



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ARCOS DE LA FRONTERA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ARCOS DE LA FRONTERA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.

Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.

Depósito legal: M-9217-1991

NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, S.A. durante en año 1983, habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

La cartografía geológica, introducción y memoria ha sido realizada por D. LUIS JEREZ MIR, Dr. en Ciencias Geológicas.

La micropaleontología ha sido estudiada por D. EMILIO MORENO DE CASTRO, Dr. Ingeniero de Minas; y D. Luis F. GRANADOS GRANADOS, Licenciado en Ciencias Geológicas.

La sedimentología de rocas detríticas y carbonatadas ha sido estudiada en Laboratorio por D. FERNANDO LEYVA CABELLO, Licenciado en Ciencias Geológicas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN

La Hoja de Arcos de la Frontera se sitúa al Norte de la Serranía Gaditana, justamente al pie occidental de la Sierra de Ubrique, anexo noroccidental de la Serranía de Ronda.

En la porción oriental de esta Hoja se alza la mencionada región montañosa; mientras en la porción occidental se encaja la Depresión del Río Guadalete, ocupada por una orografía suave de montes y lomas.

La zona más montañosa está poblada por una vegetación constituida principalmente de alcornoques. Una parte importante de esta masa forestal ubicada entre las montañas y la tierra de monte bajo, ha sido arrasada en los últimos años (al parecer con la intención de aumentar las áreas de cultivo), lo que es verdaderamente lamentable, pues este tipo de árbolado, resiste a la sequía, es el apropiado del lugar y muy lento de recuperar.

Los veranos son fuertemente calurosos y secos y los inviernos relativamente húmedos gracias a los vientos atlánticos.

La región montañosa es muy rica en ganadería de vacuno y buena para la cría de porcino de calidad. Los cultivos principales en la zona de montes, son las gramíneas, el girasol; y algodón en las terrazas fluviales bajas.

La zona es relativamente rica en agua, pues cuenta con cuatro embalses. El más importante, el Embalse de los Hurones al SE de la Hoja, con un profundo vaso, desafortunadamente sobre Trías salino que contamina la pureza original de las aguas. Este y el Embalse del Guadalcaçín al SO, se sitúan sobre el río del mismo nombre, afluente principal del Río Guadalete.

El Río Guadalete que nace en la Sierra de Ubrique, a la que bordea por el Norte, penetra en la Hoja de Arcos de la Frontera en dirección SO en las proximidades de Villamartín. En esta Hoja y sobre su curso se sitúan los embalses de Bornos y de Arcos de la Frontera, que se utilizan para regadío y deportes de vela.

La ciudad de Arcos de la Frontera es una verdadera joya monumental y su situación natural, sobre un escarpe en las calizas toscas que domina los meandros del Río Guadalete, nos permite estimar esta población como una de las más bonitas de Andalucía y de España.

Como lugares frescos en verano, y propios para el descanso y el esparcimiento, el pueblo de Prado de El Rey en esta Hoja y los límites de Grazalema, El Bosque y Ubrique son verdaderamente inestimables por la belleza de sus paisajes.

Desde el punto de vista geológico, la porción accidental de la Hoja de Arcos de la Frontera es un anexo del borde oriental de la cuenca marina del Mioceno Superior que constituye la Depresión del Guadalquivir.

Su parte montañosa se encuadra en las Cordilleras Béticas.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros datos geológicos referentes a esta región datan de los años 1918 a 1924, y se deben a los informes de GAVALA y LABORDE, primeramente en un **Informe del Instituto Geológico sobre abastecimientos de aguas de Provincia de Cádiz** y posteriormente en su **Mapa Geológico de la Provincia de Cádiz** a E. 1:100.000.

La región limítrofe al Sur, justo hasta el paralelo de Algar fue descrita por CHAUVE en 1967.

Los materiales constituyentes de las unidades alóctonas presentes en esta Hoja, ocupando su parte Sur y mitad oriental, no fueron consideradas con cierto detalle después de la descripción general de JUAN GAVALA.

Los materiales miocenos autóctonos, si han sido considerados y descritos recientemente, concretamente en la **Sección de Arcos de la Frontera** estudiada por PERCONIG y GRANADOS (1973) para el XII Coloquio Europeo de Micropaleontología, celebrado en España. Igualmente, VIGUIER (1974) describe el corte de Arcos y otro entre **Arcos de la Frontera y Bornos** en su tesis doctoral sobre **El Neógeno de Andalucía Noroccidental**, e **Historia geológica de la cuenca del Bajo-Guadalquivir**.

En regiones limítrofes contamos con los datos recientes de las Hojas del MAGNA de Ubrique (1050) realizada respectivamente por MORENO, GARCIA DUEÑAS y otros; y la de Cortes de la Frontera (1064) realizada por el OLMO, ALDAYA y otros.

Como datos regionales para el encuadre geológico general hemos tenido en cuenta nuestra **Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s. str.** (BAENA y JEREZ, 1982).

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

La Hoja estudiada se encuadra entre la Depresión del Valle del Guadalquivir y el extremo occidental de las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas, extremo occidental a su vez del conjunto de las Cadenas Alpinas europeas, constituyen conjuntamente con la parte Norte de la zona africana, una región muy inestable, con grandes mantos de corrimiento que empezarían a generarse cuando más tarde a partir del Eoceno medio. Esta amplia zona de deformación Bético-Norteafricana se ubicaría según unos autores sobre dos cratones diferentes, europeo y africano. No obstante, también pudiera tratarse de un único cratón europeo africano. En la primera hipótesis el Tethy y el Atlántico estarían comunicados durante toda la etapa geosinclinal. En la segunda Europa y Africa estarían unidas en cierto modo a través de una plataforma somera bajo las aguas de un mar epicontinental. En cualquiera de estas circunstancias, al derivar hacia el Oeste, la subplaca continental de Alborán apiló y desgarró mediante el concurso de grandes fallas y saltos en dirección hacia el O, y también hacia el NE y SO, las coberteras sedimentarias depositadas en el antiguo Tethys y también parte del zócalo paleozoico anexo a dicha placa (Bético s. str.), como consecuencia mecánica de la reducción de espacio que comporta la introducción de tal masa continental extraña.

En general tanto en Africa como en España, se distinguen las **Zonas Internas** y las **Zonas Externas** en el sentido que implican estas denominaciones en un geosinclinal típico. Las **Zonas Externas** con coberteras fuertemente plegadas sobre un margen continental y las **Zonas Internas** afectadas por denominaciones que afectan al zócalo paleozoico y que están acompañadas de un metamorfismo general alpino.

Las **Zonas Externas** se situarían sobre la Meseta Castellana y sobre el macizo paleozoico norteafricano, sobre una corteza continental progresivamente adelgazada hacia el seno o interior del Tethys. En la segunda hipótesis expresada ambas **Zonas Externas** pudieron estar en conexión por el Oeste entre la Meseta Española y el Norte de Africa. (L. JEREZ, en preparación).

Las **Zonas Internas** serían indudablemente comunes a ambos lados del Mar de Alborán. Constituidas por mantos de corrimiento afectando al zócalo y a unas coberteras de tipo epicontinental, que en general sólo alcanzan hasta el Triásico o Jurásico.

En lo que se refiera a la Península Ibérica de Norte a Sur distinguimos:

- La **Zona Prebética** y
- La **Zona Subbética**.

Entre las **Zonas Externas** e **Internas** a modo de transición (*):

- La **Zona Circumbética**.
- En las **Zonas Internas**
- La **Zona Bética s. str.**

La "Zona Prebética"

Es esta la zona más externa y en general más epicontinental que se apoya sobre el zócalo de la Meseta. Predominan en la misma los episodios sedimentarios propios de lagoón y plataforma interior, oscilando desde el ambiente propiamente fluvial al costero y arrecifal, donde las formaciones pelágicas propias de plataforma exterior son episódicas y dan testimonio de las grandes transgresiones marinas. En la parte más meridional, próxima al Subbético, tienden ya a prevalecer las facies de plataforma exterior a partir del Cretácico y Paleógeno, e inclusive la presencia de ciertas formaciones turbidíticas anuncia la proximidad o existencia misma de un importante talud submarino.

En función de los criterios generales de proximidad a lejanía de costa hemos diferenciado en la **Zona Prebética** tres dominios:

- **Prebético externo.**
- **Prebético interno**
- **Prebético meridional.**

(*) pues desconocemos si el substrato paleozoico de las mismas, estuvo o no afectado de metamorfismo regional alpino, en cuyo caso afirmativo habría que incluirlo en las Zona Interna y en caso contrario, en las Externas.

La **Zona Prebética** no constituye mantos de corrimiento Norte-Sur. Todo lo más, el **Prebético meridional**, habría sido desplazado hacia el Oeste mediante unas grandes fallas en dirección y posteriormente cabalgado hacia el NNO sobre el valle del Guadalquivir, entre Martos (Jaén) y el Guadiana Menor. Más al Oeste de Martos no existen afloramientos, y posiblemente no llegara a depositarse. De tal manera que en líneas generales, el Prebético y el Subbético actualmente ubicados al Oeste del Guadiana Menor se habrían depositado más al Este, al Sur del Prebético de Cazorla y de Alicante, y habrían sido desplazados posteriormente hacia el Oeste.

La Zona Subbética

Al Sur del Prebético, sus facies son en general pelágicas propias de mar abierto. Predominan las margas y calizas nodulosas ammonitíferas. Los ambientes son el general propios de plataforma exterior, a veces tan profundos que llegan a depositarse radiolaritas e inclusive turbiditas a partir del Jurásico terminal.

Hasta el Domeriense el ambiente sedimentario no difiere esencialmente con respecto a las demás zonas. A partir del Domeniense, cuando se inicia la apertura del Tethys y del Atlántico (por separado o conjuntamente, según las hipótesis), el ambiente sedimentario es diferente. En base a las características de sedimentación del Jurásico y del Cretácico inferior de la Zona Subbética se divide de Norte a Sur en los siguientes compartimientos o dominios:

- **Subbético externo**
- **Subbético medio**
- **Subbético interno.**

Los criterios de separación del Subbético con respecto al Prebético son fundamentalmente estructurales, debido a que el cambio de facies, aunque rápido, nunca es radical sino progresivo.

Todas las unidades subbéticas habrían sido desplazadas hacia el Oeste mediante grandes fallas en dirección. A la par o en fases alternantes, han cabalgado hacia el NNO constituyendo mantos de corrimientos: entre Alicante y Martos (Jaén), sobre el Prebético; al Oeste de Martos, posiblemente en directo sobre la Cobertera Tabular de la Meseta, y posteriormente sobre el Mioceno que la cubre, en el Valle del Guadalquivir. Esta hipótesis sería avalada por la ausencia probable del prebético bajo el Subbético en latitudes occidentales.

El **Subbético externo** incluiría, a partir del Jurásico superior y Cretácico inferior: parte del talud de enlace con el Prebético; un importante surco con depósitos turbidíticos, y un umbral que separa este surco de otra más meridional propio del Subbético medio.

La mayor o menor profundidad de uno u otro surco sería discutible en cada episodio de sedimentación. Sin embargo, la subsistencia, sí fué en general en el Subbético medio.

El **Subbético medio** se caracteriza por facies en general margosas, de plataforma exterior, a partir del Lías superior. La abundancia de radiolaritas señala los episodios frecuentes de gran

profundidad. El amplio desarrollo de vulcanismo submarino, sobre todo en su parte axial, sugiere por otra parte la fracturación y adelgazamiento de la corteza continental subyacente.

El **Subbético interno** se caracteriza como un dominio de **umbral** entre la **Zona Subbética** y la **Zona Circumbética**. Sus facies son exclusivamente carbonatadas en el Jurásico, por otra parte somero y frecuentemente afectado al techo por un proceso de karstificación submarina. El Cretácico inferior, margoso, pelágico, ha sido ocasionalmente recogido en las galerías del cars, o puede llegar a faltar completamente. Así, el Cretácico superior pelágico se deposita a veces directamente sobre el Jurásico.

La Zona Circumbética

Su denominación alude al hecho de que sus materiales rodean con mayor o menor extensión la **Zona Bética s. str.**.

En la misma se incluyen unidades y formaciones antes denominadas: Dorsal, Predorsal, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Alta Cadena, y Subbético ultrainterno, etc.

En la **Zona Circumbética** se establecería un amplio surco en general más profundo y subsidente que los surcos subbéticos. La ubicación de este surco sería controvertida, en función de la existencia de dos placas, europea y africana, o una sola placa europea-africana: sobre el extremo norte de la placa africana; o adelgazada, en cualquier caso siempre al OSO del otro margen continental constituido por la **Zona Bética s.str.**.

Personalmente, participamos más bien de los criterios que fundamentan la segunda hipótesis, aunque, la honestidad científica no nos permite descartar una u otra.

En cualquiera de los casos este amplio surco comenzó a estructurarse durante el Pliensbaquiense. En su parte axial y más profunda se depositaron las radiolaritas jurásicas y a partir del Jurásico superior se generaliza el depósito de turbiditas hasta el Aquitaniense.

El espacio ocupado por el depósito original de la **Zona Circumbética** fue invadido, como probable consecuencia del empuje de la subplaca continental de Alborán hacia el Oeste, por la **Zona Bética s. str.** desplazada mediante fallas de dirección. Este movimiento, detectable ya con discordancias a partir del Eoceno medio-superior, pudo iniciarse más débilmente con cierta antelación: quizás en los estadios de deformación anteriores marcados por las turbiditas y brechas jurásicas y del Cretácico inferior del Subbético.

Dentro de la **Zona Circumbética** y en función del tipo de sedimentos jurásicos, cretácicos y terciarios, diferenciamos los siguientes compartimentos o dominios de Norte a Sur:

- Alta Cadena
- Complejo Predorsaliano
- Complejo Dorsaliano

El Complejo de la **Alta Cadena** representaría el área cercana al Subbético interno.

El **Complejo Predorsaliano** representaría las series típicas depositadas en la zona axial del surco circumbético, con un jurásico muy semejante al del Subbético medio.

El **Complejo Dorsaliano** se depositaría en las zonas más orientales, adosado a la **Zona Bética s.str** y desde el punto de vista paleogeográfico constituyendo la prolongación de la plataforma epicontinental jurásica de la misma.

Al trasladarse la **Zona Bética s. str.** hacia el Oeste, la Dorsal, la Predorsal y la Alta Cadena fueron **estiradas** mediante fallas en dirección, razón por la cual actualmente se presentarían estos materiales en retazos discontinuos a lo largo de la orla hispana y africana que rodea a las **Zonas Internas**.

Para algún autor la **Zona Circumbética** pudo desarrollarse sobre un fondo oceánico. Sin embargo, el vulcanismo espilitico de su cobertera triásica, lo más que sugiere en mi opinión personal es una corteza continental fracturada y posiblemente adelgazada, como en el Subbético medio.

La "Zona Bética s. str."

Esta zona habría ocupado inicialmente una situación bastante más oriental que la actual, posiblemente más al Este del meridiano de Alicante. Su estructura corresponde a una sucesión de mantos de corrimiento afectados por metamorfismo. Se diferencian en la misma tres grandes complejos superpuestos, de superior a inferior los siguientes:

- Complejo Maláguide
- Complejo Alpujárride
- Complejo Nevado-Filábride.

La disposición paleogeográfica original de Norte a Sur de estos complejos es controvertida. Nosotros participamos de la hipótesis que sitúa el Maláguide al Norte, seguido del Alpujárride y Nevado-Filábride hacia el Sur. Otros muchos autores defienden la idea de ordenamiento contrario, Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide.

Con la excepción del Complejo Maláguide, la **Zona Bética s. str.** está representada exclusivamente por materiales del Paleozoico y del Triásico. Al encontrar las coberteras carbonatadas de las unidades triásicas alpujárrides sin huellas de erosión anteriores a los cabalgamientos, consideramos la posibilidad de que la estructuración incipiente de los mantos fuese anterior al Eoceno medio superior.

Las Fases de Deformación

La intromisión de la **Zona Bética s. str.** se acusa al menos en cuatro fases de plegamiento que provocan discordancias: intraeocena media-superior, intraoligocena, finiaquitaniense, e intraburdigaliense. Las dos últimas fases fueron las más agudas que provocaron las máximas

deformaciones en las **Zonas Externas y Zona Circumbética**; obviamente porque su espacio original se vería progresivamente invadido, y las coberteras serían obligadas a desplazarse mediante el juego simultáneo de cabalgamientos hacia el NNO y saltos en dirección hacia el NO y hacia el OSO.

A través de estas fallas en dirección se provocó la extensión del Trías, lo que al Sur de la Zona Subbética sucedió al menos desde el Eoceno medio. La deriva general de las coberteras subbéticas hacia el Oeste, permitió en este sentido la mayor acumulación de las mismas y del Trías, imbricación de sucesivas avalanchas del Trías y de sus coberteras.

La activación entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense de la **Zona Bética s. str.** y de las correspondientes **Zonas Internas** africanas, en su movimiento hacia el Oeste, provocaría la constitución de una *Plataforma móvil*, sobre la que se desarrollaría un proceso de erosión muy fuerte, y al pie un brusco talud con un *surco profundo y "confinado"*, relleno a gran velocidad por los detritus silíceos, fruto de la desagregación rápida de las pizarras y cuarcitas paleozoicas y permotriásicas. Se constituirían así las formaciones silíceas de **Río-Piiego** (Murcia) rica en restos paleozoicos; los Complejos flyschs de **Majiaza, Fiscala y Carallana**, estos últimos con afinidades del tipo **Aljibe** (Málaga), donde progresivamente y rápidamente van desapareciendo los clastos paleozoicos desde el borde Bético s. str. y hacia la parte africana los flysch del tipo **Aljibe** de las Zonas Internas.

La colisión finiaquitaniense provocó posiblemente la expulsión parcial de los flyschs africanos hacia el lado ibérico (Flyschs ultrabéticos), donde estos materiales han corrido ampliamente sobre la Zona Circumbética y sobre el Subbético. Esta misma fase dió lugar a la constitución de dos surcos de sedimentación nerítica y pelágica, al Norte entre el Subbético y el Prebético, y al Sur entre el Subbético y el Bético s. str.

La fase de compresión intraburdigaliense daría lugar al último estrechamiento constatado al área subbética, lo que provocaría su elevación general, y una primera fase de generación de mantos con doble vergencia hacia el NNO y retrocabalgamiento hacia el Sur.

Con posterioridad, los ajustes isostáticos correspondientes provocarían la constitución de la Depresión del Guadalquivir, su invasión por las aguas del Atlántico, la acentuación progresiva de la elevación del Subbético, y los deslizamientos gravitatorios ya muy desordenados de los diferentes materiales subbéticos y circumbéticos previamente desenraizados (Olistotromas).

Finalmente unas palabras sobre la **Formación de Arcillas con bloques**. Sería esta en realidad una *formación tectosedimentaria* constituida inicialmente en el seno de la **Zona Circumbética**, a partir del Eoceno y mayormente durante el Oligoceno y Aquitaniense. Los **bloques** serían aportados desde una *plataforma móvil*; en proceso de deriva hacia el talud del surco circumbético situado al Oeste. Con posterioridad al Aquitaniense su evolución sería meramente tectónica, deslizándose sobre el surco burdigaliense y englobando mecánicamente esquivras de esta formación, lo que habría conducido en la parte hispana a errores de datación.

2. ESTRATIGRAFIA

Distinguimos los materiales autóctonos que no han sufrido desplazamientos horizontales tras su depósito, de aquellos materiales alóctonos que sí han sufrido tales desplazamientos o traslaciones. Estos últimos los agrupamos en las **zonas** y **subzonas** correspondientes a la subdivisión que establecimos para las Cordilleras Béticas (BAENA y JEREZ, 1982).

Al describir los diferentes formaciones haremos mención a su número de identificación en la leyenda.

Entre los materiales alóctonos representados en esta Hoja de Arcos distinguimos:

- **Zona Subbética**, con **Subbético Indiferenciado** y **Subbético Medio Meridional**, dos unidades tectónicas con un Triásico originalmente común y con materiales jurásicos muy afines por los que probablemente el **Subbético Indiferenciado** pudiera ser también **Subbético Medio meridional**. Además distinguimos una tercera unidad con jurásico muy semejante al Subbético pero también con turbiditas calcáreas más propias de las facies de la **Alta Cadena** que del Subbético. En realidad podría ser una unidad de transición, que por simplificar, la asignamos provisionalmente al Subbético Medio (meridional) con turbiditas, SUBME (m) t. Otra cuarta unidad complementaria de la anterior, constituida por turbiditas cenomanienses con una **zapata** de Triásico subbético.
- **Zona Circumbética** Constituida por la **Unidad del Aljibe** es la que tienen realmente características más propias y definidas en otras unidades afines conocidas en el entorno regional.

2.1. MATERIALES AUTOCTONOS

2.1.1. **Burdigaliense superior-Tortonense superior en facies de Albarizas (36)**

Constituye la formación de base de la cuenca miocena autóctona, al menos en este sector geográfico, ya que en el conjunto de la Cuenca del Guadalquivir hay albarizas más antiguas. Se compone de margas generalmente muy blancas cuyo carácter más llamativo, aparte del fuerte contraste de su color, es quizás su bajo peso específico.

En el borde NO de la Hoja de Arcos de la Frontera, ya dentro del área correspondiente a las de Montellano y Jerez de la Frontera, se observa como estas margas incluyen olistolitos del Keuper y del Dogger-Malm (muestra LJ-160), etc..., en este caso siempre de facies de capas rojas y blancas no turbidíticas de unidades subbéticas s. str. vertidas a la cuenca.

Cuando el terreno está muy seco su color blanco destaca fácilmente entre las margas más anaranjadas del Mioceno más superior. Por el contrario con la humedad del terreno y sin una fuerte luminosidad este contraste pasa relativamente más desapercibido.

Estas margas, de ambiente pelágico, y sin ninguna intercalación arenosa, han librado la siguiente microfauna en los niveles más antiguos: *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina tripartita*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia siakensis*, *Radiolarios*, etc. (LJ-157) del Burdigaliense; o bien (LJ-159) del Burdigaliense superior-Langhiense inferior con *Orbulina universa*, *Praeorbulina transitoria*, *Globigerinoides trilobus*, etc. En los

niveles más superiores, bajo las calizas toscas (LJ-158 y LJ-164), la microfauna es del Mioceno superior S. lato (aunque probablemente por situación estratigráfica no sobrepasaría el Tortoniense superior) con *Orbulina bilobata*, *Orbulina saturalis*, *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia scitula ventricosa*, *Globigerina apertura*, etc.,

El resto de la facies albarizas en la Hoja sólo ha dado microfaunas del Mioceno superior y a veces resedimentación del Cretácico.

2.1.2. Mioceno superior-Plioceno (42-47)

Sobre las albarizas anteriores vienen los materiales que constituyen propiamente la cuenca de Arcos de la Frontera, con facies relativamente variadas que hemos separado en cartografía a efectos prácticos.

- Facies de margas arenosas (42)

En la base de las calizas de Arcos de la Frontera que afloran al pié del meandro del Río Guadalete, a veces con nivelitos de areniscas intercaladas y color de meteorización ocre anaranjado, grises o verdosas en fresco, y que junto al Km 30 de la Cra. de Jerez de la Frontera a Bornos fueron datadas por E. PERCONIG y L. GRANADOS (1973) como Toroniense **muy alto**. Son margas gris-verdosas con algo de yeso, conchas pequeñas de Moluscos y abundantes espículas de Esponjas, con rica microfauna planctónica y predominio de *Orbulina*, *Globorotalia ex grege menardii*, *G. plesiotumida*, *G. ventricosa martinezi*, *G. dali*, frecuentes *Globigerina nepenthes*, junto con *Globorotalia humerosa* y buenas representaciones de *Globigerinoides*.

- Facies calizas organodetríticas, (43)

Ricas en Pectínidos y conocidas como Caliza tosca de Arcos de la Frontera, datada como del paso del Tortoniense al Andaluciense (E. PERCONIG y L. GRANADOS, 1973). En Carmona y en Vejer de la Frontera (según C. MARTINEZ DIAZ, 1973) su edad es diferente: parte terminal del Andaluciense en Carmona y algo más antiguas en Vejer. En Arcos estas calizas cuentan con algo más de 100 metros de espesor y se disponen generalmente en bancos constituidos por numerosos sets cruzados de dunas algunas claramente de oscilación donde es fácil medir las direcciones y sentido de las corrientes y oleaje.

Según estos datos el sentido general de las corrientes marinas que afectaron a las calizas de Arcos, fué al parecer hacia el NNO (*).

Estas calizas, muy ricas en arena silíceas y clástos organógenos, pero diagenizadas y de bajo peso específico, pudieron constituir **barras costeras** o **barras** ubicadas en altos fondos.

(*) Dirección y sentido de las corrientes: N700-N450 sentido hacia el ONO, en el Km 3 de Arcos a Algar; N300-N150, sentido hacia el NNO en la carretera estrecha y antigua al Norte del pueblo de Arcos N800-700, sentido hacia el O en el Km 40,1 de la Cra. de Arcos a Bornos, sobre la charnela del anticlinal de Bornos; N220-2400, sentido hacia el SO, en la Km 39,5 de la misma carretera; N750-N450, sentido hacia el O y NO.

Localmente, en el borde oriental de la cuenca hemos observado un alto contenido en grava gruesa de cuarzo y cuarcita.

- *Facies areniscas silíceas (44)*

Situadas en base de la serie y también de evolución lateral de las calizas anteriores; de color ocre amarillento, con estratificación paralela cruzada con bajo ángulo o simplemente paralela. Localmente, en su seno, existen diferenciaciones de la facies caliza anterior. Igualmente entre las calizas toscas existen niveles de areniscas más silíceas que carbonatadas.

- *Facies areniscas y margas (45)*

Donde alternan bancos de areniscas de hasta más de un metro de espesor con niveles de margas del mismo orden. Es una facies mucho más arenosa, y por tanto permeable, que diferenciamos de las facies (42) predominantemente margosa aunque también areniscas a efectos prácticos. Es una facies lateral de la caliza tosca como las anteriores.

- *Facies margas verdes y grises (46)*

Generalmente situadas sobre las facies anteriores, estas margas son más modernas y las atribuimos al Messiniense (Andaluciense de PERCONIG et al.). Aunque es opinión generalizada que pudieran alcanzar el Plioceno, no ha podido ser demostrado. Se diferencian de las margas tortonienses por su posición estratigráfica y en que no son areniscosas. Su color de meteorización es generalmente verdoso y en fresco son más bien grises. Los levigados efectuados en los niveles más inferiores de esta formación han librado microfauna del Mioceno superior (LJ-177), con *Orbulina universa*, *Globigerina woodi*, *Globigerina bulloides*, etc., mientras que los niveles más superiores (LJ-178) han sido bien caracterizados como Messiniense con *Orbulina universa*, *Globorotalia cultrata*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia scitula ventricosa*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides cuadrilobatus*, *Globorotalia af. conomiozea*, *Globigerinoides oblicuus extremus*, *Globigerina bulloides*, *Sphaerodinellopsis seminulum*, *Globobulimina pupoides*, *Marginulina costata*, etc.

- *Facies arenas superiores (47)*

Arenas silíceas, blancas y amarillentas con estratificación cruzada, y que parecen corresponder a ambientes de playa, con algunas arcillas grises intercaladas al techo, propias de un lagoon o albufera. Estas arcillas no han librado (LJ-193) ningún resto fósil; pero las atribuimos al Plioceno por su semejanza con el Plioceno marino del Golfo de Cádiz y por su posición estratigráfica relativa. Posiblemente no sobrepasarían el Plioceno inferior y medio, faltando el Plioceno superior.

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno (48 a 55)

Diferenciamos de una parte las terrazas fluviales antiguas (Pleistoceno) que testifican según nuestras observaciones hasta un mínimo de cuatro niveles de encajamiento de la red del

Río Guadalete, aparte del aluvial del curso actual. Dentro de estas terrazas antiguas hemos diferenciado en la cartografía aquellas que están constituidas por facies de gravas, areniscas y arenas rojas, predominantemente silíceas, generalizadas en el curso más bajo del guadalete (48), de aquellas otras constituidas por gravas y arenas más predominantemente carbonadas del curso medio y alto del mismo río (49).

Distinguimos también el cuaternario fluvial actual (50), los coluviones de ladera (51), los derrubios más groseros (52), los **glacis** (53 y 54) y finalmente los suelos de alteración de la **caliza tosca** (55).

Igualmente hacemos la distinción entre los glacis calcáreos poligénicos (53), de los glacis constituidos por arenas silíceas rojas al pié de macizos actuales o antiguos de caliza tosca (54), lo que ocasionalmente nos dará idea de la existencia de **relieves antiguos** de esta caliza actualmente denudados.

Asimismo la presencia de la facies de suelos rojos arenosos (55) a efectos prácticos (v. gr. hidrogeológicos) testifica la probable presencia de la **caliza tosca** bajo los mismo. Estos suelos habrían sido constituidos in situ por meteorización y alteración cárstica sobre la propia caliza.

2.2. ZONA SUBBÉTICA

Distinguimos en esta **zona** cuatro unidades tectónicas posiblemente todas pertenecientes al Subbético Medio (meridional) -SUBME (m), aunque la primera de ellas la asignamos al Subbético indiferenciado por no aflorar bien su jurásico en el retazo de serie más completa.

El Trías que sustentó originalmente estas unidades es sin duda el mismo.

2.2.1. Subbético indiferenciado ("Unidad de los Hurones")

Esta unidad comprende materiales desde el Muschelkalk al Dogger-Malm. La facies más extensivamente representada es la del Keuper, que por otra parte no difiere en composición de la de las demás unidades, aunque sí en su posición estructural.

Las características de las diferentes formaciones son las siguientes:

- *Muschelkalk* (34)

Afloran localmente unas decenas de metros de calizas gris y dolomías grises oscuras azuladas, ambas tableadas, en un único afloramiento representativo. Este afloramiento, en el Cortijo Majada Ruiz, del término de Algar, ha librado *Fronicularia woodwardi* (LJ-118).

- *Keuper* (35)

Constituido por la facies típica del Trías subbético y germanoandaluz, de margas abigarradas rojas, verdes y violáceas, areniscas y limolitas ferruginosas, yesos blancos, grises y rojos, a veces diferenciados en masas importantes en las inmediaciones del Embalse de los Hurones.

Contienen pequeñas masas de ofitas (OF) generalmente de dimensiones no cartografiables. Eventualmente, además algunas intercalaciones de carniolas y de dolomías tableadas de grano fino y margas grises. El Trías sólo ocupa las partes altas de los relieves montañosos cuando está protegido de un sombrero jurásico que ha impedido la erosión diferencial más fácil. En general, tectónicamente encima del resto de las unidades subbéticas y circumbética, a veces no lo parece en la morfología, cuando por la erosión generalizada en las partes altas ocupa las partes deprimidas del relieve. Cuando los contactos netos son observables, este Trías está claramente encima de los materiales de las demás unidades alóctonas.

La potencia del Keuper es enormemente variable, e indudablemente no es la original unas veces menor por despegues y estiramiento de este material plástico y otras mayor por acumulación gravitatoria y halocinética. En efecto bajo el Mioceno de Bornos, un sondeo de petróleo cortó más de 2.500 m de Triásico.

Este mismo Trías se continúa por las áreas de Montellano, Ubrique, Ardales y Olvera, hasta enlazar con el Trías de Antequera y Osuna constituyendo en sí mismo una gran unidad estructural. Esta unidad triásica cuenta con un historial geológico tanto más independiente del resto de la cobertera conforme ha ido avanzando la deformación de la cadena.

- *Suprakeuper* (36)

Al contrario que las margas yesíferas independizadas mecánicamente, la parte superior del Keuper, constituida por carniolas sí se presenta litológicamente solidaria con el sector de la serie jurásica. En la base del Jurásico de Pajarete, al Norte de Prado del Rey, aparece una alternancia de hasta 30 metros de carniolas y dolomías en bancos de varios metros de espesor. Otras veces constituye numerosas masas dispersas y hasta englobadas en las margas yesíferas.

- *Lías inferior* (37 y 38)

Sobre las carniolas vienen unas dolomías masivas (37), que al Norte de Prado del Rey, en Pajarete, apenas cuentan con 20-30 metros, y poco más en las Cabrerizas, mientras en la Sierra de Aznar alcanzan poco más de 100 metros de espesor. Son dolomías de grano fino y medio, grises y oscuras en superficie, gris y beige oscuro en fresco. Al techo, por dolomitización secundaria absorben y dolomitizan lateralmente la facies superior de calizas (38).

Las calizas (38) son estratificadas en bancos gruesos, blancas, brechiformes posiblemente por textura original pues localmente se observan cantos subredondeados (SO de la Sierra de Aznar), posiblemente propios de una brecha de origen arrecifal. Localmente se observan estructuras laminares algales, propias de ambiente intermareal.

- *Lías-Dogger* (39)

Sobre las dolomías vienen unos metros de calizas con sílex, biomicritas con *Radiolarios*, *Saccocoma*, y ricas en filamentos (LJ-91), generalmente brechificadas y recubiertas, que asignamos al Dogger por microfacies y por afinidad con las otras unidades subbéticas.

Siguen calizas con sílex y margas muy recubiertas. El mejor afloramiento, de difícil acceso, es la vertiente oriental del Cerro de Santa María en el Embalse de los Hurones.

- *Dogger-Malm* (40)

Formación constituida por la parte superior de la serie en el mismo Cerro de Santa María, junto al Embalse de los Hurones, formada por calizas con *Ammonites* y pátina arcillosa, y marga calizas, biomicritas de tonos claros que al techo han librado ya (LJ-30) microfacies propias del Titónico superior-Barremiense con *Radiolarios*, *Spirillinas*, *Nannoconus stecnmanni*, *Nannoconus barmudeti* y *Nannoconus colomi*.

Igualmente, hacia el centro de la mitad oriental de la Hoja, al Sur del Cortijo de las Monjas del término de Prado del Rey, un retazo aislado sobre el Keuper, y sobre el Cretácico, de calizas nodulosas rojas (LJ-72), biomicritas con *Ammonites*, ha librado microfauna del *Kimmeridgiense-Titónico*, con *Globochaete alpina*, *Lagénidos*, *Radiolarios*, *Aptychus*, *Crinoides* y *Gasterópodos*.

A pesar de que los retazos de serie son generalmente incompletos y aislados, insistimos en que esta unidad subbética, con un manifiesto espesor reducido del Jurásico podría asignarse al Subbético Medio (meridional). No obstante, provisionalmente la atribuimos al **Subbético indiferenciado**.

2.2.2. **Subbético Medio** (meridional) -**SUBME (m)**

Esta unidad no aflora en continuidad en toda su serie, sino en tres retazos comprendidos entre el Trías, las albarizas y demás mioceno superior circundante. Asignamos también como procedentes de la misma, los afloramientos aislados y *olistolitos* incluidos en las albarizas al Norte de esta Unidad y al Norte de Arcos.

En Sierra Valleja se encuentra el mayor afloramiento y comprende términos de la serie jurásica completa y gran parte del Cretácico inferior.

El Cretácico superior está representado en el Km 6,8 de la Cra. de Arcos de San José del Valle, en un pequeño afloramiento del Cenomaniense-Turonense entre albarizas y materiales cuaternarios.

Finalmente al Oeste de Arcos, en la Cuesta de Valdejudío junto a la Cra. de Jerez de la Frontera a Arcos, localizamos un afloramiento que suponemos constituye la parte más alta de la serie con términos del Senoniense y Eoceno.

Todas las características de facies y de posición estructural de los materiales referidos nos sugieren que se trata de la misma serie estratigráfica, de una única unidad tectónica, aunque obviamente es sólo una interpretación debido al recubrimiento que se interpone, entre ellos.

Aunque no es completamente seguro, posiblemente el basamento triásico de esta unidad, sea el mismo o similar al de la unidad subbética indiferenciada, al menos en su origen

aunque actualmente el Triás del subbético indiferenciado pudiera sobremontarla. La relación directa no se ve debido al recubrimiento mioceno.

2.2.2.1. *Jurásico*

La potencia total de esta serie jurásica del Subbético Medio (meridional) no es aquí muy superior a los 500 metros. Aunque muy recubierta, la serie se encuentra en algunos puntos prácticamente vertical y puede calcularse su espesor. La serie ha sido estudiada en numerosas observaciones complementarias en varios cortes de Sierra Valleja. La Cra. a San José del Valle, junto a la presa del Embalse de Guadalcaçín donde el afloramiento es bueno, pero numerosas fallas normales impiden ver la mayor parte del Lías-Dogger, aflora sin embargo muy bien el Berriasiense. El corte transversal de Sierra Valleja al Oeste del Cerro Macharnudo, desde la cantera en las dolomías Triásicas, es donde mejor puede estudiarse la serie jurásica completa. Sus características son:

- *Lías inferior* (24 y 25)

200 metros aproximadamente de dolomías (24) que de muro a techo presentan en la cantera frente al Rancho del Peñón Amarillo:

- Brecha tectónica, en contacto con Triás (ofitas extraídas en la cantera).
- 150-200 m de dolomías en bancos gruesos de 1 a 10 metros, de aspecto exterior masivo.
- 20-25 m de dolomías en bancos más delgados con juntas margosas verdes.
- 40-45 m de dolomías masivas o en bancos gruesos de 0,5 a 10 metros.

Lateralmente hacia el NE, la parte superior de esta serie no está dolomitizada y encontramos sobre las dolomías un tramo de calizas muy blancas, gravelenses, en bancos gruesos y carstificadas en superficie (LJ-149), que son textura de intrasparita han librado solamente *Ataxophragmidos* y *Thaumatoporella parvovesiculifera* lo que denota un ambiente de plataforma marina muy somera.

En otros puntos, directamente sobre las dolomías masivas superiores, los primeros bancos de las calizas superiores son biopelmicritas de filamentos con óvulos de galuconita, y contienen *Lagénidos*, *Moluscos* y *Equinodermos*, microfacies ya propia de Dogger (probable Aalenienense).

Por otra parte, los primeros niveles de calizas con sílex (LJ-192), sobre las dolomías atribuidas al Lías inferior en la cantera próxima a Cerro Macharnudo, son ya muy ricas en filamentos, textura de biomicritas y contienen *Globochaete alpina*, *Eotrhrix alpina*, "protoconchas", *espículas* y restos de *Equinodermos*, microfacies que sugiere también su pertenencia al Dogger.

Parece pues deducirse la posibilidad, casi cierta, de una laguna estratigráfica del Domeriense y Toarciense, lo que llevaría consigo que durante la distensión general de la cuenca Subbética, iniciada conjuntamente con la apertura general del Tethys, este sector quedó quizás

inicialmente a salvo de dicha distensión y, en consecuencia, también a salvo de la sedimentación margosa generalizada. Esta característica sería común al Subbético interno, donde entre las facies carbonatadas del Lías Dogger tampoco se interponen margas, aunque allí las facies carbonatadas, en gran medida oolíticas, prosiguen durante el Dogger.

- Dogger (26)

Hemos visto que sobre las dolomías liásicas vienen las citadas calizas de grano fino (LJ-124), o bien cuando la dolomitización es total, en el corte al Oeste de la cantera de Sierra Valleja tenemos:

- 100 m de calizas ricas en filamentos, con nódulos de sílex y pátina amarillenta, dispuestas en bancos de 0,3 a 5 m con predominio de los bancos más delgados con *Ammonites*, *Belemnites*, *Globochaete alpina*, *Eothrix alpina*, etc. (LJ-192) desde la base.

- 100 m de calizas menos ricas pero también con nódulos de sílex y más plagadas aún de filamentos, en bancos de 0,3 a 1 m, ocre amarillentas por meteorización. La textura filamentosa trasciende al aspecto exterior de la roca frecuentemente.

- Dogger-Malm (27)

Sobre las calizas anteriores, siguen otros 100-200 m de calizas esta vez nodulosas, generalmente rojas y también amarillentas y grises, tramo que ocupa en el relieve cierto rebajo morfológico. En lámina delgada (LJ-55), se trata de biomicritas con "filamentos", *Globochaete alpina*, *Protoglobigerinas* (*Globigerina oxfordiana*), *Lagénidos*, *Ataxophramidos*, *Spirillinas*, *Radiolarios*, *Moluscos* y *Ostrácodos*.

- Malm-Titónico superior (28)

Sigue al techo un nuevo tramo compacto que resalta en el relieve, del orden de 45 m de calizas ya con pocos filamentos en la base y algún que otro banco con nódulos de sílex. En lámina delgada (LJ-150) se observa una textura de biomicritas, con *Ataxophramidos*, *globochaete alpina*, *Espículas*, *Ostrácodos*, *Radiolarios*, *Lagénidos* y *Spirillinas*, con dudosos *Aptychus* y *Gasterópodos*, características en general propias de Kimmeridgiense.

Hacia la parte superior (LJ-53) encontramos ya biomicritas con microfacies propia del Titónico superior-Berriasiense, con *Radiolarios*, *Saccocomas*, *Spirillinas*, *Globochaete alpina*, *Lagénidos*, *Ostrácodos*, *Espículas* y *Crassicollaria parvula*.

2.2.2.2. Cretácico inferior

- Berriasiense-Valanginiense inferior (29)

Con un espesor aproximado de 100-200 metros, ha sido estudiado al Sur de Sierra Valleja aguas abajo del Río Guadalacacín, en el tramo de carretera comprendido entre los 200 y 400 metros aproximadamente al Oeste de la presa del Embalse del Guadalacacín. Sobre las calizas

de la formación anterior y aún dentro del techo del resalte morfológico general abrupto de Sierra Valleja, y tras unos metros ocultos por recubrimiento, vienen:

- 40 metros aproximadamente de calizas en bancos delgados, de 0,1 a 0,5 m, de color gris y beige, biomicritas en nódulos con aspecto de **conglomerados monogénicos** sin sedimentarios sobre una plataforma interior inestable. Contienen *Aptychus* y hacia la base en la lámina delgada (LJ-52) han dado microfacies del Berriasiense con *Calpionella alpina*, *Calpionella elíptica*, *Saccocomas Globochaete alpina*, *Crassicollaria parvula*, *Radiolarios Ostrácodos*, *Lagénidos* y *Equinodermos*, microfacies propia del Berriasiense.

Hacia el techo, uno de los cantos calizos de un nivel conglomerático, canto de dimensiones centimétricas 7 x 5 x 4, a la vez con textura interna también de brecha sinsedimentaria y monogénica (LJ-51), ha librado microfacies del Berriasiense, con *Stomiosphaera minutissima*, *Lagénidos*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elíptica*, *Saccocomas*, *Spirillinas*, *Moluscos* y *Equinodermos*.

- Sobre el tramo anterior, un poco de recubrimiento coluvial, y hacia el techo sigue un segundo tramo de 40-50 metros de calizas en bancos de 0,1 a 0,3 m; alternando con textura biomicrítica uniforme y estructura subnodular o conglomerática interna, en la base (LJ-50) y en el techo (LJ-49) han librado la siguiente microfacies del Berriasiense superior: *Tintinopsella carpática*, *Crassicollaria parvula*, *Calpionella alpina* *Lagénidos*, *Globochaete alpina*, *Radiolarios*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionella elíptica*, *Spirillinas*, *Saccocomas*, *Stomiosphaera minutissima*, *Ostrácodos*, *Ammonites*, *Moluscos* y *Equinodermos*.

- Siguiendo hacia el techo, entre fracturas de gravedad y recubrimiento coluvial, unos metros de calizas y margas, niveles de biomicritas algo slumpizadas, del que la muestra (LJ-48-) ha librado ya microfauna del Valanginiense (*), con *Calpionella alpina*, *Globochaete alpina*, *Tintinopsella carpática*, *Calpionella elíptica*, *Calpionellites darderi*, *Stomiosphaera minutissima*, *Spirillinas*, *Tintinopsella oblonga* y *Ostrácodos*.

La parte superior de este tramo aún Valanginiense está constituida por unos 20 metros de alternancia de calizas compactas y calizas conglomeráticas monogénicas (cantos de las mismas calizas alternantes). Las muestras LJ-46 y 45 a muro y techo respectivamente, son biomicritas con *Ostrácodos*, *Saccocomas*, *Radiolarios*, *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera minutissima*, *Moluscos* y *Equinodermos*. La textura y trama de la estructura sedimentaria de la roca es enormemente llamativa. Así por ejemplo, entre 2 bancos calizos continuos, de 0,1 y 0,25 m de espesor y textura interna subnodulosa o aparentemente conglomerática, observamos otro banco de 0,35 m de conglomerados monogénicos con cierto grado de ordenación interna en los cantos, imbricados y ordenados a modo de sets, con estratificación oblicua a los bancos superiores e inferior. Esta estructura nos parece propia de una turbidita grosera, quizás depositada en cierta pendiente de una plataforma exterior inestable y próxima al talud continental, o bien sobre el mismo borde del talud en la plataforma exterior. En general estas facies nos recuerdan las brechas sinsedimentarias del Cretácico inferior del

(*) Sorprendente, la muestra LJ-47 también en este tramo, levigado, ha dado fauna del Mioceno, posiblemente por lavado a través de una fractura, cuando el Mioceno cubrió este sector.

Subbético Medio (V. gr. el ubicado entre Jaén y Granada, allí brechas mucho más caóticas).

Valanginiense inferior-Aptiense (30)

Sobre el último episodio calizo compacto de la serie anterior viene una potente formación de calizas, de grano fino, margo-calizas y margas grises azuladas, en alternancia rítmica, con episodios de **slumping** y con meteorización amarillenta, o muy blancas en superficie. Los niveles son muy delgados, de 0,1 a 0,2 m por término medio.

La serie está muy replegada y recubierta, por lo que su potencia, en todo caso importante, no es posible sino estimarla en varios centenares de metros.

Aunque concordante posiblemente sobre la misma esta formación calizo-margosa representa una sedimentación más tranquila y por tanto una cierta ruptura del ambiente sedimentario con respecto a la formación anterior, ruptura sedimentaria pues intravalanginiense inferior.

En la parte inferior, ya a unos 50-100 metros sobre el muro de la formación anterior, las calizas (LJ-152), micritas han librado todavía microfauna probable del Valanginiense inferior con *Ostrácodos*, *Tintinopsella longa*, *Tintinopsella carpáthica*, *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*.

Algo más superior en la serie (LJ-44), las calizas margosas, biomicritas de nannofósiles, han permitido datar el hauteriviense-Barremiense con *Nannoconus bermudezi*, *Nannoconus stein manni*, *Nannoconus globulus*, *Watnalleria barnezae*, *Nannoconus wassalli*, *Espículas*, *Mioliódos*, *Lagena*, *Ostrácodos* y *Equinodermos*.

Las calizas o biomicritas más superiores del afloramiento (LJ-154) han dado microfauna del Hauteriviense superior-Aptiense superior, *Radiolarios*, *Ostrácodos*, *Ataxophrágmidos*, *Moluscos*, *Equinodermos*, *Nannoconus steinmanni* y *Nannoconus Kamptneri*.

El Aptiense-Albiense no ha sido caracterizado por falta quizás de afloramiento. Posiblemente hacia la parte superior de esta formación, cubierta por las albarizas, se encuentran ocultas las "margas y argiliticas verdes, a veces con esporádicas intercalaciones de turbiditas" que representarían el Aptiense-Albiense del Subbético Medio. Esta es la razón por la que en la leyenda (301) y en los cortes estructurales suponemos que este episodio se extiende hasta el Albiense.

2.2.2.3. *Cretácico superior*

- *Cenomaniense-Turoniense* (31)

Esta formación apenas aflora en la Hoja de Arcos de la Frontera, pero gracias a la última riada (Octubre, 1973) de profundización en la erosión del pequeño talweg en la cuneta de la carretera a la altura del Km 6,8 de Arcos a San José del Valle, nos ha permitido hasta fotografiar esta facies (ver documentación complementaria).

Se trata de bancos muy delgados de calizas y margocalizas, biomicritas de grano fino con intercalaciones de sílex gris oscuro y negro. Es la facies propia del Cenomaniense-Turonense en todo el Subbético.

La muestra (LJ-173) ha permitido datar el Turonense con *Globotruncana helvética*, *Praeglobotruncana turbinata*, *Praeglobotruncana stephani* y *Globotruncana cf. sigali*, además de *Hererohelícidos*.

- Senoniense (32)

Se compone de una alternancia rítmica de capas delgadas de calizas y margocalizas, blancas y rojo salmón, que afloran en manchas dispersas debajo de las albarizas y debajo del Trías Subbético indiferenciado.

En esta formación, que posiblemente abarca todo el Senoniense en facies de plataforma exterior, no turbidítica se ha caracterizado el Maastrichtense-Campanense (LJ-40) con *Globotruncana cónica*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana elevata*, *Hererohelix globulosa*, *Praeglobotruncana citae* y *Sigalia sp.*, así como el Maastrichtense superior (LJ-36) con la preciosa asociación de *Globotruncana contusa*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana cónica*, *Praeglobotruncana citae*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanella havanensis*, *Hedbergella sp.*, *Heterohélix striata*, *Pseudotextularia elegans*, *Planoglobulina multicamerata*, *Sigalia decoratissima*, *Globotruncana gagnebini* y *Abathomphalus mayaroensis*. Ambos niveles cronoestratigráficos, aquí en facies y ambiente propio de plataforma restringida interior, son muy diferentes a los de la misma edad en la unidad tectónica infrayacente, la unidad circumbética de Prado del Rey, donde presentan las secuencias de Bouma típicas de las facies turbidíticas de abanicos submarinos profundos.

2.2.2.4. Eoceno (23)

Sobre las capas rojas calizas y margocalizas viene un tramo también rojo salmón, más margoso, que posiblemente alcanza ya estratigráficamente el Paleoceno, lo que habríamos de confirmar.

Inmediatamente encima se produce un cambio de facies a margas pelágicas de tonos verdosos que intercalan plaquetas de calcarenitas o calizas bioclásticas ricas en *Nummulites*. El afloramiento es pequeño y rápidamente cubierto por las margas del Mioceno superior. Estas plaquetas, calizas bioclásticas o biomicroruditas con glauconita, han resultado (LJ-37) del Luteciense-Priabonense inferior con *Nummulites*, *Discocyclina*, *Rotalia*, *Globoquadrina venezolana*, *Globigerina aff. yeguaensis*, *Globigerina aff. senni*, *Gypsinidos*, *Briozos*, *Equinodermos*, y *Dentalium*.

2.2.3. Subbético Medio (meridional) con Turbiditas -SUBME (m) t.

Atribuimos esta parte del Subbético Medio (meridional), la porción del mismo más meridional paleogeográficamente, representada aquí por la **Unidad de Prado del Rey**. A la par

estimamos la posibilidad de que sea una unidad de tránsito paleogeográfico entre el Subbético Medio (meridional) y el Circumbético, pero en todo caso sin afinidad penibéticas, lo que no sería de obligado rigor ya que se puede considerar la posibilidad de que el Penibético no tenga una representación lateral tajantemente continua, sino a modo de altos fondos discontinuos lateralmente entre la plataforma exterior subbética y la circumbética (*). Esta unidad nos recuerda en sus series jurásica y sobre todo eocena, a la serie de la Peña del Águila al Norte del cruce de la carretera nueva a Antequera con la de Cra. Granada-Málaga, en el Puerto de las Pedrizas (Málaga), zona estudiada y descrita por Peyre, y situada precisamente allí entre el Penibético y el resto de la Alta Cadena. El Penibético podría faltar en esta región de Arcos bien por razones estructurales o bien por causas paleogeográficas como hemos apuntado anteriormente.

Esta unidad comprende materiales desde el Trías al Mioceno inferior, al parecer con algunas lagunas de estratificación a niveles del Domeriense-Toarciense y del Eoceno superior. La facies turbidítica generalizada se inicia unas veces en el Campaniense (al Sur de la unidad) y otras veces en el Maastritiense inferior (en los alrededores de Prado del Rey).

2.2.3.1. *Triásico* (6 y 7)

Asignamos provisionalmente al Keuper de esta unidad dos manchas del Trías en facies germano-andaluz, situadas respectivamente al Norte, bajo el flysch eoceno de la **Unidad de Prado del Rey**, y al Sur a la altura del Km 21 de Arcos a El Bosque. No obstante, consideramos que los contactos de este Keuper no están claros salvo en el caso del flysch eoceno sobre el mismo, situación tectónica que encontramos generalizada al Norte en la Hoja de Montellano (**).

Su facies es la misma que la descrita para el Trías subbético sobre el que habría deslizado esta unidad.

Unicamente las carnioles de base de la serie jurásica, son estratigráficamente solidarias con las dolomías del Lias inferior de esta unidad, y por tanto pertenecen sin duda a la misma.

2.2.3.2. *Jurásico* (8 a 14)

Ha sido estudiado en dos cortes, al Norte de la Loma de el Rosalero, entre el Km 6 y 7 de la Cra. de El Bosque a Villamartín, y también en el Monte Arrayanosa (465 m) situado 3 Km al NE de Algar.

(*) Esta posibilidad será precisada posiblemente cuando se intente la reconstrucción palinspástica horizontal y general de la Cadenas Béticas, y veamos que aún considerando los grandes desplazamientos en dirección y estiramientos a lo largo de la zona límite entre Subbético y Circumbético, pudiera faltar bastante Penibético para suponerlo discontinuo paleogeográficamente en su origen.

(**) La impresión general es que desde Antequera-Osuna y hasta Cádiz, la mayor parte del Trías tiene un comportamiento totalmente insolidario e independiente. Su origen mayormente es el propio Trías subbético, pero debido a un complejo de movimientos hacia el Norte y Sur, con cabalgamientos y retrocabalgamientos en fases geológicas diversas, el Trías se ha interpuesto entre todas las unidades, encima y debajo.

A) Corte de la Cra. de El Bosque a Villamartín

- Lías inferior (8)

Constituido por dolomías masivas de grano medio y fino, recristalizadas, color pardo, con zonas de brechificación aparentemente sinsedimentaria, e intercalaciones de algunas vetas de arcillas verdes (dudosamente por procesos cársticos). Intercalan un tramo de dolomías más estratificadas. El espesor del conjunto es sólo del orden de 80 a 100 metros (aunque si se le suman las carniolas del suprakeuper de base pueden alcanzar los 150 metros de acuífero). Inmediatamente encima de las dolomías, los primeros niveles de calizas con sílex son muy ricos en **filamentos**, microfacies más propia del Dogger, por lo que parece faltar el Lías medio y superior. En este corte la parte superior del Lías inferior está totalmente dolomitizada, al contrario que en el corte de Arrayanosa.

- Dogger, tramo basal (10)

Atribuimos exclusivamente al Dogger el tramo basal de unos 50 metros de calizas con sílex muy ricas en filamentos que destaca por su mayor compacidad y práctica ausencia de intercalaciones margosas.

- Dogger, tramo superior (11)

Inmediatamente encima del tramo anterior, vienen 125-150 metros de calizas margosas y margocalizas en general ricas en filamentos y con sílex, y margas de meteorización amarillenta. En la base, en lámina delgada (LJ-18), han resultado del Dogger-Malm inferior (probable Dogger) con textura de biomicritas y contenidos de "*filamentos*", *Radiolarios*, *Lagénidos*, *Globochaete alpina*, *Gasterópodos* y *Equinodermos*. Por la riqueza en filamentos y posición estratigráfica relativa bajo unos tramos superiores aún del Dogger-Malm inferior asignamos esta formación más margocaliza también al Dogger.

- Dogger-Malm (12)

Este episodio se compone de un nuevo paquete compacto de 25-30 m de calizas con sílex, sin margas intercaladas, que proporciona otro resalte morfoestratigráfico. Al techo, en lámina delgada (LJ-15), justo en contacto con las calizas nodulosas superiores, han librado aún microfacies del Dogger-Malm inferior (aún probable Dogger), con una biopelmicrita plagada de filamentos.

Así es posible que este episodio sea también del Dogger y que tampoco alcance el Malm que sería de espesor muy reducido, y limitado al tramo siguiente:

- Malm-Berriasiense (13)

Episodio cuyo espesor total no supera los 15-20 metros, constituido por calizas nodulosas, biomicritas rojas y blancas. En la base 5 metros de niveles nodulosos rojos algo más margosos que los superiores, con *Ammonites*, calizas de grano fino en bancos de 0,1 a 1 metro, que

han sido atribuidas al *Kimmeridgiense* (LJ-14) con *Saccocoma*, *Globochaeta alpina*, *Radiolarios*, *Lagénidos* y restos de *Aptychus*, *Moluscos* y *Equinodermos*. Contienen además fauna de *Ammonites* y *Aptychus*, biomicritas en bancos más gruesos y compactos, de tonos más claros, localmente rojizos, que proporcionan el resalte morfológico superior de esta serie jurásica, y que recuerdan la facies alpina del Titónico superior. Al techo de este tramo en un nivel calizo beige de grano fino, ya sin textura nodulosa, y en lámina delgada (LJ-13), ha sido caracterizado ya el *Berriasiense*, con *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Globochaeta alpina*, *Crassicollaria parvula*, *Stomiosphaera minutissima*, *Tintinopsella carpáthica*, *Spirillinas*, *Radiolarios* y restos de *Gasterópodos* y *Equinodermos*.

B) Corte del Monte Arrayanosa

Describimos los rasgos generales de esta serie comparándolos con la anterior, muestreando solamente el techo y muro del Jurásico por considerar innecesario un muestreo más intenso:

- Lías inferior (8 y 9)

En la base de la serie, un paquete de dolomías compactas de unos 50-60 m visibles, falladas al Sur, y que asignamos a la base del Lías inferior (8).

El techo de la serie está dolomitizado completamente en algún punto, pero en general se han conservado una serie de calizas (9) blancas y de grano muy fino, estratificadas en bancos de 1 a 5 metros. Algunos de estos bancos presentan caracteres brechoidés, a nuestro parecer sinsedimentarios, lo que unido a la presencia de *Rudistas* nos sugiere un ambiente arrecifal. En las juntas de las calizas más estratificadas, se observan intramicritas beige con zonaciones verdosas (LJ-93) que solamente han librado *ostrácodos* y que sugieren un ambiente, alterante con el anterior, propio de **llanura mareal**.

En el extremo Oeste del Monte Arrayanosa, junto al camino donde describimos la serie que sigue, este Lías inferior está totalmente dolomitizado.

- Dogger (11)

En esta serie de Arrayanosa, el Dogger de la unidad de Prado del Rey es menos potente. Sólo se diferencia en las calizas con sílex de base (10) por su reducido espesor y porque, todo el conjunto es prácticamente una alternancia de calizas con sílex y margas (11). Sobre las dolomías se observan:

- 10 m de calizas con sílex y calizas nodulosas con **Ammonites**. Las calizas (LJ-66) son extraordinariamente ricas en *filamentos* desde la misma base (*). Las intercalaciones margosas apenas son significativas. La estratificación es delgada y el color pardo grisáceo.

- 20 a 30 metros de margocalizas alternantes con calizas gris claro, de grano fino, también

(*) Este dato avala también en este punto la hipótesis de laguna estratigráfica general a niveles del Domeriense-Toarciense en el Jurásico Subbético de esta Hoja de Arcos de la Frontera. A la par también se deduce una afinidad y probable continuidad paleogeográfica durante el Jurásico entre las unidades subbéticas representadas.

plagadas de filamentos y en bancos igualmente delgados.

- *Dogger-Malm* (14)

- 20 m aproximadamente, que se inician con un nivel de 8-10 m de calizas nodulosas, seguidas de una alternancia bien estratificada de calizas de grano fino con textura interna subnodulosa, alternando con niveles calizos nodulosos más deleznable. Se observan pocos filamentos por lo que asignamos este tramo preferente el Malm, y globalmente al Dogger-Malm.

- 20 m de calizas beige alternando con margas.

- 10-15 de calizas con sílex, con pocos y cortos filamentos, en bancos de 0,2-0,3 m tan delgados como el resto de la serie.

2.2.3.3. *Cretácico inferior* (Berriasiense a Cenomaniense inferior)

El escarpe o resalte morfológico superior del monte Arrayanosa (465 m) representa ya los niveles de base del Cretácico inferior.

Se compone este tramo de unos 20 m de calizas y margas grises, biomicritas, micritas arcillosas con meteorización amarillenta, que (LJ-67) han librado *Radiolarios*, *Ostrácodos*, *Globochaete alpina*, *Calpionellites darderi*, *Calpionella alpina*, *Tintinopsella carpáthica*, *Moluscos* y *Equinodermos*. Próxima a la anterior (LJ-94), una micrita arcillosa con *Ataxopharâmidos*, *Ostrácodos*, *Equinodermos* y *Nannoconus*. Este episodio se situaría en su conjunto entre el Berriasiense y el Hauteriviense, aunque sólo ha sido caracterizado el Valanginiense y Hauteriviense.

Sigue en la serie de Arrayanosa un conjunto potente (200-300 m) muy recubierto de calizas de grano fino, micritas y biomicritas arcillosas, alternando con margas amarillentas del Hauteriviense superior-Albiense-Cenomaniense inferior, donde en este corte sólo ha sido caracterizado el Hauteriviense superior Aptiense (LJ-117, LJ-116, LJ-115), con *Ostrácodos*, *Nannoconus truitti*, *Nannoconus kamptneri*, *Radiolarios*, *Spirillinas*, y en la parte más superior (LJ-15) además *Hedbergellas*.

Al Norte, en el corte de la Cra. de El Bosque a Villamartín, sí ha sido bien caracterizado el Berriasiense, junto al techo de las calizas del Jurásico (LJ-13) que han librado ya *Radiolarios*, *Ammonites*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elíptica*, *Globochaete alpina*, *Lagénidos*, *Crassicollaria párvula*, *Aptychus*, *Stomiosphaera minutíssima*, *Tintinopsella carpáthica*, *Spirillinas*, *Gasteroópodos* y *Equinodermos*. Unas decenas de metros sobre la anterior, la muestra (LJ-12) resulta ya del Valanginiense con *Calpionellite darderi*, *Tintinopsella carpáthica*, *Tintinopsella cf. longa*, *Aptychus* y *Radiolarios*.

Subiendo en la serie de esta formación (LJ-11) las margo-calizas verdes con *Radiolarios*, *Hedbergella*, *Nannoconus bucheri*, *Nannoconus truitti*, *Nannoconus Wassalli* y *Nannocunus aff. Kampteri*, *Ammodiscus* y *Espiculas*, resultan del Aptiense-Albiense, o bien más superior

(LJ-10) del Albiense probable con *Planomalina buxtorfi*, *Radiolarios*, *Lenticulina aff. muens-teri*, etc.; o bien claramente Albiense (LJ-19) en afloramiento aislado del resto con *Planomali-na buxtorfi*, *Ticinella roberti*, *Globigerinelloides breggiensis*, *Hedbergella planispira*, *Hed-bergella decrioensis*, *Hedbergella trochoidea*, *Hedbergella intracretácea*, *Leupoldina sp.*, *Rotalipora* y *Bonetocardiella*.

2.2.3.4. Cretácico superior en facies pelágica de calizas y margas blancas y rojas

A) Facies margocalizas en capas blancas y rojas (16)

En la serie de Arrayanosa entre el Rancho Fernández y el Cortijo la Purísima Concepción en unas margas blancas (que por su aspecto nos recordaban las albarizas), se ha datado próximo al flysch cretácico-eoceno, el Cenomaniense inferior (LJ-45) con la asociación de *Rotalipora cushmani*, *Praeglobotruncana turbinata*, *Praeglobotruncana stephani* y *Rotalipora green-hornensis*. Encima hay un espacio de recubrimiento que puede ocultar las margocalizas rojo salmón hasta el Campaniense, o bien puede iniciarse la facies turbidítica con antelación a otros cortes.

En general, sobre la formación anterior viene una serie de calizas de grano fino y margocali-zas (16), biomicritas, micritas y pelmicritas rojo salmón y blancas, conocida comunmente como facies de capas rojas, propias de ambiente marino pelágico de plataforma exterior, que comprende el Cretácico superior, hasta una línea donde se produce el cambio ambiental a la facies de deep sea fan o turbiditas calcáreas, también en facies de capas rojas. Esta transición unas veces se produce en el Maastrichtiense inferior (LJ-8TB) y otras justamente en el Maastrichtiense medio-superior (muestras LJ-90 y al techo LJ-83) como sucede al NE de Argal; mientras que otras veces, como en Prado del Rey, esta transición se localiza entre el Coniaciense-Campaniense inferior (LJ-5) y el Maastrichtiense probable medio (LJ-6). En cualquier caso, dicho cambio de ambiente sedimentario no parece del todo simultáneo en todos los puntos de la unidad, ya que también al NE de Argal (LJ-83) el cambio se produce en el Maastrichtiense medio superior, y si se le sigue 3,25 Km al NE hasta el pié del Cerro Palomino (LJ-78) allí parece producirse en el Eoceno inferior.

Aunque casi siempre muy recubierta, el espesor de esta formación margocaliza de capas rojas no parece superar los 50-100 metros. En la misma el Maastrichtiense medio-superior (LJ-76) ha sido reconocido en biomicritas con *Ataxophagmidos*, *Lagénidos*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Pythonella perlonga*, *Inoceramus*, *Globotruncana stuarti*, *Rugoglobigerina rugosa* y *Globotruncana contusa* y también con la asociación *Globotruncana arca*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana stuarti* y *Globotruncana contusa* (LJ-90), esta última en el mismo contacto con la mencionada serie turbidítica superior.

En el nivel más inferior de esta serie de margocalizas de capas rojas que ha podido ser muestreado al pié occidental de la Sierra de Aznar (LJ-120), se reconoce el Campaniense-Maastrichtiense inferior, con la asociación *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana lappa-renti*, *Globotruncana cónica*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana stuartiformis*, *Hete-rohélix globulosa* y *Pseudotextularia elegans*.

B) *Facies superior de margas blanco-amarillentas y rojas* (17)

Ocasionalmente, al NE de la Hoja de Arcos de la Frontera, debajo del Trías, que a su vez es zapata de una unidad calcarenítica cenomaniense, encontramos una sucesión (17) de margas y margocalizas blancas amarillentas y posteriormente rojo vinoso, niveles todos ellos con edades entre el Campaniense y el Maastrichtiense inferior. Llamaremos la atención sobre el hecho de que estas margas y margocalizas (17) por su aspecto exterior en primera instancia nos recordaron el Mioceno inferior (silexitas) de latitudes más orientales, pero en las numerosas muestras recogidas no apareció ninguna forma del terciario, por lo que parece obvio que la abundante fauna del cretácico que contienen es autóctona.

Así en estas margocalizas y margas ha sido reconocido el Campaniense superior (LJ-137) con la asociación de *Globotruncana calcarata*, *Globotruncana stuartiformis*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana cónica*, *Globotruncana elevata*, y *Globotruncana lapparenti* entre otras formas; y el Maastrichtiense inferior (LJ-138), con la asociación de *Globotruncana falsotuarti*, *Globotruncana stuartiformis* y *Globigerinelloides*.

La serie en este lugar parece estar invertida, pues esta formación, más antigua, se encuentra sobre las turbiditas del Cretácico superior-Eoceno.

2.2.3.5. *Cretácico superior-Eoceno medio en facies de abanicos profundos* (Deep sea fan)

En general este episodio estratigráfico está constituido por una sola formación (18) que abarca desde el Campaniense Maastrichtiense hasta el Eoceno medio, con una alternancia de calcarenitas, que presentan secuencias de Bouma completas e incompletas y margas rojas y amarillentas o blancas. Esta formación diferencia además, eventualmente pero con frecuencia, y justamente entre el Paleoceno y Eoceno inferior, unos tramos de calcarenitas (19) en bancos más gruesos, que intercalan conglomerados, facies y posición cronoestratigráfica que recuerda ampliamente las **calizas con *Microcodium*** de otras unidades de la **Zona Circumbética**. Ocasionalmente, cuando la formación anterior lo permite por su continuidad cartográfica, hemos separado sobre la misma los niveles más superiores de las turbiditas correspondientes por posición estratigráfica al Eoceno inferior-medio (20).

En el apartado anterior se ha discutido sobre la posible anisocronía del cambio estratigráfico de las margocalizas rojas a las turbiditas calcáreas, por lo que no insistiremos aquí al respecto.

Una característica general de esta formación turbidítica es la resedimentación constante, consecuencia obvia de la erosión profunda a que se ve sometida la plataforma marina durante la génesis de las corrientes de turbidez. Así encontramos faunas resedimentadas desde el Jurásico.

Esta resedimentación hay que tenerla en cuenta a la hora de la datación, pues es enormemente sugerente el hecho de que en una misma secuencia de Bouma hemos tomado tres muestras (LJ-8 A, B, C) respectivamente en las fases gradada (a), de ripples (c) y en las margas

superiores (e), variándonos los resultados de las edades desde Maastrichtiense inferior, Maastrichtiense medio y Maastrichtiense medio-superior (*).

- *Cretácico superior* (Campaniense-Maastrichtiense)

Sobre la facies margosa (17) del Coniaciense-Campaniense inferior en Prado del Rey (LJ-5T), los primeros niveles turbidíticos caracterizados son ya del Maastrichtiense.

El Maastrichtiense inferior ha sido reconocido en la base de la serie turbidítica de Prado del Rey (LJ-6TB), con la asociación de *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana stuartiformis*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana fornicata*, *Globigerinelloides* y *Stomiosphaera sphaerica* entre otros.

En las fases calcareníticas son perfectamente reconocibles (como en LJ-8) las secuencias de Bouma completas con microbrechas poligénicas gradadas (a), seguidas de laminación paralela (b) y ripples (c-d), entre intercalaciones de margas rojas y amarillentas (e).

Otras veces falta la fase (a), y tenemos turbiditas del tipo b-c-d (laminación paralela y ripples) alternando con margas claras y rojo salmón (e) como en el punto de la muestra (6LA).

El Maastrichtiense medio-superior (LJ-83), ha sido reconocido en la serie de Arrayanosa, 10 metros sobre las margocalizas rosa salmón de la misma edad (LJ-90), con la asociación *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana arca* y *Globotruncana contusa*, junto a *Minouxia lobata*, *Heterohelicos*, *Stomiosphaeras*, etc.

En esta facies es frecuente la intercalación de calizas de pátina arcillosa con lajas y nódulos de sílex negro y gris; como en el Maastrichtiense inferior (LJ-26B) localizado al pié del vértice Espuela II (482 m), unos 3 Km al NO de El Bosque, donde las calcarenitas de grano grueso y fino (a de Bouma) gradadas, van seguidas de *Laminación paralela* y *convolute* en episodios (b-c-d) generalmente más delgados, y al techo margocalizas rojo salmón (hemipelagita probable). En lámina delgada han sido descritas como biomicritas con glauconita, con *Globotruncana cf stuarti*, *Globotruncana stuartiformis*, *Globotruncana falsostuarti*, *globotruncana lapparenti*, *Praeglobotruncana citae*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Marssonella*, etc.

Otras veces el flysch Campaniense-Maastrichtiense inferior es de tonos claros. Las calizas de grano fino, biomicritas seguidas de laminación paralela (LJ-142), resultan Maastrichtiense inferior; mientras que las intercalaciones de margas blancas (LJ-143) resultan del Campaniense con *Radiolarios*, *Globotruncana aff. lapparenti*, *Globotruncana aff. stuartiformi*, *Globotruncana aff. limneliana*, *Globotruncana aff. elevata*, etc.

- *Paleoceno-Eoceno inferior en facies de calizas detríticas y conglomerados* (19)

El Paleoceno-Eoceno inferior ha sido reconocido hacia la parte más inferior de la serie que

(*) Otro ejemplo de resedimentación en el Maastrichtiense es el punto de LJ-22, muestra tomada en la fase (a) de Bouma con clastos y fauna Cenomaniense, con máximos espesores en los ripples (c), seguidos de la estratificación paralela (b) y mínimos en (a).

venimos estudiando, en la serie de Arrayanosa (LJ-84) al NE de Argal. Igualmente en las inmediaciones de Prado del Rey (LJ-4, LJ-7) en una serie calcarenítica de bancos gruesos, estructurada en secuencias de Bouma, a veces incompletas, donde hemos reconocido: fases gradadas (a) de hasta 0,4 m; fases de laminación paralela (b) ausentes o de hasta 2 cm; y de ripples y convolute (c-d) de 15 a 20 m. Generalmente sólo destacan las calcarenitas gruesas (a) con *Nummulites*, *intercalando margas blancas*. Se reconocen más de 40 m de calizas en bancos de espesores del orden de 1 a 5 m, biomicritas y biointraruditas, con grandes nódulos de sílex y alternando con margas. Los niveles se hacen más delgados hacia el techo y lateralmente, hasta confundirse con el resto de la formación (18). En uno de estos bancos reconocemos: una fase gradada (a) de Bouma de 0,5 m, seguida de 0,1 m de laminación paralela (b) y solamente unos 0,05 m de ripples (con algo de sílex en los mismos ripples). Encima 2 m de conglomerado con cantos de 10, 20 y 15 cm término medio, e incluso trozos grandes de bancos incluidos. Los cantos son de calcarenitas del mismo tipo que las que intercalan estos conglomerados. Esta facies nos recuerdan las calizas de *Microcodium* de las unidades circumbéticas.

En este miembro de calcarenitas en bancos gruesos de esta formación turbidítica ha sido reconocido el Paleoceno superior (LJ-84, en la serie de Arrayanosa), con la asociación *Globorotalia pusilla*, *Globorotalia uncinata* y *Globigerina cf. trilocolinoides* entre otros microfósiles y el Eoceno inferior, con *Nummulites*, *Distichoplax biserialis*, *Alveolinas*, *Assilinas*, *Globigerinas*, etc. (LJ-4), o bien además con *Globorotalia cf. lensiformis*, *Nummulites*, *Alveolinas*, etc. (LJ-7).

- Eoceno inferior-medio en facies calcarenitas y margas (18 y 20)

El Eoceno inferior también ha sido reconocido en la serie turbidítica de bancos delgados (18) en numerosos puntos (LJ-78 y 79) junto al vértice Palomino (424 m) y sobre la formación anterior en la serie de Arrayanosa (LJ-85). En las calcarenitas (a) de las fases de Bouma de hasta 15 y 20 cm de biomiruditas y biomicritas, se observan a la lupa trozos de margas verdes y rojas. Son frecuentes los niveles de calcarenitas en secuencia b-c, solamente con estratificación paralela (b) y ripples (c), entre bancos gruesos de margocalizas y calizas de grano fino de facies pelágica. Se reconocen *Globorotalia cf. aequa*, *Globorotalia cf. formosa-gracilis*, *Nummulitees*, *Rotalidos*, *Assilinas* y *Alveolinas*, etc.

El Luteciense ha sido reconocido al pié de la Sierra de Aznar en una serie de margas amarillentas blancas con intercalaciones de lajas o plaquetas organodetríticas (LJ-97), biomicritas con *Globorotalia bolivariana*, *Globigerapsis kugleri*, *Halkardia mínima*, *Miliólidos*, *Nummulites*, *Briozoos*, etc.

En la parte más alta de la serie eocena de Arrayanosa también ha sido caracterizado el Luteciense (LJ-87) en una serie de margas amarillentas con intercalaciones de biomirudita, con *Nummulites*, *Amphisteginas*, *Solenoneris*, etc.; e inmediatamente encima, en margas de tonos claros y verdosos que intercalan lajas de biomicritas, las margas levigadas han librado una asociación del Luteciense-Priaboniense (LJ-88LA), con *Microcodium*, *Globigerina gortanii*, *Globigerapsis mexicana*, *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia spinulosa*, *Globorotalia sp. (cf. G. alamedillensis)*, *Truncorotaloides topilensis* y *Globorotalia aff. increbescens*. Sin

embargo las biomicritas intercaladas (LJ-88TA) en el mismo punto de la muestra anterior delimitan este tramo en el Luteciense, con *Globorotalia cf. bolivariana*, *Truncorota loides cf. topilensis*, *Globigerapsis kugleri*, etc.

Del conjunto de las observaciones realizadas parece deducirse la probable ausencia del Eoceno superior, ya que inmediatamente encima del Eoceno medio vienen las facies del Oligoceno.

2.2.3.6. *Oligoceno* (21)

Aunque el contacto neto nunca se ve en una región tan recubierta, la casi segura ausencia del Eoceno superior y la posición cartográfica del Oligoceno sobre estratos indistintamente más antiguos y más modernos, nos sugiere la hipótesis de una discordancia del Oligoceno (*).

- En la serie de Arroyanosa, sobre las capas anteriores del Luteciense vienen unas margas verdes, grises-amarillentas que muestreadas al N del Cerro Palomino (434 m) intercalan también lajas calcáreas detríticas, con *Globigerina tripartita*, *Globigerina aff. gortani*, *Catapsydrax dissimilis* y *Globigerinita incrusta*, asociación que data el Oligoceno (LJ-80).
- En la Cra. de El Bosque a Prado del Rey por el Norte, a la altura del Km 14, encontramos allí esta misma formación sobre las turbiditas del Maastrichtiense, lo que también interpretamos como una discordancia. En este lugar, las margas verdes con intercalaciones de lajas delgadas de calizas (biomicritas) han dado una abundante fauna del Oligoceno, con predominio de Globigerínidos: *Globigerina venezuelana*, *Globigerina aff. Tripartita*, *Globigerinita aff. incrusta*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia opina*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina aff. cortani*, *Glandulina laevigata*, *Parrella mexicana*, *Cibicides ungerianus*, etc.
- Entre el km 20-21 de Arcos a El Bosque, también encontramos las margas oligocenas sobre el flysch Maastrichtiense y sobre el Cretácico inferior y debajo del Mioceno inferior. Estas margas (LJ-124) han librado: *Globigerina tripartita*, *Globigerina corpulenta*, *Globorotalia gr. opina*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina cortanii*, *Gyroidina girardiana*, *Siphonina planoconvexa*, *Ammodiscus*, radiolas de Equínidos, etc.

En general, al encontrar perfectamente selladas por el Mioceno inferior estas margas oligocenas, que unas veces se apoyan sobre el Eoceno medio, otras sobre el Maastrichtiense, y otras incluso sobre el Cretácico inferior, aunque el contacto neto no es observable, lo interpretamos como una discordancia cartográfica y de tipo erosivo.

Donde sí interpretamos claramente un deslizamiento gravitatorio del Oligoceno de esta unidad sobre el Cretácico inferior de la **Unidad Subbética de Sierra Valleja**, con una zapati-lla de Keuper en la base, es al Sur del Canal del Guadalcaçín y del km 9 de la Cra. de Arcos a

(*) Este hecho no es nuevo, sino que con antelación constatamos dos discordancias intraoligocenas en la región de Río Pliego (Murcia) en nuestros estudios geotérmicos: Informes internos del IGME-ADARO "Evaluación del Potencial Geotérmico de la Cuenca de Mula", Año 1975. Dentro de las calizas y margas oligocenas con *Lepidocyclinas*, localizamos una discordancia con un conglomerado de base y posteriormente, la formación detrítica roja del Oligoceno superior-Aquitaniense, también discordante.

San José del Valle (LJ-58). Aquí es perfectamente observable, gracias a una arroyada que durante las últimas tormentas (Noviembre, 1983) ha profundizado, y a que el terreno se ha deslizado llevándose el propio canal, que debajo de las margas amarillentas con lascas tableadas de plaquetas calizas organógenas con laminación paralela (biomicritas de Globigerinidos) hay una zapata discontinua de margas del Keuper. Este mismo Oligoceno, lo encontramos también mecánicamente sobre el Cretácico inferior de la misma Unidad de 5ª Valleja. Las biomicritas de Globigerinidos intercaladas en las margas han librado *Catapsydrax dissimilis*, *Catapsydrax aff. unicavus*, *Globocadrina venezuelana*, *Globigerina aff. ampliapertura*, *Globigerina aff. tripartita*, *Sphaerogypsina*, *Melobesias*, *Lamelibranchios* y *Equinidos*. Se trata en este caso de un Oligoceno con fauna resedimentada del Eoceno (LJ-58).

2.2.3.7. **Mioceno inferior** (22 y 23)

El Mioceno inferior es discordante sobre el Oligoceno y sobre las formaciones más antiguas de la **Unidad Subbética de Prado del Rey**, al tiempo que ha **sellado**, parcialmente al menos, el cabalgamiento del Trías subbético indiferenciado sobre esta unidad.

Sus afloramientos se localizan al Sur del km 21 de la Cra. de Arcos de la Frontera a El Bosque, y también constituyendo un sinclinal agudo de dirección ENE-WSW con flanco Norte en la **Loma de la Sepultura** y flanco Sur en la **Loma de la Higuera**.

Presenta dos episodios bien diferenciados, a muro y techo respectivamente (22 y 23):

- 150-200 m de calizas margosas y margocalizas amarillentas y grises. Las calizas frecuentemente estratificadas en bancos, muy delgados y a la vez con estratificación interna laminada que se manifiesta en superficie, y que se debe a su propia naturaleza de **calizas criptoalgales**, con frecuencia bandas de algas en cuyas mallas han quedado atrapados restos de fosfatos. Estas calizas bandeadas contienen además de las Algas (LJ-100, LJ-101 LJ-106, LJ-102, LJ-111, LJ-32) frecuentes *Espículas*, *Radiolarios*, *Globigerinas*, *Globigerinoides* y *Globorotalias*. Las margas intercaladas (LJ-98) han dado también fauna del Mioceno inferior (probable Burdigaliense), con *Radiolarios*, *Globigerinoides aff. Tribolus*, *Praeorbulina ? transitoria*, *Globigerina juvenilis*, *Globigerina aff. woosi*, *Hastigerina sp.*, *Nodosaria sp.*, *Gyroidina sp.* y *Globocadrina sp.*

- 100-200 m, o más de margas bien conservadas de la erosión en el núcleo sinclinal, aunque generalmente muy recubiertas (LJ-33), que han dado fauna del Burdigaliense-Langhiense inferior con *Globigerinoides aff. trilobus*, *Globigerinoides aff. sicanus*, *Praeorbulina ? aff. glomerosa*, y *Globigerina sp.*

2.2.4. **Subbético Medio (meridional) con Turbiditas -SUBME (m) t.** **"Unidad del Rancho de las Aguileras"**

La unidad que denominamos del Rancho de las Aguileras, rancho situado al pie suroccidental del macizo montañoso que la constituye, esta representada con poca extensión en la Hoja de Arcos de la Frontera, por lo que la hemos seguido fuera de sus límites, hacia las Hojas de Montellano, Olvera y ubrique. Se trata de una serie calcarenítica del Cenomaniense, con una zapatilla de Trías, y por consiguiente unidad alóctona sobre el flysch calcarenítico de la **Unidad de Prado del Rey**.

Por su aspecto exterior y por haber sido dada como tal en la Hoja de Ubrique, nos pareció el Paleoceno Eoceno inferior semejante al de la **Unidad de Prado del Rey** Sin embargo, al estudiarla en un primer muestreo, y al insistir en un segundo muestreo también más intenso a fin de descartar la posibilidad de que toda la fauna fuese resedimentada, y resultar que únicamente encontramos fauna del Cenomaniense, cabe pensar en una convergencia ambiental del tipo de depósito, lo que le presta afinidades en la observación externa entre el Paleoceno-Eoceno inferior de Prado del Rey y esta otra unidad del Cenomaniense.

Esta nueva unidad procede sin duda de un ámbito sedimentario inmediato al de la anterior unidad, donde la sedimentación de tipo **Deep sea fan** se inició antes que en la **Unidad de Prado del Rey**, es decir por lo menos al comienzo del Cretácico superior, en el Cenomaniense. Originalmente, inclusive en algún estadio de la deformación estructural, esta unidad pudiera haber enlazado con algún extremo de la **Unidad de Prado del Rey**; pero actualmente es completamente insolidaria con cualquier otra porción de cobertera mesozoica, y ha deslizado sobre un Trías, que por otra parte nos parece el mismo **Trías Subbético indiferenciado**.

Los materiales representado en esta **Unidad del Rancho de las Aguileras** son las siguientes:

2.2.4.1. *Triásico*

En contacto mecánico sobre las turbiditas de la **Unidad del Prado del Rey** en la Hoja de Arcos y sobre las margas del Cretácico en la Hoja de Ubrique, constituye una **zapata** muy delgada, con espesores observados de 1 a 5 metros como máximo, donde de forma caótica se amalgaman en algún punto dolomías tableadas, carniolas y margas rojas yesíferas.

Esta facies no difiere de la del **Trías Subbético indiferenciado**, ni de la del Trías sobre el que se han deslizado las otras unidades subbéticas. Su diferenciación en cartografía no se hace porque lateralmente este Trías nos parece enlazar, y por tanto pertenecer, al mismo **Trías Subbético indiferenciado**.

Quizás convenga reiterar que nuestra impresión general es que el Trías ha jugado un papel muy insolidario del resto de las coberteras desde muy temprano, es decir desde las primeras fases de deformación alpina; y que el Cenomaniense, que conlleva encima, constituye él mismo, y aisladamente, una unidad insolidaria sobre este Trías de otra unidad subbética.

2.2.4.2. *Cretácico* (5)

El contacto con el Trías antes citado es actualmente mecánico, sin ningún género de dudas, lo que tampoco nos permite sin embargo desechar de plano la remota posibilidad de que originalmente este u otro Cretácico no se hubiera depositado sobre el propio Trías (*).

(*) Aunque, por nuestra parte, no hemos encontrado nunca argumentos contundentes que justifiquen las afirmaciones que la bibliografía describe al respecto sobre ciertas discordancias del Cretácico superior sobre el Triásico en otros lugares de las Béticas, a pesar de haber visitado los lugares en cuestión.

Se trata de una secuencia de calizas biomicritas y biopelmicritas más o menos arenosas y con sílex (LJ-1, LJ-133, LJ-134 y LJ-144), en bancos de 0,2 a 1 m y otros más delgados de 0,2 a 0,3 donde observamos a veces laminación paralela y ripples. Las biomicritas contienen porcentajes de fósiles del 50 al 75% y cierto porcentaje de gravilla, indicios de colofana y restos fósiles fosfatados. Entre los restos fósiles encontramos: *Stomiosphaera sphaerica*, *Pithonella perlonga*, *Pithonella ovalis*, *Boneto cardiela conoidea*, *Ataxophrágmidos*, *Lagénidos*, *Rotalipora appenninica*, *Praeglobotruncana stephani* (LJ-1) del Cenomaniense; o a veces del Cenomaniense inferior (LJ 133): *Ticinella roberti* asociada a *Stomiosphaera sphaerica*, *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora appenninica*; o bien del Cenomaniense superior también caracterizado (LJ-134) con: *Hedbergella*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella trejoi*, *Pithonella perlonga*, *lagénidos* y *Stomiosphaera sphaerica*.

2.3. ZONA CIRCUMBÉTICA

2.3.1. Unidad de Aljibe (1, 2, 3 y 4)

Incluimos esta unidad en los Flysch que hasta ahora consideramos ultrabéticos (F.U) aunque personalmente no nos gusta esta denominación por conllevar una interpretación demasiado apriorista de génesis paleogeográfica.

Y lo anterior lo decimos por un razón fundamental que queremos resaltar desde aquí: Las facies de areniscas del Aljibe no presenta diferencia alguna con las areniscas semejantes del macizo de Carallana al Sur de Antequera, que conocemos bien por haberlo seguido en observaciones sobre el terreno desde el **Complejo de Majiaza** en los Mntes de Málaga (denominaciones y formaciones estudiadas por Peyre, 1974). El **Complejo de Majiaza**, del Aquitaniense, es discordante sobre el Bético de Málaga que a la vez es área fuente de sus terrígenos. Hemos observado también como la degradación de los restos de pizarras paleozoicas entre Majiaza y Carallana es rapidísima, desapareciendo prácticamente entre 10 y 20 km al Oeste de Majiaza. Esto conlleva la posibilidad que al menos algunos de los macizos de areniscas del Aljibe presentes en el Golgo de Cádiz, que estamos considerando ultrabéticos o de procedencia africana, puedan representar una facies paleogeográficamente anexa a los flysch circumbéticos dentro del área peninsular y no necesariamente todos ellos de procedencia africana. No obstante, esto no afecta necesariamente al hecho de que la unidad que describimos a continuación sea, como es obvio en este caso, completamente alóctona. E igualmente permanece abierta la posibilidad de la procedencia ultrabética o africana, de esta y otras unidades del tipo Aljibe.

Los materiales representados en esta **Unidad del Aljibe** comprenden términos desde el Eoceno superior hasta el Aquitaniense-Burdigaliense y, posiblemente, sólo hasta el Aquitaniense.

2.3.1.1. *Eoceno-Oligoceno* (1 y 2)

A) "*Facies Benaiza*" (1)

Esta facies de calizas detríticas en bancos delgados, con secuencias de Bouma más o menos

completas bajo las areniscas del Aljibe se encuentra ampliamente representada al SE de la Hoja de Arcos de la Frontera (Embalse de los Hurones).

En la misma ha sido caracterizado al Eoceno inferior en una caliza arenosa con estratificación gradada grosera y laminación paralela (LJ-69) con: *Globorotalia gr. formosa-gracilis*, abundante *Microcodium*, *Globigerinas*, *Cibicides*, *Rotalidos*, *Radiolarios* y *Espículas*. y el Eoceno medio-superior en las biomicritas o calizas organodetríticas de una secuencia (a) de Bouma (LJ-82), en las proximidades del Embalse de los Hurones, con: *Nummulites*, *Globigerinas*, *Ortopharagminas*, *Rotálidos*, *Miliólidos*, *Amphisteginas*, *Anomalínidos*, *Ataxophrágmidos*, *Sphaerogypsinas*, *Operculinas Eruoportia*, *Lagénidos*, restos de *Briozoos*, de *Equinodermos*, de *Moluscos* y de *Meloberias*.

Quizás debido a que el muestreo no fué lo suficientemente intenso no hemos caracterizado el Oligoceno en esta facies Benaiza.

B) "Facies Jimena" (2)

La facies anterior diferencia lateralmente un miembro de margas rojas y verdosas con intercalaciones de areniscas silíceas generalmente en niveles finos pardo rojizos, y otras veces niveles más gruesos de areniscas silíceas verdosas o pardo verdosas con **convolute** y demás caracteres propios de estas turbiditas.

2.3.1.2. *Oligoceno-Aquitaniense* (3)

Sobre la facies anterior unas veces vienen directamente las areniscas de tipo Aljibe, y otras una facies de transición de areniscas silíceas pardas amarillentas en bancos delgados con margas intercaladas; o simplemente, otras veces, estas margas grises ricas en microfauna y que por su aspecto a escala de muestra de mano recuerdan las propias silexitas del Mioceno inferior de otros parajes, e igualmente las margas de la misma edad que lateralmente intercala el complejo de Majiaza en Málaga. A veces junto a estas margas grises, se observan también calizas y margocalizas del mismo color (LJ-27 y 29). Dichas margas, en levigado han librado: *Radiolarios*, *Ammodiscus*, *Cibicides*, *Lenticulina*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Globorotalia sp.*, *Planulina*, *Glanulina* y *radiolas de Equínidos*.

2.3.1.3. *Areniscas de tipo Aljibe* (4)

Se presentan en su conocida y potente formación, facies de varios centenares de metros, dispuestas en bancos gruesos de areniscas silíceas, frecuentemente en niveles anastomosados, con figuras de corriente, **floute cash**, estructuras de escape de agua, etc.

Las asignamos al Oligoceno superior-Aquitaniense-(Burdigaliense inferior), aunque en nuestro parecer es posible que no sobrepasen necesariamente el Aquitaniense; ya que el Burdigaliense inferior es discordante en los Montes de Málaga sobre la formación Majiaza que nosotros interpretamos una variante lateral del mismo Aljibe.

3. TECTONICA

Algo más de la mitad de la superficie de la Hoja de Arcos de la Frontera está ocupada por materiales alóctonos, dispuestos en varias unidades superpuestas.

No sería posible conseguir la clave del proceso de deformación de la cobertera exclusivamente con los datos geológicos de estas unidades, por lo que inevitablemente habremos de hacer referencias al ordenamiento paleogeográfico regional.

El análisis estructural de esta región nos aportará sin duda datos interesantes para una mejor y posterior reconstrucción de las fases de deformación del conjunto de las Cordilleras Béticas.

Intentaremos pues un análisis de la forma y orden de superposición de las unidades aquí presentes; del papel desempeñado por el Trías; de la estructura interna de las diferentes unidades, etc.

La deformación progresiva de la cuenca hasta la estructuración del actual substrato alóctono del Mioceno superior autóctono, se tratará en el capítulo de Geología Histórica.

Trataremos en este capítulo, siquiera brevemente, la deformación neotectónica sobrepuesta a los materiales antiguos y modernos.

3.1. UNIDADES REPRESENTADAS Y SU DISPOSICIÓN RELATIVA

El orden de superposición estructural de las unidades representadas en la Hoja de Arcos de la Frontera, parece ser el siguiente de arriba hacia abajo:

- SUBBÉTICO INDIFERENCIADO: **Unidad de los Hurones**
- SUBBÉTICO MEDIO MERIDIONAL - SUBME (m): **Unidad de Sierra Valleja.**
- UNIDAD CIRCUMBÉTICA DEL ALJIBE: situada al SE de la Hoja de Arcos.
- UNIDAD SUBBÉTICA DEL RANCHO DE LAS AGUILERAS: brevemente representada al NE de la Hoja de Arcos.
- UNIDAD SUBBÉTICA DE PRADO DEL REY: ampliamente representada al Este de la Hoja de Arcos.

La naturaleza de los olistolitos presentes en las albarizas y vertidos a la cuenca miocena durante el Burdigaliense superior y Tortoniense, todos ellos al parecer procedentes del Subbético s. str., concuerda con el expresado orden de superposición estructural.

Como es obvio, el orden de superposición general de las unidades citadas no implica que cada unidad superior cubra completamente a la relativa inferior, solo que este recubrimiento puede ser, y de hecho es, solamente parcial, o bien más amplio; y en consecuencia en un punto dado pueden faltar una o varias de las unidades citadas. Dicho orden implica, no obstante, el movimiento relativo entre las unidades en las últimas fases orogénicas registradas. Así por ejemplo, la **Unidad del Aljibe** que cabalga directamente sobre la **Unidad de Prado del Rey**, no llega tan al Norte como para solapar a la **Unidad del Rancho de las Aguileras**, que sólo está representada en el extremo NE.

El orden de superposición estructural es probablemente el resultado final de un largo y complicado proceso de cabalgamientos y retrocabalgamientos que, aunque finalmente parecen todos obedecer a fuerzas gravitatorias, en las fases orogénicas anteriores, quizás principalmente sucedidas entre el Eoceno medio, Oligoceno superior, Aquitaniense y Burdigaliense, estuvieron sin duda altamente implicados los grandes esfuerzos de compresión y las grandes fallas en dirección; y ésto como consecuencia directa de la intromisión hacia el O de la subplaca continental de Alborán. Así, el plegamiento más fuerte de las unidades, aunque retocado en las fases gravitatorias, se debería fundamentalmente a las fases compresivas iniciales.

3.2. FUNCIÓN DESEMPEÑADA POR EL TRIAS

El Trías sin duda alguna constituiría por sí mismo una **unidad independiente** e insolidaria del resto de las coberteras. Desde un primer momento parece cumplir, debido sobre todo a su naturaleza plástica, una función de despegue general del conjunto de la cobertera con respecto al zócalo y, asimismo, de despegue del propio Trías con respecto al resto de las coberteras jurásicas, cretácicas y terciarias.

En esta última una observación de carácter general y regional que tiene una gran importancia para la resolución estructural de las **Zonas Externas** de las Cordilleras Béticas.

No obstante esta función independiente, la mayor parte del Trías representado en esta Hoja de Arcos de la Frontera, es sin duda de procedencia subbética, y la totalidad del mismo representa una misma facies, y corresponde al mismo tipo de ambiente sedimentario.

Ahora bien, para una mejor resolución de la tectónica regional general consideramos de gran utilidad diferenciar provisionalmente en la cartografía el Keuper que acompaña a la **Unidad Subbética de Prado del Rey** hasta conocer su relación regional con el Keuper de otras unidades.

No hemos diferenciado en la cartografía la **zapatilla** del Keuper que acompaña a la pequeña **Unidad Subbética del Rancho de las Aguileras** por considerarla sin duda, y tras las observaciones pertinentes, un deslizamiento gravitatorio sobre el mismo Keuper subbético indiferenciado. Es posible que cuando estudiemos más allá de los límites de esta Hoja de Arcos y con cierto detalle, las interrelaciones del Trías con el resto de las unidades, lleguemos a conclusiones semejantes con el Trías que parece acompañar a la **Unidad de Prado del Rey**. En una primera y rápida observación así no lo parece. Sin embargo, la necesidad o conveniencia de distinguir siquiera provisionalmente el Trías de las diferentes unidades, aún comportando una misma facies y procediendo de un ambiente de sedimentación similar, es la misma por la que diferenciamos también otras formaciones con convergencias de facies en varias **zonas** y/o **subzonas** paleogeográficas. La razón obvia es que las **zonas** o **subzonas** de las Cordilleras Béticas han sido definidas por las sucesiones completas de las formaciones del ciclo de sedimentación alpina y no solamente por la convergencia o diferencia de facies y

ambiente en el tiempo geológico correspondiente al depósito de una sola formación (*)

3.3 LAS UNIDADES CIRCUMBÉTICAS

La **Unidad del Aljibe** es tectónicamente superior a la **Unidad de Prado del Rey**, y sobre ésta, a modo de un anexo quizás en origen, la **Unidad del Rancho de las Aguileras**, definida al NE de esta Hoja de Arcos de la Frontera, pero que se extiende hacia las de Montellano, Ubrique y Olvera.

3.3.1. "La Unidad de Aljibe"

Localizada en el cuadrante SE de la Hoja de Arcos de la Frontera, debajo del Trías Subbético retrocabalgado, la Unidad de Aljibe es cabalgante a su vez sobre la **Unidad subbética de Prado del Rey**.

La parte más representativa de esta **Unidad del Aljibe** en la Hoja de Arcos, presenta un plegamiento relativamente dócil en dirección NNE-SSO, a diferencia de la parte meridional, en general con pliegues apretados con rumbos E-O y claramente vergentes hacia el Norte y con buzamientos de fuerte ángulo hacia el Sur.

El deslizamiento de esta unidad se habría producido a favor de su **serie de base**, especialmente facilitado por las arcillas plásticas de la **facies Jimena** (2) así como más localmente y por despegues secundarios a favor de las margas grises de la base de las areniscas de tipo Aljibe.

El cabalgamiento de la **Unidad del Aljibe** sobre la de Prado del Rey hacia el NNO, es sin duda posterior al Aquitaniense. No existen materiales **pellizcados** más modernos que permitan averiguar directamente su edad. Sin embargo, es cierto que el Burdigaliense inferior de la unidad cabalgada de Prado del Rey es francamente discordante y está fuertemente plegado. Si el cabalgamiento del Aljibe fuese anterior al depósito del Mioceno inferior de Prado del Rey, seguramente encontraríamos éste también discordante sobre el Aljibe y no es así. En consecuencia, posiblemente tal cabalgamiento es inmediatamente posterior al Burdigaliense inferior, y habría coadyuvado a su plegamiento.

Por otra parte el Burdigaliense inferior está **sellando** el retrocabalgamiento del Trías subbético indiferenciado sobre la **Unidad de Prado del Rey**, y a la par dicho Trías cabalga también al Oligoceno. Luego tal retrocabalgamiento es, al menos en parte, anterior al Burdigaliense inferior y posiblemente post-Oligoceno. Luego justamente intra-Aquitaniense. Pero igualmente, otra porción del mismo Subbético está mecánicamente encima del contacto del cabalgamiento del Aljibe, sobre la **Unidad de Prado del Rey**; y si este cabalgamiento hemos dicho que es post-Burdigaliense inferior, quiere decir que el retrocabalgamiento del Trías ha proseguido con posterioridad al Burdigaliense inferior. Hay pues dos

(*) Insistimos en este punto, que para nosotros es una necesidad obvia si queremos que la cartografía del MAGNA nos ayude a resolver la deformación general de las Cordilleras Béticas, ante la insistencia de algunos estimables colegas hacia una excesiva simplificación de la leyenda; y ante la convicción de que todo trabajo científico requiere primeramente un análisis imparcial y posteriormente la debida síntesis.

fases de movimiento del Trías Subbético.

Es posible que el primer retrocabalgamiento ante-Burdigaliense inferior del Trías Subbético sea debido a una fase de compresión y con movimiento hacia el SSE; y posteriormente, mediante movimiento gravitatorio del conjunto triásico de edad post-Burdigaliense inferior, prosigue el retrocabalgamiento del Trías. (*)

Entre el depósito del Eoceno medio-superior de la **Unidad del Aljibe** y el final del depósito de sus areniscas del Aquitaniense, ninguna fase importante parece traslucirse, al menos en la porción de cuenca donde se habría depositado dicha unidad.

Cabe plantearse, también, si los términos más antiguos al Eoceno medio-superior que faltan en la **Unidad del Aljibe**, deben su ausencia: bien a causas de índole exclusivamente mecánica, v. gr. rezagamiento durante el deslizamiento; o bien por el contrario, a un proceso paleogeográfico más complejo, al que no fuese ajena una fase de plegamiento intraeoceno, que hubiera redistribuido la configuración del área del depósito inicial. Con los datos disponibles en esta Hoja de Arcos no nos es posible confirmar nada al respecto.

En concreto pues, sólo podemos afirmar que la deformación y cabalgamiento del Aljibe se ha producido, al menos, después del Aquitaniense. Y, probablemente, inmediatamente después del depósito del Burdigaliense inferior de la vecina unidad de Prado del Rey. Sin embargo no hay que descartar posteriores retoques gravitatorios de este cabalgamiento.

3.4. LAS UNIDADES SUBBÉTICAS

3.4.1. La "Unidad de Prado del Rey" y su anexa la "Unidad del Rancho de las Aguileras"

La **Unidad de Prado del Rey** es entre las unidades alóctonas la más importante por su amplitud de afloramiento y por su originalidad.

Con un basamento jurásico, que no sólo apenas difiere del resto de las unidades subbéticas del lugar, sino que presenta mayores afinidades con las mismas que las que, a su vez, éstas presentan con respecto a otras unidades subbéticas (**). Igualmente con una cobertera cuyas facies de deep sea fan, turbidíticas, son más bien semejantes a las del **Complejo de la Alta Cadena** y por tanto a la parte norte de la **Zona Circumbética**.

Un tipo similar al de esta unidad no es la primera vez que lo confrontamos en las Cordilleras Béticas, y nos parece provenir de una *transición paleogeográfica* entre el **Subbético medio (meridional)** y la **Zona Circumbética**, acaso no imposible en transición directa y en ausencia del Subbético Interno o Penibético, que pudiera no estar siempre necesariamente representado. También es probable, en otra hipótesis, una transición del Subbético Medio

(*) Hay que advertir sin embargo que en transversales más orientales existen retrocabalgamientos generalizados, posiblemente gravitatorios, de edad post-Burdigaliense inferior. E igualmente deslizamientos del mismo tipo y misma edad, hacia el Valle del Guadalquivir y hacia el Prebético.

(**) Tal es el hecho de la presencia de calizas extraordinariamente ricas en filamentos sobre las dolomías del Uás inferior, lo que permite inducir una laguna estratigráfica durante el Domeriense-Toarciense.

sensu lato mas oriental a estas otras facies hacia el Oeste.

El plegamiento general de esta unidad es similar al del Aljibe. En la parte Sur los pliegues tienden a orientarse casi E-O, igual que la porción meridional del Aljibe en esta misma Hoja. Y, curiosamente, también que el Aljibe, la porción septentrional de esta **Unidad de Prado del Rey** se orienta también NNE-SSO. Si observamos más notaremos que es ésta la misma orientación del plegamiento conservado en el Subbético (de S^a Valleja v. gr.), de lo que inducimos la probabilidad siguiente: un plegamiento originalmente casi E-O, o mejor en la dirección general de las Cordilleras Béticas ENE-OSO para las **Unidades de Prado del Rey y del Aljibe**, habría sido posteriormente modificado quizás por arrastre y a causa del deslizamiento general de Subbético, previamente retrocabalgado hacia el Sur y después en movimiento gravitatorio hacia el Valle del Guadalquivir. Es decir hacia el ONO y/ó NO.

Recordemos que la posición tectónica de esta **Unidad de Pradó del Rey** es la más inferior de las alóctonas representadas en esta transversal.

La **Unidad de Prado del Rey** parece contar con una laguna de estratificación a nivel del Eoceno superior (*), que no ha sido caracterizado a pesar del muestreo relativamente intenso en la parte superior de la serie. De otra parte, sí que está bien caracterizado el Oligoceno que -aunque los afloramientos no son netos debido al recubrimiento general de la zona- por datos cartográficos está sin duda claramente sobre formaciones de edades muy diferentes. Interpretamos este contacto como discordante. En efecto, pensamos que si este contacto fuera generalmente mecánico, lo que conllevaría que el Oligoceno mismo fuera otra unidad también independiente y no un depósito discordante perteneciente a la propia **Unidad de Prado del Rey**: primero, su posición general sería más caótica y no **estratigráficamente ordenada** sobre el Eoceno y bajo el Mioceno inferior; segundo, como ocurre en el único lugar en que este Oligoceno sí que se ha deslizado sin duda gravitatoriamente -al NO de **Sierra Valleja**- todo el Oligoceno presentaría indicios de su deslizamiento gravitatorio, tal como ocurre allí con una **zapatilla** de Trías en su base. Y sin embargo no es así en general; tercero, las discordancias intraoligocenas no son un hecho nuevo en las Cordilleras Béticas, como hemos citado suficientemente en el capítulo de Estratigrafía.

Por todo lo cual deducimos, que la **Unidad de Prado del Rey** ha sido sometida a las siguientes fases de deformación:

- Posible intraeoceno medio-superior, por la falta de estos depósitos, y por comparación regional.
- Probable y casi probada intraoligocena, como en otras transversales si este Oligoceno fuese solamente Oligoceno superior.
- Fase postoligocena y anteburdigaliense, es decir posible intra-aquitaniense, bien probada.
- Segura intra-burdigaliense.

(*) Los datos micropaleontológicos ni confirman ni niegan la posibilidad de que falte también la parte superior del Eoceno medio y que, en consecuencia, tal ausencia fuese explicable por la fase intraeocena media de otras transversales.

- Deformación local al menos -no necesariamente general- por arrastre parcial de la Unidad, de edad post-Burdigaliense inferior.

Las cuatro primeras serían fases de compresión y la última de gravitación.

La deformación general de esta unidad es muy intensa con fuertes buzamientos, e incluso verticalización e inversión frecuente de sus estratos.

Sería también deseable solventar una incógnita interesante: ¿Cuál es el autóctono relativo de la **Unidad de Prado del Rey** y del Triásico que la sustenta?. ¿Una cuenca del Mioceno inferior?. ¿Otras unidades subbéticas o circumbéticas?.

Completando este apartado, la **Unidad del Rancho de las Aguileras** que se prolonga en las hojas vecinas, es simplemente una escama potente y suavemente plegada, casi subhorizontal, de calizas detríticas, con estructuras sedimentarias y aspecto general similares al de las turbiditas del Paleoceno-Eoceno inferior de la **Unidad de Prado del Rey**, pero en este caso de edad Cenomaniense. ¿Cómo interpretar esta Unidad?: Por una parte la afinidad general de estas facies con las de la **Unidad de Prado del Rey**; por otra parte, su neta diferencia de las mismas a nivel del Cenomaniense (recordemos que las facies de **deep sea fan** se inician más altas, en el Campaniense-Maastrichtiense, en la **Unidad de Prado del Rey**; y, finalmente, la probada diacronía de la base de las facies de tipo **deep sea fan** en aquella unidad. Todo esto y la inmediata proximidad actual de ambas unidades nos lleva a interpretar que la **Unidad del Rancho de las Aguileras**, fuese en su origen simplemente anexo paleogeográfico de la cuenca correspondiente a la **Unidad de Prado del Rey**, de la que se habría independizado y a la que habría cabalgado a su vez durante el proceso de deformación general de las Cordilleras Béticas. ¿Durante qué fase de deformación se produjo tal cabalgamiento?. con seguridad después del Maastrichtiense al que cabalga y probablemente, más recientemente, entre las fases intraoligocenas y las intraburdigalienses.

Aunque realmente habría que considerar el Trías subbético como una unidad independiente debido al despegue general de sus coberteras desde fases tempranas de la deformación alpina, asignamos este al **Subbético indiferenciado**.

En general, el conjunto del Trías y el resto del **Subbético indiferenciado** cabalgan sobre la **Unidad de Sierra Valleja** que asignaremos al Subbético Medio (meridional).

No obstante, el hecho de que series subbéticas sean comparables en sus términos jurásicos (el **Subbético indiferenciado** sobre el Trías no comporta formaciones más modernas); y siendo el Jurásico precisamente lo que más define los diferentes dominios subbéticos, todo hace pensar que este **Subbético indiferenciado** pertenezca también al Subbético Medio (meridional). Sin embargo, el carácter de provisionalidad científica que comporta toda hipótesis y el hecho de que sean dos unidades diferentes, nos lleva a la consiguiente diferenciación cartográfica, a la espera de una síntesis regional que nos confirme o desestime dicha suposición.

Al Sur de Sierra Valleja, ya en la Hoja de Algar, vemos como la **Unidad de Sierra Valleja**

comporta en su base también el mismo tipo de Trías subbético. Al realizar la cartografía de la Hoja de Algar, convendrá verificar, lo que es probable, si el Trías de base de Sierra Valleja enlaza por continuidad cartográfica o no, con el resto del Trías representado en esta Hoja de Arcos.

3.4.2. La "Unidad Subbética de los Hurones"

Denominamos así a esta unidad del Subbético indiferenciado, y por ser en este lugar donde la serie triásica y su cobertera jurásica aparecen más completas.

Esta unidad consta de un basamento general triásico, mejor representado en extensión que su cobertera jurásica, dispersa ésta a modo de varios islotes sobre el propio Trías: en el **Cabezo de Santa María** junto al Embalse de los Hurones; en el monte de **Las Cabrerizas**, 6 km al ENE de Algar; en la **Sierra de Aznar**; en el monte de **Pajarete**; y en los numerosos retazos jurásicos dispersos sobre el Trías al SSO de Arcos de la Frontera y a Norte y Sur del km 24 de la Cra. de Arcos de El Bosque.

El Triásico de esta unidad lo suponemos el mismo que bajo el Mioceno de Bornos, en sondeo para investigación de petróleo abandonado a los 3.030 m de profundidad (Agosto, 1956), que ha cortado 2.485 metros de arcillas yesíferas, sales y anhidrita, bajo unos 540 metros de calizas y margas del Mioceno superior. A partir de los 2.700 m, el Trías, generalmente constituido por arcillas y limolitas versicolores, anhidritas y yesos pardos, grises y verdosos, intercala además cantos de anhidrita y yeso, más o menos subangulosos, dispuestos en brechas y conglomerados con matriz arcillosa y limosa. Estas brechas nos recuerdan los caracteres del Trías alóctono de todo el Subbético, cuyo proceso de brechificación mediante deslizamientos gravitatorios ha sido ampliamente estudiado (BOURGOIS, 1978).

Llamemos pues la atención sobre la enorme potencia del Trías alóctono del Subbético, que se acumula con espesores muy heterogéneos según los puntos, y que en su avance gravitatorio, se ha adaptado a un relieve preexistente. La incógnita importante a resolver sería: ¿qué otro tipo de coberteras alóctonas y/o autóctonas encontraríamos bajo este Trías?

La estructura del Trías es caótica, acomodándose a los relieves y estructuras plegadas de las coberteras sobre las que ha gravitado; generalmente ha sido barrido por erosión en las partes más altas de los relieves montañosos, salvo cuando ha quedado protegida por **sombrosos** de dolomías y calizas jurásicas (v. gr. Sierra Aznar, Pajarete, N de Abradalejo, etc.). Esta disposición, tras un fuerte proceso de erosión de las partes altas, ocupando los valles, y el recubrimiento general de los contactos, nos planteó inicialmente dudas en numerosos puntos, sobre la posibilidad de que este Trías fuese **zapata** de la **Unidad de Prado del Rey**, o bien que hubiera un Trías encima y otro debajo de la misma. Finalmente, siguiendo los contactos durante la cartografía establecimos que la mayor parte del Trías de esta Hoja de Arcos pertenece a esta **Unidad de los Hurones**, y que es tectónicamente superior a la **Unidad de Prado del Rey**, Esto no obsta para que, a escala regional, el Trías germano-andaluz englobe por encima y por debajo a gran parte de estas unidades. Como dijimos al principio, el despegue general del Trías desde las fases más tempranas de la de formación alpina, le habría permitido un juego tectónico muy individualizado.

3.4.3. La "Unidad Subbética de Sierra Valleja"

Debajo del Trías generalmente atribuido a la **Unidad de los Hurones**, no parece situarse la **Unidad de Sierra Valleja** al SO de la Hoja de Arcos de la Frontera. Esta hipótesis dado que la observación no es clara y se prestaría a posibles controversias, se fundamenta en los siguientes datos concretos: la gran cantidad de Trías que rodea afloramiento del Mesozoico subbético de Sierra Valleja, en contraste con la laminación del mismo en la base del Jurásico que se apoya directamente sobre el Terciario al extremo NE de dicha sierra; la existencia de deslizamientos gravitatorios de Trías (y Oligoceno) sobre el Cretácico inferior de Sierra Valleja; la existencia de otros afloramientos cretácicos y eoceno bajo el Trías y bajo el Mioceno, con un cierto ordenamiento de los afloramientos de capas más antiguas a más modernas a partir de Sierra Valleja hacia el NO, lo que parece completar la serie de esta Unidad bajo el Trías (afloramiento Cenomaniense-Turonense del km 6,8 de Arcos a San José del Valle; y Cretácico superior y Eoceno de la Cuesta de Valdejudío al Oeste de Arcos).

No obstante esta interpretación, opinamos que muy posiblemente el Trías del entorno de Sierra Valleja, antes de sobremontar esta Unidad, ha constituido en general la base de la misma, a la que habría cabalgado posteriormente un mínimo de 10 km hacia el NO. Es decir que originalmente se trataba de una sola unidad subbética media meridional.

La **Unidad Subbética de Sierra Valleja**, con una dirección general NE-SO, se presenta a modo de una escama alabeada con inflexiones N-S y casi E-O. Está cortada por tres fallas con saltos, con dirección horizontal de 300 metros, 400 metros y 100 metros, respectivamente de Sur a Norte, que estimamos como fallas de desgarre quizás debidas a arrastres diferenciales del Trías tectónicamente superior. La disposición general de esta unidad, a modo de escama en forma de **concha**, nos recuerda al hábito estructural arqueado del anticlinal de la Sierra de las Cabras, al Sur. Dichas fallas de desgarre son dextrorsas.

Las capas jurásicas de la **Unidad de Sierra Valleja** llegan a estar verticalizadas, hecho que permite, a pesar del recubrimiento, estimar muy bien la potencia del Jurásico.

La compresión que ha sufrido esta unidad durante su desplazamiento, parece haber producido no solamente las inflexiones N-S y E-O, sino también las tres fallas con saltos en dirección hacia el NO -observaremos que en el mismo sentido de la traslación general del subbético- de 300, 400 y 100 metros respectivamente de Sur a Norte de Sierra Valleja. Estimamos que estas fallas tienen componentes de desgarre debido a una cierta presión de confinamiento en dirección NE-SO.

En el tramo de carretera entre la presa del Embalse de Guadalcañín y la Casa de los Castillejos, algunas fallas verticales y paralelas a la estratificación, no revelan también esta presión de confinamiento a que ha sido sometida esta escama, pues mediante tales fallas desaparecen por compresión la mayor parte de los términos del Dogger.

Finalmente al Sur de Sierra Valleja una serie de fallas normales subparalelas a la estratificación hunden parte de la serie jurásica.

3.5. NEOTECTONICA SOBREIMPUESTA A LAS COBERTERAS

El Trías Subbético vertido entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense basal, gravitatoriamente hacia la depresión del Guadalquivir en dirección NO, hemos visto que cuenta bajo el Mioceno de Arcos con un espesor, seguramente no original, sino por acumulación plástica, del orden o superior a los 2.500 metros.

La hidratación progresiva de las anhidritas de dicho Trías con el consiguiente aumento de volumen al pasar a yesos, unido a la halocinesis general de las masas salinas, pueden explicar el plegamiento anticlinal del Tortoniense superior-Messiniense de Bornos. Igualmente la movilidad del Trías subyacente, desestabilizaría el depósito mioceno de las calizas de Arcos, afectadas localmente por alguna falla sinsedimentaria cuyo salto quedó registrado por el depósito regular de las capas superiores.

Posiblemente los movimientos del Trías tampoco han sido ajenos a la neotectónica cuaternaria del entorno.

En el entorno del tramo de la carretera de Arcos a El Bosque, comprendido entre los kms 5,5 y 8, encontramos las facies de playas arenosas silíceas del Plioceno, actualmente a 100 metros sobre el nivel del mar.

El encajamiento de la red fluvial del Guadalete, donde distinguimos hasta cuatro niveles de terrazas antiguas o pleistocenas, alguno quizás anastomosis de dos de ellas, además del reciente aluvial holoceno, registra también el proceso neotectónico de elevación general del territorio durante el Cuaternario, y del alejamiento progresivo de la línea de costa.

Igualmente el desarrollo de las terrazas fluviales requiere ciertos episodios de estabilización del nivel de base de los ríos, por lo que este salto de 100 metros desde el Plioceno se habría producido durante el Cuaternario según pulsaciones episódicas más que de un modo totalmente paulatino, con elevación media del orden de 1 mm/año.

4. GEOLOGIA HISTORICA

No es posible obtener una idea siquiera aproximada de la paleogeografía del territorio de la Hoja de Arcos, porque los materiales autóctonos de la misma pertenecen prácticamente al Mioceno superior y al Cuaternario.

Distinguiremos por tanto entre la historia geológica de unos y otros materiales.

4.1. DISPOSICIÓN ORIGINAL DE LAS PORCIONES ALOCTONAS

Al menos hasta el Eoceno medio, y posiblemente en gran parte hasta el Oligoceno, la posición original de las unidades alóctonas definidas en esta Hoja de Arcos, fue mucho más oriental.

Dentro del esquema esbozado para las Cordilleras Béticas (NNO a SSE: Prebético, Subbético, Circumbético y Bético), las unidades alóctonas aquí representadas procederían de un sector paleogeográfico transicional entre el Subbético y el Circumbético.

A modo de resumen, la evolución paleogeográfica sería la siguiente:

En el Triásico, la influencia continental predomina con formaciones propias de un lagoon evaporítico, en clima árido, seco y caluroso, con ciertos episodios de llanuras mareales propias de la sedimentación carbonatada en el Muschelkalk.

En el Lías ante-domeriense prosigue la sedimentación monótona como en el resto de las Cordilleras Béticas, y sobre las evaporitas y carniolas del Keuper, se deposita una serie de carbonatos en un ambiente que comienza por lagoon evaporítico, prosigue submareal y culmina entre submareal y arrecifal.

En el Domeriense, cuando parece iniciarse en las Zonas Externas la distensión general que provoca la apertura del Tethys, esta zona, por el contrario, no se vió afectada y debió elevarse, quedando emergida o al menos suficientemente elevada como para que las corrientes y oleaje evitasen la sedimentación, mientras al Norte (Subbético Medio) y también al Sur (Circumbético axial) se iniciaría una profundización suficiente del mar como para depositar facies pelágicas margocalizas en un ambiente de plataforma exterior.

A partir del Aalenense, durante el Dogger y Malm, el área en cuestión antes emergida, se sumerge, sumándose así al ámbito de la plataforma exterior y acumulándose en su seno una sedimentación pelágica alternadamente caliza y margosa.

Durante el Cretácico Inferior, en general se deposita una potente formación pelágica y margocaliza, pero a partir del Berriasiense, esta porción de la plataforma exterior acelera su subsidencia en la parte propiamente subbética constituyéndose la pendiente necesaria para esbozar, al menos, el inicio de un talud submarino, generador de procesos de turbidez: slumping, brechas y conglomerados sin-sedimentarios con cantos calizos monogénicos compuestos del mismo material estratificado envolvente, etc. Sin embargo este talud aún no llega a proporcionar el depósito de materiales propios de abanicos submarinos profundos.

El ambiente pelágico normal, tranquilo y restringido de plataforma exterior, se recupera en general durante el Aptiense-Albiense con sedimentación margosa.

Hasta este momento la historia paleogeográfica de todas las unidades alóctonas de la Hoja de Arcos es prácticamente similar y común.

En el Cenomaniense, en la parte meridional de esta porción de cuenca (la equivalente a la **Unidad del Rancho de las Aguileras**) se inicia ya un depósito diferente de facies propias de **abanicos submarinos profundos**, confinados seguramente entre una plataforma exterior al Norte y una plataforma carbonatada activamente erosionada al Sur. Entre el Campaniense y el Maastrichtiense inferior se generaliza el depósito de **deep sea fan** calcarenítico y margoso en toda el área meridional correspondiente a las unidades subbéticas de Arcos (la anterior y la de Prado del Rey), mientras sobre el área subbética, al Norte, prosigue sencillamente una sedimentación margocaliza pelágica. Al Sur de la Zona subbética, la plataforma carbonatada que proporciona las turbiditas calcáreas a los abanicos submarinos profundos, debió erosionarse intensamente, profundizándose en el barrido de sus materiales jurásicos y, dudosamente, triásicos, aportados a las corrientes de turbidez (*).

Durante el Eoceno, al Sur del Subbético prosigue el mismo ambiente; mientras a la plataforma exterior subbética llegan aportes clásticos organógenos, posiblemente de áreas subbéticas menos profundas y más septentrionales.

Hacia el Eoceno medio al Sur del Subbético vuelven a recuperarse los caracteres de plataforma exterior, aminorando progresivamente la influencia turbidítica propia de abanicos submarinos profundos, hasta el punto que en el Eoceno superior parece incluso suspenderse el proceso sedimentario, o al menos los sedimentos habrían sido barridos por corrientes someras.

4.2. DEFORMACIÓN PROGRESIVA

Entre el Eoceno medio y el Oligoceno, debió producirse al menos una fase de deformación importante, que coincide aproximadamente con la edificación de la pila de mantos béticos al Sur. Esta fase en la Hoja de Arcos debió producir una elevación rápida y ausencia de sedimentación.

Posiblemente hacia finales del Oligoceno, a la par que el conjunto de mantos béticos es trasladado hacia el oeste mediante una importante cizalla, se generan otras cizallas subparalelas a la anterior entre los materiales béticos y los circumbéticos, así como entre éstos y los subbéticos, que trasladan los materiales hacia el Oeste.

Al mismo tiempo, al final del Oligoceno, una compresión NNO-SSE, debida a la intromisión de la subplaca de Alborán, permite el apilamiento inicial de los mantos subbéticos, escamas circumbéticas y de las dorsales. Esta fase produjo en la Hoja de Arcos el primer retrocabalgamiento subbético sobre el Oligoceno.

(*) La profundidad aludida sería siempre relativa y por encima de la superficie de solubilidad de los carbonatos, habida cuenta de la naturaleza calcárea de los detritus del **deep sea fan**.

Entre el Aquitaniense y el Burdigaliense inferior se acentúa la anterior deformación y eventualmente el conjunto bético cabalga sobre el Complejo Dorsaliano y la Zona Circumbética. Esta fase se traduce en la Hoja de Arcos en la falta posible de depósitos aquitanienses, plegamiento moderado y discordancia general del Mioceno inferior.

Con posterioridad o durante el Burdigaliense inferior se produce un estrechamiento compresivo NNO-SSE del área subbética que retrocabalga al Circumbético hacia el SSE y cabalga a los **anexos de la Meseta** hacia el NNO. Esta fase agudizaría el retrocabalgamiento general del Subbético en la Hoja de Arcos.

4.3. LA CUENCA DEL MIOCENO SUPERIOR

Durante el Burdigaliense medio-superior, la intromisión de los materiales béticos y subbéticos hacia el Oeste y NNO sobre la Meseta, provoca la subsidencia que da lugar a la constitución de la cuenca marina del actual Valle del Guadalquivir, con la invasión del mar abierto desde el Oeste.

La subsidencia es rápida, así como el vertido de olistostromas y mantos gravitatorios de coberteras subbéticas entre las margas pelágicas del Burdigaliense y del Mioceno superior. En la Hoja de Arcos este vertido gravitatorio parece producirse en dirección ONO, como sugiere el giro de las coberteras alóctonas, originalmente orientadas OSO-ENE.

El Mioceno autóctono de Arcos constituye un anexo sur-oriental del Valle del Guadalquivir. La iniciación del mismo en ambiente altamente pelágico, sugiere un deslizamiento submarino del Trías subyacente y de los olistolitos mesozoicos incluidos en las albarizas, depositadas entre el Burdigaliense y el Tortoniense basal. Si, como es posible, sucede igual que en otras transversales, bajo el Trías de Bornos pueden existir otros olistostromas, mantos gravitatorios de coberteras mesozoicas y paleógenas e inclusive albarizas burdigalienses alóctonas.

Hacia el Mioceno superior el ambiente pelágico se ve eventual y localmente interrumpido por la somerización de ciertas porciones de la cuenca, con el depósito de barras de arenas costeras afectadas por las corrientes y el oleaje. En la distribución de las facies margosas pelágicas y las barras costeras, parece haber intervenido una subsidencia diferencial a la que no habría sido indiferente la halocinesis del Trías subyacente.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. ROCAS INDUSTRIALES Y CANTERAS

El Mioceno inferior de la Hoja de Arcos es una formación fosfatógena que merece ser estudiada con fines aplicados. Especialmente es interesante la parte inferior (22) constituida por calizas criptalgales, en las que las mallas de algas han atrapado los fosfatos.

Existen canteras, unas abandonadas y otras en activo, que explotan las dolomías del Lías inferior (37), para obtener **arena dolomítica** que se utiliza para el firme de caminos vecinales. Esta arena procede de la desagregación mecánica de la roca deslizada sobre el Trías.

Las calizas del Titónico superior (13) y las margocalizas del Cretácico inferior (15, 29 y 30) así como, en general, las margas y margocalizas del Mioceno inferior (22, 23 y 41) podrían constituir materiales excelentes para la fabricación de cementos. Las albarizas (41) son ya explotadas para cerámica de construcción.

Las calizas de Arcos, con las que están constituidos los monumentos y casas antiguas de Arcos de la Frontera, constituyeron en su día un excelente material de construcción. No obstante, su escasa cementación original está provocando un rápido deterioro de estos monumentos.

Las arenas silíceas del Plioceno también son objeto de explotación industrial, posiblemente para la fabricación de vidrios de baja calidad.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La Hoja de Arcos de la Frontera presenta unas perspectivas hidrogeológicas relativamente interesantes:

En especial la corrida de dolomías subverticales del Lías inferior de la **Unidad de Prado del Rey** (8), donde ya se ubica algún pozo con caudal de varias decenas de litros por segundo. Habría que estudiar la posible conexión hidrogeológica, y alimentación consiguiente, con los materiales jurásicos de las sierras inmediatamente orientales en la Hoja de Ubrique, donde la pluviometría es muy elevada.

Siguen en importancia hidrogeológica las calcarenitas miocenas del anticlinal de Bornos (43), de una gran permeabilidad y excelente transmisibilidad debido a su escasa cementación. Aunque poco alimentadas, algún pozo da también 40-60 litros/segundo, habría que cuidar de que su explotación hidrogeológica no fuera abusiva, sino acorde con la recuperación del acuífero.

Igualmente interesante sería la explotación local y racional de las arenas pliocenas, con acuíferos de escasa profundidad.

Los niveles de areniscas y arenas del Mioceno superior, pueden tener también importancia para la explotación local y ordenada, al menos para satisfacer las necesidades de abrevaderos de ganadería y para usos domésticos en algunas cortijadas.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; ALFEREZ, F. y MECO, J. (1967). *El Mioceno superior (Andalucense) en Sevilla y Cádiz*. Publ. Dpto. Paleont. Univ. Madrid, 18 pp.
- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A. y ZAZO, C. (1972). *El Plioceno-Pleistoceno boundary in Spain*. The Bound. betw. Neogene and Quaternary, Coll. of papers I, p. 1-14 (Moscow).
- ANDRIEUX, J. y MATTAUER, M. (1973). *Precisions sur un modele explicatif de l' arc de Gibraltar*. Bull. Soc. Géol. France (7), t. 15, n° 2, p. 115-118.
- BAENA, J. y JEREZ, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)*. Col. Informe. I.G.M.E.
- BENKHELIL, J. y GIRAUD, R. (1975). *Les deformation postnappes de la région de Cadix*. 3é. R. An. des Sciences de la Terre, p. 33.
- BENKHELIL, J. (1976). *Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordilleres Bétiques (Espagne)*. Thèse de 3^{em} cycle. Univ. Nice, 180 pp.
- BLUMENTHAL, M. (1949). *Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río verde*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, LXII, 193 p.
- BONIN, J.; OLIVET, J.L. y AUZENDE, J.M. (1975). *Structure en nappe à l' Ouest de Gibraltar*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 280 p. 559-562.
- BOURGOIS, J. (1975). *Presence de brèches d' origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du "Trias germano-andalou". Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)*. B.S.G.F. (7), XVII, n° 6, p. 1092-1100.
- BOURGOIS, J. (1978). *La transversale de Ronda. Cordilleres Bétiques, Espagne. Données Géologiques pour un modèle d' evolution d' arc de Gibraltar*. Extr. Ann. Sc. de L' Université de Besaçon, géologie 3é, fasc. 30, 445 pp.
- BOURGOIS, J., CHAUVE, P., LORENZ, C., MONNOT, J., PEYRE, Y., RIGO, E., et RIVIERE, M. (1972). *La formation d' Alozaina, Serie d' age oligocène et aquitanién transgresive sur le Bétique de Málaga (Región d' Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)*. C.R.Ac.Sc., Paris, T. 275, serie D, p. 531-534.
- BOUSQUET, J. CL (1977). *Contribution a l' etude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la néotectonique dans l' arc de Gibraltar et dans l' arc Tyrrhénien*. Int. Symp. Struc. Hist. Méditerranéan Basin. Split (Yugoslavia), 1976.
- CHAUVE, P. (1960). *Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d' Alcalá de los Gazules (Provincia de Cadix, Espagne)*. B.S.G.F. (7), II, p. 345-351.
- CHAUVE, P. (1960-1962). *Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)*. Livre. Mém. P. Fallot, Soc. Geol. France, t. I, p. 257-264.
- CHAUVE, P. (1967). *Etude geologique du Nord de la Province de Cadix*. Tesis Univ. Paris (Publ. en Mem. Inst. Geol. y Min. España. T. LXIX, 337 pp.; 1968).
- CHAUVE, P. y HOPPE, P. (1962). *Sur l' existence d' affleurements de l' unité de Paterna dans la région d' el Bosque-Zahara (Prov. Cadix)*. C.R. Sc. Paris, t. 255, p. 330-332.

- CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J. y PEYRE, Y. (1967). *Aclaración sobre la edad de los fenómenos tectónicos mayores de las Cordilleras Béticas occidentales*. Not. y Com. I.G.M.E., nº 93, p. 97-103.
- DIDON, J. (1960). *Le flysch gaditan au Nord et au Nord et au Nord-Est d' Algeciras (Cadiz)*. Bull. Soc. Géol. France (7), t. 2, p. 352-361.
- DIDON, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)* Thèse d' Etat. Paris, 539 pp.
- DIDON, J. y DURAND-DELGA, M. (1973). *Geodynamique de la Méditerranée occidentale*. Bull. Soc. Géol. France. (7), t. 15, nº 2, p. 160-188.
- DURAND-DELGA, M. (1973). *Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar*. Bull. Soc. Geol. France (7), t. 15, nº 2, p. 119-120.
- DÜRR, S., HOEPPENER, R., HOPPE, P., et KOCKEL, F. (1960-1962). *Geologie des montagnes entre el Río Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne meridionales)*. Livre mem. Prof. Fallot. Mem. h. ser. S.G.F., t. I, P. 209-227.
- GAVALA y LABORDE, J. (1918). *Informe del Instituto Geológico sobre abastecimiento de aguas a la provincia de Cadiz*. Bol. Min. y Metal. p. 13-27.
- GAVALA y LABORDE, J. (1924). *Mapa Geologico de la Provincia de Cádiz. E. 1/100.000*. I.G.M.E., 4 Hojas.
- MAGNE, J. y VIGUIER, L. (1972). *Stratigraphie du Néogène de l' extrémité nord-occidentale de la zona subbétique dans la province de Cadix (Espagne Sud-Ouest)*. Bull. Soc. Geol. France. (7) XIV, p. 127-136.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973). *Corte de Vejer de la Frontera XIII*. Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA, pp. 271-274.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973). *Los Foraminíferos planctónicos del corte de Vejer de la Frontera XIII*. Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA, pp. 275-282.
- MORENO DE CASTRO, E. (1973). *Corte de la Sierra de las Cabras XIII*. Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA, pp. 289-296.
- MORENO SERRANO, F.; GARCIA DUEÑAS, V.; CAMPOS FERNANDEZ, J.; GARCIA ROSELL, L.; OROZCO FERNANDEZ, M. y SANZ DE GALDEANO, L. (en prensa). *Ubrique (1050). Mapa Geológico de España, a escala 1/50.000 (MAGNA)* I.G.M.E.
- PENDON, J.G. (1978). *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar* Tesis Univ. de Granada. 260 p.
- PERCONIG, E. y GRANADOS, L. (1973). *El estratotipo andalucense*. XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA, pp. 202-225.
- PERCONIG, E. y GRANADOS, L. (1973). *Contacto "caliza tosca" "margas verdes" en el km. 17 de la autopista Sevilla-Cádiz XIII*. Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA. pp. 225-247.
- PERCONIG, E. y GRANADOS, L. (1973). *Facies de "albarizas" o "moronitas"*. XIII. Col. Europ. De Microp, España. ENADIMSA. pp. 247-253.
- PERCONIG, E. y GRANADOS, L. (1973). *Sección de Arcos de la Frontera XIII*. Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA, pp. 297.
- VIGUIER, C. (1974). *Le Néogène de l' Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas-Guadaluquivir*. Thèse d' Etat. Faculté Sciences Bourdeaux, 450 pp.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España