HOJA DE ARDALES

Desde un punto de vista estratigráfico-estructural aparecen representadas en esta hoja varias unidades correspondientes a las dos zonas mayores en que se han dividido las Cordilleras Béticas: Zonas Externas y Zonas Internas. Dentro de las Zonas Internas han sido estudiados diversos afloramientos jurásicos aislados en los que, lamentablemente, no se han podido levantar cortes de detalle dada la fuerte tectonización y consiguiente brechificación de los materiales. En el área correspondiente a las Zonas Externas aparece fundamentalmente representado el Subbético Interno, dentro del cual el Jurásico puede estudiarse de forma completa, el Triásico aflora de forma discontínua, siendo difícil la correlación entre las diferentes sucesiones, y falta la parte inferior del Cretácico, observándose una continuidad facial entre éste y los depósitos basales del Paleógeno.

En una disposición intermedia entre las dos grandes zonas son observables algunas unidades correspondientes a lo que se ha dado en llamar Subbético Ultrainterno. Una de estas unidades ha podido ser estudiada en detalle desde el Trías hasta el Jurásico Superior procediéndose a un ensayo de correlación tanto con las unidades internas como más externas. Este intento de correlación se complementa con el hincapié hecho en el estudio del tránsito Jurásico-Cretácico en toda la zona (secciones 11, 13, 16, 17 y 20, así como otros perfiles puntuales) tránsito que presenta a lo largo del Subbético Interno unas características peculiares.

Por último, se han estudiado dos secciones cronoestratigráficamente superpuestas dentro del Paleógeno con facies netamente diferenciadas.

TRIASICO

Se han levantado dos secciones bastante contínuas dentro del Triásico, una en el corte de El Chorro (11) y otra en la Sierra de Castillones (13). Así mismo, se han estudiado otros dos cortes parciales (Fuente de la Viuda I y II, secciones 14,15) en los que el Triásico aflora bien pero sólo es seguible en secciones de muy pequeño espesor, planteando problemas su correlación con la sucesiones tipo. La datación de este Triásico sólo ha podido ser hecha de forma puntual dado el carácter dolomítico y la previsible esterilidad faunística inicial de las facies presentes. Así, los únicos niveles datados (niveles más inferiores de la sección de El Chorro y sus posibles equivalentes de la sección de Fuente de la Viuda I) corresponden al Ladiniense Medio (Muschelkalk). El resto de los niveles se adjudican sin mayor precisión al Trías medio y superior e incluso al Infralías.

El espesor máximo observado en sección contínua (serie de El Chorro) es de unos 240 metros, prácticamente todos ellos con depósito carbonatado.

Desde el punto de vista sedimentológico se distinguen dentro del Triásico varios tipos de facies, todas ellas correspondientes a un sistema de lagoon con desarrollo de tidal flats fangosos o en ocasiones de tipo mixto:

a) Wackestones y Mudstones de lagoon.

Los depósitos más típicos de esta facies son de composición caliza (tramo 6 de la sección 14 y tramo 9 de la sección 11) aunque en otros puntos esta facies aparece completamente dolomitizada. Se presentan bien en bancos masivos gruesos o bien como calizas o dolomías nodulosas intensamente bioturbadas, alternándose entre sí. Con frecuencia los techos de los bancos gruesos presentan superficies de colonización (hard grounds incipientes) con restos de braquiópodos, gasterópodos y abundantes huellas de traslación.

La microfacies es muy características, con acumulación más o menos importantes de secciones de gasterópodos grandes, pelecípodos y braquiópodos en parte con cubiertas micríticas, ostrácodos, equímidos, "calcisferas", espículas y foraminíferos. Se observan también algunos pellets fecales.

El depósito corresponde típicamente a una zona de lagoon protegido aunque en algunas secciones son reconocibles intercalaciones suaves de material arrastrado con laminación cruzada.

b) Packstones de Algas Daycladáceas (?)

Son visibles en algunos niveles del conjunto dolomítico inferior en la sección de Sierra de Castillones, donde forman varios niveles característicos. La microfacies consiste en una gran abundancia de segmentos de morfología algar, fuertemente recristalizados por efecto de la dolomitización, junto con secciones dispersas de ostrácodos, foraminíferos y pellets. Posiblemente presentan porosidad fenestral.

Esta facies correspondería a un depósito en ambiente submareal somero a intermareal. Su posición entre bancos con laminación algar neta corrobora ésta hipótesis. La correlación de estas facies con otros niveles triásicos en la zona no es clara, quedando como interrogante, al igual que para todo el conjunto dolomítico inferior de Castillones, su pertenencia al Trías o bien a la parte inferior del Jurásico (Infralías?).

c) Packstones y wackestones de pellets y bioclastos con laminaciones de corriente.

Aparecen comunmente asociadas a las facies de lagoon formando los términos basales de las secuencias. En otras ocasiones forman secuencias de orden

menor con niveles de mallas de algas. A mesoescala, cuando se presentan en bancos gruesos, tienen estratificación cruzada planar tangencial de bajo ángulo, aunque estas estructuras se observan difícilmente debido a la dolomitización. Las microfacies consisten en dolomías de peloides y bioclastos (foraminíferos, algas) más o menos bien lavados en láminas finas con granoselección suave. En otros casos el esqueleto está constituido fundamentalmente por bioclastos fragmentados, tales como gasterópodos, pelecípodos, foraminíferos y algunos oncoides. Muy a menudo la dolomía aparece transformada en un mosaico macrocristalino contínuo.

Se interpretan estos niveles como depósitos de barra que darían lugar al cierre más o menos efectivo del lagoon. Tales barras presentarían una topografía no muy acusada dentro de un sistema con régimen de mareas de rango más bien bajo.

d) Brechas de relleno de canal.

Son clastos de morfología angulosa, con tendencia aplanada, de dolomías laminadas o peletoidales, que aparecen acumuladas en la base de algunas secuencias de somerización, en contacto erosivo sobre laminaciones de algas distorsionadas. El depósito, generalmente de espesor decimétrico, presenta granoselección grosera con fuerte heterogeneidad del tamaño de clastos. Estos aparecen compactados en matríz arenosa de fragmentos dolomíticos, cuarzo y dolomicrita. Localmente hay pasadas areniscosas con laminación - cruzada de corriente. Constituyen niveles idóneos para el desarrollo de procesos de silicificación.

Las brechas de canal se disponen inmediatamente por debajo de las subfacies c) y f), características de deposición en ambiente submareal somero o interma

real bajo. Son interpretadas pués como lags de canales submareales en que los fragmentos proceden de cortezas rotas por desecación en medios inter o supramareales. La presencia de fracción cuarzosa abundante en esta facies, rasgo único en toda la sección triásica, es indicativa de influencia continental.

Un depósito particular de relleno de canal mareal lo constituyen coquinas de pelecípodos gruesos con envueltas micríticas. Esta acumulación es rápidamente cubierta, como en el caso anterior, por laminaciones de algas.

e) Mudstones microbioclásticos

Dan lugar a niveles contínuos de espesor decimétrico a métrico con laminación ondulada. La laminación viene dada por el desarrollo de ripples suaves (generalmente difíciles de definir por efecto de compactación y dolomitización) tanto de oscilación como asimétricos de corriente o lingnoides. Es destacable la presencia de bioturbación intensa en algunos niveles.

La microfacies consiste en fragmentos bioclásticos muy finos donde dificilmente se reconocen secciones de equínidos, foraminíferos, pelecípodos y posibles algas, junto con peloides e intraclastos aplanados (fragmentos y láminas algares arrastradas). Estas partículas aparecen dispersas y orientadas en el barro dolomicrítico.

El depósito de esta facies se realiza en ambiente submareal muy somero bajo la acción combinada de oleaje y corrientes de marea suaves dentro de un sistema de tidal flat mixto.

f) Laminaciones de algas.

Junto con la subfacies anterior las laminaciones de algas suponen el depósito más característico

y cuantitativamente importante de la mayor parte de las secciones estudiadas. Forman toda la parte superior de las secciones 14 y 15 y constituyen los niveles superiores de las secuencias de somerización a lo largo de la serie triásica en El Chorro.

Los bancos con laminación de algas presentan típicamente un bandeado de espesor milimétrico con láminas ligeramente irregulares. Muy ocasionalmente se diferencian formas dómicas de relieve escaso. En lámina delgada los niveles con laminación algacéa muestran microsecuencias de peloides finos y microbioclastos alternantes con láminas de filamentos criptalgares exhibiendo a menudo porosidad fenestral.

Estos depósitos de láminas de algas son debidos a colonizaciones sucesivas de algas cianofíceas sobre sedimento fino arrastrado por las corrientes de marea. La presencia ocasional de moldes de evaporitas en relación con estos niveles laminados induce, junto con los otros rasgos descritos, a suponer una llanura de mareas amplia,de pendiente suave, con condiciones de salinidad por encima de los valores medios y rango de mareas microtidal.

g) Facies supratidales de dolomías y evaporitas.

Se reconocen varias subfacies características de ambientes supratidales hipersalinos bajo condiciones de clima árido:1) niveles de yesos (posiblemente anhidrita diagenetizada)asociados a dolomicritas con ostrácodos; 2) limos dolomíticos con seudomorfos de yeso, mud-cracks y estructuras teepee; 3) dolomías acarnioladas.

Los niveles de yesos contínuos y de cierto espesor sólo se han observado en los tramos basales de la serie de El Chorro. Son yesos con laminación paralela fina en que la textura original aparece borrada

presentándose incluso cristales porfidoblásticos de gran tamaño. Los niveles yesíferos alternan con dolomicritas tableadas localmente ricas en ostrácodos y peloides.

Los limos dolomíticos se asocian con niveles arcillosos generalmente oscuros, que presentan laminación paralela. Los rasgos más característicos de exposición subaérea-desecación vienen dados por la presencia de mud-cracks de diámetro centimétrico y de estructuras teepee dispuestas de forma contínua en los pequeños bancos dolomíticos. Entre estos niveles con teepee se intercalan acumulaciones de chips arrastrados con bases erosivas. Son frecuentes los moldes de evaporitas en todo el conjunto.

Las dolomías acarnioladas, observables en bancos de pequeño espesor y generalmente en relación con láminas de algas, presentan abundantes vestigios de evaporitas y estructuras de disolución-cementación irregulares debidas a procesos de micro-karstificación. Estos procesos, que suponen la entrada de agua dulce ("fresh-flooging")episódica en ambiente hipersalino, tuvieron lugar en la zona supratidal aunque también pueden desarrollarse en relación con flujo subterráneo en áreas de la llanura mareal más próximas al límite inferior de mareas.

El límite Triásico-Jurásico dentro de la hoja de Ardales es de difícil definición dada la ausencia de continuidad faunística entre las dos sucesiones. Sí es posible, por el contrario, marcar una neta separación entre ambos conjuntos a nivel de litofacies. Así, en la sección de El Chorro el conjunto de subfacies anteriormente descrito se sigue con un espesor de al menos 240 mts. para pasar bruscamente (con la salvedad de que el tránsito aparece cubierto) a facies muy poco dolomíticas que presentan fauna claramente jurásica. En la

sección de Castillones el paso entre el conjunto dolomítico - inferior, que no ha podido ser datado ni analizado sedimentológicamente de forma muy precisa dada la extrema diagénesis - sufrida por los depósitos, se pone en contacto con el Jurásico calcáreo mediante una discontinuidad erosiva (tramo 14 de la sección de Castillones).

Un rasgo a señalar en el límite entre el conjunto dolomítico inferior y el Jurásico calcáreo es la presencia de caliza de crinoides rellenando diques que atraviesan en corte - limpio y perpendicular a la estratificación a las dolomías. - En la Sierra de Castillones hemos observado al menos cuatro o cinco de estos diques, con anchuras de 0,5 a 1 mts., que interpretamos como diques neptúnicos relacionados con el agrietamiento (posiblemente tectónico) del sustrato sobre el que tiene lugar la sedimentación de los primeros depósitos biocalcareníticos (calizas de crinoides). Así, en este punto la discontinuidad estratigráfica aparece realzada por dos elementos (ruptura en discordancia erosiva y diques neptúnicos)realmente definitorios.

JURASICO

En las secciones estudiadas dentro de la hoja de Ardales no se han encontrado evidencias paleontológicas claras para atribuir, al menor parcialmente, niveles del conjunto dolomítico anteriormente descrito al Jurásico. De ahí que, aunque con carácter forzosamente provisional, las facies que a continuación se analizan pertenezcan todas ellas al conjunto calcáreo bien representado en la hoja y cuyos niveles inferiores - presentan desde el primer momento fauna jurásica.

Se han estudiado varias secciones, algunas de ellas muy completas como la de El Chorro (sección 11), Castillones (sección 13), Torcal (sección 10), Camorro Alto (sección 20), y - otras parciales (Valle de Abdalajís (17), Fuente de la Viuda

III (16) en que el tránsito Jurásico-Cretácico aparece bien representado. La mayor parte de estas secciones se encuentra dentro del denominado Subbético Interno y sólo una de ellas (sección 13) se situaría fuera de este dominio, en lo que se ha dado en llamar Subbético Ultrainterno. Dentro de las Zonas Internas del Jurásico ha sido reconocido en varios afloramientos aislados (Sierra Blanquilla, Loma del Galeote, Sierra del Veredón) difícilmente, en principio, relacionables entre sí.

Se distinguen dentro de estos materiales jurásicos una variada gama de facies y subfacies que se agrupan, de antiguo a moderno, en los siguientes términos:

I) Facies de Lagoon abierto

Corresponden a los tramos 44 a 55 de la sección 11. Están constituidos por una sucesión de depósitos ordenados en secuencias de energía decreciente en las que son muy abundantes los tests de gasterópodos turritelados característicos de ambientes de lagoon. Se han distinguido dentro de este conjunto las siguientes subfacies:

a) Grainstones de oolitos e intraclastos

Constituyen los términos de índice de energía más altos dentro de este sistema. Se disponen en bancos bien definidos con estratificación cruzada a gran escala. Los oolitos aparecen bastante micritizados, con núcleos de granos de cuarzo o fragmentos de bioclastos. Los intraclastos están redondeados (gravels), presentando en ocasiones cubiertas oncoidales. Acompañan a estos granos abundantes fragmentos de gasterópodos, foraminíferos bentónicos, pelecípodos con envueltas micríticas, equínidos y algas calcáreas (Solenoporáceas y fragmentos de dasycladáceas). En algunos bancos estas grainstones no presentan más que muy escasos oolitos.

El depósito corresponde a un sistema de barras que cierran de forma muy discontínua el lagoon, protegiendo parcialmente a éste del oleaje. Este sistema de barras permanecería siempre por debajo del nivel del agua, como indica la ausencia total de fábricas de emersión. Se reconocen algunos depósitos oolíticos con abundante fango que corresponderían a zonas protegidas (back-bar) pero adyacentes a este sistema de barras.

b) Packstones y wackestones de pellets y bioclastos

Constituyen el depósito más abundante dentro de todo el conjunto. A los pellets de claro origen fecal se asocian algunos peloides debidos a micritización de foraminíferos bentónicos u otros bioclastos. Dentro de estos aparece una cierta diversidad faunística representada por ostrácodos, equínidos, pelecípodos, algunas espículas calcitizadas, foraminíferos bentónicos (Lituólidos y Aranáceas) y, sobre todo, gasterópodos (Natícidos y Nerineidos), muy abundantes en todos los niveles. Estos gasterópodos, generalmente de tamaño apreciable, se presentan concentrados en dos posiciones notablemente diferenciadas. Por una parte, como coquinas en la base de algunos bancos, constituyendo el depósito de lag de canales submareales episódicos. Por otra en superficies de colonización a techo de los bancos con huellas de reptación ( ) ampliamente extendidas. Estas superficies aparecen en ocasiones ferruginizadas.

Dentro de los niveles son también frecuentes las secciones de algas dasycladáceas, que no han sido observadas en posición de vida. El papel de las algas en este depósito queda también puesto de manifiesto por la presencia de crinoides. Destaca además la relativa abundancia del cuarzo en esta facies, con porcentajes de hasta el 20% del sedimento en algunos casos.

Aparte de las huellas de reptación observadas en la superficie de ciertos niveles, la bioturbación por organismos comedores de sedimento es localmente intensa.

Se observa así mismo porosidad de tipo fenestral característica de zonas submareales más someras.

c) Mudstones y wackestones bioclásticos

Forman bancos muy finos entre niveles arcillosos. Entre los escasos granos presentes destacan los peloides de tamaño muy pequeño y secciones dispersas de ostrácodos. Se interpretan, dada su posición entre barras oolíticas en los primeros momentos "transgresivos", como un depósito inicial del lagoon bajo condiciones de aterramiento elevado que impedirían un mayor desarrollo de organismos.

La asociación de facies descritas es indicativa de un medio de lagoon abierto en el que las corrientes de fondo tienen un papel destacado en la mayor selección (venteado) del sedimento y una acción efectiva en la distribución de éste dentro del lagoon. Un ejemplo de esto es la canalización de fauna autóctona ("conchas de gasterópodos") y la laminación de corriente observable en algunos niveles. Una característica peculiar de este conjunto es la alta proporción de terrígenos en comparación con las facies jurásicas suprayacentes. A nuestro entender este hecho aparecería motivado por la proximidad de niveles ricos en terrígenos (facies del "Triásico-Superior") aflorantes en los primeros momentos de la sedimentación del gran conjunto carbonatado.

La edad de este término inferior se atribuye al Lías, sin poder precisar más, a tenor de las faunas encontradas, esta datación. Desde un punto de vista sedimentológico, las microfacies presentan similitud con las datadas como Lías medio -superior en otras zonas.

II) Barras y canales de oolitos

Es un término muy característico, tanto por su espesor como por su homogeneidad, en la parte inferior del conjunto Jurásico calcáreo. Su potencia es de unos 120 mts. en El Chorro, mientras que el las secciones levantadas en el Torcal y Camorro Alto no aparece totalmente representado al estar su base incluida en un complejo - sistema de fracturas. Aún así, es posible afirmar que - existen diferencias laterales de espesor relativamente importantes en esta zona, con cambios a otras facies.

La homogeneidad textural de estas calizas oolíticas es patente a lo largo de la sucesión. Tan sólo algunas variaciones son visibles hacia su parte superior. Igual sucede desde el punto de vista de las estructuras sedimentarias y la geometría de los cuerpos oolíticos, rasgos que aparecen comunmente obliterados por una intensa karstificación que afecta diferencialmente a este con-- junto en toda la zona.

A pesar de ello, gracias a algunos cortes frescos en trincheras de ferrocarril o en canteras, se han podido hacer algunas observaciones locales que permiten discernir en parte las características sedimentológicas de esta litofacies.

Se distinguen dentro del término las siguientes subfacies:

a) Grainstones de Oolitos y Gravels

Constituyen la subfacies más generalizada en todas las secciones estudiadas. El componente fundamental son oolitos de gran tamaño (1-3 milimétricos) muy micritizados por acción de algas sudolíticas, con nú-- cleos diversos (cuarzos, fragmentos de equímidos, pelecípodos, gasterópodos o foraminíferos y en otros - casos oolitos finos). Son comunes los oolitos compues

tos por dos o más individuos, así como algunos gra-- nos de tipo grapestone. Los gravels suelen ser de ma yor tamaño dando al depósito una textura bimodal muy característica. Los escasos bioclastos presentes son del mismo tipo que los observados en los núcleos de los oolitos y presentan envueltas micríticas. Los fo raminíferos bentónicos (Eggerella, Trocholina....) - tienen tendencia a micritizarse intensamente dando - lugar a peloides. En algunos niveles destaca la abun dancia de artejos de crinoides. En toda la sucesión, la textura de esta facies aparece sobreempaquetada - por efecto de la compactación, con desarrollo de con tactos suturados entre granos y estilolitización a - mayor escala.

La parte basal de estas calizas presentan dolo- mitización selectiva de cristales rómbicos, que afec ta esencialmente al espacio entre los oolitos.

Dentro de esta facies aparecen dos tipos de ele mentos "alóctonos" que reflejan con su presencia la "inestabilidad"sedimentológica de estos depósitos. - Por una parte la incorporación de fragmentos de cali za oolítica de tamaño grueso, unos 20 cmts., alarga- dos, que se sitúan en la base de secuencias granode- crecientes. Estos "intraclastos" oolíticos presentan unas características texturales análogas a los gra-- nos del sedimento en que están incluidos. Se inter-- pretan como el producto del desmantelamiento bajo - condiciones de alta energía de depósitos oolíticos - con cementación incipiente (posiblemente por ligera exposición subaérea o estabilización episódica). - Otro elemento destacable son gruesos fragmentos (has ta 50 cmts.) de colonias coralinas y esponjas disper sas dentro del sedimento oolítico. Estas colonias - aparecen en cualquier posición, muchas veces volcadas.

Corresponderían a pequeños patch-reefs de zonas más internas arrastrados hasta el ambiente de "shoaling" oolítico, siendo improbable su crecimiento en zonas de sombra dentro de este ambiente.

Comunmente, los grainstones de oolitos y gravels se ordenan en secuencias granodecrecientes dentro de bancos potentes con estratificación cruzada de surco a gran escala. Los sets presentan frecuentemente suaves cicatrices erosivas a la base. Entre este tipo de depósitos se intercalan cuerpos oolíticos groseramente canalizados. En conjunto, la acumulación se produce en un ámbito de "shoaling" de plataforma muy somera donde la distribución del sedimento es controlada fundamentalmente por el flujo de mareas. El depósito, bajo este predominio de corrientes de alta energía, se estructura en un sistema de sand-waves migrantes dentro del cual serán incorporados, comúnmente como lags, elementos (intraclastos oolíticos, corales, gravels) arrastrados por el reflujo a partir de zonas más internas y someras.

b) Grainstones de oolitos radiados

Esta facies difiere de la anterior en la ausencia total de gravels, el tamaño comparativamente más fino y bien seleccionado de los oolitos y la buena presenvación de la estructura interna de éstos. Otro rasgo a añadir es la ausencia de sobreempaquetamiento (falta de compactación) motivada por el desarrollo de cementación temprana de tipo "isopachous drusy". Ocasionalmente los espacios entre granos presentan un relleno parcial de silt vadoso.

Los niveles con estas características aparecen típicamente en los tramos últimos del conjunto oolítico inmediatamente por debajo de las primeras calizas nodulosas (tramo 7 del Torcal, tramo 2 de Camo--

rro Alto y tramo 59 de El Chorro). Estos niveles presentan una estratificación mejor definida en bancos finos con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, correspondiente a barras en las que se conserva la morfología original del cuerpo sedimentario.

El carácter radial de los oolitos, el desarrollo de cementos drusiformes tempranos y la presencia de silt entre los granos pone en evidencia una ralentización y estabilización progresiva del depósito en aguas muy someras e incluso exposición subaérea con influencia de aguas dulces. Así, el conjunto oolítico de la parte inferior del Jurásico en este área del Subbético interno muestra una tendencia a grandes rasgos regresiva (somerización), con un fuerte desarrollo de facies de shoaling sobre una plataforma paulatinamente subsidente dominada por la acción de mareas. La formación de barras muy someras, posiblemente con desarrollo paralelo al eje de la plataforma indica una paralización relativa del sistema a partir del cual se dispondrán las facies de calizas nodulares que sobreyacen al conjunto oolítico.

El tránsito entre los dos conjunto (oolítico y nodular) se realiza en toda el área de una forma rápida, cambiando la facies en pocos milímetros, al menos en lo que corresponde al sector del Torcal. En El Chorro, sin embargo, el tránsito es algo más gradual, al igual que parece suceder en la Sierra de Castillones, donde por dificultades de afloramiento no ha sido posible observar este contacto.

A pesar de la rapidez del tránsito entre las calizas oolíticas y las calizas nodulosas en el Torcal, igual que sucede en Teba algo más al oeste, no se observa una discontinuidad clara (hard-ground, superficie de omisión o de erosión)entre ambos conjuntos.

III) Grainstones y Packstones de Crinoides

Aparecen representadas únicamente en la Sierra de Castillones (sección 13, tramos 15 a 18), con un espesor próximo a los 75 mts. Estas facies se instalan aquí sobre el conjunto dolomítico basal (Triásico-Infralías?) y, como ha sido señalado, las arenas de crinoides rellenan diques neptunianos en las dolomías. Entre ambos conjuntos se dispone un conglomerado basal transgresivo discontínuo de 1'5 mts de espesor máximo.

Dentro de este término caracterizado por la abundancia de artejos y fragmentos de crinoides se distinguen las siguientes subfacies:

a) Bioesparruditas y Biomicruditas de crinoides

Forman niveles con una extraordinaria cantidad de segmentos o artejos de crinoides y otros bioclastos, tales como pelecípodos, briozoos, foraminíferos bentónicos, algas rodofíceas (Solenopora), fragmentos de corales, alguna sección de ammonites, y muy frecuentemente oolitos más o menos abundantes, peloides y extraclastos. Es importante la acción de algas endolíticas sobre las secciones de crinoides y pelecípodos, dando lugar a envueltas micríticas bien desarrolladas. El tamaño de las secciones es a veces grande, entre 2 y 5 mm . El empaquetamiento de granos es denso aunque probablemente dilatado por efecto de la cementación sintaxial.

Estos niveles presentan típicamente estratificación cruzada planar de bajo a medio ángulo ordenados en secuencias thickening upward de espesor métrico que terminan con trenes de ripples. Existe todo un tránsito lateral entre estas facies y facies de crinoides más finas que se describen a continuación.

El sedimento corresponde a un depósito de moderada a alta energía, en forma de ridges o sand-waves migrantes en zonas de poca profundidad. La presencia de oolitos abundantes en algunos niveles es indicativa de la proximidad e interrelación con áreas de shoalings oolíticos. La relativa abundanciade lodo en algunos de los niveles puede ser debida a su ubicación en zonas de sombra relativas o bien a entrada de sedimento interno.

b) Wackestones de espículas calcitizadas

Se caracterizan por la abundancia de espículas, que no presentan una orientación determinada, las cuales aparecen mexcladas con secciones de crinoides finos, ostrácodos, foraminíferos planctónicos y bentónicos y desigual reparto por zonas de peloides muy finos. Todas estas partículas se presentan dispersas en el fango micrítico.

La particularidad de esta subfacies radica en su continuidad lateral con la subfacies anteriormente descrita. Las wackestones de espículas y crinoides se presentan en cuerpos de grandes dimensiones con morfología de mounds flanqueados por calizas de crinoides con estratificación cruzada. Esta distribución de facies permite reconstruir de forma coherente un modelo de plataforma carbonatada, con desarrollo de mounds fangosos parcialmente endurecidos en superficies. Las superficies de estos mounds fueron profusamente colonizadas por crinoides, cuyos segmentos desarticulados contribuyeron en grandes cantidades a la generación de sedimento sucrínitico, distribuido posteriormente por un efectivo sistema de corrientes.

c) Biomicritas y Bioesparitas de peloides y bioclastos

Son facies de grano fino constituidas por fragmentos de crinoides, ostrácodos, pelecípodos, braquiópodos, foraminíferos micritizados, briozoos y algunas espículas y filamentos. Los peloides son muy abundantes y, en menor proporción, se observan intraclastos y algo de cuarzo. Las partículas presentan buena orientación por lavado de corrientes.

El depósito aparece dispuesto en bancos de espesor decimétrico con geometría ligeramente lensoidal definida por ripples de acreción lateral y laminación en fase. Muchos de los bancos presentan bioturbación a techo (huellas de reptación por organismos pastadores o comedores de suspensión). Hay pequeñas intercalaciones más margosas entre los bancos. Una característica común a todas estas facies es el gran desarrollo de silicificaciones, bien en nódulos gruesos o en flints contínuos, relacionados con el lexiviado de los organismos silíceos (espículas, radiolarios?) posteriormente calcitizados.

Esta subfacies corresponde a la parte superior de la unidad de calizas de crinoides. Se interpreta como depósito de lavado de plataforma en un medio algo más profundo que las anteriores subfacies, bajo la acción de corrientes moderadas que permitieron el desarrollo de epifauna e infauna relativamente abundante. El sedimento puede ser considerado como el resultado de retrabajado y transporte a zonas más distales del sistema descrito para las subfacies a) y b).

En conjunto todo el término III presenta una tendencia transgresiva, evidenciada por el carácter de las diferentes subfacies y por la progresiva abundancia de intercalaciones margosas hacia el techo. Esta

tendencia se invierte bruscamente en la sección de - la Sierra de Castillones con la entrada del conjunto oolítico señalado como término II del Jurásico.

IV) Calizas nodulares

Son calizas de tonos rosados a rojizos o, en otras - ocasiones, de color crema verdoso que se presentan en - sucesiones potentes y contínuas de morfología muy característica en toda la región. El espesor es de 175 mts. en la sección de El Chorro (tramos 61 a 63) y de unos - 130 mts. en la parte occidental del Torcal (tramos 3 a 10 de la sección 20). La peculiaridad morfológica de este conjunto reside en el tableado bien definido de los bancos y su carácter noduloso más o menos pronunciado - según los niveles.

Se han distinguido dentro de este conjunto tres subfacies bien diferenciables en función de sus características mesoestructurales y sus componentes texturales:

a) Calizas nodulares "sensu stricto".
b) Calizas nodulares con oolitos.
c) Calizas con Tintínidos.

Las dos primeras subfacies aparecen muy interrelacionadas y aunque la subfacies b) tiende a disponerse por encima se encuentra a menudo intercalada o incluso, como en El Chorro, caracteriza la parte inferior del conjunto de calizas nodulares. La subfacies c) presenta una tipología más diferenciada y se sitúa en todas las secciones a techo del conjunto jurásico.

a) Calizas nodulares "sensu stricto"

Son wackestones muy fosilíferas con abundantes secciones de Ammonites, ostrácodos, filamentos, equínidos (en gran parte de tipo saccocoma), espículas

y radiolarios calcitizados, gasterópodos, pelecípo-- dos, braquiópodos, belemnites y foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos (Protoglobigerina, Globochaete, Ophtalmitobs, Miliólidos, Nodosáridos, Lenticulina, etc..). Junto con estos bioclastos, en su mayor parte de carácter pelágico, aparecen peloides e intraclastos en proporción variable. El aspecto nodoso de esta microfacies viene dado por discontinuidades marcadas por microestilolitización, diferenciación de "intraclastos" separados en algunos casos por micrita o en otros por esparita, o por gradaciones parciales entre la matríz y los nódulos. La diferenciación entre nódulos ("intraclastos") y el material circundante viene en ocasiones puesta de relieve por películas ferro-manganosas o bien por láminas algares más o menos concéntricas. Sin entrar en una discusión profunda sobre los mecanismos propuestos para la génesis de esta nodulización (subsolución, segregación diagenética temprana como proceso más verosimil) anotaremos como hechos a combinar entre sí la observable disolución del aragonito y reprecipitación como calcita en las conchas de ammonites, la calcitización de radiolarios, la existencia de bioturbación por infauna y epifauna muy característica en algunos niveles, así como la evidencia de escapes de fluídos y procesos de compactación importantes en los depósitos nodulosos. Cabría aún señalar la removilización por corrientes de estos nódulos (intraclastos).

Todos estos rasgos se integran bien dentro de un modelo de depósito con velocidad de sedimentación muy baja (calculada entre aproximadamente 0'5 y 2'5 mmts./1000 años), las alternancias rítmicas entre niveles más y menos margosos responderían a fluctuaciones entre aporte carbonático-aporte arcilloso y disolución.

La caracterización del medio de depósito para estas facies viene dada por una serie de observaciones de índole estratigráfica y sedimentológica: 1) la relación vertical y lateral con otras subfacies; 2) los elementos contenidos dentro de la propia subfacies.

En cuanto al primer conjunto de observaciones es evidente el paso gradual, aunque rápido, en la vertical, entre las calizas nodulares y el conjunto oolítico infrayacente así como entre las calizas nodulares "sensn stricto" y las calizas nodulares con oolitos, a las que comúnmente pasan a techo, así como lateralmente. Son también frecuentes las intercalaciones de grainstones oolíticos entre las calizas nodulosas.

Por otra parte son observables a nivel de microfacies huecos más o menos grandes de morfología fenestral parcialmente rellenados con sedimento interno. A ello se añade la evidencia de cementos microestalactíticos isopacos indicativos en principio de cementación en ambiente somero e incluso subaéreo. También, la presencia de concrecionamientos o de cubiertas algares en los nódulos, o a veces más contínuas, evidenciaría que el depósito tuvo lugar en condiciones fóticas. Por último, es destacable la presencia de envueltas micríticas (bioerosivas), en particular sobre bioclastos tales como crinoides o pelecípodos.

b) Calizas nodulares con oolitos

Constituyen la subfacies predominante en la mayor parte de las secciones estudiadas. Aunque conservan el carácter nodular, este aspecto es menos destacado que en la subfacies anterior, dando lugar a sucesiones de bancos más masivos tabulares, caracterís

ticamente de tonos verdosos y cremas. La nodulosidad se mantiene a nivel de micro y mesofacies.

La sucesión es muy heterogénea con alternancias de packstones de oolitos, bioclastos, intraclastos y pellets en proporciones relativas variables y wackestones llega en ocaciones a ser superior al 40%. Las wackestones que se intercalan presentan comúnmente peloides más o menos dispersos. Localmente se han observado secuencias wackestones-packstones oolíticas granodecrecientes, aunque esta ordenación no es generalizable para todo el conjunto. El contenido fosilífero de estas subfacies es en todo similar a las calizas nodulosas "sensu-stricto". Unicamente los niveles más oolíticos incluyen una fauna muy escasa compuesta por fragmentos de equínidos, palecípodos, gasterópodos, restos de corales y filamentos.

La caracterización de los oolitos presentes en estas facies como oolitos "pelágicos"formados por acreción de capas algares sobre núcleos diversos no resulta adecuada a los observados por nosotros, al menos en todos los casos. Existen evidencias claras de que los oolitos que aparecen en estas sucesiones corresponden en gran parte a oolitos generados en ambientes de alta energía. Dos observaciones parecen suficientes: por una parte, los niveles más inferiores de las calizas nodulares por encima del conjunto oolítico infrayacente contienen oolitos análogos a los observados en dicho conjunto. Por otra, se han definido niveles potentes de hasta 1 metro de grainstones oolíticos gruesos intercalados entre los niveles de calizas nodulosas. Por último, cuando aparecen bien separados de la matríz los oolitos presentan una fábrica interna típica. Parte de los oolitos con cubiertas micríticas que se observan pueden ser debidos a adhesión de fango sobre partículas móviles.

El ambiente de deposición de las calizas nodulosas con oolitos está en estrecha conexión con el de las calizas nodulares antes descritas. Se interpretan como facies de plataforma protegida subsidente donde el depósito tuvo lugar bajo condiciones de sedimentación muy lenta o incluso con detenciones episódicas. La profundidad debió ser escasa y siempre dentro de la zona fótica, no descartándose condiciones de exposición subaérea en algunos momentos. La disposición de facies no permite una clara estructuración de subambientes dentro de esta plataforma que, a grandes rasgos, sufriría una influencia bastante contínua de aportes procedentes de barras oolíticas más distales. Aunque con carácter discontínuo, estos conjuntos de calizas nodulares presentan una tendencia transgresiva marcada por el aumento paulatino de la velocidad de sedimentación en la vertical (predominio de calizas nodulares oolíticas) y el depósito posterior de la subfacies c).

c) Calizas con Tintínidos

La parte superior del Jurásico, y el tránsito al Cretácico viene caracterizado por el predominio de facies de plataforma abierta con gran desarrollo de organismos planctónicos (Calpionellas, Fibrosferas, , filamentos, radioalarios). La edad de estos niveles corresponde al Thitónico-Berriasiense. El espesor observado es de unos 20 mts.

Junto a los organismos antes citados aparecen abundantes Ammonites y belemnites, aptychius, ostrácodos, crinoides y espículas. La microfacies es un wackestone bioclástico más o menos nodulizado con, ocasionalmente, cierta abundancia de crinoides más gruesos.

Se interpretan estos depósitos como correspondientes a un área de plataforma externa en que tras un periodo de subsidencia bastante constante se produciría una estabilización sucesiva e incluso una paralización completa del sistema, tal como indica el amplio desarrollo de la discontinuidad que se describe a continuación.

A lo largo de todo el Subbético interno en esta zona y zonas adyacentes, así como en áreas situadas en el denominado Subbético ultrainterno (Sierra de Castillones), el techo del conjunto Jurásico calcáreo (o en su caso del Cretácico basal con estas facies) aparece definido por un hard-ground característico que de unos puntos a otros presenta diferentes tipologías: hard-ground corroidos, cortezas limoníticas finas o hard-ground con cortezas y nódulos concéntricos bien desarrollados. Este último caso es observable en las secciones 11 y 17, con nódulos de 2 a 10 cmts. de diámetro aplanados entre sucesivas cortezas finas ferruginosas con calizas de calpionellas. Estos nódulos, a pesar de su morfología de oncoides son de origen físico-químico y contienen cierta proporción de glauconita y colofana. Los hard-grounds aparecen en otros casos intensamente perforados sobre niveles de alta condensación faunística.

El desarrollo de este hard-ground, o su equivalente lateral de paleokarst en otras zonas, supone una estabilización extrema de la sedimentación, de carácter regresivo en los últimos depósitos de las calizas de Tintínidos. La ruptura sedimentaria se manifiesta tanto en áreas de plataforma pelágica como en áreas emergidas.

La evolución del Jurásico en esta zona del Subbético presenta en conjunto un desarrollo relativamente complejo tanto

en la secuencialidad de episodios transgresivos y regresivos como, en la distribución de los conjuntos faciales. Las fa-- cies Lías del Jurásico calizo corresponden a un sistema de la goon abierto que culminan con la instalación de una amplia pla taforma carbonatada somera con gran desarrollo de shoalings - oolíticos. En áreas más distales (hacia el sur: Sierra de Cas tillones) el eje de la plataforma aparece dominado por mounds colonizados por crinoides que abastecieron el desarrollo de - sand-waves de encrinitas. Este sistema fué posteriormente do- minado y recubierto por sedimentos oolíticos.

Dentro del Subbético interno las facies de shoalings oo líticos culminan en un sistema de barras depositadas en ambien tes muy someros. Sobre esta facies se instala una plataforma protegida en la que se depositan wackestones y packestones en condiciones de sedimentación muy ralentizada con interrupcio- nes episódicas . son frecuentes los aportes de barras oolíti-- cas situadas más al sur. La evolución última de esta platafor ma viene marcada por una subsidencia mayor que propicia el de pósito de abundante fauna planctónica. Posteriormente el sis- tema queda estabilizado, posiblemente por un descenso impor-- tante del nivel de las aguas, con desarrollo de una superficie de interrupción sedimentaria (con erosión mecánica y/o orgáni ca y prccesos de deposición físico-química)generalizada en to da el área.

En cuanto a la relación de este conjunto jurásico con - los afloramientos situados en las zonas internas (Sierra del Veredón, Sierra Blanquilla, Loma del Galeote) es de señalar - la dificultad de establecer en estos afloramientos una secuen cialidad clara de facies dado el alto grado de tectonización. Las microfacies sueltas, por el contrario, sí dan suficientes elementos que permiten a grosso modo correlacionar estos depó sitos con las facies liásicas del Subbético interno así como con el Dogger oolítico con facies más distales. Los datos ob- tenidos hasta el momento no son, sin embargo, defnitivas, que dando pendiente de estudios más detallados en otras áreas.

CRETACICO

El Cretácico en esta región y en una amplia zona del Subbético Interno está constituído por una sucesión monótona de niveles esencialmente margocalizas que abarcan en edad desde el Cretácico medio hasta el Cretácico superior y siguen en continuidad facial al menos hasta el Paleoceno-superior. Como se indicó anteriormente, parte del Cretácico inferior (Berriasiense) aparece en facies de calizas nodulosas por debajo del hard-ground (rock ground) que hemos definido como techo del "Conjunto Jurásico".

Existe por tanto una importante laguna estratigráfica en toda la zona que abarcaría la mayor parte del Cretácico inferior y una parte importante del Cretácico medio (más o menos representado según los puntos). Es de señalar el hallazgo en zonas próximas a ésta de materiales margosos incluidos como relleno cronológicamente estratificado dentro de diques neptúnicos que atraviesan el conjunto jurásico infrayacente. En tales rellenos aparecen representados de forma más o menos contínua los diversos pisos del Cretácico inferior y medio. Esta disposición podría servir para explicar en la zona estudiada algunos elementos estratigráficos anómalos hasta ahora (Brecha de Castillones) que, a nuestro entender, no deben ser considerados como equivalentes sincrónicos de la serie jurásica de la Sierra de Castillones. La brecha citada, que presenta un cierto retoque "karstico", puede ser explicada como el relleno de un sistema de grietas o diques neptúnicos. Las dataciones obtenidas en la matríz margosa de la brecha (Barreniense) contribuyen a soportar esta hipótesis.

Dentro de la homogeneidad de facies que presenta el Cretácico se han podido distinguir varios subconjuntos que aparecen superpuestos en este orden en la mayor parte de las secciones estudiadas:

1) Margas y margocalizas blancas con sílex

Son observables en las secciones 11,16 y 17, no presentándose,o sólo de una forma muy reducida,en la sección del Camorro Alto y, en general, en la parte sur del Torcal, Su espesor es muy variable, con un máximo de unos 90 mts. La parte más inferior es fundamentalmente margosa mientras que hacia la parte alta se hacen más frecuentes los niveles contínuos de margocaliza tableada. En la sección de Fuente de la Viuda III la sucesión aparece ordenada en una alternancia de margas y bancos calcáreos de 10-15 cmts. de margocalizas compactas. Estas facies presentan tonos gris-verdoso, en ocasiones oscuros, hacia la base y tonos blanco-amarillentos en la vertical.

Los bancos calizos entre las margas (normalmente muy tectonizadas) así como las margocalizas más contínuas de la parte superior presentan estratificación paralela neta. Sólo localmente hay evidencias poco claras de slumpización. Un rasgo típico en el seno de los niveles margocalizos es su estructura interna lensoidal ("flaser"diagenética) debida a compactación mecánica y procesos de presión disolución del carbonato. A nivel de microfacies estas margocalizas son biomicritas con proporciones variables (10-60%) de foraminíferos planctónicos (Globigerina, Rotalipora, Hedbergella, Globotruncanas ...), muy escasos bentónicos y algunas placas de Equínidos y espículas. Los radiolarios son frecuentes en algunos niveles. Comúnmente los bancos con radiolarios aparecen a mesoescala fuertemente silicificados en nódulos o en niveles contínuos ("flints"). El porcentaje de cuarzo aleurítico no supera el 1%.

2) Margocalizas y Margas rojas

Constituyen una unidad muy característica apareciendo con potencia desigual en las secciones 11,12,16,17 y 20. El

espesor máximo, observado en el corte de Tajo Almarado, es de unos 95 mts., aunque es de señalar que este valor máximo ha sido obtenido en desconexión de la serie con las facies infrayacentes. La unidad viene caracterizada por una sucesión monótona de margocalizas de tonos rojos asalmonados en bancos con estratificación paralela. En la sección 12, sin embargo, estos niveles se ordenan en secuencias bien definidas, de unos 40 cmts, de margocalizas y calizas más compactas, con frecuentes superficies de omisión relativa con huellas de zoophycos y chondrites.

Al igual que las margocalizas blanco-amarillentas inferiores, los niveles de margocalizas rosadas presentan laminación lenticular diagenética de tipo "flaser". Algunos de los niveles aparecen así mismo silicificados. La microfacies es también similar, con neto predominio de foraminíferos planctónicos (abundantes Globotruncanas y Globorotalias), escasez de bentónicos, placas finas de equínidos, espículas, ostrácodos y radiolarios, frecuentes en los tramos silicificados. Estos bioclastos aparecen en ocasiones ligeramente orientados. La facies presenta cierta bioturbación. El contenido en cuarzo es muy bajo (1%), aumentando progresivamente en los niveles más altos del Cretácico superior y su tránsito al Paleoceno, donde se observan estructuras tractivas (laminación cruzada) más netas.

En conjunto, el Cretácico en Ardales, aparte del Berriasiense reconocido en las calizas nodulosas por debajo del hard ground regional y de la matríz de edad Cretácico inferior de la brecha de Castillones, aparece constituído por una sucesión contínua de margas y margocalizas que abarcan en edad desde el Albiense hasta el Cretácico más superior, pasando en continuidad de facies al Paleoceno.

Dentro de esta sucesión se reconocen al menos tres episodios sedimentarios en ambiente marino pelágico (Plataforma externa-talud) diferenciados y controlados cada uno de ellos por la oxigenación de las aguas y la velocidad de sedimentación

El episodio sedimentario inferior, no presente en toda la zona, conlleva el depósito de margas y margocalizas, bien ordenadas según los puntos en secuencias cíclicas a mesoescala, de tonos grises oscuros. La sedimentación de estos depósitos se realiza en condiciones relativamente anóxicas, en ambiente reductor, controladas por los cambios de oxigenación en relación con la circulación de las aguas y el aporte continuo de materia orgánica. Estas condiciones de baja oxigenación se manifiestan en la gran escasez de foraminíferos bentónicos frente a planctónicos y el predominio dentro de estos de las formas aplanadas. El depósito tiene lugar en un ambiente de plataforma externa con estratificación de las aguas y posiblemente en relación con corrientes de upwelling,que supondrían una entrada de materia orgánica, y cambios relativos en el nivel del mar. La profundidad de esta zona de plataforma no es necesariamente elevada, quizá de poco centenares de metros (200-300 mts.).

Los depósitos por encima de estos niveles muestran la tendencia paulatina a la desaparición de condiciones anóxicas estrictas dentro de este ambiente de plataforma externa, con un ligero aumento en la proporción de foraminíferos bentónicos. Por último, los niveles de margocalizas y margas rojas denotan un cambio más sensible en las condiciones de sedimentación. Aunque ésta se desarrolla igualmente en un ámbito de plataforma con depósito esencialmente pelágico, la velocidad de sedimentación ha descendido aquí netamente y se hace más palpable el influjo de aportes terrígenos (pasadas margo-arcillosas y suave aumento del contenido en cuarzo aleurítico). La ralentización en el depósito supone en ocasiones el desarrollo de superficies de omisión (hard-grounds incipientes) con huellas de zoophycos. La secuencialidad margocaliza-caliza observada en alguna de las secciones representa una periodicidad continuada en el sistema influjo carbonático-influjo terrígeno y disolución. La asociación microfaunística dentro de estos niveles indicaría en parte un aumento relativo de la

temperatura en relación con las facies infrayacentes, con ciertas variaciones condicionadas posiblemente por la mayor presencia de terrígenos en el sedimento.

La profundidad de depósito de estas facies rojas se mantendría en el intervalo señalado anteriormente o quizá algo más somero, unos 200 mts., como atestiguan los hallazgos de Rudistas in situ. La presencia episódica de niveles ricos en radiolarios es indicativa de la relación de este ambiente de depósito con corrientes de upwelling de desarrollo discontínuo en el tiempo.

PALEOGENO

El estudio del Paleógeno se ha realizado en base a dos secciones (18 y 19) representativas la primera del Paleóceno--Eoceno inferior y la segunda del Estampiense-Aquitaniense. Estas series , así como un conjunto de observaciones sobre afloramientos dispersos, han sido hechas en la zona de la Hoya-Nogales, donde la complejidad tectónica y la escasez de afloramientos contínuos ha impedido la obtención de un corte contínuo para todo el Paleógeno. Así mismo, el tránsito desde las facies datadas como Paleóceno inferior (parte alta de las Capas Rojas) en zonas próximas a los niveles de calizas de Microcodium paleócenas no ha podido ser observado.

- Calizas de Microcodium

Aparecen bien representadas, con un espesor de algo más de 60 mts., en las proximidades de la Aldea de Nogales (sección 18). La sucesión viene caracterizada por la presencia continuada de depósitos en los que la práctica totalidad de los granos son fragmentos de prismas de Microcodium acumulados por la acción de corrientes. Se distinguen dos conjuntos de facies superpuestos dentro de esta sucesión:

1) Facies deltaicas.

Este conjunto está formado por bancos de espesor decimétrico de calizas de fragmentos de Microcodium muy arenosas (20-30% de cuarzo anguloso) con restos vegetales abundantes. Estas calizas arenosas son de grano muy fino presentando una selección extrema de los fragmentos y prismas de Microcodium, que aparecen netamente orientados.

Los niveles, con estratificación tabular a ondulada, presentan laminación cruzada interna, bases ligeramente erosivas y frecuentes estructuras de acomodación del sedimento (escape de fluidos, huellas de carga, rellenos de fracturas). Hacia la parte inferior de la sucesión se observan secuencias ligeramente granocrecientes que posteriormente son sustituidas por secuencias con tramo basal con laminación paralela y tramo superior con laminación cruzada de ripples. Los niveles más blandos entre bancos, de espesor muy reducido, son calizas deleznables de fragmentos de Microcodium más gruesos con restos grandes de vegetales. Son muy frecuentes en estos niveles blandos aplanados.

2) Facies de frente deltaico con dominio de mareas.

La instalación de este conjunto de facies viene marcada por un descenso brusco en el contenido en granos siliciclásticos, aparición de fauna claramente marina (foraminíferos bentónicos, fragmentos de pelecípodos, algas rojas, briozoos y equínidos) mezclada con los prismas de Microcodium, y rasgos claros en esta parte de la sucesión de retoque mareal. Son frecuentes los bancos con estratificación cruzada de surco, barras de relleno de canal, dunas migrantes con capped ripples estratificación cruzada bidireccional a pequeña escala, estructuras flaser difusas, ripples linguoides y bioturbación por gusanos a techo de algunos niveles.

En conjunto, la sección de calizas de Microcodium estudiada presenta una tendencia transgresiva desde facies con nula influencia marina, tanto en lo que se refiere al aporte de granos como a la redistribución de los depósitos, a facies - con clara influencia de mareas y presencia de organismos marinos. El régimen de sedimentación aparece controlado por el - fuerte influjo a la cuenca de fragmentos de Microcodium, típicamente de origen continental. El predominio de estos organismos hasta llegar a constituir una litofacies propia y la gran extensión de los depósitos durante el Paleóceno no sólo en esta zona sino en todo el Subbético y Zonas Internas indicaría la generación masiva de Microcodium bajo condiciones climáticas peculiares, su fragmentación y transporte en un régimen - aluvial que preserva los prismas y su depósito desde facies - litorales hasta sedimentos profundos turbidíticos. Todo ello plantea, una serie de interrogantes hoy por hoy aún no solucionadas. La sección estudiada en Nogales podría encajar desde - este punto de vista en un modelo de delta-fan relacionado con relieves próximos profusamente colonizados.

- Complejo de Barras litorales-playas (Estampiense-Aquitaniense).

Este conjunto de facies aparece representado en la sección 19, en las proximidades de la aldea de la Hoya. Al igual que el conjunto anterior, aparece desligado de otros aflora-- mientos con los que establecer una secuencia más completa de episodios sedimentarios.

La sucesión está formada por un apilamiento de secuen-- cias más o menos completas de barras progradantes (regresivas) con desarrollo de facies de shoreface y foreshore. El espesor de estas secuencias coarsening-upwards varía entre 3 y 5 mts. En conjunto toda la sucesión presenta un carácter regresivo - con mayor desarrollo relativo a techo de las facies de foreshore.

El sedimento es fundamentalmente bioclástico grueso (biocalcicruditas y biomicruditas) con porcentaje menor del 5% de cuarzo en todos los casos. Los componentes bioclásticos esenciales son los Macroforaminíferos (Nefrolepídinas, Amphistegi nas, Heterosteginas, Myogipsinas, Rotálidos....) así como las lithotammium, equínidos, Briozoos y Pelecípodos. Los niveles correspondientes a las facies de shoreface inferior y media - presentan también escasos macroforaminíferos y abundantes globigerínidos, pellets algáceos y fragmentos bioclásticos finos. Típicamente estos niveles aparecen bioturbados.