Northern Tunisia; a link in the genesis of pebbly mudstones. **J. Sed. Petrol.**, 49: 11-22.

CREAGER, J.S. y STERNBERG, R.W. (1972): Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf. En: **Shelf Sediment Transport** (Ed. por D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey), p. 347-362. **Dowden, Hutchinson y Ross**, Stroudsburg, Penn.

- CRESCENTI, U. (1969): Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: Correlazioni. **Geol. Romana**, 8: 15-40.
- CRESCENTI, U. (1971): Biostratigraphic correlations in the Jurassic facies of central Italy by means of the microfossils. **Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici**, 54: 209-213.
- CREVELLO, P.D. y SCHLAGER, W. (1980): Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound Bahamas. **J. Sed. Petrol.**, 50: 1121-1148.
- CROWELL, J.C. (1957): Origin of pebbly mudstones. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 68: 993-1010.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974): Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. **Tesis Doct. Univ. Granada**, 431 p.
- CHAMBERLAIN, C.K. (1971): Bathymetry and paleoecology of Ouachita Geosyncline of southeastern Oklahoma as determined from trace fossils. **Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 55: 34-50.
- CHAMBERLAIN, C.K. (1978): Recognition of trace fossils in cores. **En: Trace fossil concepts** (Ed. por P.B. Basan), **Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course**, 5: 133-183.
- CHAUVE, P. (1968): Etude géologique du Nord de la Province de Cádiz (Espagne Meridional). **Tesis Doct. Univ. París (1967)**. **Mem. Inst. Geol. Min. España**, 69, 377 p.
- CHECA, A. (1981): Aspidoceratinae (Ammonitina) del Kimmeridgiense en la Zona Subbética. **Tesis Lic. Univ. Granada**, 209 p. (Inédita)
- CHECA, A. (1984): Phylogenetic relations among oxfordian and kimmeridgian Aspidoceratinae "classical species" deduced from the Subbetic record (South Spain). A proposal. **Geobios**, 17: 21-31.
- CHECA, A. (1985): Los Aspidoceratiformes en Europa (Ammonitina, Aspidoceratidae: subfamilias Aspidoceratinae y Physodoceratinae). **Tesis Doct. Univ. Granada**, 413 p.
- CHECA, A., MOLINA, J.M. y OLORIZ, F. (1983): Intercalaciones calcareníticas en la facies "Ammonitico Rosso" del Jurásico superior de la Sierra del Ahillo (Subbético Externo, Cordilleras Béticas). **Comunic. X Congr. Nacional Sedimentología**. Menorca, p. 3.17-3.20
- CHIOCCHINI, M., DEIANA, G., MICARELLI, A., MORETTI, A. y PIERUCCINI, U. (1976): Geologia dei Monti Sibillini Nord-Orientali. **Studi geol. Camerti**, 2: 7-44.
- CHOQUETTE, P.W. y PRAY, L.C. (1970): Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 54: 207-250.

CHOWNS, T.M. y ELKINS, J.E. (1974). The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. **J. Sed. Petrol.**, 44: 885-903.

DABRIO, C.J. (1969): Estudio geológico del sector Lánjar-Sierra de Rute (Zona subbética). **Tesis Lic. Univ.** Granada. (Inédita)

DABRIO, C.J., GONZALEZ-DONOSO, J.M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1970): Itinerario geológico Granada-Illora-Montefrío-Algarinejo-Rute-Priego de Córdoba. **Publ. Dpto. Estratigrafía. Univ.** Granada. 31 p.

DABRIO, C.J., GONZALEZ-DONOSO, J.M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1971): Geology of the Sub-betic zone. **Guidebook Tenth Internat. Field Inst. A.G.I.**, p. 171-196.

DABRIO, C.J. y PULO, D. (1985): Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense subbético. **Mediterránea, Ser. Geol.**, 4: 55-77.

DABRIO, C.J. y VERA, J.A. (1970): Características sedimentarias del Jurásico subbético en la región Algarinejo-Rute. **Acta Geol. Hisp.**, 4: 8-11.

DAHANAYAKE, K. (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. **Sed. Geol.**, 18: 337-353.

D'ARGENIO, B. (1976): La piattaforma carbonatiche periadriatiche: Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea. **M.m. Soc. Geol. Ital.**, 13: 1-28.

D'ARGENIO, B., DE CASTRO, P., EMILIANI, C. y SIMONE, L. (1975): Bahamian and Apenninic Limestones of identical lithofacies and age. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 49: 524-533.

DAVIES, I.C. y WALKER, R.C. (1974): Transport and deposition of resedimented conglomerates: The Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec. **J. Sed. Petrol.**, 44: 1200-1216.

DAVIES, P.J., BUBELA, B. y FERGUSON, J., (1978): The formation of ooids. **Sedimentology**, 25: 703-730.

DEAN, W.E. y GARDNER, J.V. (1982): Origin and geochemistry of redox cycles of Jurassic to Eocene age, Cape Verde Basin (USDP Site 367), continental margin of Northwest Africa. En: **Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies** (Ed. por S.O. Schlanger y M.B. Cita), **Academic Press**, London, p. 55-78.

DEAN, W.E. y SCHREIBER, B.C. (1978): Authigenic barite, Leg 41 Deep Sea Drilling Project. En: **Initial Reports Deep Sea Drilling Project 41**, (Ed. por Y. Lancelot, E. Seibold et al.). U.S. Government Print Office, Washington, p. 915-925.

- DEGENS, E.T. y ROSS, D.A. (Eds.) (1974): The Black sea-geology, chemistry and biology. **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 20: 633 p.
- DEKKER, L., VAN ROOIJEN, P. y SOEDIONDO, M. (1966): On the occurrence of oolitic limestones intercalated in pelagic Aptian-Albian marls in the Subbetic, NW of Lorca (Prov. Murcia, Spain). **Geol. Mijnb.**, 45: 301-309.
- DELGADO, F. (1978): Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). **Tesis Doct. Univ. Granada**. 483 p.
- DELGADO, F., LINARES, A., SANDOVAL, J. y VERA, J.A. (1981): Contribution a l'etude de l'Ammonitico Rosso du Dogier dans la zone Subbétique. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium**, (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi.) **Ed. Tecnoscienza**. Roma, p. 181-197.
- DELGADO, M. (1970): Estudio geológico del sector E de Valdepeñas de Jaén entre la Maleza y el Ventisquero. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- DEMAISON, G.J. y MOORE, G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 64: 1179-1209.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.J., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. y BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. **Tectonophysics**, 123: 241-315.
- DIDON, J. (1969): Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne meridional). **Tesis Doct. Univ. París**.
- DIX, G.R. y MULLINS, H.T. (1987): Shallow, Subsurface and Burial Alteration of Middle Devonian Calcite Concretions. **J. Sed. Petrol.**, 57: 140-152.
- DIXON, J. y WRIGHT, V.P. (1983): Burial diagenesis and crystal diminution. The origin of crystal diminution in some limestones from South Wales. **Sedimentology**, 30: 537-546.
- DOMMARGUES, J.L., ELMÍ, S., MOUTERDE, R. y ROCHA, R.B. (1981): Calcaire grumeleux du Carixien portugais. In: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). **Ed. Tecnoscienza**. Roma, p. 199-206.
- DOTT Jr. R.H. y BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. **Geol. Soc Am. Bull.**, 93: 663-680.

- DOUVILLE, R. (1905): Sur les Préalpes subbétiques aux environs de Jaén. **C. R. Ac. Sc. Paris**, 141: 69-71
- DOUVILLE, R. (1906): Esquisse géologique des Préalpes subbétiques (partie centrale). **These Doct. Univ. Paris**. 223 p.
- DRAVIS, J. (1979): Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high-energy Bahamian platform, Eleuthera Bank. **J. Sed. Petrol.**, 49: 195-208.
- DUFF, P. Mcl. D., HALLAM, A. y WALTON, E.K. (1967): Cyclic Sedimentation. **Develop. in Sed.**, 10, 280 p. Elsevier, Amsterdam
- DUKE, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. **Sedimentology**, 32: 167-194.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: **Classification of Carbonate Rocks** (Ed. por W. E. Ham). **Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 1: 108-121.
- DUNHAM, R.J. (1969): Vadose pisolite in the Capitan reef (Permian), New Mexico and Texas. **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 14: 182-191.
- DUNHAM, R.J. (1971): Meniscus cement. En: **Carbonate cements** (Ed. por O. P. Bricker), **Johns Hopkins Press**, Baltimore, p. 297-300.
- DUPUY DE LOME, Y. (1965): El concepto de olistostromo y su aplicación a la geología del Subbético. **Bol. I.G.M.E.**, 76: 23-74.
- DURAND-DELGA, M., MAGNE, J. y PEYRE, Y. (1959): Découverte du Crétacé moyen dans le Bétique de Málaga et le Pénibétique d'Antequera (Andalousie). **C. R. Acad. Sc. Paris**, 249: 2796-2798.
- DURR, S. (1967): Geologie der Serrania de Ronda und ihren sudwestlichen Ausläufer (Andalousien). **Geol. Romana**, 6: 1-73.
- DVORAK, J. (1972): Shallow-water character of nodular limestones and their paleogeographic interpretation. **N. Jahrb. Geol. Paläont. Mon.**, 1972: 509-511.
- EAGAR, R.M.C., BAINES, J.G., COLLINSON, J.D., HARDY, P.G., OKOLO, S.A. y POLLARD, J.E. (1985): Trace fossil assemblages and their occurrence in Silesia (Mid-Carboniferous) deltaic sediments of the Central Pennine Basin, England. En: **Biogenic Structures: their use in interpreting depositional environments** (Ed. por H.A. Curran), **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 35: 99-149.

- EDER, W. (1982): Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternation (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W Germany). En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher), p. 98-112, **Springer-Verlag**, Berlin.
- EINSELE, G. (1982): Limestone-marlm cycles (Periodites): Diagnosis, significance, causes—A Review. En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher), p. 8-53, **Springer-Verlag**, Berlin.
- EISELE, G. y SEILACHER, A. (1982): Paleogeographic significance of tempestites and periodites. En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher), p. 531-546, **Springer-Verlag**, Berlin.
- EKDALE, A.A. (1977): Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project cores. En: **Trace Fossils II** (Ed. por T.P. Crimes y J.C. Harper), **Seel House Press**, Liverpool, p. 163-182.
- EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G. y PEMBERTON, S.G. (1984): Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. **Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course**, 15, 317 p.
- ELMI, S. (1981a): Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des facies noduleux ou grumeleux: essai de synthese. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). **Ed. Tecnoscienza**, Roma, p. 233-249.
- ELMI, S. (1981b): Sédimentation rythmique et organisation sequentielle dans les Ammonitico-Rosso et les facies associes du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). **Ed. Tecnoscienza**, Roma, p. 251-299.
- ELMI, S. (1982): L'évolution des monts de Rhar-Roubane (Algerie occidentale) au début du Jurassique. **Livre Jubilaire G. Lucas: Geologie Sedimentaire., Mem. Geol. Univ.**, Dijon, p. 401-412.
- ELORZA, J. y CRUE-ETXEBARRIA, X. (1985): An example of silicification in *Griphaea* sp. shells from Laño (South of Vitoria, Spain). **6th Reg. Meet. Sed. I.A.S. Lleida, Abst.**, p. 556-559.
- ESTEBAN, M. (1976): Vadose pisolite and caliche. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 60: 2048-2057.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C.F. (1983): Subaerial exposure environment. En: **Carbonate Depositional Environments** (Ed. por P. A. Scholle, D. G. Bebout y C.H. Moore), **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 33: 1-54.

- ESTEBAN, M. y PRAY, L.C. (1983): Pisoids and Pisolite Facies (Permian, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. En: **Coated Grains** (Ed. por T.M. Peryt). Springer-Verlag, Berlin, p. 503-537.
- FABRICIUS, F.H. (1977): Origin of marine ooids and grapestones. **Contrib. Sed.**, 7, 113 p.
- FAHRAEUS, L.E., LE SLATT R.M. y NOWLAN, G.S. (1974): Origin of carbonate pseudopellets. **J. Ind. Petrol.**, 44: 27-29.
- FALLOT, P. (1927): Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra. **C. R. Acad. Sc. Paris**, 185: 1287-1289.
- FALLOT, P. (1928): Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. II: Sur les marnocalcaires rouges senoniens des environs de Priego de Córdoba. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat**, 28: 105-110.
- FALLOT, P. (1930): Etat nos connaissances sur la structure des chaînes Bétique et Subbétique. **Livre jubilaire. Soc. géol. France**, p. 279-305.
- FALLOT, P. (1931-1934): Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. **Geol. Médit. occid.** Barcelona. IV. Introduction (1931), p. 1-8; I: Le Trias (1931), p. 9-28; II: Le Lias (1932), p. 29-64; III: Le Dogger (1932), p. 65-72; IV: Le Jurassique supérieur (1934), p. 73-118.
- FALLOT, P. (1943): El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas. **Mem. Inst. Invest. Lucas Mallada. C.S.I.C.**, 110 p.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. **Est. Geol.**, 8: 83-172.
- FALVEY, D.A. (1974): The development of continental margins in plate tectonic theory. **J. Aust. petrol. Explor. Ass.**, 10: 95-106
- FARINACCI, A. (1964): Sulla posizione sistematica e stratigrafica di *Protopenneroplis striata* Weynschenk, 1950 (Foraminifera). **Geol. Romana.**, 3: 41-48.
- FARINACCI, A. (1967): La serie giurassico y neocomiana de Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. **Geol. Romana**, 6: 1421-1480.
- FARINACCI, A. y RADOICIC, R. (1964): Correlazione fra serie gioresi e cretacee dell'Appennino Centrale e delle Dinaridi esterne. **Rendiconti**, 7/2: 269-300.

- FARINACCI, A., MALANTRUCCO, G., MARIOTTI, N. y NICOSIA, V. (1981): Ammonitico Rosso facies in the framework of the Martani mountains paleoenvironmental evolution during Jurassic. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium**. (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). Ed. **Tenoscienza.**, Roma, p. 311-334.
- FARINACCI, A., MARIOTTI, N., NICOSIA, V., PALLINI, G. y SCHIAVINOTTO, F. (1981): Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: An alternative model. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium**. (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). Ed. **Tenoscienza.** Roma, p. 335-398.
- FARRELL, S.G. (1984): A dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. **J. Struct. Geol.**, 6: 727-736.
- FAUGERES, J.C. (1982): La sedimentation jurassique sur la plate-forme continentale nord-ouest africaine (Maroc), temoin de l'evolution des bassins atlantique et mesogéen. **Livre jubilaire G. Lucas. Geologie Sedimentaire, Mem. Geol. Univ.** Dijon, p. 413-423.
- FELGUEROSO, C. y COMA, R.E. (1962): Nota sobre el subbético de la provincia de Córdoba. **Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España**, 65: 104.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J. (1964): Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. **Bol. Inst. Geol. Min. España.**, 75: 111-209.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E. (1965): Hoja de Baena, nº 967. **Inst. Geol. Min. España.**
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E. (1967): Estudio hidrogeológico de la parte más meridional de la provincia de Córdoba. Area situada en las hojas de Lucena, Puente Genil, Baena y Montilla. **Bol. Inst. Geol. Min. España**, 78: 49-91.
- FERRY, S., COTILLON, p. y RUBINO, J. L. (1986): Comparaison des formes de l'érosion sous-marine fossiles et actuelles. Le Cretacé du periclinal de Lure (chaines subalpines françaises) et les flancs du canyon Shamrock (marge bretonne). **C. R. Acad. Sc. Paris**, 303: 935-940.
- FIELD, M.E., CARDNER, J.V., JENNINGS, A.E. y EDWARDS, B.D. (1982): Earthquake induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. **Geology**, 10: 542-546
- FINGER, W. (1975): Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Granbünden, Switzerland). **IX Internat. Congr. Sed.**, Nice, p. 119-127.

FISCHER, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. **Bull. Geol. Surv. Kansas**, 169: 107-149.

FISCHER, A.G. (1981): Climatic oscillations in the biosphere. En: **Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time** (Ed. por M. Nitecki). **Academic Press**, New York, p. 103-131.

FISCHER, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. **Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci.**, 14: 351-376.

FISCHER, A.G. y ARTHUR, M. (1977): Secular variations in the pelagic realm. En: **Deep-water Carbonate Environments** (Ed. por H.E. Cook y P. Enos). **Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.**, 25: 19-50.

FISCHER, A.G. y GARRISON, R.E. (1967): Carbonate lithification on the sea floor. **J. Geol.**, 75: 488-496.

FLEXER, A., ROSENFELD, A., LIPSON-BENITAH, S. y HONINGESTEIN, A. (1986): Relative Sea Level changes During the Cretaceous in Israel. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 70: 1685-1699.

FLÜGEL, E. (1982): **Microfacies Analysis of Limestones**. **Springer-Verlag**, Berlin, 633 p.

FLÜGEL, E. y STEIGER, T. (1981): An Upper Jurassic sponge-algal buildup from the northern Frankenalb, West Germany. En: **European Fossil Reef Models** (Ed. por D. F. Toomey), **Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.**, 30: 371-398.

FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. **Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.**, 43: 1-38.

FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. En: **Classification of Carbonate Rocks** (Ed. por W. E. Ham). **Am. Ass. petrol. Geol. Mem.**, 1: 62-84.

FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 13: 14-48.

FOLK, R.L. (1975): Third-party reply to Hatfield: Discussion of Jacka, A.D., 1974, "Fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization, *J. Sed. Petrol.* v. 44, p. 421-427". **J. Sed. Petrol.**, 45: 952.

FOLK, R.L. y ASSERETO, R. (1976): Comparative fabrics of length-fast calcite and calcitized aragonite in a Holocene speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico. **J. Sed. Petrol.**, 46: 486-496.

FOLK, R.L. y PITTMAN, J.S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. **J. Sed. Petrol.**, 41: 1045-1058.

- FONTBOTE, J.M. (1964): Itinerario geológico Granada-Jaén. **Publ. Univ. Granada. Lab. Geol.**, 45, 14 p.
- FONTBOTE, J.M. (1970a): Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. **Cuad. Geol.**, 1: 71-78.
- FONTBOTE, J.M. (1970b): Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 76 (Córdoba) del Mapa 1:200000; síntesis de trabajos existentes. **Inst. Geol. Min. España.**
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1966): Itinerario geológico Granada-Jaén. **Univ. de Granada**, 12 p.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Essai de systématisation des unités subbétiques allochthones dans le tiers central des chaînes bétiques. **C. R. Acad. Sc. París**, 266: 186-189.
- FONTBOTE, J.M., GARCIA-DUEÑAS, V. y SANZ DE GALDEANO, J.M. (1972): Itinerario geológico Granada-Jaén-Los Villares (Zonas Prebética y Subbética). **VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología**, Granada, 15 p.
- FOUCAULT, A. (1965): Mouvements tectoniques d'age paléocrétacé dans la région du Haut-Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne). **Bull. Soc. Geol. France**, 7: 567-570.
- FOUCAULT, A. (1966): Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne meridionale). **Bull. Soc. Geol. France** (7), 8: 527-536.
- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale). **These Doct. Univ. Paris VI**, 633 p.
- FREEMAN, T. (1972): Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic), Iberian Range, Spain. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 56: 434-453.
- FREEMAN-LYNDE, R.P., CITA, M.B., JADOUL, F., MILLER, E. y RYAN, W. B. (1981): Marine geology of the Bahama Escarpment. **Mar. Geol.**, 44: 119-156.
- FREEMAN-LYNDE, R.P. y RYAN, W.B.F. (1985): Erosional modification of Bahama Escarpment. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 96:431-49
- FREY, R.W. y SEILACHER, A. (1980): Uniformity in marine invertebrate ichnology. **Lethaia**, 13: 183-207.
- FRIEDMAN, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods. **J. Sed. Petrol.**, 29: 87-97.

FRIEDMAN, G.M. (1964): Early Diagenesis and Lithification in Carbonate Sediments. **J. Sed. Petrol.**, 34: 777-813.

FRIEDMAN, G.M. (1985): Micritic cement in microborings is not necessarily a shallow-water indicator. Discussion and reply. **J. Sed. Petrol.**, 55: 777-778.

FRIEDMAN, G.M. y SANDERS, J.E. (1967): Origin and occurrence of dolostones. En: **Carbonate rocks, occurrence and classification** (Ed. por G.V. Chilingar, H.J. Bissell y R.W. Fairbridge), p. 267-348. Elsevier, Amsterdam.

FRIEDMAN, G.M., GEBELEIN, C.D. y SANDERS, J.F. (1971): Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. **Sedimentology**, 16: 89-96.

FUCHTBAUER, H. y RICHTER, D.K. (1983): Carbonate internal breccias: a source of mass flow at early geosynclinal platform margins in Greece. En: **The shelfbreak: critical interface on continental margins**. (Ed. por D. J. Stanley y G. T. Moore). **Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.**, 33: 207-215.

FÜRSICH, F.T. (1971): Hartgründe und Kondensation in Dogger von Calvados. **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 138: 313-342.

FÜRSICH, F.T. (1973): "Thalassinoides" and the origin of nodular limestones in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. **N. Jb. Geol. Paläont. Mh.**, 3: 136-356.

FÜRSICH, F.T. (1979): Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 158: 1-63.

FUTTERER, E. (1978): Fossil-Lagerstätten Nr. 44: Studien über die Einregelung, Anlagerung und Einbettung biogener Hartteile im Strömungskanal. **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 156: 87-131.

FUTTERER, E. (1982): Experiments on the distinction of wave and current influenced shell accumulations. En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher), p. 175-179. Springer-Verlag, Berlin.

GADOW, S. y REINECK, H.E. (1969): Abländiger sandtransport bei sturmfluten. **Senckenberg. Mar.**, 1: 63-78.

GALL, J.C. (1983): Ancient sedimentary environments and the habitats of living organisms. Introduction to Palaeoecology. Springer-Verlag, Berlin, 219 p.

GARCIA-CERVIGON, A., MARTIN-ALGARRA, A., MONTEALEGRE, L. y VERA, J.A. (1986): Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (prov. de Málaga). **Comunic. XI Cong. Esp. Sed.**, Barcelona, p. 80.

GARCIA-DUEÑAS, V. (1966): Individualización de diversas unidades alóctonas en la Zona Subbética (transversal de Granada). **Acta geol. Hisp.**, 1: 11-14.

GARCIA-DUEÑAS, V. (1967a): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. **Not. Com. Inst. Geol. Min. España**, 101-102: 73-100.

GARCIA-DUEÑAS, V. (1967b): La Zona Subbética al Norte de Granada. **Tesis Doct. Univ. Granada** (Inédita).

GARCIA-DUEÑAS, V. (1969): Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). **Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.**, 11: 211-222.

GARCIA-DUEÑAS, V. (1972): Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 5-10 (Jaén) del mapa 1:200.000: síntesis de trabajos existentes. **Inst. Geol. Min. España**.

GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. En: **Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán** (Publicado en 1978, **Sec. Publ. Univ.**, Granada, p. 125-157).

GARCIA-HERNANDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A.: (1979a): El Lías Infracarixiense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 367-374.

GARCIA-HERNANDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b): El Carixiense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 375-382.

GARCIA-HERNANDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979c): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. **Cuad. Geol.**, 10: 557-569.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Dominios paleogeográficos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. **Cuad. Geol.**, 10: 359-365.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution in the Externes Zones of the Betic Cordillera (Spain). **Geol. Mijnb.**, 59: 155-168.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y OLORIZ, F. (1981): Etude des calcaires noduleux du Jurassique supérieur de la Zone Prebétique. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium**. (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi). **Ed. Tecnoscienza**. Roma. p. 419-434.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de las Cordilleras Béticas: comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelágico (Penibético). **Cuad. Geol. Iberica.**, 8: 579-595.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1982): Turbiditas carbonatadas del Cretácico inferior en el arroyo Bercho, Prebético de Jaén: Interpretación genética e implicaciones paleogeográficas. **Cuad. Geol. Ibér.**, 8: 433-447.

GARCIA-HERNANDEZ, M., LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986a): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético Medio: Una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental. **Acta Geol. Hisp.** (en prensa).

GARCIA-HERNANDEZ, M., LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986b): Discontinuidades estratigráficas del Jurásico de Sierra Gorda (Subbético interno, provincia de Granada). **Acta Geol. Hisp.**, (en prensa).

GARCIA-ROSSELL, L. (1973): Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén). **Tesis Doct. Univ. Granada.** 550 p. (Inédita)

GARCIA-SUANEZ, M. (1973): Estudio bioestratigráfico de un sector al S de Jaén (Los Grajales). **Tesis Lic. Univ. Granada.** (Inédita)

GARCIA YEBRA, R., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1972): Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). **Acta. Geol. Hisp.**, 7: 133-137.

GARRIDO MEGIAS, A. (1981): Cuencas sedimentarias: Análisis tectosedimentario. **Curso de Exploración y Explotación de Hidrocarburos (S.I.G.U.E.)**, Madrid, 26 p. (Inédito).

GARRISON, R.E. y FISCHER, A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. En: **Depositional Environments in Carbonate Rocks** (Ed. por G.M. Friedman), **Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.**, 14: 20-56

GARRISON, R.E. y KENNEDY, W.J. (1977): Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalks of southern England. **Sed. Geol.**, 19: 107-137.

GECZY, B. (1972): The origin of the Jurassic faunal provinces and the mediterranean plate tectonics. **Ann. Univ. Scient. Budapest. Rol. Lotuous Nomin.**, 16: 94-114.

GEESLIN, J.M. y CHAFETZ, H.S. (1982): Ordovician Aleman Ribbon Cherts: an example of silicification prior to carbonate lithification. **J. Sed. Petrol.**, 52: 1283-1293.

- GINSBURG, R.N. (1957): Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments in South Florida. En: **Regional aspects of carbonate deposition** (Ed. por R.J. Le Blanc y J.G. Breeding), **Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.**, 5: 80-59.
- GINSBURG, R.N. y JAMES, N.P. (1974): Holocene carbonate sediments of continental shelves. En: **The Geology of continental margins** (Ed. por C.A. Burk y C. L. Drake), p. 137-155. **Springer-Verlag**, Berlin.
- GLENNIE, K.W. (1984): The structural framework and the pre-Permian history of the North Sea area. En: **Introduction to the petroleum geology of the North Sea**. (Ed. por K. W. GLENNIE). **Blackwell Sci. Publ.**, Oxford, p. 17-39.
- GLENNIE, K.W., BOEUF, M.G.A., HUGHES-CLARKE, M.W., MOODY-STUART, M., PILAAR, W.F.H. y REINHARDT, B.M. (1974): Geology of the Oman Mountains. **Verh K. Ned. Geol. Mijnb. Genoot.**, 31.
- GOLDRING, R. y BRIDGES, P. (1973): Sublittoral sheet sandstones. **J. Sed. Petrol.**, 43: 736-747.
- GOLDRING, R. y LAGENSTRASSEN, F. (1979): Open-shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. **Spec. Pap. Paleont.**, 23: 81-97.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1970): Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. En: **Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España**, Vitoria (Publ. en **Cuad. Geol. Ibér.**, 2: 55-90).
- GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., MARTIN-ALGARRA, A., REBOLLO, F. y VERA, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). **Est. geol.**, 39: 71-116.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D. y OLORIZ, F. (1974): Sobre la presencia de materiales de edad Aptense en el sector de Campillo de Arenas (Zona Subbética, Jaén). **Cuad. Geol.**, 5: 89-99.
- GRACIANSKY, P.C. de, BOURBON, M., LEMOINE, M. y SIGAL, J. (1981): The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. **Eclog. geol. Helv.**, 74: 353-367.
- GRACIANSKY, P.C. de, DEROO, G., HERBIN, J.P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., SCHAFF, A. y SIGAL, J. (1984): Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. **Nature**, 308: 346-349.
- GUIGON, I.C. y BUSNARDO, R. (1972): Significación de una "klippe" sedimentaria: La Peña de Martos (Prov. de Jaén). **Com. VI Reunión Grupo Español de Sedimentología**. Granada.

- GUNATILAKA, A. (1976): Thallophyte boring and micritization within skeletal sands from Connemara, Western Ireland. *J. Sed. Petrol.*, 46: 548-554.
- HABIB, D. (1979): Sedimentary origin of North Atlantic Cretaceous Palynofacies. En: **Deep Sea Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironments**. Ed. por M. Talwani et al. *Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.*, 3: 420-437.
- HALLAM, A. (1964): Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Lias of England: A composite theory. *J. Geol.*, 72: 157-169.
- HALLAM, A. (ed.) (1967): Depth indicators in marine sedimentary environments. *Mar. Geol.*, 5: 329-567.
- HALLAM, A. (1975): *Jurassic Environments*. Cambridge Univ. Press., 269 p.
- HALLAM, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoec.*, 23: 1-32.
- HALLAM, A. (1981a): A revised sea-level curve for the early Jurassic. *J. Geol. Soc. London*, 138: 735-743.
- HALLAM, A. (1981b): *Facies Interpretation and the Stratigraphic Record*. Freeman, Oxford, 291 p.
- HALLAM, A. (1984a): Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 12: 205-243.
- HALLAM, A. (1984b): Relations between biostratigraphy, magnetostratigraphy and event stratigraphy in the Jurassic and Cretaceous. *Proceed. 27th Intern. Geol. Congress, Moscow*, 1: 189-212.
- HALLAM, A. (1986): Origin of minor limestone-shale cycles: Climatically induced or diagenetic?. *Geology*, 14: 609-612.
- HALLEY, R.H., HARRIS, P.M. y HINE, A.C. (1983): Bank margin. En: **Carbonate Depositional Environments** (Ed. por P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore). *Am. Ass. petrol. Geol. Mem.*, 33: 463-506.
- HAMBLIN, A.P. y WALKER, R.G. (1979): Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth. Sci.*, 16: 1673-1690.
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 42: 775-793.
- HANCOCK, J.M. y KAUFFMAN, E.G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. *J. Geol. Soc. London*, 136: 175-186.

- HANDFORD, C.R. (1986): Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates Fayetteville shale and Pitkin limestone (Mississippian), Arkansas. *J. Sed. Petrol.*, 56: 123-137.
- HARDIE, L.A. (Ed.) (1977): Sedimentation of the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. *John Hopkins Univ. Stud. Geol.*, 22, 202 p.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. y WALTERS, R. (1982): A geologic time scale. *Cambridge Univ. Press.*, 128 p.
- HARMS, J.C. (1975): Stratification produced by migrating bedforms. En: *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.*, *Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course*, 2: 45-61.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. y WALKER, R.G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course*, 2, 161 p.
- HAIFIELD, C.B. (1975): Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization: by Alonzo D. Jacka. *J. Sed. Petrol.*, 45: 951-952.
- HAYES, M.O. (1967): Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 51: 937-942.
- HEATH, G.R. (1974): Dissolved silica and deep-sea sediments. En: *Studies in Paleo-oceanography* (Ed. por W.W. Hay), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 20: 77-93.
- HEATH, G.R., MOORE, T.C. y DAUPHIN, J.P. (1977): Organic carbon in deep-sea sediments. En: *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*. (Ed. por N.R. Anderson y A. Malahoff). *Plenum*, New York, p. 605-625.
- HECKER, R.T. (1970): Paleoichnological research in the Paleontological Institute of the Academy of Sciences of the U.S.S.R. En: *Trace Fossils* (Ed. por T.P. Crimes y J.C. Harper). *Seel House Press*, Liverpool, p. 215-226.
- HELLER, P.L., KOMAR, P.D. y PEVEAR, D.R. (1980): Transport processes in ooid genesis. *J. Sed. Petrol.*, 50: 943-952.
- HENDRY, H.E. (1972): Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the French Pre-Alps. *Sedimentology*, 18: 277-293.

HERBIN, J.P., MONTADERT, L., MULLER, C., GOMEZ, R., THUROW, J. y WIEDMANN, J. (1985): Organic rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and costal bassins in the North Atlantic and Tethys. En: **North Atlantic Paleooceanography** (Ed. por C.P. Summerhayes y N.J. Shackleton), **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 480 p.

HERMES, J.J. (1978): The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Velez-Rubio Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. **Kon. Ned. Akad. wet. Proc.**, 81: 1-54.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1966): Detalle estratigráfico y estructural del frente alóctono subbético en las inmediaciones de Jaén. **Bol R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)**, 64: 113-122.

HINE, A.C. (1977): Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal. **J. Sed. Petrol.**, 47: 1554-1581.

HINE, A.C. (1983): Relict Sand Bodies and Bedforms of the Northern Bahamas: Evidence of Extensive Early Holocene Sand Transport. En: **Coated Grains** (Ed. por T.M. Peryt). **Springer-Verlag**. Berlin, p. 116-131.

HINE, A.C., WILBER, R.J., BANE, J.M., NEUMANN, A.C. y LUTINSON, K.R. (1981): Offbank transport of carbonate sands along open leeward bank margins: Northern Bahamas. **Mar. Geol.**, 42: 327-348.

HINE, A.C., WILBER, R.J. y NEUMANN, A.C. (1981): Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways in Northern Bahamas. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, 65: 261-290.

HINE, A.C. y MULLINS, H.T. (1983): Modern carbonate shelf-slope breaks. En: **The shelfbreak: critical interface on continental margins** (Ed. por D.J. Stanley y G.T. Moore), **Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.**, 33: 169-188.

HOBDAY, D.K. y MORTON, R.A. (1984): Lower Cretaceous shelf storm-deposits, Northeast Texas. En: **Siliciclastic shelf sediments** (Ed. por R.W. Tillman y C.T. Siemers), **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 34: 205-213.

HOLLMANN, R. (1962): Über subsolution und die "Knollenkalke" des calcare Ammonitico Rosso superiore in Monte Baldo (Malm, Norditalien). **N. Jb. Geol. Paläont. Mh.**, 1962: 163-179.

HOLLMANN, R. (1964): Subsolutions-fragmente. **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 119: 22-82.

HOOK, J.E., GOLUBIC, S. y MILLIMAN, J.D. (1984): Micritic cement in microborings is not necessarily a shallow-water indicator. **J. Sed. Petrol.**, 54: 425-431.

HOPKINS, J.C. (1971): Production of reef-margin breccias by submarine cementation and slumping of carbonate sands, Miette reef complex. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 55: 344.

HOPKINS, J.C. (1977): Production of foreslope breccia by differential submarine cementation and downslope displacement of carbonate sands, Miette and Ancient Wall buildups, Devonian, Canada. En: **Deep-water carbonate environments** (Ed. por H.E. Cook y P. Enos). **Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.**, 25: 155-170.

HCPPE, P. (1968): Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (West Andalusien, Spanien). **Tesis Univ. Bonn** (1963). **Geol. Jhrb.**, 86: 267-338.

HOWARD, J.D. y REINECK, H.E. (1981): Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence, comparison with low energy sequence. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 65: 807-830.

HSÜ, K.J. (1977): Tectonic evolution of the Mediterranean Basins. En: **The ocean basins and margins** (Ed. por A.F.M. Nairn, W.H. Kanes y F.G. Stenfi) **Ed. Plenum.**, 4A: 21-75.

HUBERT, J.K., SUCHECKI, R.K. y CALLAHAN, R.K.M. (1977): The Cow-head Breccia: Sedimentology of the Cambro-ordovician continental margin, Newfoundland. En: **Deep-water carbonate environments** (Ed. por H.E. Cook y P. Enos)., **Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 25: 125-154.

HUDSON, J.D. (1982): Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany. **Sedimentology**, 29: 639-667.

HUDSON, J.D. y JENKYN, H.C. (1969): Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". **N. Jb. Geol. Paläont. Mh.**, 1969/9: 552-558.

HUNTLEY, D.A. y BOWEN, A.J. (1975): Comparison of the hydrodynamics of steep and shallow beaches. En: **Nearshore sediment dynamics and Sedimentation** (Ed. por J. Hails y A. Carr). **John Wiley and Sons**. p. 70-109.

IBACH, L.E. (1982): Relationship between sedimentation rate and total organic carbon in ancient marine sediments. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 66: 170-188.

ILLING, L.V. (1954): Bahamian calcareous sands. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 38: 1-95.

IMBRIE, J. y BUCHANAN, H. (1965): Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. En: **Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation**. (Ed. por C.V. Middleton). **Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 12: 34-52.

- JACKA, A.D. (1974): Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization. *J. Sed. Petrol.*, 44: 421-427.
- JAMES, N.P. (1983): Reef. En: **Carbonate Depositional Environments** (Ed. por P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 345-440.
- JAMES, N.P. (1984a): Shallowing-Upward sequences in carbonates. In: **Facies Models** (2nd ed) (Ed. by R.G. Walker). *Geoscience Canada Rep. Ser.*, 1: 213-228.
- JAMES, N.P. (1984b): Reefs. In: **Facies Models** (2nd ed) (Ed. by R.G. Walker). *Geoscience Canada Rep. Ser.*, 1: 229-244.
- JAMES, N.P. y CHOQUETTE, P.W. (1984): Diagenesis 9.- Limestones-The Meteoric Diagenetic Environment. *Geoscience Canada.*, 11: 161-194.
- JAMES, N.P. y GINSBURG, R.N. (1980): The seaward margin of Belize Barrier and Atoll Reefs. *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, 3, 193 p.
- JAMES, N.P. y MOUNTJOY, E.W. (1983): Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview. En: **The shelfbreak: critical interface on continental margins**. (Ed. por D.J. Stanley y G.T. Moore). *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 33: 189-206.
- JANSA, L.F. (1978): Le Cretacé au large de la marge Iberique. *Cahiers de Micropaleont.*, 4-1978: 47-56.
- JEFFERIES, R.P.S. y MINTON, P. (1965): The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia). *Palaeont.*, 8: 156-185.
- JENKYN, H.C. (1970): Growth and desintegration of a carbonate platform. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1970: 325-344.
- JENKYN, H.C. (1971a): Speculation on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. *Geol. Rundsch.*, 60: 471-488.
- JENKYN, H.C. (1971b): The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327-352.
- JENKYN, H.C. (1972): Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic. *J. Geol.*, 80: 21-33.
- JENKYN, H.C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. En: **Pelagic Sediments: on Land and under the Sea** (Ed. por K.J. Hsü y H.C. Jenkyns), *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, 1: 249-271.
- JENKYN, H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc.*, 137: 171-188.

- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic Environments. En: **Sedimentary Environments and Facies** (Ed. por H.G. Reading) (2nd. ed.), **Blackwell Sci. Publ.** Oxford. p. 343-397.
- JENKYN, H.C. y WINTERER, E.L. (1982): Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 60: 351-375.
- JEREZ, F. (1979): Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. **Bol. Geol. Min. España**, 40: 503-555.
- JEREZ, F. (1981): Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. **Bol. Geol. Min. España.**, 42: 1-18.
- JIMENEZ, A.P. (1986): Estudio paleontológico de los ammonites de Toarcense inferior y medio de las Cordilleras Béticas (Dactyloceratidae e Hildoceratidae). **Tesis. Doct. Univ. Granada**, (Inédita), 252 págs.
- JIMENEZ, A.P. y RIVAS, P. (1979): El Toarcense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 397-411.
- JOHNS, D.R. (1978): Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece. **Sedimentology**, 25: 561-573.
- JOHNSON, D.A. (1974): Deep Pacific circulation: intensification during the Early Cenozoic. **Mar. Geol.**, 17: 71-78.
- JOHNSON, H.D. (1978): Shallow siliciclastic seas. En: **Sedimentary Environments and Facies**. (Ed. por H.G. Reading). **Blackwell Sci. Publ.**, Oxford, p. 207-258.
- JOHNSON, H.D. y BALDWIN, C.T. (1986): Shallow Siliciclastic Seas. En: **Sedimentary Environments and Facies**. (Ed. por H.G. Reading). **Blackwell Sci. Publ.**, p. 229-282.
- JONES, D.L. y MURCHEY, B. (1986): Geologic significance of Paleozoic and Mesozoic radiolarian chert. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 14: 455-492.
- JONES, R.W. (1983): Organic matter characteristics near the shelf-slope boundary. **Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.**, 33: 391-405.
- JOPLING, A.V. (1965): Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. **J. Sed. Petrol.**, 35: 777-791.
- JUNTA DE ANDALUCIA (1985): Mapa Geológico Minero de Andalucía.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. **Geol. Rundsch.**, 58: 464-501.

- KASTENS, K.A. (1984): Earthquakes as a triggering mechanism for debris flow and turbidites on the Calabrian Ridge. **Mar. Geol.**, 55: 13-33.
- KAZMIERCKZAC, J. y GOLDRING, R. (1978): Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multi-provenant high-energy product. **Geol. Mag.**, 115: 359-366.
- KEENE, J.B., (1983): Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony) in pelagic sediments. **Sedimentology**, 30: 449-454.
- KENDALL, A.C, y BROUGHTON, P.L. (1978): Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. **J. Sed. Petrol.**, 48: 519-538.
- KENDALL, C.G. y SCHLAGER, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level. **Mar. Geol.**, 44: 181-212.
- KENDALL, C.G. y SKIPWITH, P.A. (1968): Recent algal mats of a Persian Gulf Lagoon. **J. Sed. Petrol.**, 38: 1040-1058.
- KENNEDY, W.J. (1975): Trace fossils in carbonate rocks. En: **The Study of Trace Fossils**. (Ed. por R.W. Frey). Springer-Verlag. New York, p. 377-398.
- KENT, D.V. y GRADSTEIN, F.M. (1985): A Cretaceous and Jurassic Geochronology. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 96: 1419-1427.
- KILIAN, W. (1889): Le gisement tithonique de Fuente de los Frailes près de Cabra (province de Cordoue). **Mem. Acad. Sci. París**, 30: 581-599
- KLEIN, G. de V. (1965): Dynamic significance of primary structures in the Middle Jurassic Great Oolite Series, in southern England. En: **Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation** (Ed. por C.V. Middleton). **Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.**, 12: 173-191.
- KLEIN, G. de V. (1970): Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. **J. Sed. Petrol.**, 40: 1095-1127.
- KNAUTH, L.P. (1979): A model for the origin of chert in limestone. **Geology.**, 7: 274-277.
- KOCKEL, F. (1963): Die Geologie des Gebietes Zwischen dem Rio Guadalhorca und dem Plateau von Ronda (Südspanien). **Geol. Jb.**, LXXXI: 413-480.

- KOMAR, P.D., NEUDECK, R.H. y KULM, L.D. (1972): Observations and significance of deep water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. En: **Shelf sediment transport: processes and patterns**. (Ed. por D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 601-619.
- KRAUSE, F.F. y OLDERSHAW, A. (1979): Submarine carbonate breccia-beds—A depositional model for two-layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, NW territories, Canada. **Can. J. Earth Sci.**, 16: 189-199.
- KREISA, R.D. (1981): Storm-Generated Sedimentary Structures in Subtidal Marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of Southwestern Virginia. **J. Sed. Petrol.**, 41: 823-848.
- KUHRY, B. (1972): Stratigraphy and micropaleontology of the Lower Cretaceous in the Subbetic south of Caravaca (Murcia, SE Spain) **K. Ned. Wet., Ser. B**, 75 (3): 193-222.
- KUHRY, B. (1975): Stratigraphy of the Lower Cretaceous in the Subbetic north of Velez Blanco (Almería, SE Spain) with special reference to oolitic "turbidites". **Gua. Pap. Geol. Ser. 1**, 7: 38-71.
- KUHRY, B. DE CLERQ, S.W.G. y DECKER, L. (1976): Indications of current actions in Late Jurassic limestones and associated rocks from the Subbetic of SE Spain. **Sed. Geol.**, 15: 235-258.
- KUKAL, Z. (1975): On the origin of nodular limestone. **California Min. Geol.**, 20: 359-368.
- KYLE, J.R. (1983): Economic aspects of subaerial carbonates. En: **Carbonate Depositional Environments** (Ed. por P.A. Scholle, D. G. Bebout y C.H. Moore). **Am. Ass. Petrol Geol. Mem.**, 33: 73-92.
- LAJOIE, J. (1972): Slump fold axis orientations. An indication of paleoslope?. **J. Sed. Petrol.**, 42: 584-586
- LAMOLDA, M. (1970): Estudio geológico de la Sierra de Gaena y Cerro de Jarcas. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- LAND, L.S. (1967): Diagenesis of skeletal carbonates. **J. Sed. Petrol.**, 37: 914-930.
- LAND, L.S. (1973): Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, north Jamaica. **Sedimentology.**, 20: 411-422.
- LANE, N.G., (1981): A nearshore sponge spicule mat from the Pennsylvanian of West-Central Indiana. **J. Sed. Petrol.**, 51: 197-202.
- LAPORTE, L.F. (1919): Recognition of a transgressive sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State. **Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.**, 14: 98-119.

- LECKIE, D.A. y WALKER, R.G. (1982): Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Hoosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 66: 138-157.
- LEE, C.W. y BURGESS, C.J. (1978): Sedimentation and tectonic controls in the Early Jurassic Central High Atlas trough, Morocco. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 89: 1199-1204.
- LEINE, L. (1968): Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain. **Tesis Doct. Univ. Amsterdam**, 112 p.
- LEINE, L. (1971): Rauchwacken und ihre Entstehung. **Geol. Rundsch.**, 60: 488-524.
- LEINE, L. (1978): Rauhwacke. En: **The Encyclopedia of Sedimentology** (Ed. por R. Fairbridge and J. Bourgeois), Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 611-612.
- LEMOINE, M. (1967): Brèches sédimentaires marines á la frontiere entre les domaines Briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. **Geol. Rundsch.**, 56: 320-335.
- LEMOINE, M. (1982): Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes Occidentales: Naissance et évolution d'un marge continental passive. **Livre jubilaire G. Lucas: Géologie sédimentaire, Mem. Geol. Univ. Dijon**, 7: 347-401.
- LEMOINE, M. (1984): La marge occidentale de la Téthys ligurienne et les Alpes occidentales. En: **Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France**. (G. Boillot, coordin.) Ed. Masson, París, p. 155-248.
- LEVENTHAL, J.S. (1983): An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 47: 133-138.
- LEWIS, K.B. (1971): Slumping on a continental slope inclined at 1-4 degrees. **Sedimentology**, 16: 97-110.
- LINARES, A. (1979): El Aalenense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 413-4224.
- LINARES, A., MOUTERDE, R. y RIVAS, P. (1971): El Lías del Sector Central de la Zona Subbética (vista de conjunto). **Cuad. Geol. Ibérica.**, 2: 227-235.
- LINARES, A., OLORIZ, F., SANDOVAL, J. y TAVERA, J.M. (1977-78): El Bajocense Superior y el Bathonense de la serie de la Cornicabra (prov. de Jaén, sector central de las Cordilleras Béticas). **Cuad. Geol.**, 8-9: 253-265.

- LINARES, A., OLORIZ, F., SANDOVAL, J. y TAVERA, J.M. (1979): El Jurásico de la Cornicabra, Prov. de Jaén. **Cuad. Geol.**, 10: 617-624.
- LINARES, A. y RIVAS, P. (1971): Metacronía del Ammonítico Rosso Triásico en la zona Subbética (Sector Central). **Cuad. Geol. Ibér.**, 2: 183-204.
- LINARES, A. y SANDOVAL, J. (1981): El Dogger en las Cordilleras Béticas. Límites y correlaciones. **Mem. Real. Acad. Esp. Ciencias. Conferencias P.I.G.C. (2ª parte)**, p. 183-205.
- LINARES, A. y VERA, J.A. (1965): Precisiones estratigráficas sobre la serie mesozoica de Sierra Gorda, Cordilleras Béticas. **Est. Geol.**, 22: 65-69.
- LINARES, D. (1977): Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central). **Tesis Doct. Univ.**, Granada, 410 p.
- LINDSTROM, M. (1963): Sedimentary folds and the development of limestones in an early Ordovician sea. **Sedimentology**, 2: 243-292.
- LIVNAT, A., FLEXER, A. y SHAFRAN, N. (1986): Mesozoic unconformities in Israel: characteristics, mode of origin and implications for the development of the Tethys. **Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.**, 55: 189-212.
- LOGAN, B.W., HOFFMAN, P. y CEBELEIN, C.D. (1974): Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. **Am. Ass. petrol. Geol. Mem.**, 22: 140-194.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. y GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. **J. Geol.** 72: 68-83.
- LOGAN, B.W. y SEMENIUK, V. (1976): Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. **Geol. Soc. Australia, Spec. Publ.**, 6, 138 p.
- LONSDALE, p. (1976): Abyssal circulation of the south-east Pacific and some geological implications. **J. geophys. Res.**, 81: 1163-1176.
- LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 64: 461-487.
- LOPEZ GALINDO, A. (1984): Intercalaciones arcillosas en turbiditas: hemipelagitas y pelitas turbidíticas. Interpretación en base a su mineralogía (Cretácico medio-superior, Cordilleras Béticas, Andalucía). **Tesis Lic. Univ.** Granada. (Inédita).

- LOPEZ-GALINDO, A. (1985): Aplicación de la mineralogía a la correlación de series estratigráficas: el ejemplo del Cretácico subbético. **Bol. Soc. Esp. Miner.**, 8: 295-306.
- LOPEZ-GALINDO, A. (1986): Mineralogía de series cretácicas de la Zona Subbética. Algunas consideraciones paleogeográficas derivadas de la composición química de las smectitas. **Est. geol.**, 42: 231-238.
- LOPEZ-GALINDO, A. (1987): Las facies oscuras del Cretácico medio en la Zona Subbética. Mineralogía y sedimentación. **Tesis Doct. Univ.**, Granada, 381 p.
- LOPEZ-GALINDO, A., COMAS, M.C., FENOLL, P. y ORTEGA, M. (1985): Pelagic Cretaceous Black-Greenish Mudstones in the Southern Iberian Palcomargin, Subbetic Zone, Betic Cordillera. **Miner. Petrogr. Acta**, 29-A: 245-257.
- LOREAU, J.P. (1970): Ultrastructure de la phase carbonatée des oolites marines actuelles. **C. R. Acad. Sci. París**, 271: 816-819.
- LOREAU, J.P. (1973): Nouvelles observations sur le genèse de oolithes jurassiques du Bassin de Paris. **Sci. Terre.**, 18: 213-244.
- LOREAU, J.P. y PURSER, B.H. (1973): Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. En: **The Persian Gulf** (Ed. por B.H. Purser), **Springer-Verlag**, Berlín. p. 279-328.
- LUCAS, G. (1955): Caractères géochimiques et mécaniques du milieu generateur des calcaires noduleux à facies ammonitico rosso. **C. R. hebd. seanc. Acad. Sci. París**, 240: 2000-2002
- LUKAS, K.J. (1978): Depth distribution and form among common microboring algae from the Florida continental shelf. **Geol. Soc. Amer. Abstr. w. Progr.**, 10: 448.
- MALLADA, L. (1880): Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. **Bol. Com. Mapa Geol. España**, VII: 1-55.
- MALLADA, L. (1884): Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. **Bol. Com. Mapa Geol. España**, XI: 1-55.
- MANGOLD, C. (1975): Découverte du Bathonien inferieur à Morphoceras dans le Subbétique de la Sierra de Carcabuey (prov. de Córdoba, Espagne). **C. R. Acad. Sc. París**, 280: 1339-1942.
- MARGOLIS, S. y REX, R.W. (1971): Endolithic algae and micrite envelope formation in Bahamian oolites as revealed by scanning electron microscopy. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 82: 843-852.
- MARJANAC, T. (1985): Composition and origin of the megabed containing huge clasts: Flysch Formation, middle Dalmatia, Yugoslavia. **6th Europ. Reg. Meet. I.A.S.**, Lleida, Abst. p. 270-273.

- MARKELLO, J.F. y READ, J.F. (1981): Carbonate ramp-to deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. **Sedimentology**, 28: 573-597.
- MARSAGLIA, K. M. y KLEIN, G. de V. (1983): The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. **J. Geol.**, 91: 117-142.
- MARSHALL, J.F. y DAVIES, P.J. (1975): High-magnesium calcite ooids from the Great Barrier Reef. **J. Sed. Petrol.**, 45: 285-291.
- MARTIN, J.M. (1979): La dolomitización basal del Lías inferior subbético. **Cuad. Geol.**, 10: 583-589.
- MARTIN, J.M. (1980): Las dolomías de las Cordilleras Béticas. **Tesis Doct. Univ. Granada**, 201 p.
- MARTIN, J.M. y DABRIO, C.J. (1981): Calizas de crinoides del Carixiense subbético: historia diagenética. **Bol. R. Soc. Hist., Natural.**, 79: 287-291.
- MARTIN-ALGARRA, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). **Tesis Doct. Univ. Granada**, 1271 p.
- MARTIN-ALGARRA, A., CHECA, A., OLORIZ, F. y VERA, J.A. (1983): Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: La Almola (Cordillera Bética). **Com. X Cong. Nacion. Sed. Menorca**, p. 3.21-3.24.
- MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1982): Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. En: **El Cretácico de España. Univ. Complutense, Madrid**, p. 603-630.
- MARTINEZ-GALLEGO, J. (1970): Estudio geológico de la Sierra de Araceli y sus alrededores (Lucena, Córdoba). **Tesis. Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- MASCLE, G., ARNAUD, H., DARDEAU, G., DEBELMAS, J., DUBOIS, P., GIDON, M., DE GRACIANSKY, P.C., KERCKHOVE, C. y LEMOINE, M. (1986): Halocinèse précoce sur le marge téthysienne alpine: vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. **C. R. Acad. Sci.**, 302: 963-968.
- MASCLE, J., COUSIN, M., FLEURY, J.J., LE CLEAC'H, A.G. y SAINT-MARC, P. (1986): Calcaires mesozoïques dans les fosses helléniques: implications paleogeographiques et geodynamiques. **Mar. Geol.**, 73: 323-341.

- MASSARI, F. (1981): Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences of the Venetian Alps. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi), Ed. **Tenoscienza**, Rome, p. 435-469.
- MASSARI, F. (1983): Oncoids and Stromatolites in the Rosso Ammonitico Sequences (Middle-Upper Jurassic) of the Venetian Alps, Italy. En: **Coated Grains** (Ed. por T.M. Peryt). **Springer-Verlag**, Berlín, p. 358-366.
- MASSETTI, D. y BOTTONI, A. (1978): L'encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia giurassica dell'area Dolomitica. **Riv. Ital. Paleont. Stratigr.**, 84:169-186.
- MASSON, H. (1972): Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. **Eclogae geol. Helv.**, 65: 27-41.
- MAUTHE, F. (1970): Das Subbetische Schollenland zwischen Olvera und Montellano (prov. Cadiz und Sevilla, Südwestspanien). **Geol. Jb.**, 88: 421-469.
- MAZZULLO, S.J. (1977): Shrunk (geopetal) ooids: evidence of origin unrelated to carbonate-evaporite diagenesis. **J. Sed. Petrol.**, 47: 392-397.
- MCCAVE, I.N. (1971): Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. **Mar. Geol.**, 10: 199-225.
- McILREATH, I.A. y JAMES, N.P. (1984): Carbonate slopes. En: **Facies models**. 2nd ed. (Ed. Por R.G. Walker). **Geoscience Canada Rep. Ser.**, 1, p. 245-257.
- MEDINA, J.M. y CASTILLO, A. (1984): Hidrogeología del borde septentrional de la Sierra de Alta Coloma (prov. de Jaén). I **Congr. Español de Geol.**, Segovia, IV: 239-248.
- MERINO, E., ORTOLEVA, P. y STRICKHOLM, P. (1983): generation of evenly spaced pressure-solution seams during (late) diagenesis: a kinetic theory. **Contr. Mineral. petrol.**, 82: 360-370.
- MEYERS, W.J. (1977): Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New México. **Sedimentology**, 24: 75-105.
- MILANKOVITSCH, M. (1930): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. En: **Handbuch der Klimatologie**, 1A (Ed. por W. Köppen y R. Geiger). **Gebrüder Borntraeger**, Berlin, 176 p.
- MILLER, M.F. (1978): Ethology and ecology of some Devonian shallow water Zoophycos and some possible implications for trace fossil evolution. **Geol. Soc. Am. Ann. Meet. Abst. w. Prog.**, 10:457.

- MILLER, M.F. (1979): Palaeoenvironmental distribution of trace fossils in the Catskill deltaic complex, New York State. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, 28: 117-141.
- MILLER, M.F. y JOHNSON, K.G. (1981): Spirophyton in alluvial-tidal facies of the Catskill deltaic complex: possible biological control of ichnofaunal distribution. **J. Paleont.**, 55: 1016-1027.
- MILLIKEN, K.L. (1979): The silicified evaporite syndrome—two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. **J. Sed. Petrol.**, 49: 245-256.
- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine Carbonates. **Springer-Verlag**, Berlín, 375 p.
- MIRA, F.J. (1980): Foraminíferos del Lías margoso en el sector central de las Cordilleras Béticas. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- MIRA, F.J. (1987): Foraminíferos del Lías margoso de las Cordilleras Béticas, Zona Subbética. **Tesis Doct. Univ.**, Granada, 275 p. (Inédita).
- MIRA, F. y MARTINEZ GALLEGÓ, J. (1981): Foraminíferos del Lías margoso (Carixiense superior, Domerense inferior y medio) en el sector central de las Cordilleras Béticas. **Rev. Esp. Micropaleont.**, 13: 313-342.
- MISIK, M. (1966): Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the west Carpathians. **Sloven. Akad. Vid.**, 269 p.
- MISIK, M. (1979) Sedimentological and microfacial study in the Jurassic of the Vrsatec (castle) Klippe (neptunic dykes, Oxfordian bioherm facies). "En eslovaco, con resumen en inglés". **Zapadné Karpaty, ser. geológia**, 5: 7-56. Bratislava.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. y THOMPSON, S. (1977): The Depositional Sequences as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. En: **Seismic Stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration** (Ed. por C.E. Payton), **Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 26: 53-62.
- MITTERER, R.M. (1968): Amino acid composition of organic matrix in calcareous oolites. **Science**, 162: 1498-1499.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1983a): Algunos tipos de calizas oolíticas del Dogger. Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Interpretación paleogeográfica. **Comunic. X Congreso Nacional de Sedimentología**, Menorca, p. 3.26-3.29

- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1983b): Discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el Jurásico medio-superior-Cretácico de la Sierra de Cabra (Subbético Externo, Cordilleras Béticas). **Comunic. X Congreso Nacional de Sedimentología.**, Menorca, p. 5.12-5.17.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1984): Colonias de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético Externo, provincia de Córdoba). **Est. geol.**, 40: 455-461.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1985): Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y Puente Genil, provincia de Córdoba). **Trabajos de Geología**, Univ. Oviedo, 15: 127-146.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1986): Capas de tormentas (tempestitas) en el Jurásico del Subbético Externo (Cordilleras Béticas). **Acta Geol. Hisp.** (en prensa).
- MOLINA, R. (1971): Estudio geológico del Valle de Valdepeñas de Jaén. **Tesis Lic. Univ. Granada.** (Inédita).
- MONLEAU, C. (1986): Le Jurassique inférieur et Moyen de Provence, Sardaigne et Alpes maritimes: corrélations, essai de synthèse paléogéographique. **Rev. Geol. Dynam. Geograph. Phys.**, 27: 3-11.
- MONTEALEGRE, L. (1970): Estudio geológico de la ventana tectónica de Huelma. **Tesis Lic. Univ. Granada.** (Inédita).
- MONTY, C. (1972): Recent algal stromatolitic deposits, Andros Island, Bahamas, preliminary report. **Geol. Rundsch.** 61: 742-783.
- MONTY, C. (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics. En: **Stromatolites** (Ed. por M.R. Walter). **Develop. in Sed.**, 20: 193-249. Elsevier, Amsterdam.
- MOORE, R.C. (Ed.) (1956): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F, Coelenterata. **Geol. Soc. Am. y Univ. Kansas Press**, 498 p.
- MOORE, R.C. (Ed.) (1964): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C, Protista. 2 vol. **Geol. Soc. Am. y Univ. Kansas Press**. 900 p.
- MOORE, R.C. (Ed.) (1965): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part V Echinodermata 3, 2 v. **Geol. Soc. Am. y Univ. Kansas Press**, 659 p.
- MORALES, P. (1970): Estudio geológico de una zona del Santo Cristo (Cabra) (Jaén). **Tesis Lic. Univ. Granada.** (Inédita).

- MORGENSTERN, N. (1967): Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. En: **Marine Geotechnique** (Ed. by A.F. Richards), **Univ. Illinois Press**, Urbana, p. 189-220.
- MORRIS, R.J., McCARTNEY, M. y WEAVER, P.P.E. (1984): Sapropelic deposits in a sediment from the Guinea Basin, south Atlantic. **Nature**, 309: 611-614.
- MORTON, R.A. (1981): Formation of storm deposits by windforced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea. En: **Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin** (Ed. por S.D. Nio, R.T.E. Shüttenhelmy y Tj.C.E. van Weering), **Spec. Publ. Int. Ass. Sed.**, 5: 385-396.
- MOUTERDE, R., BUSNARDO, R. y LINARES, A. (1971): Le Domerien supérieur dans le Subbétique Central (Andalousie). **Cuad. Geol. Ibér.**, 2: 237-254.
- MULLER, J. y FABRICIUS, F. (1974): Magnesian-calcite nodules of some nodular limestones. En: **Pelagic Sediments: on Land and under the Sea** (Ed. por K.J. Hsü y H.C. Jenkyns), **Spec. Publ. Int. Ass. Sed.**, 1: 249-271.
- MÜLLER, P.J. y SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic carbon content in the oceans, 1. Organic carbon preservation. **Deep-Sea Res.**, 26A: 1347-1362.
- MULLER, W.U. y TOSCHEK, P.H. (1969): **Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise)** 2nd ed. **Veröff. Univ. Innsbruck**, 8, **Alpenkundliche Studien** 4, 32 p.
- MULLINS, H.T., NEUMAN, A.C., WILBER, R.J. y BORDAN, M.R. (1980): Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. **J. Sed. Petro.**, 50: 117-131.
- MULLINS, H.T., HEATH, K.C., VAN BUREN, H.M. y NEWTON, C.R. (1984): Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. **Sedimentology**, 31: 141-168.
- MULLINS, H.T., GARDULSKI, A.F. y HINE, A.C. (1986): Catastrophic collapse of the west Florida carbonate platform margin. **Geology**, 14: 167-170.
- MURILLO, G. (1971): Estudio geológico de una zona próxima a Bélmez de la Moraleda. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. **Mem. Soc. geol. Ital.**, 11: 161-199.

- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. **Field Trip Guidebook A-11. 9th Int. Sed. Congr.**, Nice, France, p. 21-36.
- MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., SEGURET, M. y ZANZUCCHI, G. (1984): Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. **Mar. Geol.**, 55: 103-116.
- NATLAND, J.H. (1978): Composition, provenance and diagenesis of Cretaceous clastic sediments drilled on the Atlantic continental rise off southern Africa. **Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.**, 40: 1025-1062
- NAYLOR, M.A. (1981): Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. **Sedimentology**, 28: 837-852.
- NELSON, C.H. (1982): Modern shallow water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. **J. Sed. Petrol.**, 52: 537-545.
- NELSON, C.H. y NILSEN, T.H. (1974): Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. En: **Modern and ancient geosynclinal sedimentation** (Ed. por R.H. Dott Jr y R.H. Shaver), **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 19: 69-92.
- NEUMANN, A.C. y BALL, M.M. (1970): Submersible observations in the straits of Florida: Geology and bottom currents. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 81: 2861-2874.
- NEWELL, N.D., PURDY, E.G. e IMBRIE, J. (1960): Bahamian oolitic sand. **J. Geol.**, 68: 481-497.
- NICKLES, R. (1902): Sur l'existence de phénomènes de recouvrements dans la zone subbétique. **C. R. Acad. Sci.**, París, 134: 493-495.
- NICKLES, R. (1904): Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne, dans la zone Subbétique. **Bol. Soc. Geol. France**, 4: 223-227.
- NICOSIA, U. y PARISI, G. (1980): Saccocoma tenella (Goldfuss) distribuzione stratigrafica e geografica. **Boll. Pal. It.**, 18: 320-326.
- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 54: 2170-2195.
- NORMARK, W.R. (1974): Submarine canyons and fans valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. En: **Modern and ancient geosynclinal sedimentation**. (Ed. por R.H. Dott Jr. y R.H. Shaver). **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 19: 56-68.

NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 62: 912-931.

ODIN, G.S., CURRY, D., GALE, N.H. y KENNEDY, J. (1982): The Phanerozoic time scale in 1982. En: **Numerical dating in Stratigraphy** (Ed. por G.S. Odin), John Wiley and Sons, New York, p. 957-960.

OERTEL, G. y CURTIS, C.D. (1972): Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 83: 2597-2606.

OGG, J.G. (1981): Middle and upper Jurassic sedimentation history of the Trento Plateau (Northern Italy) En: **Procc. Rosso Ammonitico Symposium** (Ed. by A. Farinacci y S. Elmi). Ed. Tecnoscienza, Roma, p. 479-503.

OGG, J.G., STEINER, M.B., OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1984): Jurassic Magnetostratigraphy. 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, Southern Spain. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 71: 147-162.

OLIVET, J.L., BRONNIN, P., BEUZART, J.M. y AUZENDE, J.M. (1982): Cinermatique des plaques et paleogeographie; une revue. **Bull. Soc. Géol. France** (7), 14: 875-892.

OLORIZ, F. (1973): Estudio geológico de un sector al NW de Campillo de Arenas (Jaén). **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita)

OLORIZ, F. (1976): Kimmeridgiense-Tithónico en el Sector central de las Cordilleras Béticas. Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía. **Tesis Doct. Univ. Granada**. (Serv. Publ. Univ. Granada, 1978), 758 p.

OLORIZ, F. (1979): El Kimmeridgiense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 475-488.

OLORIZ, F. y RIVAS, P. (1977-78): La serie jurásica de la Unidad Casa Blanca-Puerto de las Palomas (Zona Subbética). **Cuad. Geol.**, 8-9: 205-224.

OLORIZ, F., RIVAS, P. y TAVERA, J.M. (1979): La secuencia jurásica de Casa Blanca. Atención especial al Dogger-Malm. **Cuad. Geol.**, 10: 605-616.

OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1975): Sobre una interrupción sedimentaria (Dogger-Cretácico inferior) en el área de Campillo de Arenas (provincias de Granada y Jaén). Cordilleras Béticas (Zona Subbética, sector central). **Cuad. Geol.**, 6: 95-112.

- OLORIZ F. y TAVERA, J.M. (1977-78): Simospiticeras (Ammonoidea) gen. nv. Avance sobre nuevas morfologías pertenecientes a la base del Tithónico superior en las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). **Cuad. Geol.**, 8-9: 181-190.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1979a): El Tithónico en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 489-508.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1979b): El tránsito Tithónico inferior-Tithónico superior en las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). **Tecniterrae**, 29: 6-15.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1979c): Nuevo Simoceratina-Simoceras (Cordubicerias) en el Tithónico superior de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). **Tecniterrae**, 29: 17-21.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1981): El Jurásico Superior en el sector central de la Zona Subbética. Introducción al conocimiento de las facies. Índice y correlaciones. **Mem. Real. Acad. Esp. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales, P.I.G.C.** (2ª parte), p. 207-239.
- ORTEGA, M., PALOMO, I. y FENOLL, P. (1985): Mineral Composition of the Jurassic Sediments in the Subbetic Zone, Betic Cordillera, SE. Spain. **Miner. Petrogr. Acta.**, 29-A: 231-243.
- OSGOOD, R.G. y SZMUC, E.J. (1972): The trace fossil Zoophycos as indicator of water depth. **Bull. Am. Paleont.**, 62: 1-22.
- PALACIOS, J. (1973): Estudio estratigráfico de un sector al sur de Jaén (Otiñar a Santa Cristina). **Tesis Lic. Univ. Granada.** (Inédita).
- PALOMO, I. (1981): Mineralogía de las facies margosas jurásicas en afloramientos del Subbético medio y externo (Cordilleras Béticas). **Tesis Lic. Univ. Granada.** (Inédita).
- PALOMO, I., ORTEGA, M. y FENOLL, P. (1981): Los carbonatos de las facies margosas jurásicas en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (provincias de Granada y Jaén). **Bol. Soc. Esp. Mineralogía**, 4: 15-28.
- PALOMO, I., ORTEGA, M. y FENOLL, P. (1985): The significance of clay minerals in studies of the evolution of the Jurassic deposits of the Betic Cordillera, SE Spain. **Clay Miner.**, 20: 39-52.
- PARK, W.C. y SCHOT, E.H. (1968): Stylolites: their nature and origin. **J. Sed. Petrol.**, 38: 175-191.
- PASSERI, L. (1971): Stratigrafia e sedimentologia dei calcari Giurassici del M. Cucco (Apennino Umbro). **Geol. Romana**, 10: 93-130.

- PASSERI, L. y PIALLI, G. (1972): Facies lagunari nel Calcarea Massiccio dei 'Umbria occidental. **Bull. Soc. Geol. Ital.**, 91: 345-364
- PEREZ-BALLALTAS, M. (1970): Estudio geológico del sector El Higueral-Fuente del Cesna (Zona Subbética). **Tesis Lic. Univ. Granada** (Inédita).
- PERKINS, R.D. y HALSEY, S.D. (1971): Geologic significance of microboring fungi and algae in Carolina shelf sediments. **J. Sed. Petrol.**, 41: 843-853.
- PERYT, T.M. (1977): Environmental significance of foraminiferal-algal oncolites. En: **Fossil Algae** (Ed. por E. Flügel). **Springer Verlag**, Berlin, p. 61-65.
- PERYT, T.M. (1981): Phanerozoic oncolites. An overview. **Facies**, 4: 197-214.
- PERYT, T. (Ed.) (1983): **Coated Grains**. **Springer-Verlag**, Berlín. 655 p.
- PERYT, T.M. (1983b): Vadois. En: **Coated Grains** (Ed. por T.M. Peryt). **Springer Verlag**, Berlin, p. 437-449.
- PETTICHOHN, F.J. (1975): **Sedimentary Rocks** (Third Ed.), **Harper and Row, Publ.**, New York, 628 p.
- PEYRE, Y. (1962a): Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversal de Malaga. **Faits nouveaux, problèmes et hypothèses**. **Livre Mem. Prof. Fallot, Soc. Geol. France**, 1: 199-208.
- PEYRE, Y. (1962b): El "Subbético con Jurásico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. **Not. Com. Inst. Geol. Min. España**, 67: 133-144.
- PEYRE, Y. (1974): **Geologie d'Antequera et de sa région** (Cordilleres Bétiques, Espagne). **Tesis Univ. Paris, Publ. Inst. Agronomique de Paris**, 528 p.
- PILKEY, O.H., LOCKER, S.D. y CLEARLY, W.J. (1980): Comparison of sand layer geometry on the flat floors of ten modern depositional basins. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 64: 841-856.
- PRAY, L.C. y ESTEBAN, M. (eds.) (1977): Upper Guadalupian Facies, Permian Reef Complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. **Field Conference Gdbk, Permian Basin Sec. Soc. Econ. Paleont. Mineral Permian Basin Sec. Publ.**, 16-17, 2: 194.
- PUGA, E. y RUIZ-CRUZ, M.D. (1980): Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera subbética. **Cuad. Geol.**, 11: 127-155.

- PUJALTE, V. (1970): Estudio geológico del sector sur de Pegalajar (prov. de Jaén). **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- PURDY, E.G. (1963a): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. I. Petrography and reaction groups. **J. Geol.**, 71: 334-335.
- PURDY, E.G. (1963b): Recent carbonate facies of the Great Bahama Bank. II. Sedimentary facies. **J. Geol.**, 71: 472-497.
- PURDY, E.G.. (1968): Carbonate diagenesis: an environmental survey. **Geol. Romana.**, 7: 183-228.
- PURDY, E.G. (1974a): Reef configurations: cause and effect. En: **Reefs in Time and Space** (Ed. por L. F. Laporte) **Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.**, 18: 9-76.
- PURDY, E.G. (1974b): Karst-determined facies patterns in British Honduras: Holocene carbonate sedimentation model. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 58: 825-855.
- PURSER, B.H. (1969): Synsedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. **Sedimentology**, 12: 105-130.
- PURSER, B.H. (Ed.) (1973): The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. **Springer-Verlag**, Berlin. 471 p.
- PURSER, B.H. (1975): Tidal sediments and their evolution in the Bathonian carbonates of Burgundy, France. En: **Tidal Deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts** (Ed. por R.N. Ginsburg). **Springer-Verlag**, New York. p. 35-343.
- PURSER, B.H. y SEIBOLD, E. (1973): The Principal Environmental Factors Influencing Holocene Sedimentation and Diagenesis in the Persian Gulf. En: **The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea** (Ed. por B.H. Purser). **Springer-Verlag**, Berlin, p. 1-10.
- RADOICIC, R. (1966): Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. **Geologija**, 9, 377 p.
- RAISWELL, R. (1977): The growth of Cambrian and Liassic concretions. **Sedimentology**, 17: 147-171.
- RAISWELL, R. y BERNER, R.A. (1985): Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. **Am. J. Sci.**, 285: 710-724.
- READ, J.F. (1980): Carbonate ramp-to-basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 64: 1575-1612.

- READ, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. **Lectonophysics**, 81: 195-212.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 69: 1-21.
- REIMERS, C.E. y SUESS, E. (1983): Late Quaternary fluctuations in the cycling of organic matter off central Peru: A proto-kerogen record. En: **Coastal Upwelling, Its Sedimentary Record**, Part A (Ed. por E. Suess y J. Thiede), **Plenum**, New York, p. 497-526.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm sand layers of shelf mud. **Sedimentology**, 18: 123-128.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary environments. **Springer-Verlag**, Berlin, 549 p. (2nd. Ed.).
- REINECK, H.E., GUTMANN, W.F. y HERTWECK, G. (1967): Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. **Senckenberg. Lethaea**, 48: 219-275.
- REINECK, H.E., DÖRJES, J., GADOW, S. y HERTWECK, G. (1968): Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge von der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. **Senckenberg. Lethaea**, 49: 261-309.
- REINECK, H.E., SINGH, I.B. y WUNDERLICH, F. (1971): Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper. **Senckenberg. Mar.**, 3: 93-101.
- REMANE, J. (1978): Calpionellids. En: **Introduction to marine micropaleontology** (Ed. por B. V. Haq y A. Boersma). **Elsevier**, New York, p. 161-170.
- RIBA, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic Interpretation. **Sed. Geol.**, 15: 213-233.
- RICCI-LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). **J. Sed. Petrol.**, 45: 3-43.
- RICHTER, D.K. (1983): Calcareous ooids: A synopsis. En: **Coated Grains** (Ed. por T.M. Peryt). **Springer-Verlag**, Berlin, p. 71-99.
- RICKEN, W. (1985): Epicontinental Marl-Limestone Alternation: Event Deposition and Diagenetic Bedding (Upper Jurassic, Southwest Germany). En: **Sedimentary and Evolutionary Cycles** (Ed. por V. Bayer y A. Seilacher). **Lecture Notes in Earth Sci.**, **Springer-Verlag**, Berlin, 1: 127-162.
- RICKEN, W. (1986): Diagenetic bedding: a model for marl-limestone alternations. **Springer-Verlag**, Berlin, 206 p.

- RICKEN, W. y HEMLEBEN, C. (1982): Origin of marlm-limestone alternation (Oxford 2) in southwest Germany. En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher), Springer-Verlag Berlin, p. 83-71.
- RIEDMULLER, G. (1976): Genese und charakteristik der Rauhacken im Pithental (Niederosterreich). **Geol. Rundsch.**, 65: 290-332.
- RILEY, J.P. y CHESTER, R. (1971): Introduction to Marine Chemistry. **Academic Press**, New York, 465 p.
- RIVAS, P. (1969): Estudio geológico de la región de Carcabuey. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- RIVAS, P. (1975): Calizas de filamentos en el Lías medio de la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 6: 137-142.
- RIVAS, P. (1979): Zonación del Carixiense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 383-388.
- RIVAS, P. y SEQUEIROS, L. (1972): Excursión a las unidades del Subbético externo: Series de Cabra y Carcabuey. **Dept. Estrat. y Paleont. Univ. Granada**. (Grupo Español Mesozoico), 21 p.
- RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1979): Itinerarios geológicos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Granada-Jaén y Cabra-Loja. **Secr. Publ. Univ. Granada**, 86 p.
- ROBINSON, R.B. (1967): Diagenesis and porosity development in Recent and Pleistocene oolites from Southern Florida and the Bahamas. **J. Sed. Petrol.**, 37: 355-364.
- ROBLES, M.S. (1970): Estudio geológico del sector S<sup>a</sup> de Almadén-Cambil. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982): El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. **Tesis Doct. Univ. Granada**, 224 p.
- RODRIGUEZ JIMENEZ, P. (1971): Estudio geológico de un sector al Sur de Priego de Córdoba. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- ROEP, T.B. (1980): Condensed Cretaceous limestones in a section near Xiquena, Betic of Malaga, SE Spain. **Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.**, B 83: 183-200.
- ROONEY, W.S. y PERKYNS, R.D. (1972): Distribution and geologic significance of microboring organisms within sediments of the Arlington Reef Complex, Australia. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 83: 1139-1150.
- RUGET, C. y MARTINEZ-GALLEGO, J. (1979): Foraminifères du Lias moyen et supérieur d'Andalousie. **Cuad. Geol.**, 10: 311-316.

RUIZ-LOPEZ, J.L. (1973): Geología estructural de la Sierra de Cabra. **Tesis Lic. Univ. Granada** (inédita).

RUIZ-ORTIZ, P.A. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (Entre Castril -prov. de Granada- y Jaén). **Tesis Doct. Univ. Granada**, 272 p.

RUIZ-ORTIZ, P.A. (1982): Estratificaciones cruzadas de gran escala en las calizas oolíticas de la formación Jabalcuz (Dogger). Dominio intermedio. Cordilleras Béticas. **Acta Geol. Hisp.**, 17: 271-275.

RUIZ-ORTIZ, P.A. (1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera Southern Spain. **Sedimentology**, 30, 33-48.

RUIZ-ORTIZ, P.A., BUSTILLO, M.A. y MOLINA, J.M. (en prensa): Radiolarite sequences of the Subbetic, Betic Cordillera (Southern Spain). **Springer-Verlag**, New-York.

RUIZ-ORTIZ, P.A., MOLINA, J.M. y VERA, J.A. (1985): Coral-oid-oncoid facies in a shallowing-upward sequence of the Middle Jurassic (External Subbetic, Southern Spain). **6th European Reg. Meet. I.A.S.**, Lleida, Abst. p. 403-406.

RUIZ-ORTIZ, P.A., MOLINA, J.M. y VERA, J.A. (1986): Olistolitos de materiales mesozoicos subbéticos. Borde meridional de la Depresión del Guadalquivir (Luque, Córdoba). **Resum. Comunic. XI Congreso Español de Sediment.** Barcelona, p. 155.

RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1979): Turbiditas calcáreas del Jurásico superior en las Cordilleras Béticas. **Cuad. Geol.**, 10: 571-582.

RULLKOTTER, J., VUCHEV, V., HINZ, K., WINTERER, E.L., BAUMGARTNER, P.O., BRADSHAW, M.L., CHANNELL, J.E.T., JAFREZZO, M., JANSÁ, L.F., LECKIE, R.M., MOORE, J.M., SCHAFTENAAR, C., STÉIGER, T.H. y WIEGAND, G.E. (1983): Potential deep sea petroleum source beds related to coastal upwelling. En: **Coastal Upwelling, Its Sedimentary Record, part B** (Ed. por J. Thiede y E. Suess) **Plenum**, New York, p. 467-483

RULLKÖTTER, J. y MUKHOPADHYAY, P.K. (1986): Comparison of Mesozoic carbonaceous claystones in the western and eastern North Atlantic (DSDP Legs 76, 79 and 93). En: **North Atlantic Palaeoceanography** (Ed. por C.P. Summerhayes y N.J. Shackleton). **Geol. Soc.**, London, **Spec. Publ.**, 480 p.

SAAVEDRA, J.L. (1963): Datos sobre la micropaleontología de las hojas de Lucena, Baena, Puente Genil y Montilla. **Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.**, 72: 81-104.

- SALAJ, J. (1982): Mesozoic palaeogeographic development in the Northwestern part of the West Carpatians of Slovakia. **Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.**, 39, 203-220.
- SALAS, R. (1985): Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan ranges. **6th European Reg. Meet. I.A.S.**, Abst., Lleida, p. 411-414.
- SALTZMAN, E.S. y BARRON, E.J. (1982): Deep circulation in the late Cretaceous: oxygen isotope paleotemperatures from the *Inoceramus* remains in D.S.D.P. cores. **Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.**, 40: 167-181.
- SANDOVAL, J. (1979a): El Bajocense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 425-440.
- SANDOVAL, J. (1979b): El Bathonense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 441-451.
- SANDOVAL, J. (1983): Bioestratigrafía y paleontología (*Stephanocerataceae* y *Perisphinctaceae*) del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas. **Tesis Doct. Univ. Granada**, 2 vol, 613 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1969): Estudio de un área comprendida entre Castillo de Locubín y Valdepeñas de Jaén. **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- SANZ DE GALDEANO, C. (1970): Estructura del Subbético en la transversal Charilla-Fuensanta de Martos (prov. de Jaén). **Cuad. Geol.**, 1: 133-140.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1971): La Unidad Coronilla-Ventisquero. Individualización y estructura general del dominio Subbético Externo en el área comprendida entre Castillo de Locubín y el Ventisquero (prov. de Jaén). **Cuad. Geol.**, 2: 125-136.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). **Tesis Doct. Univ. Granada**, 274 p.
- SARTONI, S. y CRESCENTI, V. (1962): Recherche bioestratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. **Giorn. Geol.**, 29: 161-304.
- SCHLAGER, W. (1979): Drowning of carbonate platforms. **Geol. Soc. Am., Abstr. Programs**, 11: 511-512.
- SCHLAGER, W., AUSTIN, J.A., CORSO, W., McNULTY, C.L., FLUEGEL, E., RENZ, O. y STEINMETZ, J.C. (1984): Early Cretaceous platform re-entrant and escarpment erosion in the Bahamas. **Geology**, 12: 147-150.

SCHLAGER, W. y CAMBER, O. (1986): Submarine slope angles, drowning unconformities, and shelf-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14: 762-765.

SCHLAGER, W. y CHERMAK, A. (1979): Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. En: *Geology of Continental Slope* (Ed. por L.J. Doyle y O.H. Pilkey). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 27: 193-208.

SCHLAGER, W. y SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). *Sedimentology*, 20: 65-89.

SCHLANGER, S.O. y JENKYN, H.C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnb.*, 55: 179-184.

SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKYN, H.C. y SCHOLLE, P.A. (1985): The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $S^{13}C$  excursion. En: *Marine Petroleum Source Rocks* (Ed. por J. Brooks y A.J. Fleet), *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* (en prensa).

SCHMITT, J.G. y BOYD, D.W. (1981): Patterns of silicification in Permian pelecypods and brachiopods from Wyoming. *J. Sed. Petrol.*, 51: 1297-1308.

SCHWARZACHER, W. (1975): Sedimentation models and quantitative stratigraphy. *Develop. in Sed.*, 19, Elsevier, Amsterdam, 382 p.

SCHWARZACHER, W. y FISCHER, A.G. (1982): Limestone-shale bedding and perturbations of the Earth's orbit. En: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher). Springer-Verlag, Berlin, p. 72-95.

SEILACHER, A. (1964): Biogenic sedimentary structures. En: *Approaches to Paleocology* (Ed. por J. Imbrie y N.D. Newell), John Wiley and Sons, New York.

SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5: 413-428.

SEILACHER, A. (1969): Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.

SEILACHER, A. (1977): Pattern analysis of Palaeodictyon and related trace fossil. En: *Trace Fossils 2* (Ed. por T.P. Crimes y J.C. Harper). *Geol. J., Spec. Issue*, Liverpool, Seel House Press, 9: 289-354.

- SEILACHER, A. (1978): Use of trace fossil assemblages for recognising depositional environments. En: **Trace Fossil Concepts** (Ed. por P.B. Basañ). **Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course**, 5: 175-201.
- SEILACHER, A. (1982). Distinctive features of sandy tempestites. En: **Cyclic and Event Stratification** (Ed. por G. Einsele y A. Seilacher). **Springer-Verlag**, Berlin, p. 333-349.
- SEMIENIUK, V. (1971): Subaerial leaching in the limestones of the Bowan Park Group (Ordovician) of central western New South Wales. **J. Sed. Petrol.**, 41: 939-950
- SEPTFONTAINE, M. (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. **Mem. Soc. Helv. Sci. Natur.**, 97, 121 p., **Birkhauser Verlag**, Bale.
- SEQUEIROS, L. (1970): Estudio geológico del borde sur de Cabra (Córdoba). **Tesis Lic. Univ. Granada**. (Inédita).
- SEQUEIROS, L. (1974). Paleobiogeografía del Caloviense y Oxfordiense en el sector central de la zona Subbética. **Bioestratigrafía y Paleontología. Tesis Doct. Univ. Granada**, 635 p.
- SEQUEIROS, L. (1975): Revisión de *Gregoryceras fouqueti* (Kilian 1889). (Peltoceratinae, ammonoidea, Cordilleras Béticas). **Cuad. Geol.**, 6: 165-176.
- SEQUEIROS, L. (1977a): Nuevos datos paleontológicos y bioestratigráficos de *Giossothyri* (Brachiopoda, Terebratulidae) en la zona subbética (España meridional). **Acta Geol. Hisp.**, 12: 9-11.
- SEQUEIROS, L. (1977b): Presencia de *Miosphinctes* (Ammonitina, Perisphinctacea) en la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España). **Acta Geol. Hisp.**, 12: 35-37.
- SEQUEIROS, L. (1979): El Caloviense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 453-462.
- SEQUEIROS, L. y OLCRIZ, F. (1979): El Oxfordense en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 463-474.
- SEYFRIED, H. (1978): Der subbétische Jura von Murcia (Sudest-Spanien). **Geol. Jahrb.**, 29: 3-201.
- SEYFRIED, H. (1979). Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. **Cuad. Geol.**, 10: 319-348.
- SEYFRIED, H. (1980): Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betschen Kordillere (Südost-Spanien). **Geol. Rundsch.**, 69: 149-178.

SEYFRIED, H. (1981a): Genesis of "Regressive" and "Transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. En: **Proc. Rosso Ammonitico Symposium**. (Ed. por A. Farinacci y S. Elmi), Ed. **Tenoscienza**, Roma, p. 547-579.

SEYFRIED, H. (1981b): Genesis of hardgrounds in the Tethyan Jurassic. **I.A.S. 2nd. Europ. Mtg. Bologna**, Abstr., p. 181-184.

SHEPARD, F.P., EMERY, K.O. y LAFOND, E.C. (1941). Rip currents: A process of geological importance. **J. Geol.**, 49: 337-369.

SHERIDAN, R.E. (1981): Recent Research on passive continental margins. En: **The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress**. (Ed. por J.E. Warme, R. G. Douglas y E.L. Winterer). **Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.**, 32: 39-55.

SHINN, E.A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. **Sedimentology**, 12: 109-144.

SHINN, E.A., LLOYD, R.M. y GINSBURG, R.N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. **J. Sed. Petrol.**, 39: 1202-1228.

SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., ARTHUR, M., BARNES, R., BLECHSMIDT, G., CHARPAL, O. DE, GRACIANSKY, P.C. DE, HABIB, D., IACCARINO, S., JOHNSON, D., LOPATIN, B.G., MALDONADO, A., MONTADERT, L., MOORE, D.G., MORGAN, G.E., MOUNTAIN, G., REHAULT, J.P., SIGAL, J. y WILLIAMS, C.A. (1980): Deep drilling results of Leg 47B (Galicia Bank area) in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. **Phil. Trans. R. Soc. London (A)** 294: 51-61.

SIEDLECKA, A. (1972): Length-slow chalcedony and relicts of sulphates -evidence of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. **J. Sed. Petrol.**, 42: 812-816.

SIEDLECKA, A. (1976): Silicified Precambrian evaporite nodules from northern Norway: a preliminar report. **Sed. Geol.**, 16: 161-175.

SIMPSON, J. (1985): Stylolite - controlled layering in a homogeneous limestone: pseudo-bedding produced by burial diagenesis. **Sedimentology**, 32: 495-505.

SMART, P.L., PALMER, R.J., WHITAKER, F. y WRIGHT, V.P. (1987): Neptunian dykes and fissure fills: an overview and account of some modern examples. En: **Paleokarst** (Ed. por P.W. Choquette y N.P. James). **Springer-Verlag**. (en prensa)

SMIT, J. (1981): A catastrophic event at the Cretaceous Tertiary boundary. **Tesis Doct. Univ.** Amsterdam.

- SOEGAARD, K. y ERIKSSON, K.A. (1985): Evidence of tide, storm and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf: the 1700 m y Ortega Group, New Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 55: 672-684.
- SPALLETA, C. y VAI, G.B. (1984): Upper Devonian intraclast parabreccias interpreted as seismites. *Mar. Geol.*, 55: 133-144.
- STANLEY, R.G. (1981): Middle Jurassic shoaling of the Central High Atlas Sea Near Rich, Morocco. *J. Sed. Petrol.*, 51: 895-907.
- STANLEY, S.M. (1966): Palaeoecology and diagenesis of Key Largo Limestone, Florida. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 50: 1927-1947.
- STAUB, R. (1926): Gedanken zur Tektonik spaniens. *Vierteljahr naturf. Gesell.*, Zürich, LXXI, 196-261 (Trad. esp. *Mem. Acad. Bellas Letr. Nobles Artes*, Córdoba, p. 3-60).
- STEIN, R. (1986): Organic carbon and sedimentation rate-further evidence for anoxic deep-water conditions in the Cenomanian/Turonian Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 72: 199-209.
- STEIN, R., RULLKÖTTER, J. y WELTE, D.H. (1986): Accumulation of organic-carbon-rich sediments in the late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean-A synthesis. *Chem. Geol.*, 56: 1-32.
- STONE, B.D. (1976): Analysis of slump slip lines and deformation fabric in slumped Pleistocene lake beds. *J. Sed. Petrol.*, 46: 313-325.
- STOW, D.A.V. (1985): Fine grained sediments in deep water: an overview of processes and facies models. *Geo-Marine Lett.*, 5: 17-12.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. En: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. por H. G. Reading) 2nd ed. Blackwell, Oxford, p. 399-444.
- STOW, D.A.V. y DEAN, W.E. (1984): Middle Cretaceous Black Shales at Site 530 in the southeastern Angola Basin. En: *Init. Rep. of D.S.D.P.*, (Ed. por W.W. Hay, J.C. Sibuet et al.), U.S. Govern Print. Offic., Washington D.C., 75: 809-818.
- STOW, D.A.V., WEZEL, F.C., SAYELLI, D., RAINEY, S.C.R. y ANGELL, G. (1984): Depositional model for calc lutites: Scaglia Rossa Limestones, Umbro-Marchean Apennines. En: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and facies* (Ed. por D.A.V. Stow y D.J.W. Piper), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, p. 223-243.
- SUJKOWSKI, Z.L. (1958): Diagenesis. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 42: 2692-2717.

- SWEENEY, R.E. y KAPLAN, I.R. (1980): Stable isotope composition of dissolved sulfate and hydrogen sulfide in the Black Sea. **Mar. Chem.**, 9: 145-152.
- SWEETING, M.M. (1972): Karst Landforms. **McMillan**, London, 362 p.
- SWIFT, D.J.P., FIGUEIREDO Jr., A.G., FREELAND, G.L. y OERTEL, G.F. (1983): Hummocky cross-stratification and mega-ripples: a geological double standard?. **J. Sed. Petrol.**, 53: 1295-1317.
- SWINCHITT, J.P. (1969): Algal boring: A possible depth indicator in carbonate rocks and sediments. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 80: 1391-1396.
- TAVERA, J.M. (1979): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona Subbética. **Cuad. Geol.**, 10: 509-511.
- TAVERA, J.M. (1985): Los ammonites del Tithónico superior-Berriassense en la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). **Tesis Doct. Univ. Granada**, 381 p.
- TEBA, A. (1971): Estudio geológico del Mentidero en el sector de Fuensanta de Martos (Jaén). **Tesis Lic. Univ.** (Inédita).
- THAYER, C.W. (1974): Marine paleoecology in the Upper Devonian of New York. **Lethaia**, 7: 121-155.
- THIEDE, J., STRAND, J.E. y AGDESTAIN, T. (1981): The distribution of major pelagic sediment components in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. En: **The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress** (Ed. por J.E. Warme, R.G. Douglas y E.L. Winterer). **Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.**, 32: 67-90.
- THIEDE, J. y VAN ANDEL, T. (1977): The paleoenvironmental of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 33: 301-309.
- THIERSTEIN, H.R. y BERGER, W.H. (1978): Injection events in ocean history. **Nature**, 276: 461-466.
- TIETZ, G.F. (1975): Petrographische und geochemische Untersuchungen an einer kondensierten Kalkbank des unteren Silurs der Karnischen Alpen (Österreich). **Verhand. Geol. Bund.**, 1976: 207-242.
- TRICHET, J. (1969): Etude de la composition de fraction organique des oolites, comparaison avec celle des membranes des bactéries et des cyanophycées. **C.R. Acad. Sci. Paris**, 267: 1492-1494.
- TRURNIT, P. (1968): Pressure solution phenomena in detrital rocks. **Sed. Geol.**, 2: 89-114.

- TUCKER, M.E. (1974): Sedimentology of Paleozoic pelagic limestones: The Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). En: **Pelagic Sediments on land and under the sea** (Ed. por H.J. Hsu y H.C. Jenkyns) **Spec. Publ. Int. Ass. Sed.**, 1: 71-92.
- TUCKER, M.E. (1976a): Quartz-replaced anhydrite nodules (Bristol Diamonds) from the Triassic of the Bristol District. **Geol. Mag.**, 113: 569-574.
- TUCKER, M.E. (1976b): Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway. **Sed. Geol.**, 16: 193-204.
- TUDHOPE, A.W. y RISK, M.J. (1985): Rate of dissolution of carbonate sediments by microboring organisms, Davies Reef, Australia. **J. Sed. Petrol.**, 55: 440-447.
- VAIL, A.R., MITCHUM, R.M. y THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: **Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration**. (Ed. por C.E. Payton). **Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.**, 26: 49-221.
- VAIL, P. R. y TODD, R.G. (1981): Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. En: **Petroleum Geology of the continental Shelf of North-West Europe; Proceed. of the second Conference** (Ed. por L.V. Illing y G.D. Hobson), Heyden, London, p. 216-235.
- VAIL, P.R., HARDENBOL, J. y TODD, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. En: **Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation**. **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 36: 129-144.
- VAN ANDEL, T.H. (1975): Mesozoic-Cenozoic compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. **Earth Planet, Sci Lett.**, 26: 187-194.
- VAN DEN HURK MIR, A. (1985): Análisis de facies del Jurásico y Brechas de Valldemosa en la zona comprendida entre S'Esclop y Puig Galatzo (Mallorca, Serra Tramuntana, Sector suroccidental) dentro de su contexto regional. **Tesis Lic. Univ. Autónoma Barcelona**. (Inédita)
- VAN HINTE, J.E. (1976): A Jurassic time scale. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 60: 489-497.
- VAN HINTE, J.E. (1976b): A Cretaceous time scale.. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 60: 498-516.
- VAN VEEN, G.W. (1969): Geological investigations in the region of Caravaca South Eastern Spain. **Tesis. Doct. Univ. Amsterdam**, 143 p.

VERA, J.A. (1966): Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. **Tesis Doct. Univ. Granada.** (Publ. Mem. I.G.M.E.. LXXII, 192 p.)

VERA, J.A. (1979): Paleogeografía de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico (Introducción). **Cuad. Geol.**, 10: 553-556.

VERA, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras Cordilleras Alpinas durante el Mesozoico. En: **Curso de conferencias sobre el P.I.C.G. Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales**, (2ª parte), Madrid, p. 129-160.

VERA, J.A. (1982): Introducción. En: **El Cretácico de España. Univ. Complutense**, Madrid, p. 515-525.

VERA, J.A. (1984a): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. **Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publ. Geol.**, 20: 23-54.

VERA, J.A. (1984b): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. **I Congreso Español de Geología**, 1: 109-122.

VERA, J.A., RUIZ-ORTIZ, P.A. y MOLINA, J.M. (1983): Informe sobre las posibilidades petrolíferas de la región de los permisos Guadalquivir A-J y sectores adyacentes. (Inédito).

VERA, J.A., MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo). **Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publ. Geol.**, 20: 141-162.

VERA, J.A., MOLINA, J.M., MOLINA-DIAZ, A. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1986): Bauxitas kársticas jurásicas en la Zona Subbética (Zarzadilla de Totana, provincia de Murcia). **Acta Geol. Hisp.**, (en prensa).

VERA, J.A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y GARCIA-HERNANDEZ, M. (1986): Sedimentación en umbrales pelágicos durante el Jurásico en la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, S. de España). **2º Congr. Nacional de Geología**. Lisboa.

VERA, J.A., RUIZ-ORTIZ, P.A., GARCIA-HERNANDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1987): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone (Southern Spain). En: **Paleokarst** (Ed. por P.W. Choquette y N.P. James). **Springer-Verlag**, (en prensa).

VERA, J.A. y MARTIN-ALGARRA, A. (en prensa): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. En: **Stromatolites** (Ed por C. Monty). **Springer-Verlag**, Heidelberg.

- VERNEUIL, E. y COLLOMB, E. (1853): Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. **Bull. Soc. Géol.**, France, 10: 61-147.
- VERNEUIL, E. y COLLOMB, E. (1854). Itineraire geognostique dans le Sud-Est de l'Espagne. **Bull. Soc. Géol.** France, 13: 674-729.
- VOROS, A. (1973): Speculations on food supply and bathymetry in the Mediterranean Jurassic Area. **Ann. Univ. Scient. Budapest Rol. Eotros Nomin.**, 16: 213-220.
- WALKER, R.G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 62: 932-966.
- WALKER, R.G. (1984): Shelf and Shallow Marine Sands. En: **Facies Models** (2nd Ed.), (Ed. por R.G. Walker) **Geoscience Canada Rep. Ser.**, 1: 141-170.
- WALKER, R.G. y MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. En: **Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course**, p. 119-157.
- WANLESS, H.R. (1979): Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. **J. Sed. Petrol.**, 49: 437-462.
- WANLESS, H.R. (1981): Fining-Upwards Sedimentary Sequences Generated in Seagrass Beds. **J. Sed. Petrol.**, 51: 445-454.
- WANLESS, H.R., BURTON, E.A. y DRAVIS, J. (1981): Hydrodynamics of Carbonate Fecal Pellets. **J. Sed. Petrol.**, 51: 27-36.
- WARRAK, M. (1974): The petrography and origin of dedolomitized veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieules", in the Frejus region, French Alps. **J. Geol. Soc.**, 130: 229-247.
- WEEDON, G.P. (1986): Hemipelagic shelf sedimentation and climatic cycles-The basal Jurassic (Blue Lias) of South Britain. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 76: 321-335.
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie and Palaeogeographie des Roten Jurakalks in Sonwendgebirge (Tirol, Osterreich). **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 132: 219-238.
- WENDT, J., (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tothys, **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 135: 171-189.
- WENDT, J. (1971): Genese und faune submariner sedimentarer Spaltenfullungen im Mediterranen Jura. **Paleontographica, A.**, 136: 122-192.

- WENDT, J. y AIGNER, T. (1985): Facies patterns and depositional environments of Paleozoic cephalopod limestones. **Sed. Geol.**, 44: 263-300.
- WENDT, J., AIGNER, T. y NEUGEBAUER, J. (1984): Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Tafilalt Plattform (upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco). **Sedimentology**, 31: 601-626.
- WETZEL, A. (1984): Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments: influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change. En: **Fine-Grained Sediments: Deep-water Processes and Facies** (Ed. por D.A.V. Stow y D.J.W. Piper). **Spec. Publ. geol. Soc. London**, p. 595-609.
- WHITAKER, J.H. McD. (1974): Ancient submarine canyons and fan valleys. En: **Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation**, (Ed. por R.H. Dott Jr. y R.H. Shaver). **Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.**, 19: 106-125.
- W EDENMAYER, F. (1978): Modern sponge bioherms of the Great Bahama Bank. **Eclog. Geol. Helv.**, 7: 699-744.
- WIEDENMAYER, F. (1980): Spiculites and sponges in the Lower Jurassic of the western Tethys. En: **Living and fossil sponges** (Ed. por W.D. Hartman). **Sedimenta**, 8: 135-145.
- WILDI, W. (1983): La chaîne tellorifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. **Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.**, 27: 201-297.
- WILSON, J.L. (1969): Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones. En: **Depositional Environments in Carbonate Rocks** (Ed. por G. M. Friedman) **Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.**, 14: 4-19.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geological History. **Springer-Verlag**, Berlín, 471 p.
- WILSON, J.L. y JORDAN, C. (1983): Middle Shelf Environment. En: **Carbonate Depositional Environments** (Ed. por P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore), **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.**, 33: 297-343
- WINTERER, E.L. y BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. **Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.**, 65: 394-421.
- WISE, S.W. y WEAVER, F.M. (1974): Chertification of oceanic sediments. En: **Pelagic Sediments: on land and under the Sea**. (Ed. por K.J. Hsü y H.C. Jenkyns). **Spec. Publ. Int. Ass. Sed.**, 1: 301-326.

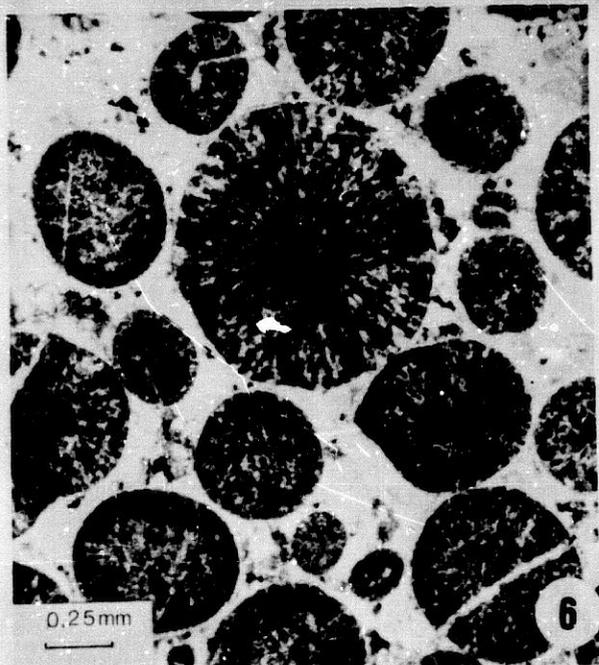
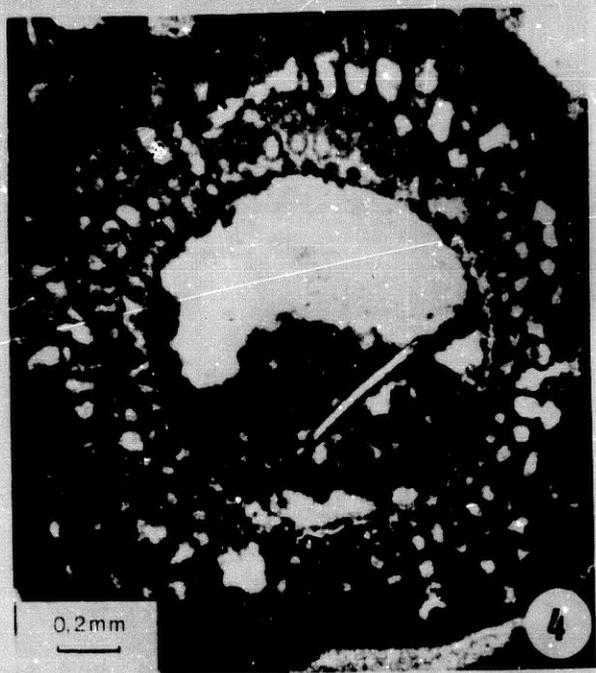
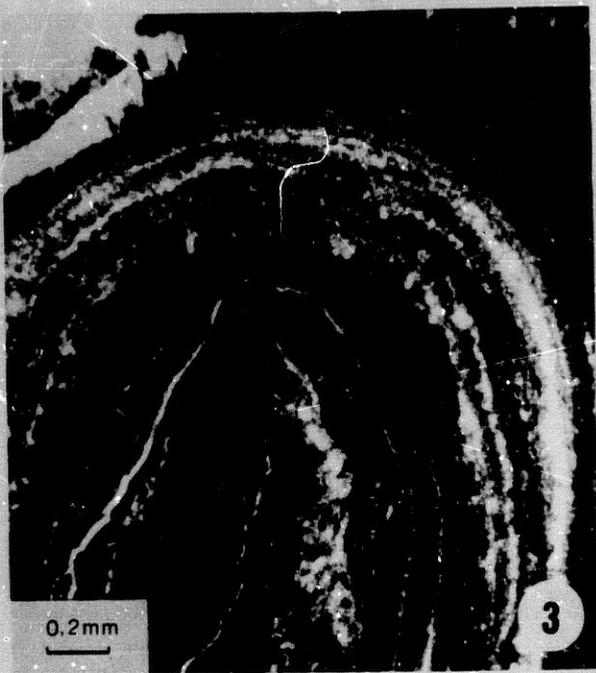
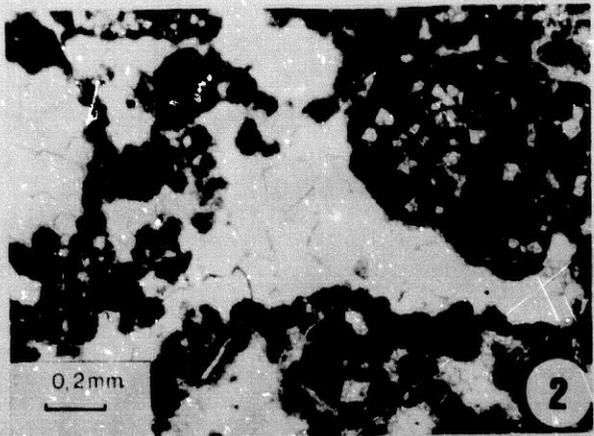
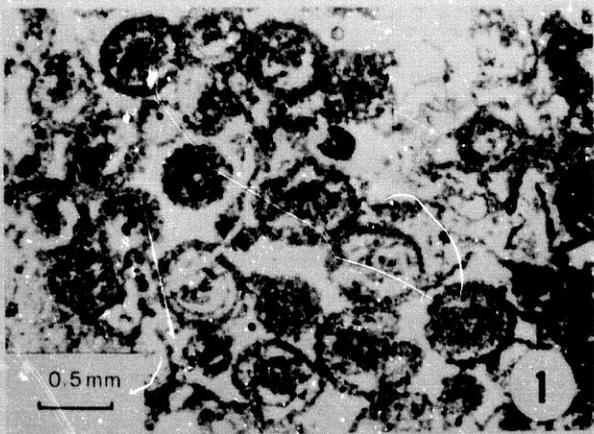
- WOLF, K.H. (1965): Grain diminution of algal colonies to micrite. *J. Sed. Petrol.*, 35: 420-427.
- WOODCOCK, N.H. (1979): The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26: 83-99.
- WRIGHT, M.E. y WALKER, R. G. (1981): Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta; storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair weather wave base. *Can. J. Earth. Sci.*, 18: 795-809.
- WRIGHT, V.P. (1982): The recognition and interpretation of paleokarst: two examples from the lower Carboniferous of South Wales. *J. Sed. Petrol.*, 52: 83-94.
- WRIGHT, V.P. (1983): A rendzina from the lower Carboniferous of South Wales. *Sedimentology*, 30: 159-179.
- WRIGHT, V.P. (1984): Peritidal carbonate facies models: A review. *Geol. J.*, 19: 309-326.
- WRIGHT, V.P. y WILSON, R.C.L. (1984): A Carbonate Submarine-Fan sequence from the Jurassic of Portugal. *J. Sed. Petrol.*, 54: 394-412.
- YEBENES, A., GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1985): Brachiopod shell beds in the Carixian of the Iberian Range (Spain). *6th Europ. Reg. Meet. Sed. I.A.S.*, Lleida, Abst., p. 702-704.
- ZEFF, M.L. y PERKINS, R.D. (1979): Microbial alteration of Bahamian deep-sea carbonates. *Sedimentology*, 26: 175-201.

L A M I N A S

## LAMINA I

### FORMACION GAVILAN

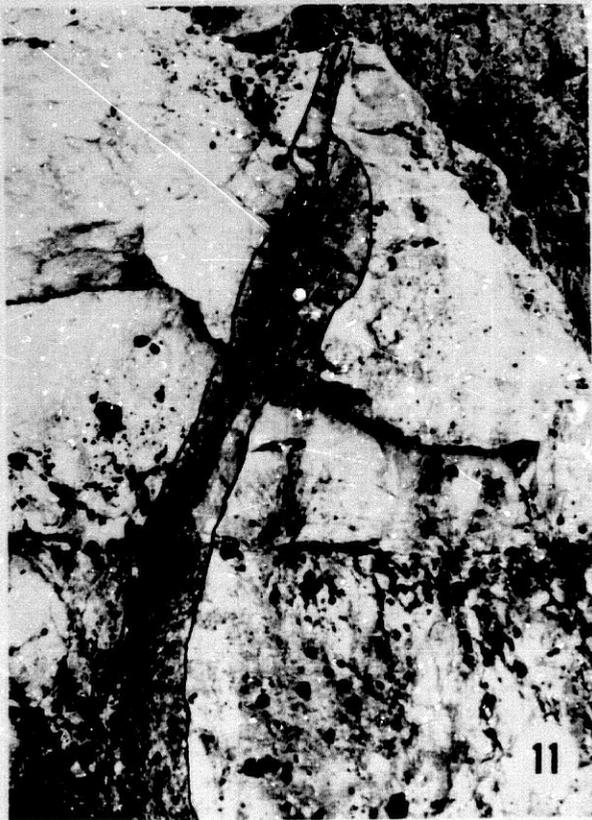
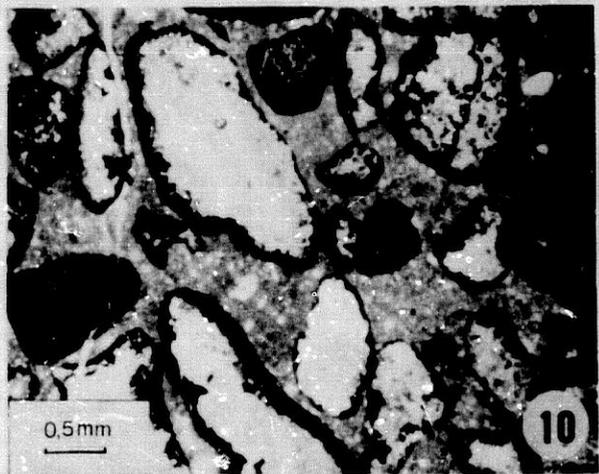
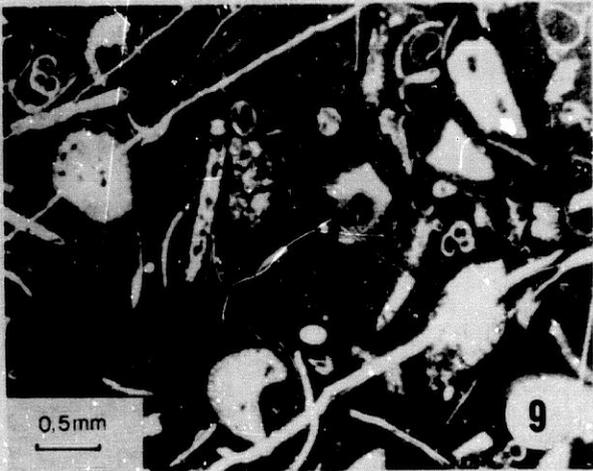
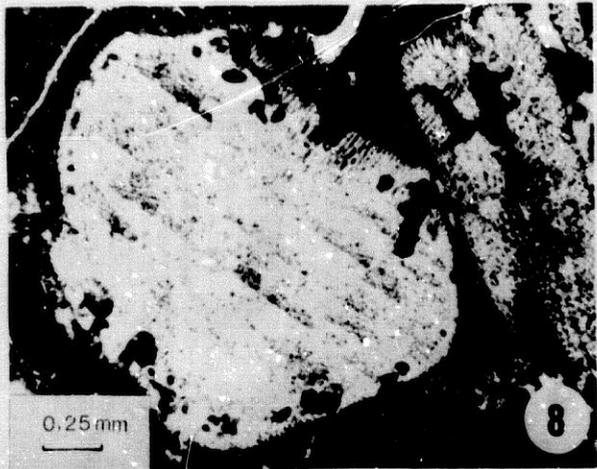
- Fotografía 1. Grainstone oolítica dolomitizada. (Unidad del Ventisquero, muestra V-136).
- Fotografía 2. Mudstone con textura fenestral, parcialmente reemplazada por dolomita. Obsérvese la forma idiomorfa que presentan los cristales de dolomita, así como la existencia de racimos de rombos (Unidad del Ahillo, muestra A-90).
- Fotografía 3. Detalle de un pisolito vadoso (vadoide) (Unidad del Camarena-Lanchares, muestra CA-316).
- Fotografía 4. Sección de Palaeodasycladus mediterraneus PIA (Unidad del Camarena-Lanchares, muestra CA-324).
- Fotografía 5. Grainstone de oncoides, granos agregados e intraclastos. (Unidad de Grajales-Mentidero, muestra J-162).
- Fotografía 6. Grainstone oolítica. Obsérvese la textura fibroso-radial bien desarrollada en los ooides. Con nícoles cruzados. (Unidad del Ventisquero, muestra V-90).



## LAMINA II

### FORMACION GAVILAN

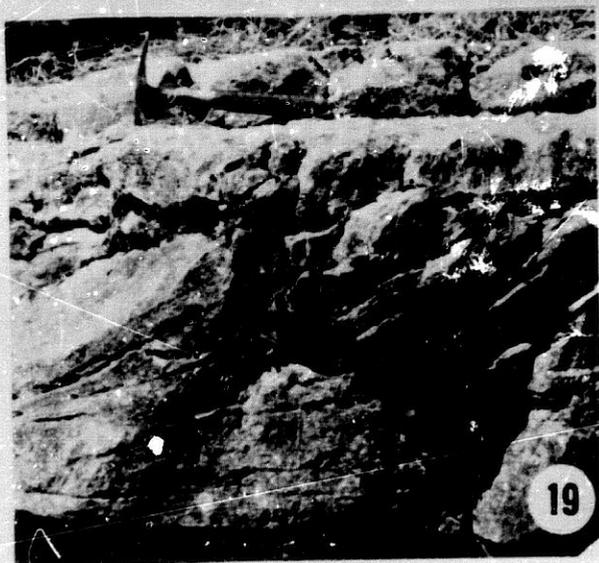
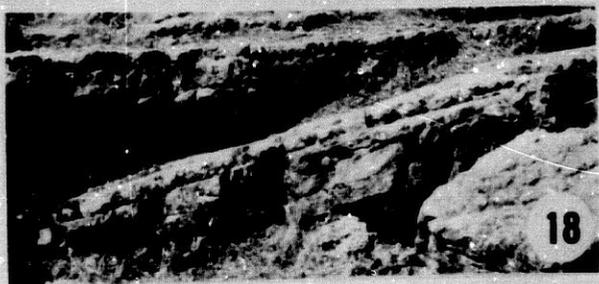
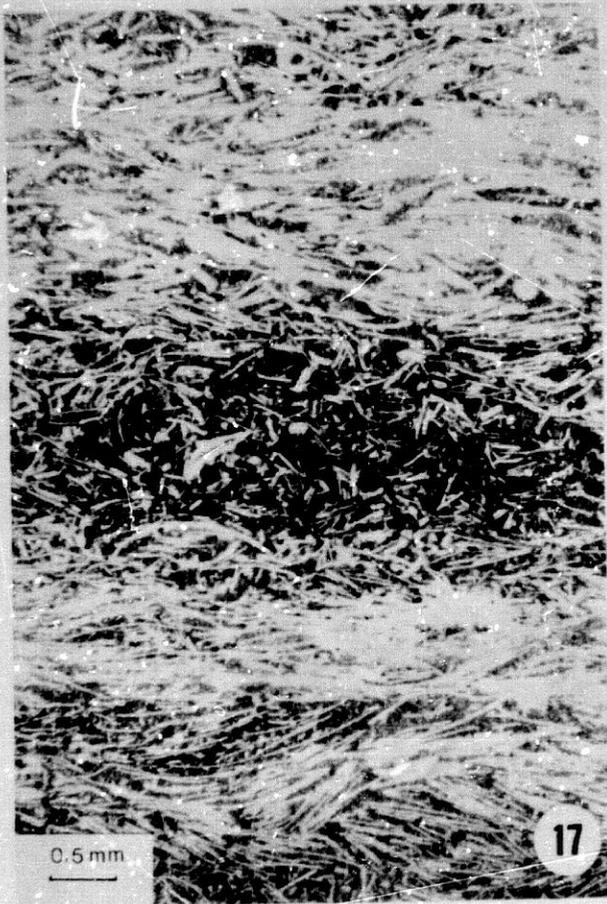
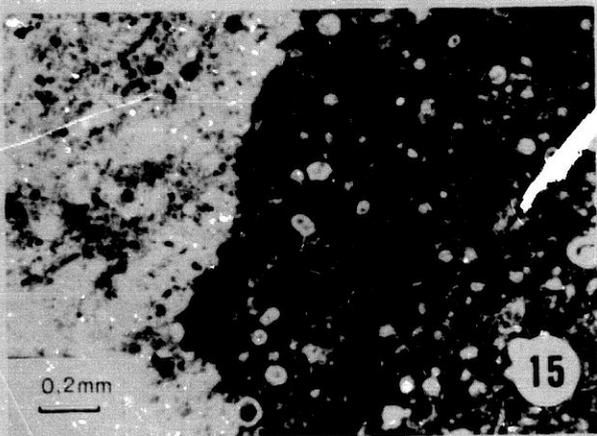
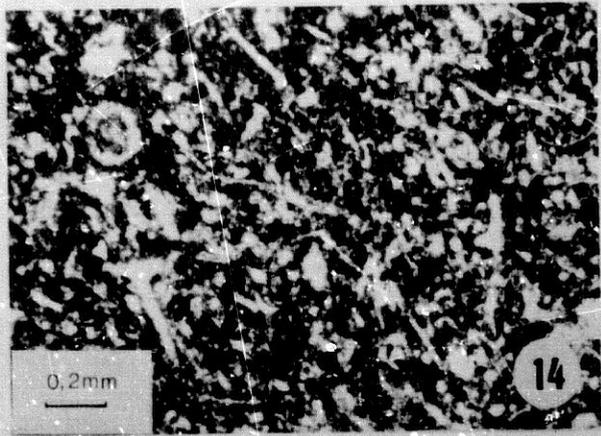
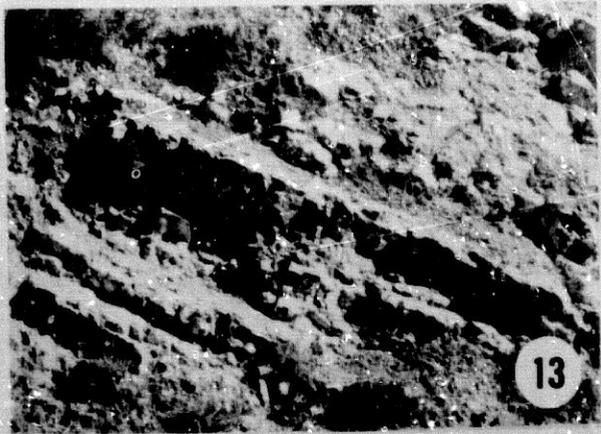
- Fotografía 7. Calizas de crinoides, con abundante sílex en lechos (Unidad del Camarena-Lanchares, sección de Zuheros-2).
- Fotografía 8. Packstone de crinoides. Obsérvense las abundantes perforaciones existentes en los bordes de los bioclastos (Unidad del Ahillo, muestra A-54).
- Fotografía 9. Wackestone de crinoides, foraminíferos y bioclastos Hardground existente a techo de la formación (Unidad de Gaena, muestra G-2).
- Fotografía 10. Wackestone de bioclastos con envoltura micrítica (cortoides). Hardground en el techo de la formación (Unidad del Ventisquero, muestra V-176).
- Fotografía 11. Dique neptúnico con relleno de caliza pelágica con "filamentos" del Dogger. La roca encajante, en la que puede apreciarse la estratificación horizontal, son dolomías de la Formación Gavilán (Unidad del Ventisquero, carretera de Valdepeñas de Jaén a Castillo de Locubín).
- Fotografía 12. Relleno de una cavidad paleokárstica, con brechas de colapso, calizas pelágicas rojas, sedimento vadoso y espeleotemas. Escala en cm. (Unidad del Ventisquero, carretera de Valdepeñas de Jaén a Castillo de Locubín).



### LAMINA III

#### FORMACIONES ZEGRI Y VELETA

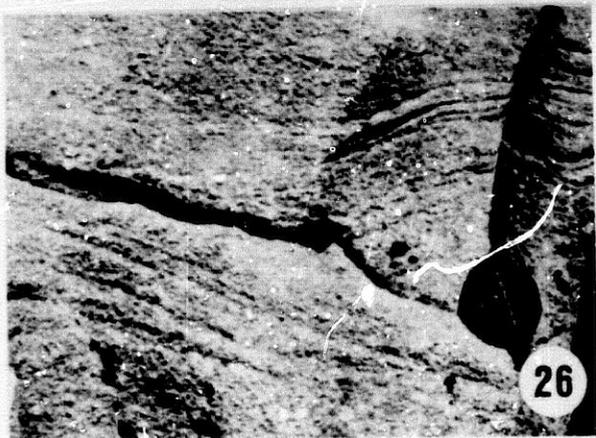
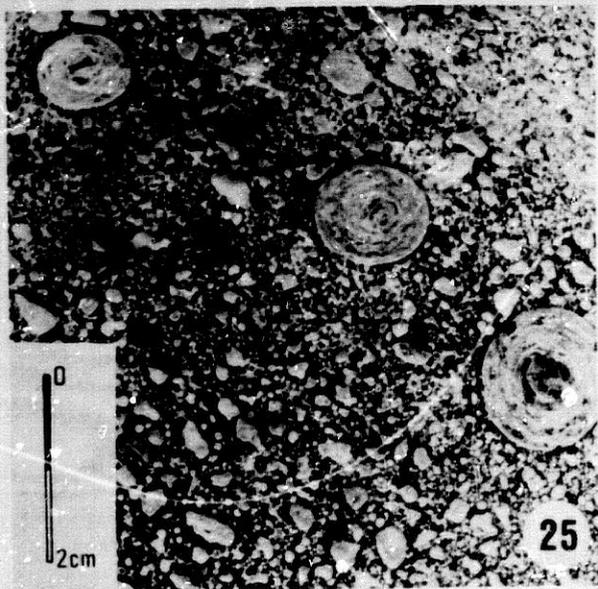
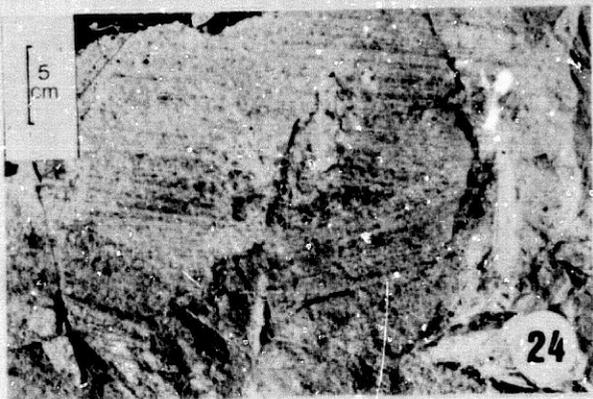
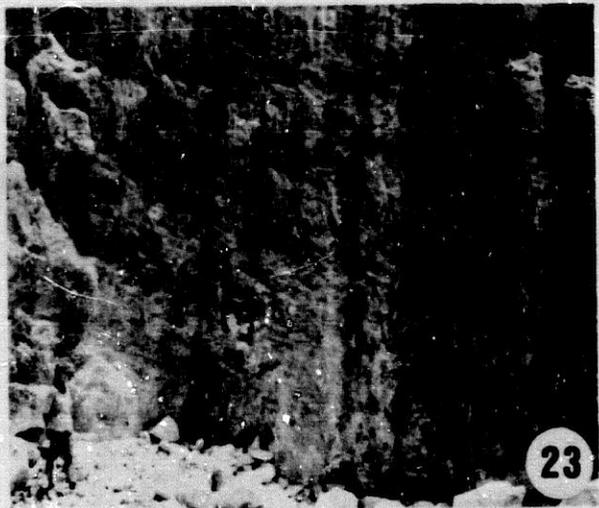
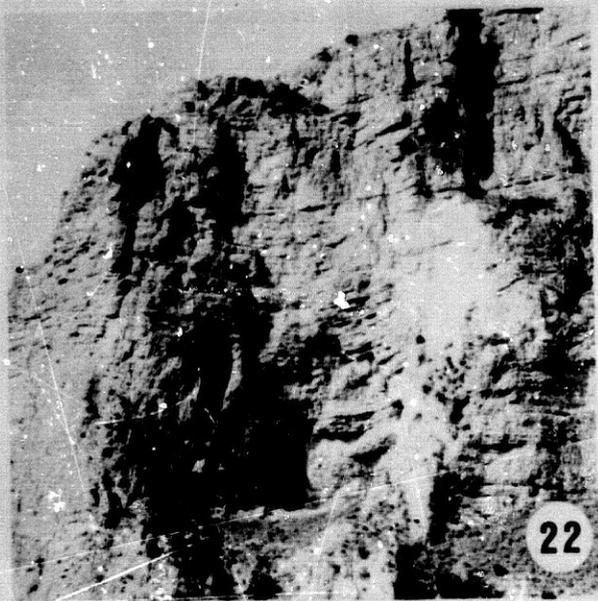
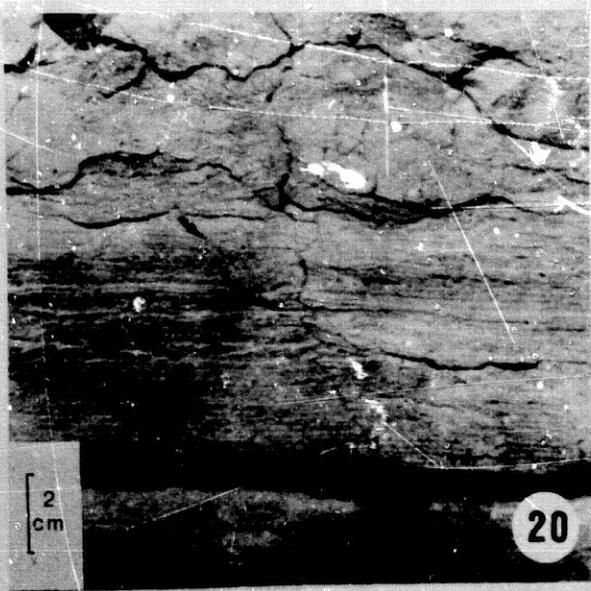
- Fotografía 13. Ritmita de calizas margosas y margas (Formación Zegrí, Unidad del Camarena-Lanchares, S de Zuheros)
- Fotografía 14. Wackestone de espículas de esponjas (espiculita). (Formación Zegrí, Unidad de Grajales-Mentidero, muestra J-36).
- Fotografía 15. Zona de contacto entre el sílex y la caliza margosa. En el sílex (zona clara) se observan algunas secciones de espículas de esponjas, actualmente sustituidas por cuarzo (formas circulares blancas) y hay muchas impurezas que corresponden a restos de la roca encajante. En esta última (zona oscura) se observan espículas silíceas que conservan su canal interior (Formación Zegrí, Unidad del Ahillo, muestra A-104).
- Fotografía 16. Wackestone de "filamentos", estos últimos posiblemente del género Bositra, con porosidad shelter asociada a ellos (parte inferior de la fotografía). (Ammonítico Rosso inferior, Formación Zegrí, Unidad del Ventisquero, muestra V-87).
- Fotografía 17. Laminación paralela debida a la disposición planar de "filamentos". En el centro de la fotografía esta disposición está rota por bioturbación. (Ammonítico Rosso inferior, Formación Zegrí, Unidad del Ventisquero, muestra V-169).
- Fotografía 18. Calizas de peloides y "filamentos" con estratificación cruzada de bajo ángulo, interpretadas como capas de tormentas (Formación Veleta, Unidad de Gaena, proximidades del Cortijo de Veleta).
- Fotografía 19. Detalle ampliado de la anterior fotografía.



#### LAMINA IV

#### FORMACIONES VELETA Y CAMARENA

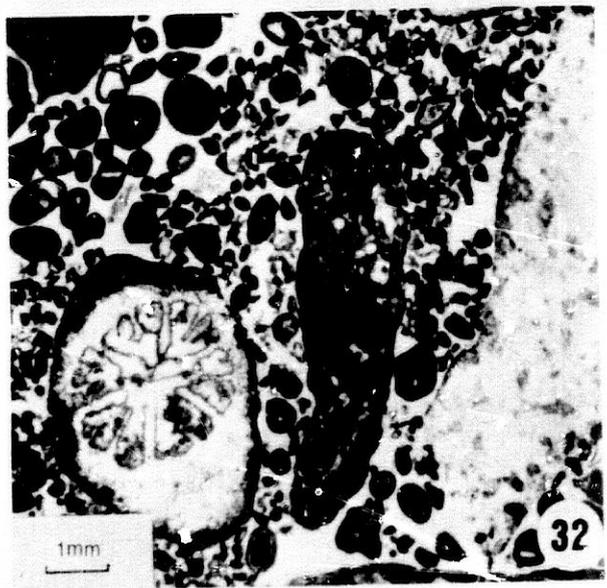
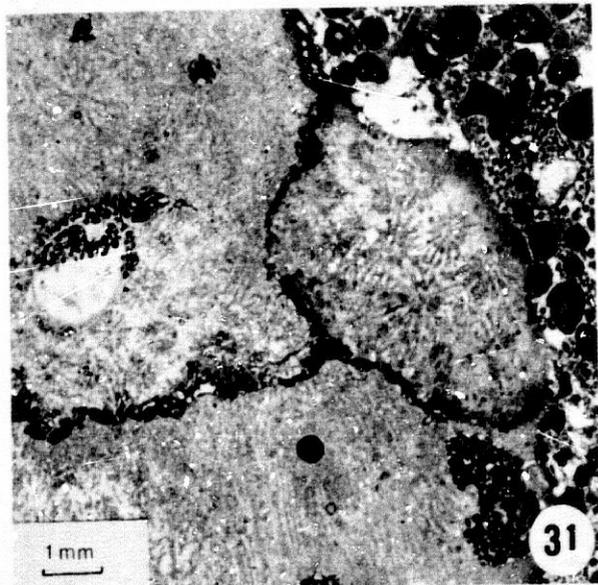
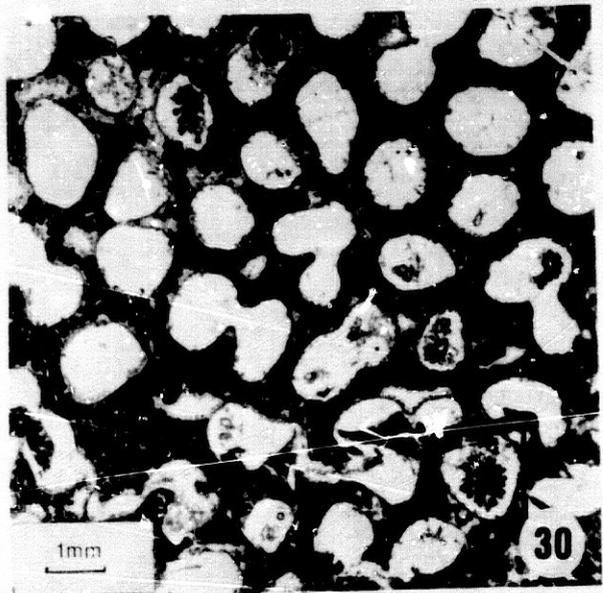
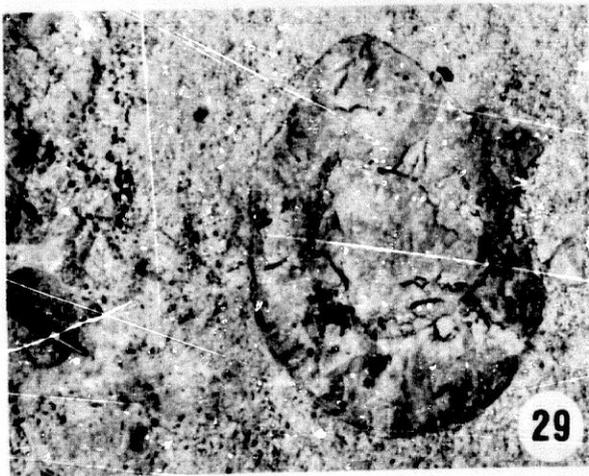
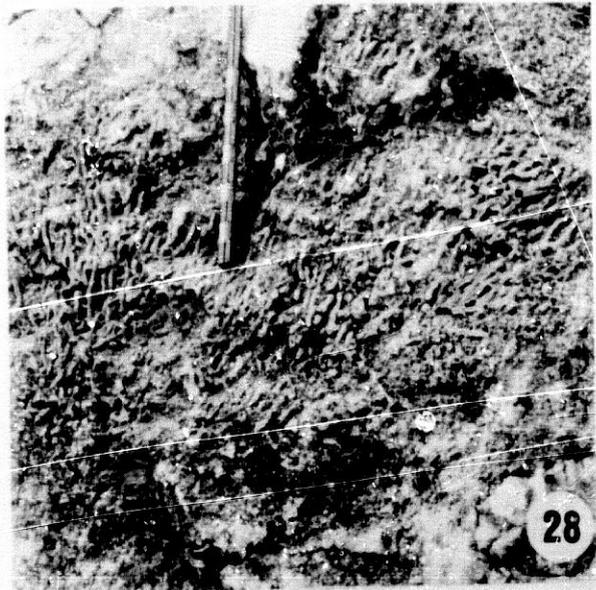
- Fotografía 20. Organización interna presente en las capas de tormentas de la Formación Veleta, con dos divisiones: a) inferior con laminación paralela horizontal, y b) superior muy bioturbada con aspecto noduloso incipiente. (Unidad de Gaena, sección de Puerto Escaño).
- Fotografía 21. Capas de tormentas de la Formación Veleta con laminación paralela horizontal (Unidad de Gaena, sección de Puerto Escaño).
- Fotografía 22. Afloramiento de la Formación Camarena en el Barranco del Río Quebrajano, paraje de los Cañones (Unidad de Grajales-Mentidero).
- Fotografía 23. Estratificación cruzada tabular de gran escala generada por la migración de sand waves (Unidad del Camarena-Lanchares, canteras de los Lanchares).
- Fotografía 24. Estratificación cruzada de tipo herring bone, que indicaría la existencia de corrientes de sentidos opuestos. (Parte superior de la Formación Camarena, Unidad del Camarena-Lanchares, Sierra Gorda de Puente Genil).
- Fotografía 25. Calizas de oncolitos (Unidad del Camarena-Lanchares, canteras de los Lanchares).
- Fotografía 26. Calizas de crinoides, parte superior de la Formación Camarena (Unidad del Camarena-Lanchares, área de los Lanchares).



## LAMINA V

### FORMACION CAMARENA

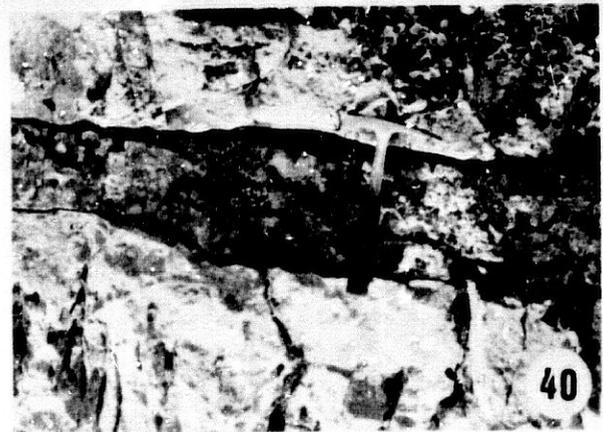
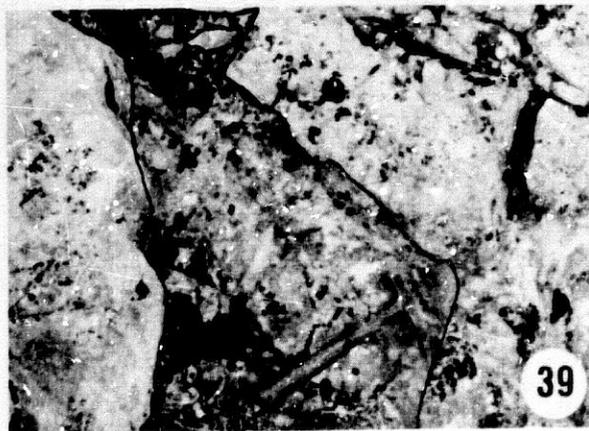
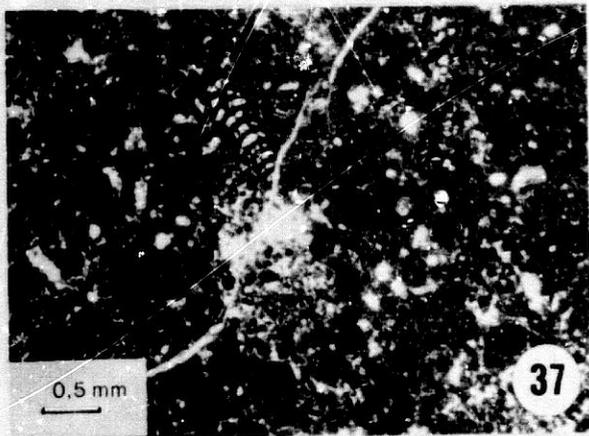
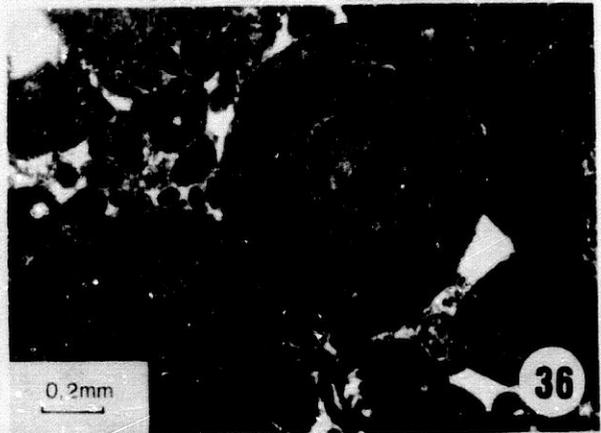
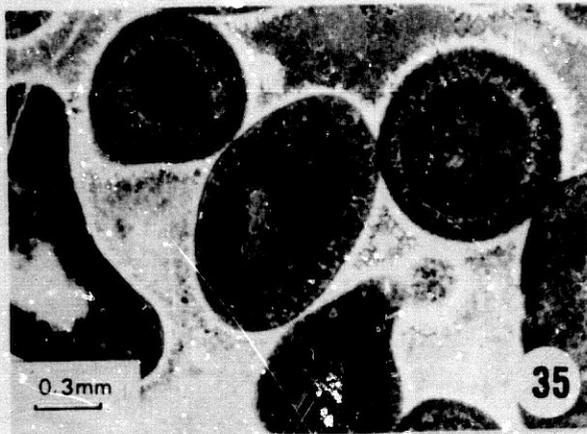
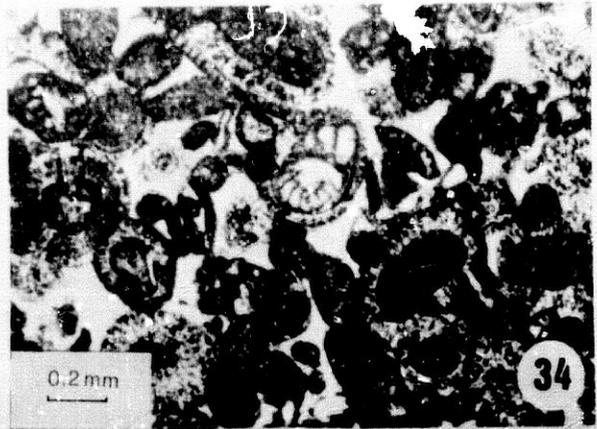
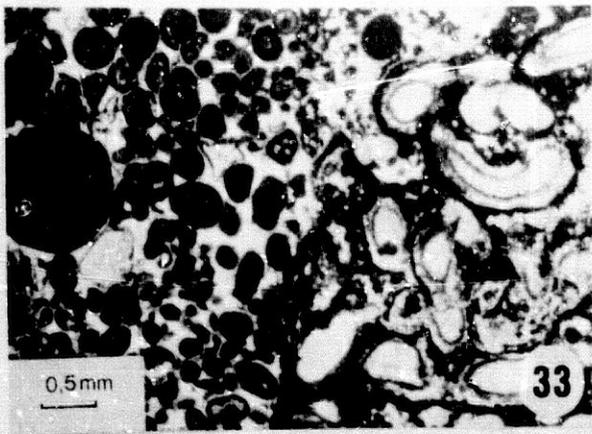
- Fotografía 27. Colonia de corales de tipo faceloide con corallitos finos (tipo a en el texto) de forma esferoidal, (Sierra Gorda de Puente Genil).
- Fotografía 28. Colonia de coral de tipo faceloide con corallitos gruesos (tipo b en el texto) de forma semiesférica (Sierra Gorda de Puente Genil).
- Fotografía 29. Colonia de coral masivo de tipo plocoides (tipo c en el texto) de forma esferoidal (Sierra Gorda de Puente Genil).
- Fotografía 30. Microfacies de una colonia de corales de tipo a, en el que los huecos entre las tecas se encuentran rellenos de peloides (Sierra Gorda de Puente Genil).
- Fotografía 31. Detalle del contacto entre las calizas oolíticas y una colonia de corales del tipo c indicado en el texto, con perforaciones y huecos rellenos de peloides y ooides (Sierra Gorda de Puente Genil).
- Fotografía 32. Microfacies de las calizas oolíticas con abundantes bioclastos, entre ellos un fragmento de coral a la izquierda, (Unidad del Camarena-Lanchares, muestra CA-1168).



## LAMINA VI

### FORMACION CAMARENA

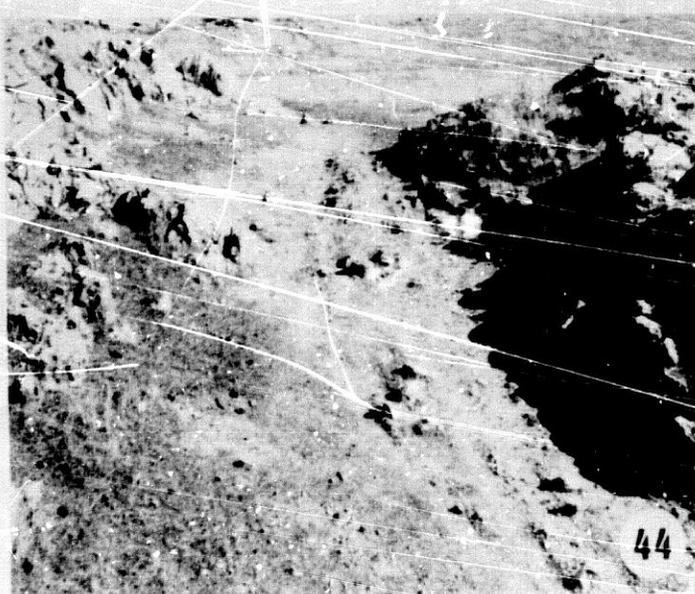
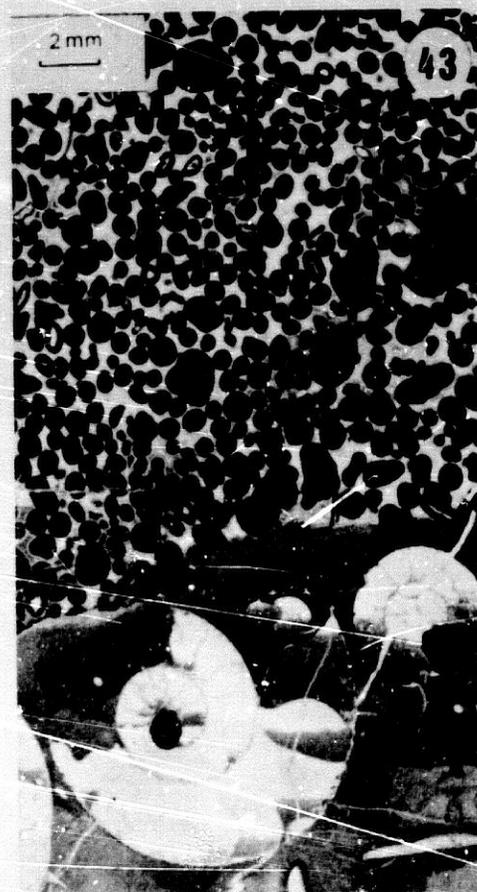
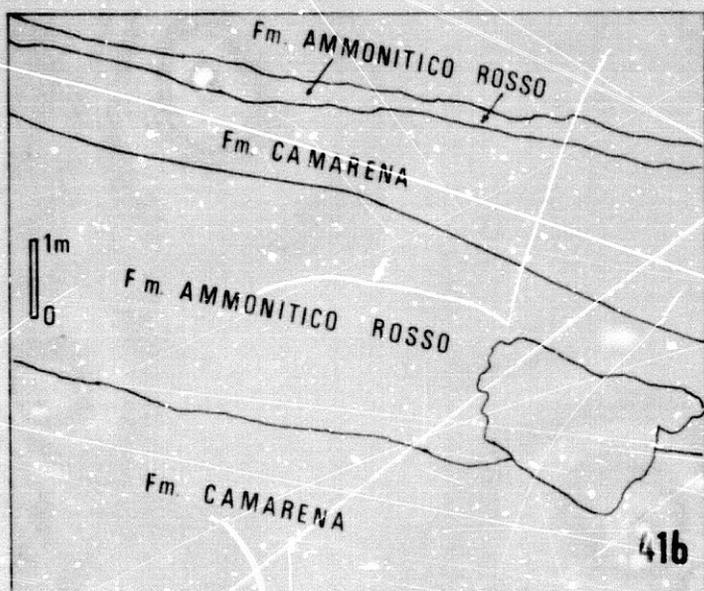
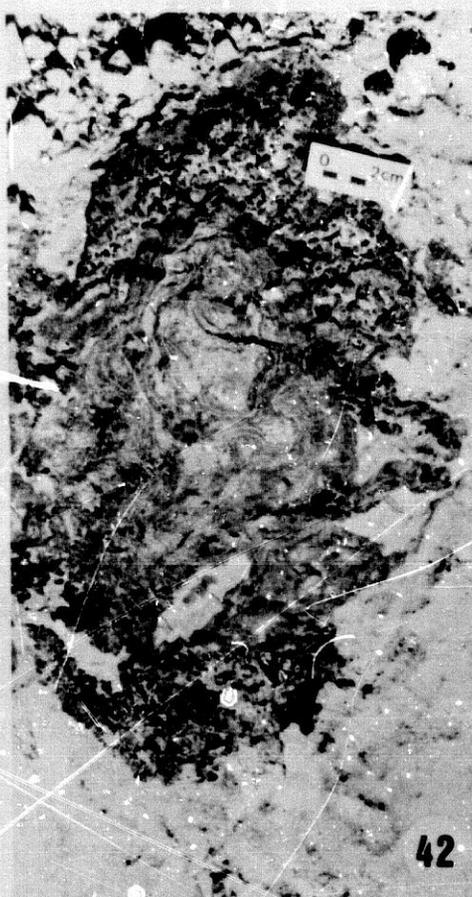
- Fotografía 33. Microfacies de las calizas oolíticas, con abundantes oncolitos y serpúlidos (Sierra Gorda de Puente Genil, muestra PG-90).
- Fotografía 34. Calizas oolíticas, con Protopenneroplis striata WEYNSCHENK. Los ooides presentan textura fibroso-radiada. (Unidad de Grajales-Mentidero, muestra J-56).
- Fotografía 35. Calizas oolíticas. Pueden observarse dos tipos de cemento: uno de borde, de tipo acicular, rodeando a los oolitos, y otro granular o microesparítico ocupando los intersticios. (Unidad del Camarena-Lancharés, muestra CA-1185).
- Fotografía 36. Grainstone de oncolitos y oolitos, con revestimientos compuestos por láminas finas lisas y concéntricas de micrita, (Unidad del Camarena-Lancharés, muestra PG-6).
- Fotografía 37. Mudstone con peloides y foraminíferos (Haurania sp., otros Lituolidae y Palaeomiliolina sp.) situada en el techo de la Formación Camarena (Sierra Gorda de Puente Genil, Unidad del Camarena-Lancharés, muestra PG-72).
- Fotografía 38. Red de fisuras en el techo de la Formación Camarena rellenas con material pelágico del Calloviense-Oxfordiense (diques neptúnicos), (Unidad del Camarena-Lancharés, sector de Bernabé).
- Fotografía 39. Dique neptúnico de paredes irregulares, con relleno de calizas pelágicas del Calloviense-Oxfordiense y encajado en las calizas oolíticas de la Formación Camarena (Unidad del Camarena-Lancharés, Arroyo Jarcas).
- Fotografía 40. Dique neptúnico de tipo S de WENDT (1971), paralelo a la superficie de estratificación, con el mismo tipo de relleno, roca encajante y localidad que en la anterior fotografía.



## LAMINA VII

### FORMACION CAMARENA

- Fotografía 41 y esquema 41 b. Gran "bolsada" con relleno de calizas nodulosas de facies Ammonitico Rosso de edad comprendida entre el Calloviense y el Berrasiense inferior (Unidad del Camarena-Lanchares, arroyo de Navahermosa).
- Fotografía 42. Costras "estromatolíticas" de óxidos de hierro y manganeso en el hardground a techo de la Formación Camarena (Unidad del Camarena-Lanchares, Arroyo de Navahermosa).
- Fotografía 43. Zona de contacto entre las calizas oolíticas (encajante) y las calizas pelágicas que rellenan el dique neptúnico. Obsérvese la gran cantidad de ammonites existentes en la caliza pelágica (Unidad del Camarena Lanchares, muestra CA-1079).
- Fotografía 44. Cavidad paleokárstica en el techo de la Formación Camarena, con relleno de margocalizas del Cretácico Superior (Unidad del Camarena-Lanchares, W de la Fuente del Espino).



## LAMINA VIII

### FORMACIONES CAMARENA Y AMMONITICO ROSSO SUPERIOR

Fotografía 45. Brechas de calizas oolíticas en el techo de la Formación Camarena (Unidad del Camarena-Lanchares, W de la Fuente del Espino).

Fotografía 46. Brechas de la Loma de las Piedras.

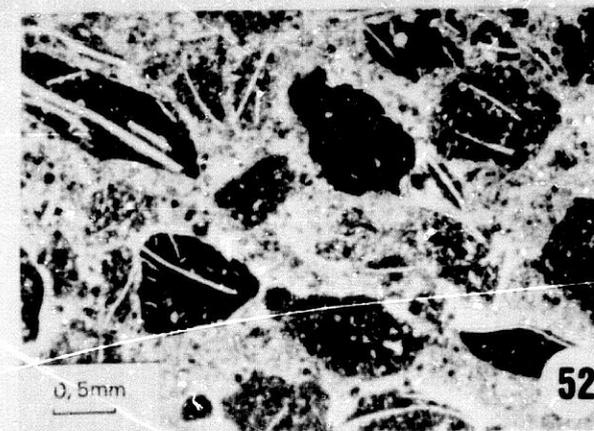
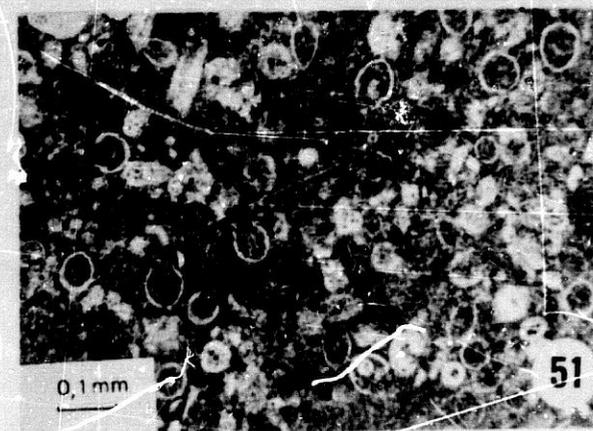
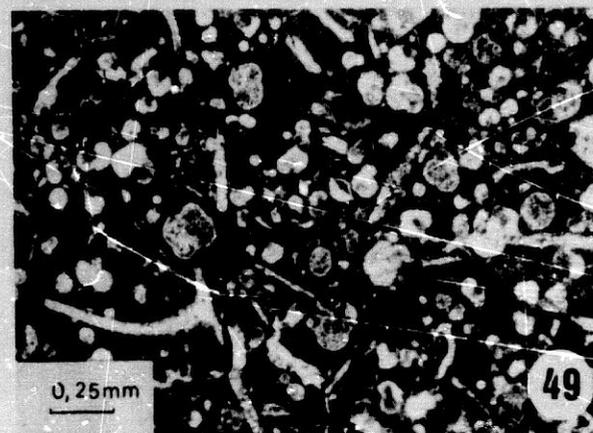
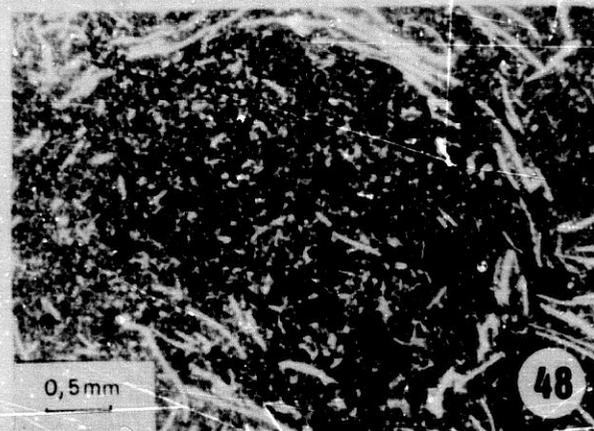
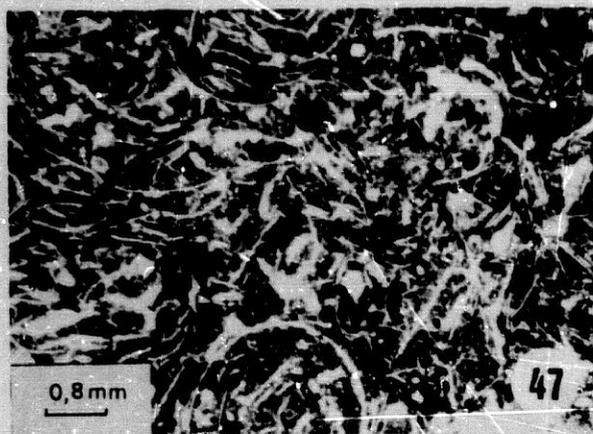
Fotografías 47 y 48. Wackestone de "filamentos" en la Formación Ammonítico Rosso superior. En la fotografía 48 puede observarse el detalle de un pequeño nódulo (Unidad del Ventisquero, muestra V-140).

Fotografía 49. Wackestone de "protoglobigerinas" en la Formación Ammonítico Rosso superior (Unidad del Ventisquero, muestra V-20).

Fotografía 50. Wackestone de Saccocoma y otros bioclastos en la Formación Ammonítico Rosso superior. (Unidad del Ahillo, muestra A-22).

Fotografía 51. Wackestone de Calpionellidos (Formación Ammonítico Rosso superior, Unidad del Ventisquero, muestra V-34).

Fotografía 52. Grainstone intraclástica. Los intraclastos presentan abundantes "filamentos" y se encuentran rodeados por cemento esparítico y microesparítico. (Formación Ammonítico Rosso superior, Unidad del Ventisquero, muestra V-167).



## LAMINA IX

### FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR

Fotografías 53 a 57. Distintos aspectos de las intercalaciones calcareníticas en la Formación Ammonitico Rosso de la Unidad del Ahillo.

Fotografía 53. Brecha de cantos calcareníticos (grainstone de peloides) cementada por calizas micríticas de facies Ammonitico Rosso.

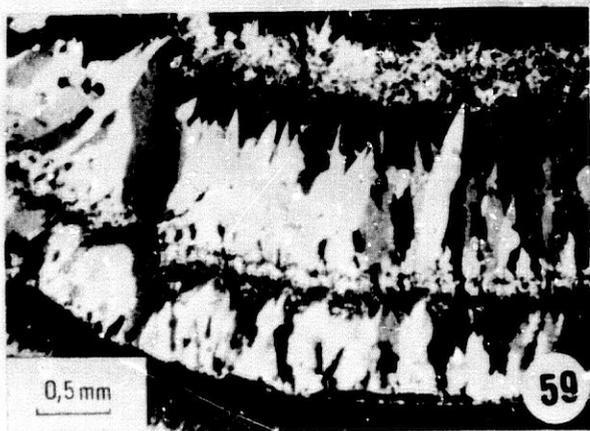
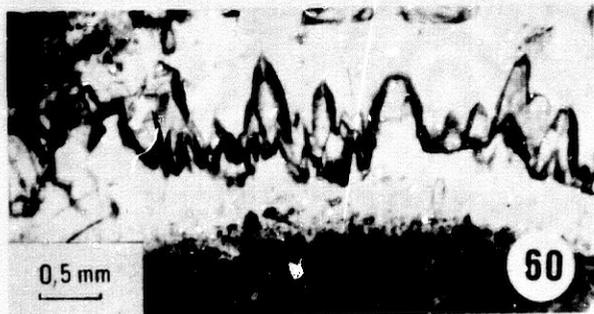
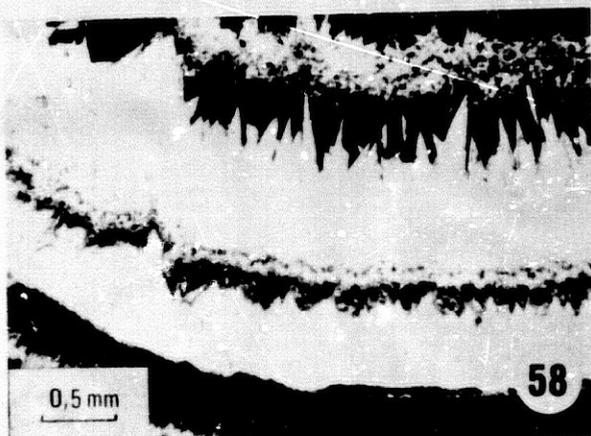
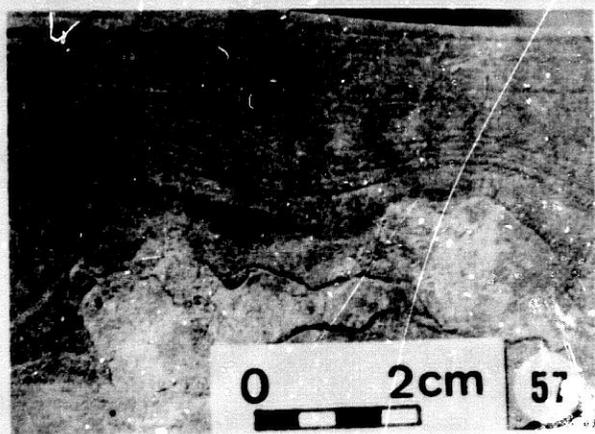
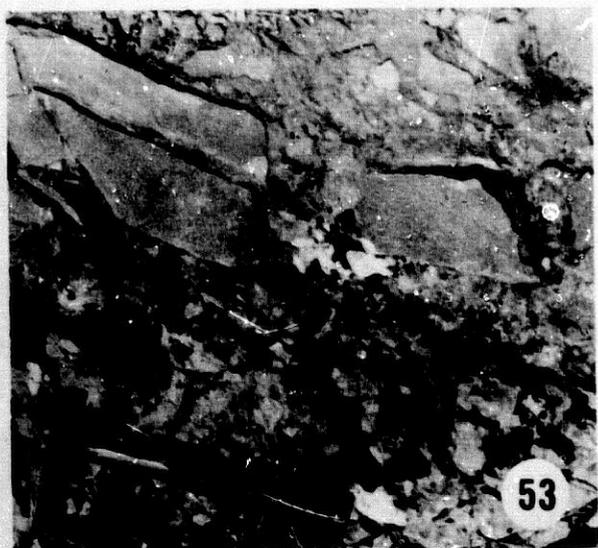
Fotografía 54. Pequeño slump en los niveles calcareníticos.

Fotografía 55. Laminación cruzada de bajo ángulo.

Fotografía 56. Ripples simétricos.

Fotografía 57. Laminación paralela horizontal y suavemente ondulada.

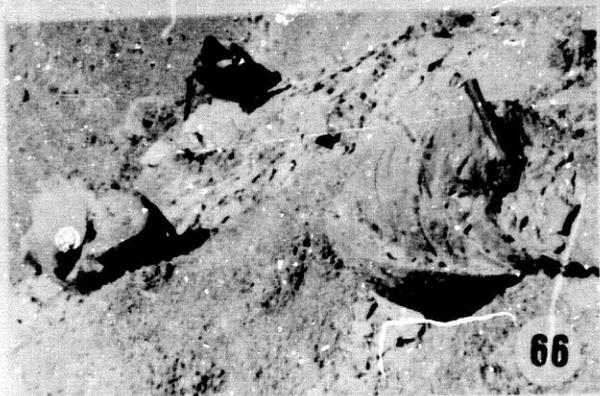
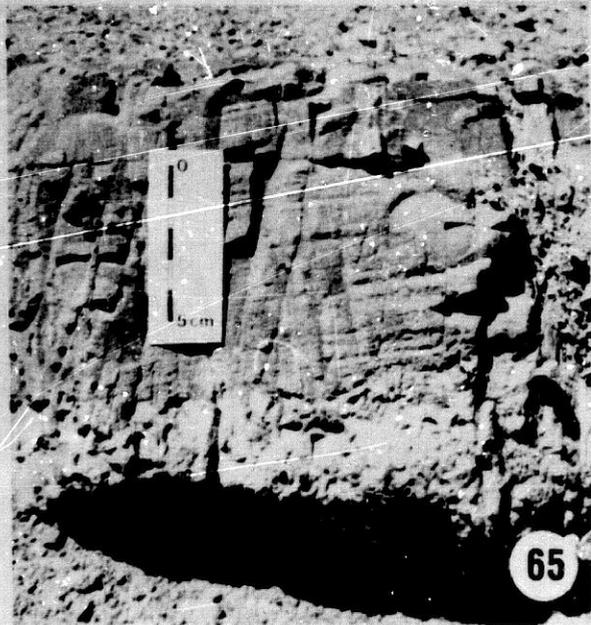
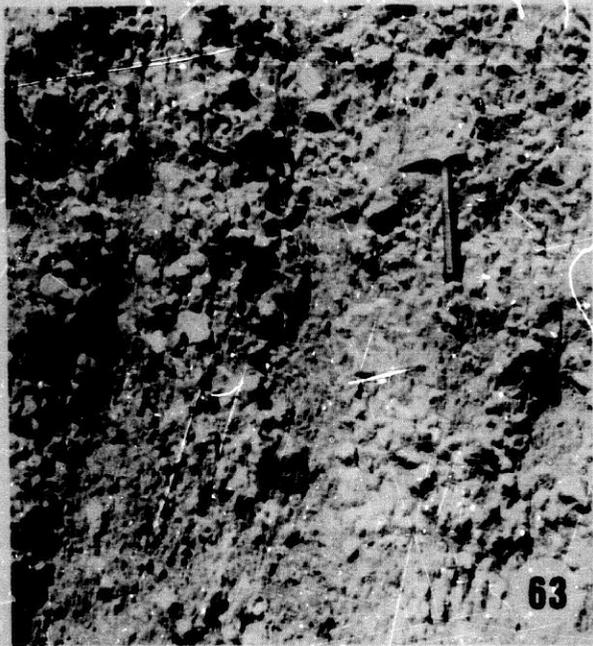
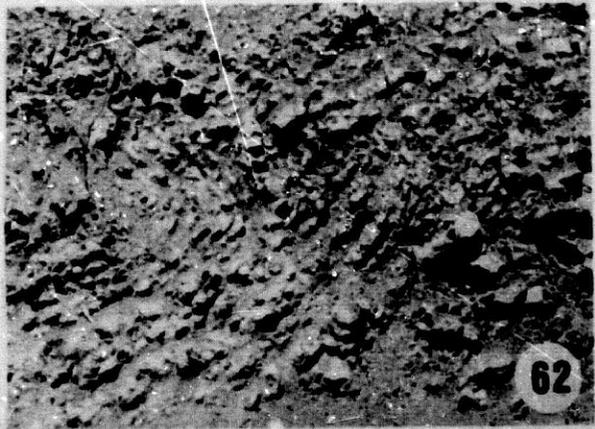
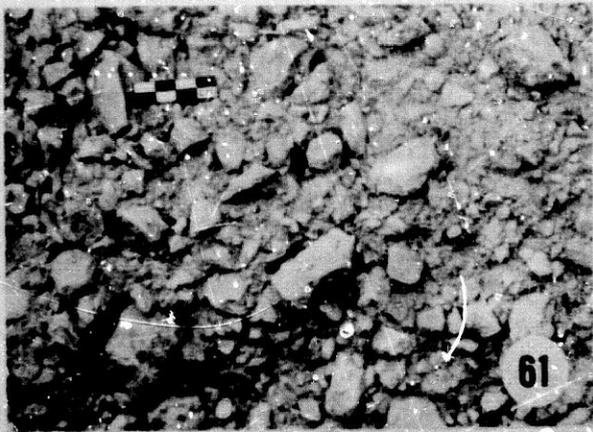
Fotografías 58 a 60. Pequeños espeleotemas intercalados entre sedimento interno geopetal, con cristales columnares de calcita en "empalizada" (Unidad del Ventisquero, muestra V-193). (Fotografía 59, con nícoles cruzados).



## LAMINA X

### FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR Y CRETACICO

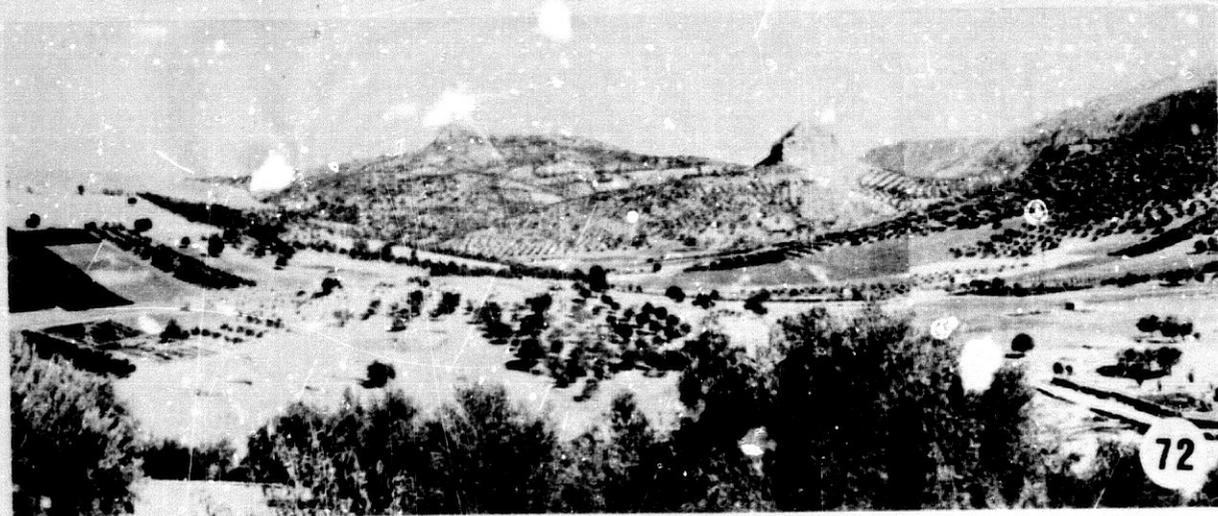
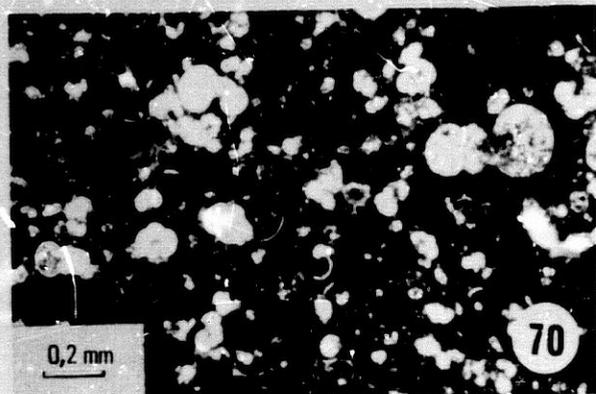
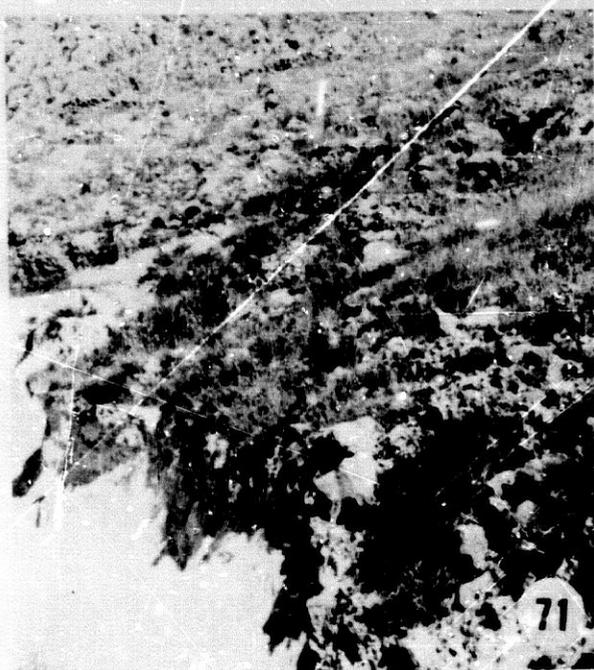
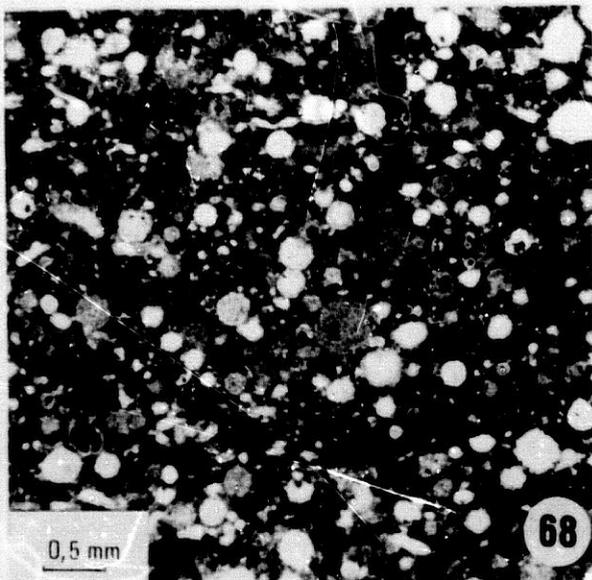
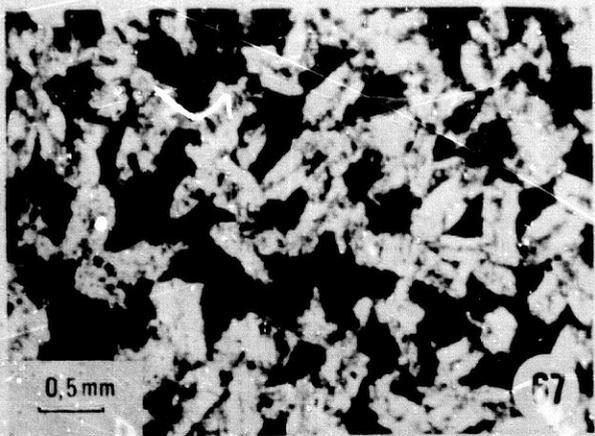
- Fotografía 61. Pebbly mudstone con cantos de calizas nodulosas rojas y matriz margosa (Formación Ammonitico Rosso Superior, Unidad del Lobatejo-Pollos, W de Castil de Campos).
- Fotografía 62. Slumps y brechas intraformacionales que lateralmente cambian a facies de pebbly mudstone (Formación Ammonitico Rosso superior, Unidad del Ventisquero, N del Arroyo de Puerta Alta).
- Fotografía 63. Pebbly mudstone en un afloramiento situado inmediatamente al W del que aparece en la fotografía anterior.
- Fotografía 64. Turbidita carbonatada, con división basal conglomerática y secuencia completa Ta-e de BOUMA. (Formación Carretero, Unidad del Ventisquero, N de la Martina).
- Fotografía 65. Turbidita con división inferior conglomerática, y división superior con laminación paralela (Formación Carbonero, Unidad del Ventisquero, W del Cortijo Solana de Morales).
- Fotografía 66. Concreciones de calcita encajadas en los shales negros y radiolaritas de la Formación Carbonero (Unidad del Ventisquero, W del Cortijo Solana de Morales).



## LAMINA XI

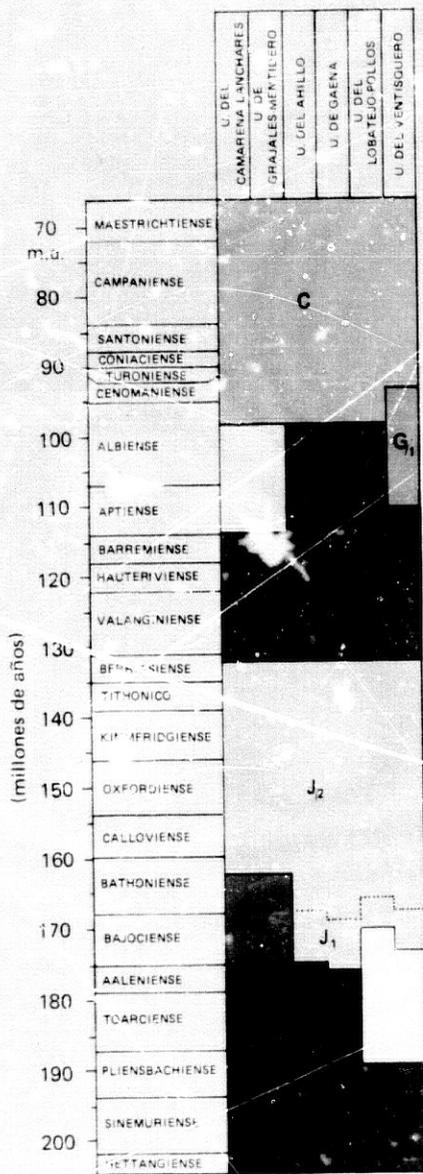
### CRETACICO Y OLISTOLITOS AL S y E DE LUQUE

- Fotografía 67. Cristales de barita formando concreciones (Formación Carbonero, Unidad del Ventisquero, muestra V-218).
- Fotografía 68. Radiolarita (Formación Carbonero, Unidad del Ventisquero, muestra V-216).
- Fotografía 69. Packstone de foraminíferos planctónicos (Globotruncanas) (Formación Capas Rojas, Unidad del Lobatejo-Pollos, muestra P-124).
- Fotografía 70. Wackestone de foraminíferos planctónicos (Globorotalias) (Formación Quípar-Jorquera, Unidad del Ahillo, muestra A-139).
- Fotografía 71. Brechas de cantos de calizas oolíticas con matriz de margas miocenas en el borde de un olistolito al E y S de Luque.
- Fotografía 72. Vista panorámica de algunos de los olistolitos al E y S de Luque (relieves calizos). A la derecha se observa el frente del cabalgamiento de la Unidad del Camarena-Lanchares sobre los materiales mesozoicos de las Unidades Intermedias y los del Cenozoico.



### LEYENDA

#### JURASICO Y CRETACICO DEL SUBBETICO EXTERNO



### SIGNOS

- ..... Contacto concordante
  - Contacto discordante
  - ~~~~~ Contacto mecánico, despegue o diapírico
  - Falla
  - Falla supuesta o de posición dudosa
  - Falla normal
  - Falla inversa
  - Falla de desgarre
  - Manto de corrimiento o cabalgamiento
- ①  
②  
③ } Principales discontinuidades estratigráficas del Mesozoico

**C:** Formación Capas Rojas Quípar-Jorquera (Margas y calizas margosas)

**G<sub>1</sub>:** Formación Carbonero (Calizas margosas y margas, localmente areniscas)

**G:** Formación Carretero (Calizas margosas y margas)

**J<sub>2</sub>:** Ammonitico Rosso Superior (Calizas nodulosas)

**J<sub>1</sub>:** Formación Veleta (Calizas con sílex)

**J<sub>m</sub>:** Formación Carrión (Calizas oolíticas)

**L<sub>s</sub>:** Formación Zegrí (Calizas margosas y margas)

**L:** Formación Gavilán (Calizas y dolomías)

**N** N: CENOZOICO

**S** S: JURASICO DE OTRAS UNIDADES DE LA ZONA SUBBETICA

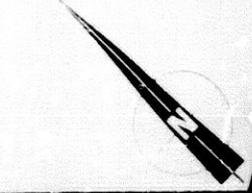
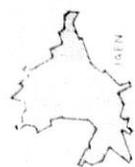
**U.I.** UNIDADES INTERMEDIAS

**T** T: MATERIAL TRIASICO

# EL SUBBETICO EXTERNO AL S. DE JAEN

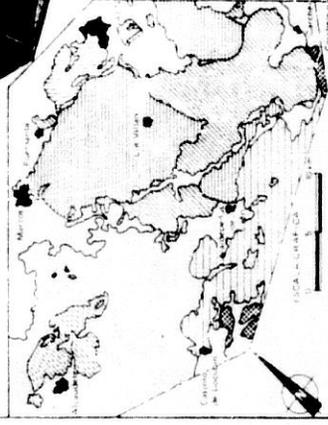
La cartografía de este mapa ha sido realizada por el Departamento de Geografía y Geología de la Universidad de Jaén, con el apoyo del Plan de Investigación Científica de la Junta de Andalucía.

ESCALA GRÁFICA



## LEYENDA (Simbología)

	Topografía
	Hydrografía
	Áreas urbanas
	Carreteras
	Carriles
	Ríos
	Arroyos
	Lagos
	Marismas
	Humedales
	Bosques
	Prados
	Terrenos agrícolas
	Otros terrenos



DEL MAPA N.º 1000000

# EL SUBBETICO EXTERNO AL S. DE CORDOBA

