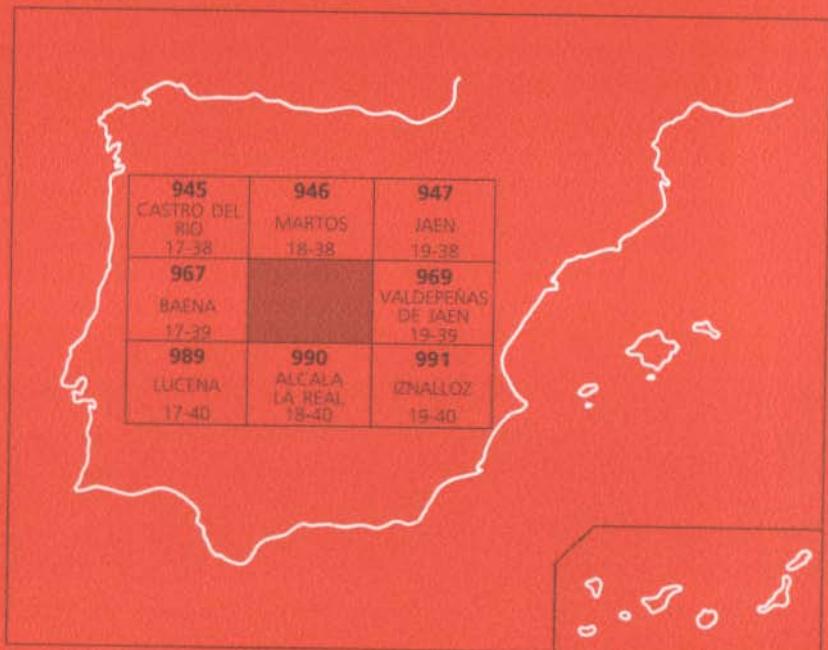




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



ALCAUDETE

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. 1.270/1988, 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 1949.

Instituto Tecnológico
Geominero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

ALCAUDETE

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-10.714-1992

I.S.B.N.: 84-7840-118-0

NIPO: 241-92-011-7

Imprime: Gráficas Topacio, S.A.

c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO:

Cartografía y Redacción de Memoria:	A. García-Cortés - Dr. Ingeniero de Minas
Colaboración de campo:	M. Trío Maseda - Ingeniera de Minas
Sedimentología del Mioceno:	J. Rodríguez Fernández - Dr. en C.C. Geológicas
Sedimentología del Jurásico:	P. Ruiz Ortiz - Dr. en C.C. Geológicas; J.M. Molina Cámara - Dr. en C.C. Geológicas
Micropaleontología:	P. Aguilar Ortiz - Lda. en C.C. Geológicas; I. Cabañas Lozano - Lda. en C.C. Geológicas; A. García-Cortés - Dr. Ingeniero de Minas; J.M. González-Donoso - Dr. en C.C. Geológicas; D. Linares Rodríguez - Dra. en C.C. Geológicas y F. Serrano Lozano - Dr. en C.C. Geológicas
Macropaleontología:	H. Mansilla Izquierdo - Dr. Ingeniero de Minas e I. Quintero Amador - Dr. Ingeniero de Minas
Petrología Ignea:	L.A. Cueto - Ingeniero Técnico de Minas
Petrología Sedimentaria:	I. Cabañas Lozano - Lda. en C.C. Geológicas

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

La Hoja a escala 1:50.000 nº 968 "Alcaudete" del Mapa Topográfico Nacional se sitúa entre las Coordenadas Greenwich siguientes:

4°11'10",9 - 3°05'10",8 Longitud Oeste
37°30'04",8 - 37°40'04",8 Latitud Norte

La mayor parte de la superficie de la hoja pertenece a la Provincia de Jaén; tan solo el sector suroccidental pertenece a Córdoba.

El drenaje superficial de la zona se efectúa, en su conjunto, hacia el N.O. a través del río Guadajoz, que nace de la unión del Salado y San Juan, del Víboras y de otros arroyos de menor importancia y caudal intermitente. El río Guadajoz es afluente del Guadalquivir y en él confluye el río Víboras.

La hoja está enclavada en las últimas estribaciones de las sierras béticas, antes de alcanzarse la Depresión del Guadalquivir que comienza justo al N y NO de la misma. Destacan las Sierras de Caracolera (1.324 m) y de Ahillos (1.455), de San Pedro (1.095) y los últimos contrafuertes suroccidentales de la Sierra de Alta Coloma, que alcanzan los 1.366 m en la cima de la Morenita y los 1.520 m en Martina.

La orografía de la zona es pues bastante montañosa, con una altitud máxima de 1.520 m en el pico de Martina y una cota mínima de unos 330 m en la salida del río Guadajoz y su entrada en la hoja adyacente de Baena.

Los principales núcleos de población son, por este orden, Alcaudete, Castillo de Locubín, Bobadilla y la Fuensanta de Martos, todos ellos de la Provincia de Jaén. Otras poblaciones menores son Fuente-Tojar, Zamoranos, El Cañuelo y Campo-Nubes, en la Provincia de Córdoba y Noguerones, Las Casillas y La Carrasca, entre otros, en la de Jaén.

Las comunicaciones entre estos núcleos son bastante buenas y, a pesar de la orografía adversa, los caminos para la extracción de la aceituna y de acceso a cortijos cubren buena parte de la superficie de la zona.

La economía de la zona es eminentemente agrícola, destacando el cultivo del olivo, además de algunas industrias situadas especialmente en Alcaudete, dentro del ramo alimentario.

1.2. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos dignos de consideración en la zona que nos ocupa son las síntesis geológicas de las provincias de Córdoba y Jaén realizadas por MALLADA (1880, 1884). Casi

veinte años después NICKLES (1902, 1904) afirma la existencia de corrimientos o cabalgamientos en la zona subbética, definida previamente por BERTRAND y KILIAN (1889).

En 1927, CARBONELL aporta datos de interés sobre las formaciones de Valle del Guadalquivir.

En 1927, BLUMENTHAL además de introducir nuevos términos como el Prebético o el Maláguide, afirma que la Zona Bética está corrida hacia el Norte cobijando parte del dominio formado por el Penibético, Subbético y Prebético a los que considera alóctonos.

STAUB (1927) considera alóctono el Trías aflorante.

A partir de 1930, FALLOT (1930, 31-34, 1943 y 1948) publica interesantes trabajos sobre la estratigrafía y la tectónica de las Cordilleras Béticas. Considera la aloctonia de las series subbéticas dando gran importancia al Trías en los desplazamientos de las mismas. Introduce el término "rabbotage basal" (cepillado basal) para explicar los frecuentes contactos entre materiales triásicos y diversos términos jurásicos y cretácicos.

DROOGER (1956) señala la gran cantidad de resedimentaciones observadas en los estudios micropaleontológicos sobre Foraminíferos, atribuyendo estas mezclas a deslizamientos de sedimentos hacia regiones de mayor profundidad.

COLOM (1952), PERCONIG (1960-62) y SAAVEDRA (1963) realizan también importantes estudios de las microfaunas del Valle del Guadalquivir. PERCONIG (1964) señala además la existencia de fenómenos olistostómicos en la Depresión.

Enlazando con esta idea, DUPUY DE LÔME (1965) trata sobre el concepto de olistostroma y su aplicación en la geología del Subbético; este mismo autor había realizado en 1958 la hoja geológica 1:50.000 de Martos (946) (1^a Serie), colindante por el Norte con la de Alcaudete. FELGUEROZO y COMA (1962, 1964) publican un importante estudio geológico del sur de la Provincia de Córdoba, estableciendo la estratigrafía del Subbético e incluyendo una cartografía a escala 1:100.000. En 1965 el IGME publica la cartografía 1:50.000 (1^a serie) de las hojas 967 (Baena) y 989 (Lucena), contiguas a la de Alcaudete y realizadas por estos dos últimos autores.

GARCIA-DUEÑAS (1967), FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS (1968) y FONTBOTE (1970) publican trabajos de carácter regional diferenciando unidades y estableciendo las principales características de la evolución de la cordillera.

En 1970 GONZALEZ-DONOSO *et al.* describen la litoestratigrafía y las microfacies más características de las cordilleras béticas formulando hipótesis sobre la reconstrucción de la cuenca sedimentaria.

El IGME en 1972 publica el Mapa Geológico de Síntesis a escala 1:200.000 de Jaén (77), cuya memoria fue confeccionada por GARCIA-DUEÑAS.

Un año más tarde, SANZ DE GALDEANO (1973) defiende su Tesis Doctoral, un interesante trabajo, sobre la geología de la transversal Jaén-Frailes. Trata con especial atención los aspectos

estructurales diferenciando en el área que nos ocupa las unidades del Vadillo Alto (Subbético medio), Ventisquero, Grajales y Ahillo (Subbético externo las tres); presenta las líneas generales de la estratigrafía de la zona y publica una cartografía a escala 1:100.000 que cubre cerca de la mitad oriental de la hoja de Alcaudete.

BUSNARDO (1975, 1979) tras largos años de trabajos en la región de Jaén publica la estratigrafía y paleogeografía de los materiales triásicos y liálicos desde Jaén a Lucena. También GARCIA-HERNANDEZ *et al.* (1976, 1979) realizan estudios de faciales del Jurásico Subbético.

En 1979 AZEMA *et al.* resumen las microfacies características del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas junto con un estudio paleogeográfico de las formaciones consideradas.

Un año más tarde RUIZ ORTIZ (1980) caracteriza las faciales del Mesozoico de las Unidades Intermedias.

Varios trabajos de VERA (1979, 1981, 1988), CHECA *et al.* (1983), VERA *et al.* (1984, 1986, 1987) y MOLINA *et al.* (1986), aportan valiosas consideraciones paleogeográficas y sedimentológicas sobre el Mesozoico de las Zonas Externas y en especial sobre el Jurásico Subbético, analizando en alguna ocasión datos de la propia Hoja de Alcaudete.

En 1982 BAENA y JEREZ realizan su Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la meseta y la zona bética, publicada por el IGME, importante documento de recopilación bibliográfica y propuesta de leyenda para las zonas externas.

En el mismo año RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) presenta su Tesis Doctoral sobre el Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas donde se tratan algunos afloramientos de la Hoja de Alcaudete.

Otra tesis, MOLINA (1987) viene a completar los estudios de facies del Mesozoico Subbético Externo en el área que nos ocupa.

MARTIN ALGARRA (1987) realiza interesantes consideraciones sobre la evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Externas e Internas.

Por último ROLDAN y GARCIA-CORTES (1988) y ROLDAN (1988) aportan nuevos datos para la comprensión de la evolución neógena de la Depresión del Guadalquivir en el sector comprendido entre Baeza y Espejo.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

La Hoja de Alcaudete se localiza geológicamente en el límite de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas con la Depresión del Guadalquivir. La parte de la hoja que pertenece a las Zonas Externas está incluida mayoritariamente en la Zona Subbética (FALLOT, 1948) y tan solo

aparecen reducidos afloramientos del Dominio Intermedio o Unidades Intermedias (RUIZ-ORTIZ, 1980) también denominado Subbético Externo Septentrional (BAENA y JEREZ, 1982).

Las Cordilleras Béticas representan el extremo occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Es una zona que, al igual que el borde norte africano, se ha visto afectada durante la mayor parte del Mesozoico y sobre todo durante el Terciario, por fenómenos tectónicos mayores relacionados con la apertura del Atlántico y con la colisión de las placas europeas y africana.

Tradicionalmente se distinguen, en las Cordilleras Béticas, las Zonas Internas y las Zonas Externas, de acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal; las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan el zócalo y están acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por una cobertura plegada en la que llegan a desarrollarse mantos de corrimiento.

Las Zonas Externas se han dividido en dos grandes zonas: el Prebético y el Subbético. Algunos autores (RUIZ ORTIZ, 1980) distinguen un "Dominio Intermedio" situado paleogeográficamente entre ambas, si bien para otros (BAENA y JEREZ, 1982) se trataría de un subdominio de la Zona Subbética.

El Prebético es la zona más próxima a la meseta y en él predominan sedimentos asociados a medios marinos someros e incluso continentales. Por no aflorar en la presente hoja, no nos detendremos con más detalle en sus características.

El Subbético se sitúa en la actualidad en posiciones más meridionales que la Zona Prebética y presenta facies pelágicas, más o menos profundas, durante gran parte del Jurásico y todo el Cretácico. En función de las características sedimentarias del Jurásico (a partir del Domeriense), se divide en tres dominios: Externo, Medio e Interno (de Norte a Sur, respectivamente).

El Subbético Extero corresponde a un sector con escasa subsidencia, siendo muy frecuentes las series condensadas.

El Subbético Medio representa el sector más subsidente de la Zona Subbética, lo que unido a la notable tasa de sedimentación hace que se caracterice por tener las series más potentes.

Entre sus litologías destacan las margas, las radiolaritas y en algunas regiones materiales volcánicos submarinos.

El Subbético Interno corresponde al sector de menor subsidencia y se caracteriza por materiales calcáreos de plataforma.

En conjunto, la Zona Subbética debió desarrollarse sobre la corteza continental adelgazada correspondiente a la placa europea.

Entre el Prebético y el Subbético, el Dominio Intermedio (o Subbético Externo Septentrional) se caracteriza por sus potentes series entre las que destacan las turbiditas de Malm y del Cretácico Inferior.

No afloran en la Hoja de Alcaudete materiales de zonas más internas (Circumbética y Bética) por lo que nos limitaremos a una muy breve reseña de las mismas. La Zona Circumbética se divide de Norte a Sur, en los tres complejos siguientes: Alta Cadena, Predorsaliano y Dorsaliano; constituye el enlace entre el Subbético Interno y la Zona Bética; esta última se caracteriza por haber sufrido procesos tectónicos de alto rango con metamorfismo. En ella se distinguen tres dominios superpuestos que de abajo a arriba son: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. No presentan materiales posteriores al Triás excepto este último.

La sedimentación en las zonas externas es más o menos continua hasta el Mioceno Inferior, registrándose tan sólo discordancias de carácter local. Pero en el Aquitaniense-Burdigaliense inferior colisionan las placas europea y africana, produciéndose importantes cambios paleogeográficos y perdiendo su uniformidad la "cuenca bética".

Durante el resto del Mioceno se detectan varias fases tectónicas de mayor o menor intensidad, según la zona de que se trata. Así por ejemplo, en el Langhiense superior se desarrolla una tectónica de desgarre de componente OSO, que produce la fragmentación de las zonas externas en bloques (algunos de los cuales pasa a comportarse como exótico) y crea pronunciadas fosas entre ellos. Estas fosas son rápidamente llenadas por vertidos gravitacionales de materiales poco consistentes de los relieves adyacentes y por extrusiones de materiales triásicos. Durante el Tortoniense se produce otro impulso tectónico compresivo cuyos cabalgamientos enmascaran en parte los efectos de las fases anteriores.

2. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Alcaudete afloran materiales cuyas edades están comprendidas entre el Triásico y el Cuaternario.

Al hacer referencia en este capítulo a cada uno de los conjuntos litológicos distinguidos en la cartografía, seguiremos un orden cronoestratigráfico.

Los materiales pertenecientes a distintos dominios o subdominios paleogeográficos (Subbéticos Medio y Externo, Unidades Intermedias o Depresión del Guadalquivir) sólo se individualizarán cuando las notorias diferencias de sus facies así lo aconsejen, como es el caso del Cretácico de las Unidades Intermedias.

2.1. TRIASICO

A pesar de la abundancia de afloramientos de materiales triásicos, ninguno representa la continuidad suficiente para el levantamiento de una serie estratigráfica representativa de este sistema. La elevada plasticidad de estos materiales, junto con su considerable potencia han dado lugar a que el Triásico jugara un importante papel en las deformaciones regionales como nivel de despegue de cabalgamientos. Debido a ello, se presenta fuertemente deformado y su aspecto, en numerosas ocasiones, es caótico. Esto, junto con las condiciones de afloramiento, dificulta enormemente el establecimiento de las relaciones entre los distintos tramos triásicos y entre estos y los restantes materiales adyacentes, por lo que muchos de estos contactos se han trazado como mecánicos.

Los conjuntos litológicos diferenciados dentro del Triásico son los siguientes:

2.1.1. Arcillas versicolores con yesos y areniscas (1)

Constituyen buena parte de los afloramientos triásicos. Se trata de lutitas con colores rojos, verdes, violáceos u ocres si bien predomina el color rojizo; intercalan niveles de yesos y en zonas muy localizadas, areniscas grises o rojizas, como en el paraje del Cambrón (6 km al Oeste de Alcaudete) o una banda de 6 km que se extiende entre los Cortijos del Partillo Colorado y de Cabeza Gorda (algo más de 2 km al S.O. de la Fuensanta de Martos).

Las lutitas no suelen mostrar estructuras de ordenamiento interno de no ser alguna laminación paralela. Las areniscas, que poseen abundantes cristales de mica, presentan laminaciones paralelas, "ripples" de corriente que pueden llegar a ser cabalgantes ("climbing ripples") y estratificación cruzada. Los estratos de areniscas pueden alcanzar el metro de potencia observándose a veces, hacia sus muros, cantos blandos de las mismas limolitas en las que encajan. La potencia de las intercalaciones areniscosas no suele superar los 25 m y, en conjunto, este tramo tiene un espesor mínimo de unos 750 m que es la potencia medida en la serie situada al SO de la Fuensanta de Martos, entre el Cortijo del Pontón y el Cortijo del

Raso; como no se observan los límites del tramo ni a techo ni al muro de la serie, no es descabellado estimar que la potencia mínima indicada se aproxime o supere los 1.000 m.

El conjunto de materiales lutíticos con yesos corresponden muy probablemente a un medio de depósito de tipo "sabkha" con clima árido y caluroso, si bien hay que reseñar un episodio más húmedo que daría lugar a la intercalación de areniscas cuyas características sugieren un medio de depósito fluvial, alrededor del cual prosperaría una flora abundante como lo atestigua la presencia de frecuentes restos vegetales en las areniscas, e incluso algún indicio de lignito como en el Barranco de la Mina, 4 km al Este de Castillo de Locubín.

La falta de datos paleontológicos impide precisar la edad de este tramo.

2.1.2. **Yesos** (2)

Los yesos pueden aparecer englobados dentro de las arcillas versicolores anteriormente descritas, en contacto con calizas y dolomías del Muschelkalk, o (al igual que el resto de los materiales triásicos) como olistolitos dentro de la Unidad Olistostrónica del Mioceno Medio. Yace en masas lentejonares con potencias máximas de 60 metros que en algunos puntos son susceptibles de aprovechamiento.

El yeso presenta en ocasiones un aspecto laminado (con bandas oscuras y claras alternantes), intercalando o no material detrítico. Otras veces es brechoide.

La brechificación puede interpretarse como de origen tectónico si bien en algunos puntos podría tratarse de brechas de yeso resedimentado.

El origen de estos materiales es su precipitación en la cuenca de tipo "sabkha" ya mencionada en el epígrafe anterior.

2.1.3. **Ofitas** (3)

Son rocas subvolcánicas denominadas tradicionalmente ofitas por su textura subofítica aunque a veces es intergranular. En rigor habría que clasificarlas como doloritas.

Sus minerales principales son plagioclasa (labradorita), piroxeno monoclinico (augito) y en ocasiones piroxeno rómbico (hiperstena).

Como minerales accesorios mencionaremos el apatito, cuarzo, biotita, opacos y como minerales de alteración clorita, uralita, sausurita y epidota.

La presencia de prehnita (SANZ DE GALDEANO, 1973) indicaría un metamorfismo de muy bajo grado.

Estas rocas aparecen dispersas por toda la extensión de los afloramientos triásicos. En ocasiones sus manifestaciones adquieren una importancia considerable, como en Hortichuelos o

Valdohornillo, con superficies de más de 25 Ha. En la mayor parte de los casos están muy alteradas y disgregadas. En otros puntos presentan una típica disyunción en bolos.

Encajan tanto en las arcillas versicolores como en las calizas del Muschelkalk. En este último caso puede observarse un metamorfismo de contacto en las calizas, con recristalizaciones y, en algunos puntos, mineralizaciones de carácter hidrotermal.

La edad de estas intrusiones se considera Triásico superior.

2.1.4. Calizas y calizas dolomíticas, localmente dolomías (4)

Tras las arcillas versicolores, se trata de los materiales más abundantes del Triásico de la Hoja de Alcaudete. Están intercaladas entre las lutitas versicolores con yesos pero por sus características litoestratigráficas las atribuimos al Muschelkalk.

De la misma manera que en el resto de los materiales del Triásico, los contactos inferior y superior suelen estar mecanizados por lo que es difícil estudiar la relación exacta con los materiales infra y suprayacentes. En los lugares donde la serie se presenta más completa (v.g. Vértice de Majanillos o kilómetros 15,5 al 16 de la carretera Alcaudete-Las Casillas) este tramo comienza por 40 a 150 metros, según las zonas de margocalizas y calizas pardo-amarillentas con limos del mismo color. Las calizas en unas ocasiones son carniolares y en otras están intensamente bioturbadas y presentan lumaquelas de lamelibranquios y braquiópodos. Los estratos varían entre 5 y 50 cm de espesor. Son frecuentes los niveles con grietas de desecación. Estos materiales parecen disponerse en secuencias somerizantes comenzando por las calizas y terminando por los limos con huellas de exposición subaérea.

Gradualmente se pasa a un segundo subtramo, en general más potente (entre 100 y 150 m) y masivo, constituido por micritas, dismicritas y en menor proporción oosparitas todas ellas negras y tableadas, con algunos niveles de margas intercalados. Aparecen también aquí las secuencias somerizantes aunque no parece que se alcance la emersión como en el tramo anterior. Se observa abundante bioturbación, así como "ripples" de oscilación. El espesor de los estratos varía entre 3 cm y más de un metro aunque predominan los de 5 a 10 cm, haciéndose más masivos hacia el techo. En alguna ocasión se observan laminaciones paralelas criptagales y niveles de brechas de cantos planos ("flat pebbles breccias"), esto último al sur del kilómetro 3,5 de la carretera de Las Casillas a la Nacional 321.

Existen algunos afloramientos aislados de dolomías grises laminadas y brechas dolomíticas del mismo color que sin excesivos argumentos hemos incluido dentro del Muschelkalk.

Las características sedimentológicas de este tramo nos permiten atribuirlo a un medio mareal.

2.1.5. Dolomías y calizas carniolares y brechoides (5)

En algunos lugares el Triásico parece terminar con un conjunto de dolomías brechoides y calizas carniolares de tonos generalmente rojizos u ocres, intercaladas con margas y lutitas de la misma

coloración. Los afloramientos de estos materiales se encuentran muy tectonizados por presentarse justo a muro de las potentes series jurásicas por lo que es sumamente difícil estudiar sus características sedimentarias y establecer su potencia. Su edad puede ser asimilada al Keuper superior.

2.2. JURASICO

Paleogeográficamente las series jurásicas de la Hoja de Alcaudete pertenecen a los subdominios Subbético Externo Central, Subbético Externo Meridional, Subbético Medio Septentrional y Subbético Medio Central (véase figura 1) según la terminología propuesta por BAENA y JEREZ (1982). Cada uno de estos subdominios presenta particularidades en algunos niveles cronoestratigráficos, que permiten individualizarlos. No obstante, también presentan similitudes. En estos casos, en aras a una cartográfica más clara, se ha optado por agrupar en una sola unidad cartográfica las formaciones que sin grandes diferencias pueden seguirse de un subdominio a otro. Este es el caso de Lias Infradomeriense (Formación Gavilán, VAN VEEN, 1969).

DOMINIOS PALEOGRAFICOS DE LA HOJA DE ALCAUDETE

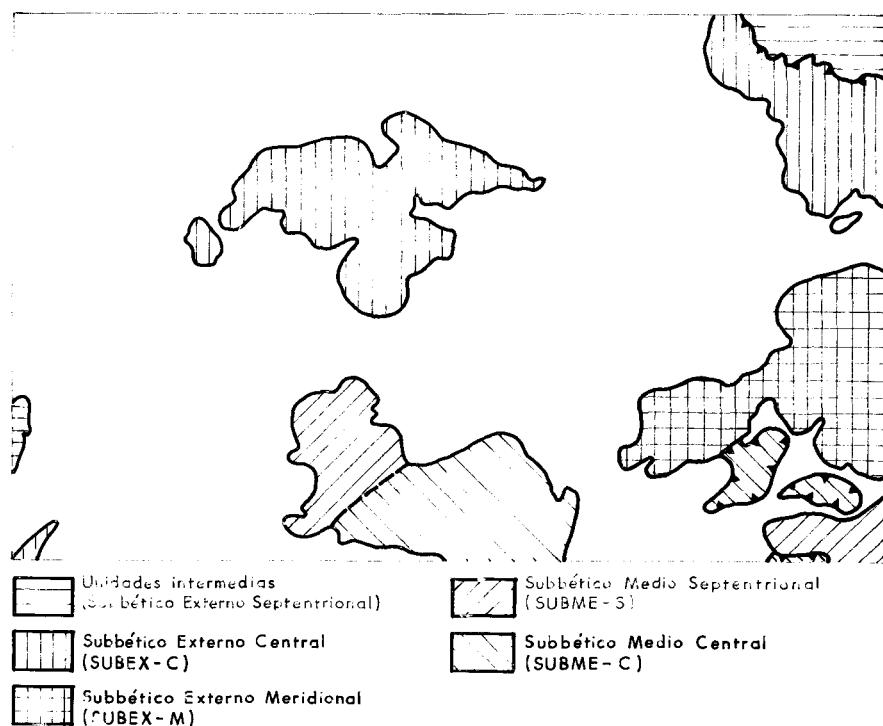


Figura 1

2.2.1. Dolomías y Calizas del Lías inferior y medio (6)

Se incluyen aquí los materiales liáscos depositados previamente a la ruptura de la plataforma carbonatada, hecho que se produce en las cordilleras Béticas de forma heterócrona entre el Carixiense Medio y el Domeriense Inferior, siendo precisamente durante este último cuando tuvo lugar dentro de la Hoja de Alcaudete.

Esta unidad cartográfica coincide con la Formación Gavilán y está presente en todos los subdominios paleogeográficos. Consta de dos tramos; el inferior más potente y dolomítico puede alcanzar los 700 m de potencia y el superior, calizo, varía entre los 50 y los 300 m. El contacto entre ambos tramos es irregular debido a que la dolomitización es epigenética tardía y su ascenso ha sido desigual.

El contacto con los materiales triásicos de facies Keuper está siempre mecanizado, por lo que la potencia de 1.000 m atribuida al conjunto debe considerarse mínima.

Las dolomías son de color gris y de aspecto masivo aunque hacia techo pueden aparecer estratos de potencia métrica o superior. El grado de recristalización es muy alto, son bastante porosas (hasta un 15% o más) y presentan fantasmas de oolitos, oncolitos y bioclastos.

Las calizas son de color blanco o crema y pueden ser masivas o estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Sus texturas corresponden a "wackestones", "packstones" y "grainstones" con oolitos, oncolitos y bioclastos. Localmente (Sierra de Orbes y de la Caracolera) aparecen nódulos de sílex. La macrofauna es escasa (crinoides y braquiópodos generalmente) y en lámina delgada se han identificado *Involutina liassica* JONES, *Saracenaria* sp., *Lingulina* sp., *Lenticulina* sp., Miliólidos y Fischerínidos, Nodosáridos, Textuláridos, Ostrácodos, Equinodermos, Briozaos, Coralarios, algas cianofíceas y espículas de Espongiarios.

En las series atribuibles al Subbético Externo Meridional (Sierras de La Morenita, Gracia, Marroquí, etc.) la dolomitización es mucho más extensa y llega a afectar a toda la formación. En el techo de estas mismas series existen al menos en ciertos puntos, evidencias de exposición subaérea (paleokarsts y diques neptúnicos rellenos de material del Dogger-Malm, fácilmente visibles en los kilómetros 42,3 al 43 de la carretera de Valdepeñas de Jaén a Castillo de Locubín). En las demás series, al techo de la formación, se observan crinoiditas de color marrón o rosado, de hasta dos o más metros de potencia seguidas de un "hardground" también rosado con óxidos de hierro, abundantes braquiópodos, belemnites, ammonites en muy mal estado de conservación, pero que permiten datar el nivel como Carixiense-Domeriense inferior. En la cartografía se han diferenciado como (7) las crinoiditas y el "hardground" allí donde su potencia es mayor (3 km al Este de Alcaudete).

La edad para el conjunto del tramo es pues Hettangiense-Domeriense inferior. La formación se depositó en un ambiente submareal a intermareal originando una extensa plataforma carbonatada. Las crinoiditas de techo corresponderían a barras mareales generadas en las etapas iniciales de la ruptura de la plataforma.

2.2.2. Calizas margosas y margas del Domeriense medio-Bajociense inferior (8)

Esta unidad cartográfica equivale a la Formación Zegrí definida formalmente por MOLINA (1987) aunque ya venía siendo utilizada de modo informal. Su potencia es de 35 a 70 m en las series del Subbético Externo Central (Sierras de Ahillo, Orbes, Chircales-Caracolera y Mentidero), de 160 m en las del Subbético Medio Septentrional (La Martina) y entre 330 y 400 m en las del Subbético Medio Central (Sierras de San Pedro y Vadillo Alto). Estas diferencias son explicables por la subsidencia diferencial que sufría la cuenca sedimentaria. También por ello, en las series del Subbético Externo Meridional no hubo depósito de esta Formación instalándose, según los sectores, áreas emergidas o niveles condensados durante todo el Domeriense Medio-Bajociense Inferior.

Los afloramientos de la formación Zegrí presentan generalmente un relieve deprimido y, allí donde su potencia es escasa, se encuentran parcialmente recubiertos de derrubios calizos procedentes de los niveles supra e infrayacentes.

La mayor parte de la formación está constituida por una sucesión frecuentemente rítmica de margas y calizas margosas de color amarillento en superficie y gris a gris verdoso en corte fresco. Se apoyan directamente sobre el "hardground" carxiense-domeriense de la Formación Gavilán. La relación caliza/marga va aumentando hacia techo. Los estratos son decimétricos y las calizas son "mudstones" y "wackestones" con pellets, radiolarios y algunos filamentos. Son frecuentes los nódulos de hierro de diámetro milimétrico.

A techo de esta formación aparecen, en las series del Subbético Externo Central, 5 metros de calizas margosas de aspecto noduloso y de color rojo dispuestos en estratos cuya potencia oscila entre los 10 y los 80 cm si bien la media se sitúa en los 25 cm. Estos niveles, que podríamos denominar de "Ammonítico rosso inferior", no aparecen en los afloramientos del Subbético Medio de la Formación Zegrí.

La macrofauna encontrada ha sido clasificada como *Renziceras nausikaae* (RENZ.), *Phylloceras Heterophyllum* (SOW.), *Zugodactylites braunianum* (D'ORB), *Z. Parvus* (SOW.), *Harpoceras falcifer* (SOW.), *Collina gemma* (BUCKMAN), *Pseudopecten sp.*, *Hildoceras bifrons* (BRUG.) y *Dumortieria levesquei* (D'ORB), que caracterizan el Toarcense Inferior y Medio; del Toarcense superior y Aalenense se han determinado *Lobolytoceras siemensi?* (DENCK), *Crassiceras latum* (MERLA) y *Phylseogrammoceras dispansum* (LYCETT.). MOLINA (1987) cita *Haplopleuroceras sp.* del Aalenense-Bajociense Inferior y, en este mismo nivel cronoestratigráfico, hemos encontrado *Pleydellia comata* BUCK., *Erycites (Abbasites) abbas* (BUCK.) y *Brasilia bradfordensis* (BUCK.).

La edad, por tanto de esta unidad cartográfica comprende desde el Domeriense medio al Bajociense inferior.

El ambiente sedimentario correspondería a un medio pelágico o hemipelágico, por debajo del nivel de base de oleaje y con variaciones en la productividad de carbonatos y aporte relativo de terrígenos, posiblemente climáticas, que darían lugar al carácter rítmico de la formación. Mientras que en las series meridionales la subsidencia y sedimentación se mantendrían hasta

el Bajociense inferior, dando lugar a un potente registro sedimentario, en las series del Subbético Externo Central se produciría una fuerte ralentización de ambas lo que provocaría la sedimentación de las margocalizas nodulosas en facies de "ammonítico rosso".

2.2.3. Calizas claras con sílex, localmente oolíticas, y calizas grises con sílex y margas. Bajociense (9)

Agrupamos en esta unidad cartográfica a las Formaciones Camarena (calizas oolíticas) y Veleta (calizas con sílex) (MOLINA, 1987) del Subbético Externo, así como las alternancias de calizas grises con sílex y margas del Subbético Medio.

En los afloramientos de las Sierras de Chircales, Caracolera y del Ahillo (Formación Veleta), la potencia de este tramo varía entre 50 y 75 m y está constituido fundamentalmente por calizas ("wackestones") de color gris claro a crema con "filamentos" y nódulos de sílex que a techo pasan progresivamente a "grainstones" de peloides con "filamentos" y oolitos, desapareciendo o escaseando el sílex. La estratificación es paralela y la potencia media de los estratos del orden del medio metro.

En los afloramientos del Cerro del Mochuelo y de Fuensanta de Martos (Formación Camarena), la potencia supera los 100 m. La serie comienza aquí por unos metros de margocalizas y margas y continúa con calizas blancas o crema claro que hacia la base son "wackestones" y "packstones" de "filamentos" y peloides y evolucionan hacia techo a "grainstones" oolíticos y de peloides. El sílex que aparece en la parte baja de la formación, va desapareciendo hacia el techo. La estratificación, también paralela, es más fina (entre 15 y 40 cm).

Por último, los afloramientos del Subbético Medio (Sierras de La Martina, San Pedro y Vadillo Alto) presentan potencias notablemente mayores (entre 150 y 280 m) y facies algo diferentes ya que debido a la mayor subsidencia de este área, las calizas con sílex (que son grises o gris-azuladas) alternan con margas y margocalizas, indicando una mayor batimetría. En algunos puntos (Vadillo Alto) los estratos calizos están constituidos por calcarenitas con laminación gradada. La estratificación es paralela, presentando los estratos potencias de 10 a 60 cm.

La microfauna determinada ha sido escasa: *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Gaudyna* sp., equinodermos y briozoos. Entre la macrofauna se han encontrado *Pseudohibolites* sp., *Hibolites* sp., *Chondroceras gervillii* (SOW.), *Sonninia* sp. y *Stephanoceras* sp., del Bajociense medio.

La fauna encontrada, así como la posición estratigráfica nos permiten datar esta unidad como de edad Bajociense.

En cuanto a la génesis sedimentaria, tanto la parte baja de las Formaciones Veleta y Camarena como la totalidad del tramo en los afloramientos meridionales de la Hoja, se habrían depositado en aguas profundas de una rampa carbonatada aunque no muy por debajo del nivel de base del oleaje ya que las capas turbidíticas observadas se han interpretado como

tempestitas distales. En el sector septentrional de la Hoja el ambiente sedimentario va somerizándose hacia techo ("grainstones" oolíticos y de peloides), hecho que no ocurre en el Sur por el mantenimiento de una fuerte subsidencia en el Subbético Medio.

2.2.4. Doleritas. Aaleniense-Bajociense (10)

Los afloramientos de estas rocas se restringen a las series de la Sierra de San Pedro y de Vadillo Alto, ambas pertenecientes al Subbético Medio Central, al cual caracterizan. En Vadillo Alto, las doleritas atraviesan materiales del Lías y afectan hasta los del Dogger. En la Sierra de San Pedro pueden seguirse durante casi cinco kilómetros 2 niveles interestratificados entre las calizas con sílex del Dogger, con una potencia de hasta 40 m.

Son rocas hipobisales con textura subofítica definida por cristales de plagioclasa (Labradorita) incluidos en piroxenos (Augito). Otro mineral principal es el Olivino que presenta una clorofeitización de grado medio. Entre los minerales accesorios aparecen biotita (clorotizada en parte), apatito, opacos, clorofaeita y zeolitas. Estas últimas formadas por procesos hidrotermales.

En general las doleritas se encuentran muy alteradas, disgregándose con suma facilidad, si bien en algunos puntos, como al S.O. del Cerro Buitrón afloran en masas más frescas y resistentes que presentan disyunción en bolos.

La edad de estas manifestaciones abarca, en el ámbito de la Hoja, el Aaleniense y Bajociense.

2.2.5. Calizas nodulosas rojas. Bajociense superior-Berriasiense (11)

Se trata de micritas nodulosas rojas, que hacia la base pueden ser algo grisáceas o violáceas y que presentan localmente intercalaciones margosas; constituyen la Formación "Ammonítico Rosso Superior". Su potencia oscila entre 20 y 40 metros.

Los estratos son de espesor muy variable (entre 30 cm y más de 20 metros) y presentan a techo frecuentes superficies de omisión y/o "hardgrounds". Existe, en especial, un importante "hardground" con abundantes Ammonites corroidos, bioturbación y desarrollo de una costra de óxidos de hierro que según las series se sitúa entre los dos primeros tercios de la formación (S^a de Ahillo, por ejemplo) o hacia la mitad de la misma (Gracia); se trata de un nivel guía de carácter regional y representa una laguna estratigráfica que comprende según las áreas el Bathoniense superior o el Bathoniense superior-Oxfordiense, ambos incluidos.

En algunos puntos, como en la Sierra de Ahillo, aparecen intercalaciones calcareníticas, especialmente en la mitad superior de la formación. Estas calcarenitas presentan laminaciones onduladas y cruzadas de bajo ángulo interpretadas como "ripples" de oscilación y en algunos casos como estructuras de tipo "hummocky". También existen laminaciones paralelas con,

localmente, granoselección normal. CHECA *et al.* (1983) y MOLINA *et al.* (1986) interpretan estos niveles como capas de tormentas o "tempestitas".

En los afloramientos del sector Morenita-Gracia-Marroquí abundan los espeleotemas y brechas de colapso que indican actividad paleokárstica, especialmente en la parte inferior de la formación.

Las calizas presentan texturas de tipo "wackestone" excepto en las pasadas calcareníticas, constituidas por "grainstones" y "packstones". En general se encuentran intensamente bioturbadas.

Entre la microfauna aparecen *Saccocoma*, *Globochaete alpina*, *Spirillina sp.*, *Lenticulina sp.*, *Eothrix alpina*, *Epistomina sp.*, *Protoglobigerina cf. oxfordiana*, radiolarios, ostracodos, "filamentos", etc.

La macrofauna recolectada ha sido clasificada como *Ptychophylloceras feddeni* (WAAGEN), *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOT), *Kamptocephalites kampfus* ENG., *Lytoceras sp.*, *Calliphylloceras sp.*, *Pterolytoceras exoticum* (OPPEL), *Strebliites oxinotus* (LEANZA), *Lissoceratooides erato* (D'ORB.), *Aspidoceras cyclotus* (OPPEL), *Perisphinctes amphitllensis* ARKELL, *Parapallasiceras praecox* (SCHNEID.), *Pectinatites pectinatus* (PHILLIPS), *Lytoceras sutile* OPPEL, *Aulacosphinctoides infundibulus* (UHLIG.), *Haploceras elimatum* (OPPEL), *Sublithaceras penicillatus* (SCHNEID.), *Paraberriasella blandeti* (DONZE), *Subasteuroceras kueneni* (STEUR), *Virgatosphinctes transitorius* OPPEL, *Berriasella calisto* ZITTEL y *Pygope diphya* COL. Esta fauna permite datar desde el Calloviano al Berriasiense, lo cual junto con otras determinaciones citadas por SANZ DE GALDEANO (1973), MOLINA (1987), etc., permite atribuir al conjunto de la formación una edad Bajociense superior-Berriasiense.

Las relaciones de la formación "Ammonítico Rosso superior" con los niveles infrayacentes varían según las áreas que consideremos. En las series de Ahillo, Chircales y Caracolera, los primeros estratos de esta formación, de edad Bajociense superior, se apoyan sobre los últimos de la formación Veleta en tránsito gradual. En cambio, en las series nororientales de la Hoja (Cerro del Mochuelo y Fuensanta de Martos), aunque también pertenecen al Subbético Externo Central, existe una importante laguna estratigráfica entre los últimos niveles de la formación Camarena (Bajociense Superior) y los primeros de "Ammonítico Rosso" que tiene una edad kimmeridgiense inferior. En el Subbético Externo meridional (Series de Morenita, Gracia y Marroquí), los primeros niveles de "Ammonítico Rosso", de edad Bajociense superior, se apoyan directamente sobre la Formación Gavilán, del Lias, a través de un importante nivel paleokárstico (véase epígrafe 2.2.1.). Por último en el Subbético Medio Septentrional (serie de la Martina), el Ammonítico Rosso reposa sobre margas radiolaríticas de edad probablemente oxfordiense que se describen en el epígrafe siguiente.

En cuanto a la génesis atribuible a esta formación, todo hace indicar que se depositó en umbrales con muy baja tasa de sedimentación, con abundante bioturbación y escasa subsidencia. Existen también pruebas de interrupciones frecuentes de la sedimentación e incluso de exposición subaérea de los sedimentos.

2.2.6. Margocalizas radiolaríticas y radiolaritas. ¿Bathoniense?-Oxfordiense (12)

Estos niveles radiolaríticos constituyen una de las facies características del Subbético Medio y al presentar poca resistencia a la erosión, dan lugar a zonas deprimidas, convirtiéndose de este modo en un buen horizonte guía.

Las condiciones de afloramiento no suelen ser muy buenas. Las radiolaritas se presentan en estratos finos, de unos 10 cm, con fractura astilosa y coloraciones amarillentas o verdosas. Acompañan a las radiolaritas margas y margocalizas, con abundantes radiolaros, que presentan tonos parduzcos, amarillentos y rojizos.

La potencia del tramo varía entre 20 y 50 metros. La edad de las radiolaritas es incierta; VERA (1966) cita el hallazgo de un *Stephanoceras sp.* en la base de esta formación, en la serie de Hachuelo-Montefrío, lo cual indicaría una edad Bajociense superior. Personalmente hemos encontrado Perisfíncitidos en los niveles suprayacentes de "Ammonítico Rosso" de la serie de La Martina, en el extremo suroriental de la Hoja, lo cual nos permite en este punto limitar al Oxfordiense el techo de las radiolaritas. En otros puntos, sin embargo (Sierra de Caniles) parece que los materiales cretácicos se apoyan directamente sobre las radiolaritas. Por todo ello atribuimos al tramo una edad Bathoniense-Tithónico.

La abundancia de radiolarios, sugiere un medio de depósito, para esta formación, bastante profundo.

2.2.7. Calizas con sílex. Kimmeridgiense-Berriasiense (13)

Es otra facies característica del Subbético medio. Se trata en general de biomicritas con sílex y con algún nivel intercalado de brechas y microbrechas.

Los colores son claros, variando entre el blanco y el amarillo, predominando los tonos crema. En los afloramientos de Vadillo Alto y del extremo S.E. de la Hoja, las calizas son algo más claras y detriticas (biosparitas con sílex); presentan laminaciones paralelas, más raramente cruzadas, y a veces estratificación gradada.

Los estratos tienen espesores de unos 20 cm.

El tránsito con las radiolaritas infrayacentes es gradual.

La microfauna encontrada se ha clasificado como *Calpionella alpina* LORENZ., *Crassicollaria intermedia* DURAND-DELGA, radiolarios, saccocónidos y "filamentos". Entre la macrofauna sólo se han reconocido *Aptychus*. La edad atribuible al conjunto del tramo es Kimmeridgiense-Berriasiense.

El medio de depósito parece ser también bastante profundo. Los afloramientos surorientales con laminaciones gradas y cruzadas podrían corresponder a niveles turbidíticos, del mismo modo que las brechas observadas en distintos puntos.

2.2.8. Brechas calcáreas heterométricas. Tithónico-Berriasiense (14)

En la Sierra de La Martina pueden reconocerse unos niveles de brechas o conglomerados con soporte de matriz ("pebbly mudstones"), y con cantos de calizas micríticas del "Ammonítico Rosso", del Dogger e incluso del Lías.

Los cantos son muy heterométricos, variando su diámetro entre unos pocos milímetros y los 20 cm. La matriz es margosa o margocaliza de color rosado o amarillento. Se disponen en lechos masivos con una potencia máxima para el conjunto de la unidad de 22 metros.

La génesis de estos materiales parece estar ligada a mecanismos de transporte en masa ("debris-flow") que se producían en las zonas de transición entre los umbrales donde se estaba produciendo el depósito de "Ammonítico Rosso" y el surco del Subbético Medio. Se trata, pues de depósitos de pendiente proximales (MOLINA, RUIZ-ORTIZ y VERA, 1988).

La edad de estas brechas puede establecerse, en función de la de los cantos que contienen, como Tithónico-Berriasiense.

2.3. CRETACICO-EOCENO

Las características paleogeográficas y sedimentológicas durante este intervalo cronológico presentan notables diferencias en los dos grandes dominios que afloran en la Hoja, el Subbético y las Unidades Intermedias (o Subbético Externo Septentrional). Al mismo tiempo cambian sustancialmente las distribuciones de facies y la morfología de los dominios respecto a las del ciclo sedimentario jurásico. Puede afirmarse que la homogenización de la cuenca subbética iniciada a finales del Jurásico se generaliza en el ciclo sedimentario cretácico.

Por no observarse en la Hoja de Alcaudete series de transición entre las del Subbético y las de las Unidades Intermedias, trataremos por separado estos dos dominios paleogeográficos.

2.3.1. El Cretácico-Eoceno Subbético

2.3.1.1. Margocalizas, margas y calizas. Berriasiense-Albiense (15)

Esta unidad cartográfica (Formación Carretero) está constituida por niveles decimétricos en general de margas, margocalizas y calizas que presentan tonos blanco-amarillentos por alteración, aunque son grises en corte fresco. Texturalmente las calizas corresponden a micritas y biomicritas con manchas de óxidos de hierro provenientes de nódulos piritosos.

En algunas zonas de la hoja, como en el gran afloramiento situado al Norte de la Sierra de San Pedro, pueden observarse niveles con gran profusión de "slumps" y algunas brechas intraformacionales.

La potencia total de la unidad puede rebasar 200 m. Su contacto con los materiales tithónico-berriasienses es aparentemente concordante.

Entre la macrofauna encontrada podemos citar, en el Berriasiense superior-Valangiense, *Neocomites neocomiensis* (D'ORB), *Pseudolissoceras zitteli* (BRUK.), *Neohoploceras submartini* (MALLADA), *Phylloceras cf. winckleri* UHL, *P. serum* OPPEL, *Olcostephanus astierianus* (D'ORB), *Subastieria sulcosa* (PAVLOW), *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORB), *Lytoceras municipale* ZIT, *Neolissoceras gracianum* (D'ORB), *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM), *Saynella clypeiformis* (D'ORB), *Aptychus angulicostatus* PICT-LOR y *Lamellaptychus sparsillamellosus* GÜM. Del Hauerivense-Barremiense se han clasificado *Crioceratites sp.*, *Anahamulina subciliindrica* (D'ORB), *Acrioceras cf. tabarelli* ASTIER, *Uhligia sp.*, *Metahoplites sp.*, *Astrieridiscus sp.*, *Valdedorsella sp.*, *Lytoceras sp.* e *Hypophylloceras sp.*. Por último en el Aptiense superior-Albiense se encontraron *Hamites sp.*, *Cleoniceras cleon* (D'ORB) y *Terebratula sp.*

Por lo que respecta a la microfauna se han clasificado foraminíferos bentónicos del Hauerivense como *Lenticulina guttata* (TEN DAM), *L. nodosa* (REUSS), *L. ouachensis* (SIGAL), *L. ouachensis multicella* BART. et al., *Dorothia haueriviana* (MOULLADE), *D. hechti* DIENI et MASSARI, *D. zedlerae* MOULLADE, *Ramulina sp.*, *Spirillina sp.*, *Marginalina sp.* y *Vaginulina arguta* REUSS. También se han encontrado planctónicos del Aptiense superior-Albiense como *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *H. planispira* (TAPPAN), *H. simplex* (MORROW), *H. trocoidea* (GANDOLFI), *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), *Rotalipora gandolfi* LUT. et PREM.-SILVA y *R. appenninica* (RENZ.).

La edad atribuida a esta unidad es pues Berriasiense medio-Albiense.

Tanto la fauna como las litologías observadas nos permiten afirmar que el medio sedimentario donde se originaron estos depósitos era una cuenca pelágica de muy baja energía aunque con zonas de pendiente como lo atestiguan los "slumps" y brechas intraformacionales observados.

2.3.1.2. **Margas radiolaríticas. Aptiense-Albiense** (16)

En la esquina suroriental de la Hoja se intercalan entre los materiales anteriormente escritos de unos 100 metros de margas oscuras, ricas en materia carbonosa, o verdosas con aspecto radiolarítico, según las zonas. La potencia de los estratos oscila entre 5 y 20 cm. Su resistencia a la erosión es débil, por lo que originan una depresión en el relieve. Aunque sólo se han podido encontrar radiolarios, se atribuye una edad Aptiense-Albiense inferior a esta unidad por su posición estratigráfica.

2.3.1.3. **Margas y arcillas verdosas. Aptiense-Albiense** (17)

Estas facies de margas y arcillas verdosas sólo afloran en las inmediaciones del Cerro de Dos Hermanas. Presentan esporádicas intercalaciones calcareníticas de origen turbidítico. Entre la microfauna clasificada podemos citar *Ticinella bejaouensis* SIGAL, *Hedbergella delrioensis*

(CARSEY), *H. trocoidea* (GANDOLFI), *H. planispira* (TAPPAN) y *Globuligerina sp.* La presencia de estos taxones permiten situar esta unidad en el tránsito Aptiense-Albiense.

La potencia observable de estos sedimentos alcanza los 100 m.

Tanto estas margas y arcillas verdosas como las radiolaritas anteriormente descritas pueden atribuirse a un medio más profundo que el de los restantes sedimentos del Cretácico Inferior. Las intercalaciones turbidíticas observadas indican, no obstante, que las influencias de fenómenos localizados en zonas de pendiente o de talud seguían estando presentes en el depósito de estos materiales.

Podemos considerar que las margas radiolaríticas y las arcillas y margas verdosas se corresponden con la Formación Carbonero (MOLINA, 1987) definida como sedimentos anóxicos o euxínicos cuyas turbiditas procederían de los taludes de domos diapíricos existentes en la cuenca, a consecuencia de la halocinesis del Trías.

2.1.3.4. *Margas y margocalizas blancas y asalmonadas. Cretácico Superior-Eoceno medio* (18)

Esta unidad cartográfica corresponde a las formaciones Quipar-Jorquera y Capas Rojas. Estas dos formaciones presentan características muy similares y puede afirmarse que sólo se diferencian por el color, blanco en la primera y asalmonado en la segunda. En la Hoja de Alcaudete, los afloramientos surorientales corresponderían a la formación Capas Rojas y los situados al Norte de Alcaudete a la Formación Quipar-Jorquera.

En ambos casos se trata de una alternancia de margocalizas (biomicritas del tipo "wackestone" o "packstone") y de margas en las que en ocasiones predominan las primeras y en ocasiones las segundas. Las margocalizas se disponen en bancos de 20 a 50 cm y las margas en estratos algo más finos, entre 10 y 30 cm. En ocasiones las margocalizas presentan nódulos de sílex.

La potencia total del tramo alcanza casi los doscientos metros, aunque no es fácil deducirla debido a la mala calidad de los afloramientos.

La microfauna, muy abundante en foraminíferos planctónicos, suministra edades comprendidas entre el Coniaciense y el Eoceno medio. Tan sólo una muestra, tomada en un olistolito de capas rojas situado en la carretera de El Cañuelo a Luque, ha datado el Cenomaniano superior con *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *H. simplex* (MORROW), *H. planispira* (TAPPAN), *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *R. cushmani* (MORROW), *Globigerinelloides sp.* y *Dicarinella sp.* El Turoniense no ha sido detectado. Del Coniaciense al Maestrichtiense existe una numerosa microfauna de especies pertenecientes a los géneros, *Marginotruncana*, *Dicarinella*, *Hedbergella*, *Praeglobotruncana*, *Helvetotruncana*, *Rosita*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Pseudotextularia*, *Abatomphalus*, *Rugoglobigerina*, *Globotruncanella*, *Gansserina*, etc. Del Paleoceno se han determinado diversas *Morozovella*, *Acarinina*, *Subbotina* y *Muricoglobigerina*. Por último el Eoceno inferior y medio está representado por los géneros

Morozovella, *Chiloguembellina*, *Acarinina*, *Subbotina*, *Muricoglobigerina*, *Truncorotaloides*, *Pseudohastigerina* y *Turborotalia*.

La edad de la formación podría establecerse como Cenomaníense superior-Eoceno medio.

El ambiente sedimentario parece corresponder a una cuenca pelágica de escasa energía, con aportes continentales muy escasos. La presencia de algunas inclusiones de materiales triásicos en esta unidad ha sido explicada por algunos autores, por la existencia de fenómenos diapirícos de edad cretácica. Sin descartar totalmente esta idea, nos inclinamos más por la idea de que la presencia del Trías se debe a las mezclas de materiales que se produjeron durante el Mioceno, con motivo de deslizamientos gravitacionales (véase epigrafes 2.4.5. y 5.4.). Esta idea se ve reforzada por la presencia de algunos microfósiles miocénicos en muestras cretácicas de los afloramientos situados al Norte de Alcaudete.

2.3.2. El Cretácico de las Unidades Intermedias

Las Unidades Intermedias sólo afloran en la esquina Nororiental de la Hoja y en un pequeño sector situado al Oeste de Campo-Nubes, a caballo entre las Hojas de Baena y Alcaudete. Se han cartografiado tres unidades:

2.3.2.1. ***Margocalizas, margas y calizas. Berriasiense-Barremiense inferior*** (19)

Esta unidad cartográfica, muy similar a la Formación Carretero, está constituida por una alternancia en ocasiones rítmica de margocalizas, margas y calizas de tonos amarillentos y grises en corte fresco. Las pasadas calcáreas o margosocalcáreas se presentan en estratos de 20 a 40 cm, mientras que las margas se disponen en niveles de hasta cinco metros. El contacto de esta Unidad con el Malm no aparece dentro de la Hoja de Alcaudete pudiéndose observar, en la de Martos, que puede ser neto o progresivo, según los sectores. La potencia total de este tramo se sitúa sobre los 300 metros, aunque varía considerablemente y en poca distancia, ya que en la vecina Hoja de Martos parece ser que alcanza los 1.000 m. En esta Hoja se citan *Berriasella paramacilenta* MAZENOT, *Tirnovella* sp. y *Lamellaptychus* sp., del Berriasiense mientras que nosotros, hacia el techo de la formación y ya en la Hoja de Alcaudete hemos encontrado *Plesiospitidiscus* sp., *Pedioceras cundinamarcae* GERH y *Litoceras* sp. del Hauteriviense superior-Barremiense inferior. La edad atribuible al conjunto del tramo es, pues, Berriasiense-Barremiense inferior.

En cuanto al medio de depósito de estos materiales, tanto la litología como el contenido paleontológico apuntan hacia una cuenca pelágica de baja energía.

2.3.2.2. Areniscas y margas. Barremiense medio-Albiense inferior (20)

En tránsito gradual con los materiales de la anterior unidad cartográfica aparece una serie margosa y areniscosa de unos 600 m de potencia (Formación Cerrajón). En conjunto se trata de una secuencia grano y estrato-creciente, predominando hacia la base las margas con algunas intercalaciones de areniscas; progresivamente las areniscas van haciéndose más frecuentes y potentes. Las margas son de color ocre a gris. Las areniscas suelen tener un aspecto masivo o presentar laminaciones paralelas. En ocasiones se observan tramos con laminación gradada en la base de los estratos; la potencia de estos oscila entre los 20 cm y más de un metro. Del estudio petrológico de las areniscas se desprende su gran contenido en cuarzo, micas y restos carbonosos. Contienen una microfauna resedimentada de *Orbitolínidos*, *Miliólidos*, *Lituólidos*, *Textuláridos*, algas rodocíreas y clorofíceas, *Bivalvos*, *Gasterópodos* y *Equinodermos*.

El análisis de las facies de este tramo, cuyos mejores afloramientos están en las Hojas vecinas de Jaén y Valdepeñas de Jaén, revela una génesis turbidítica con asociaciones del tipo D y E de MUTTI y RICCI LUCHI (1975). Se trataría, pues, de abanicos distales submarinos aunque la presencia de abundantes restos carbonosos y fauna somera resedimentada nos hace pensar en una conexión directa de estos abanicos con algún sistema fluvio-deltaico de importancia cuya progradación provocaría el carácter grano y estrato creciente de la secuencia. La mineralogía y microfauna somera resedimentada parecen sugerir que los aportes provendrían del Dominio Prebético. Desgraciadamente dentro del marco de la Hoja no se observan estructuras sedimentarias que confirmen o descarten esta hipótesis sobre el sentido de las paleocorrientes.

En cuanto a la edad de la Unidad, tanto por correlación con las Hojas vecinas como por la presencia de *Hedbergella maslakovae* LONGORIA y *H. planispira* (TAPPAN) en las margas hemipelágicas, puede considerarse como Barremiense medio-Albiense inferior, aunque el muro parece ser heterocrónico, oscilando entre el Barremiense medio y el Aptiense, siendo más joven hacia el Oeste, debido a la progradación en este sentido de las facies turbidíticas.

2.3.2.3. Margas, margocalizas y calizas. Albiense superior-Cenomaniano (21)

A techo de las turbiditas anteriormente reseñadas se encuentran unas margas, margocalizas y calizas de colores blanco-amarillentos en alteración y grisáceo en corte fresco, con frecuentes nódulos piritosos. Los estratos calizos y margocalizos tienen espesores que varían entre 10 y 25 cm en general.

La potencia total de esta unidad oscila entre 60 y 100 m.

La microfauna clasificada está constituida por *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW) y *Ticinella primula* LUTERBACHER que datan un Albiense medio-superior aunque en las Hojas de Martos y Valdepeñas de Jaén, también se obtuvieron microfaunas del Cenomaniano.

2.3.2.4. Margas, margocalizas, calizas y areniscas. Berriasiense-Cenomaniente (22)

En el sector suroccidental de la Hoja, al oeste de Campo Nubes, afloran unas margas, margocalizas, calizas bioclásticas y areniscas calcáreas con abundante cuarzo, cuya disposición secuencial es difícil de precisar por la mala calidad de los afloramientos. Se trata de una unidad cartográfica comprensiva a la que atribuimos una edad Berriasiense-Cenomaniente aunque la microfauna clasificada sólo ha suministrado edades comprendidas entre el Aptiense y el Albienense. Esta microfauna está compuesta por *Orbitolina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Everticyclamina greigi*, *Choffatella* sp., *Paracoskinolina* sp., *Textuláridos*, *Miliólidos*, *Ostrácodos* y fragmentos de *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, etc.

El ambiente de depósito debió oscilar, según las diversas facies presentes, entre una plataforma externa de baja energía y una plataforma con influencias de abanicos submarinos.

2.4. TERCARIO

Se han incluido los sedimentos de Paleoceno y Eoceno inferior dentro de la Estratigrafía del Cretácico ya que corresponden a las mismas facies que los sedimentos senonienses de las Formaciones Capas Rojas y Quipar-Jorquera; por tanto, comenzamos la descripción de los materiales terciarios en el Oligoceno ya que, en la Hoja de Alcaudete, no existen formaciones representativas del Eoceno superior.

2.4.1. Calizas bioclásticas y, localmente, conglomerados calcáreos. Oligoceno-Aquitaniense (23)

Los afloramientos de esta unidad cartográfica se restringen a las Sierras de Chircales y Caracolera, donde se han preservado de la erosión al quedar cobijados en el núcleo de una estructura sinclinal vergente al Norte y parcialmente desmantelada. Estos materiales descansan discordantemente sobre los correspondientes al Dogger y Malm.

Se trata de hasta 90 m de calizas bioclásticas (biomicritas en general) con colores blanco grisáceos o beige en estratos de 10 a 20 cm por término medio. Existen pasadas calcareníticas así como niveles de calizas oolíticas y calizas con sílex. Son frecuentes en las capas detríticas, los cantos de arcillas verdes y rojas, probablemente heredados del Trías. En algunos puntos, como al S.E. del Vértice de Caracolera, se observan conglomerados o brechas calcáreas con escaso desarrollo, constituidas por fragmentos de calizas y limolitas (muchas de ellas de origen triásico). La microfauna está compuesta por *Lepidocydina* sp., *Heterostegina* sp., *Rotalia* sp., *Nephrolepidina* sp., *Cibicides* sp., *Textuláridos*, *Amphistegina* sp., *Miliólidos*, *Ostrácodos*, *Globigerina* sp., *Globigerinita* sp., *Globoquadrina* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerinoides?* sp., y fragmentos de *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Algues melobesias* y *Rodofíceas*. Es importante hacer constar la presencia de abundante fauna resedimentada del Cretácico, Paleoceno y Eoceno. Esto podría hacernos pensar que la edad el tramo corresponde a la de los organismos más modernos (Mioceno Inferior) pero, por prudencia, consideramos que el Oligoceno puede estar también presente.

Las litofacies y biofacies sugieren un ambiente de plataforma interna para la génesis de estos materiales. Los materiales mesozoicos resedimentados provendrían del desmantelamiento de los relieves recién formados en el contexto de la tectónica convergente acelerada a partir del Eoceno superior.

2.4.2. Margas y margocalizas. Oligoceno-Aquitaniense (24)

En cambio lateral de facies con la unidad anterior se observan, al Sur del Cerro Utrera, unos niveles de margas y margocalizas blancas de algunas decenas de metros de potencia. También al Oeste y al Norte de Castillo de Locubín afloran estos materiales, intercalándose con alguna pasada calcarenítica y en contacto mecánico con las formaciones adyacentes. Un olistolito aparece al NO de Campo-Nubes.

El contenido micropaleontológico se ha clasificado como *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *G. Tripartita* KOCH, *G. venezolana* HEDBERG, *G. ciperoensis* BOLLI, *G. yeguaensis* WEINZ et APPLIN, *G. prasaepis* BLOW, *G. rohri* BOLLI, *G. praebulloides* BLOW, *G. tapuriensis* BLOW et BANNER, *G. euapertura* JENKINS, *Globorotalia opima* BOLLI, *G. gemma* JENKINS, *G. nana* BOLLI, *Globigerinoides primordius* BLOW et BANNER, *Catapsydrax dissimiis* CUSHM. et BERM., *C. unicavus* BOLLI et al, *Globoquadrina deshiscens* (CHAP. et al), *Pseudohastigerina micra* (COLE), y espículas de esponjas silíceas.

Según este contenido paleontológico, la edad de esta unidad oscilaría entre el Oligoceno inferior y el Aquitaniense. La presencia, aquí también, de fauna residimentada del Cretácico superior y del Eoceno, podría hacernos sospechar que las especies oligocenas también lo están, con lo que la edad quedaría restringida al Aquitaniense.

Esta unidad cartográfica correspondería a facies más externas de la plataforma representada por las calizas bioclásticas anteriormente expuestas.

2.4.3. Margas blancas de aspecto albarizoide. Burdigaliense superior-Langhiense (25)

Afloran en el NO de la Hoya y al Oeste de Campo-Nubes. En el Sector Nororiental no aparece el muro de la unidad mientras que en Campo-Nubes se apoya discordantemente sobre el Cretácico inferior de las Unidades Intermedias. Son margas blancas, en ocasiones bastante compactas, con esporádicas intercalaciones de biolititas algales y calcarenitas con gran cantidad de bioclastos. La potencia total puede estimarse en más de 200 m.

Se trata del equivalente lateral de la Formación Alcalá la Real (= Formación Moreda) constituida en zonas más meridionales, como en la Hoja de Alcalá, por facies más costeras de conglomerados, calcarenitas y margas. En la Hoja de Alcaudete las facies son más distales, correspondiendo a un ambiente de plataforma, con predominio de las margas y presencia de parches de calizas de algas y barras calcareníticas (unidad 26).

La microfauna clasificada está compuesta por diversas *Praeorbulina*, *Globigerinoides bisphaericus* TODD., *G. trilobus* (REUSS), *G. sacculifer* (BRADY), *G. subquadratus* BRONNIMANN, *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. praebulloides* BLOW, *G. falconensis* BLOW, *G. druri* AKERS, *G. ciperoensis* BOLLI, *Globorotalia obesa* BOLLI, *G. praescitula* BLOW, *G. mayeri* CUSHM. et ELLISOR, *G. siakensis* (LE ROY), *G. acrostoma* WEZEL, *Globoquadrina dehiscens* (CHAP. PARR et COLLINS), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHM. et BERM.), etc.

Esto permite atribuir una edad Burdigaliense medio-Langhiense inferior a esta Formación. Es interesante reseñar la presencia de microfauna resedimentada del Cretácico y Paleógeno en muchas muestras recolectadas.

2.4.4. Calcareitas y calizas de algas. Burdigaliense superior-Langhiense inferior (26)

En cambio lateral de facies e intercaladas con las margas blancas anteriormente descritas aparecen calcarenitas y calizas de algas que pueden alcanzar desarrollos notables con potencias de hasta 50 m, siendo 30 m la media observada. Los litotipos presentes son calcarenitas de grano fino constituido por foraminíferos planctónicos, calcirruditas bioclásticas con fragmentos de briozoos, algas rojas, foraminíferos bentónicos y equinodermos, y biolititas de algas rodofíceas. El contenido en cuarzo de las calcarenitas y calcirruditas oscila entre el 1 y el 18%. Hacia el Norte, en las proximidades de Noguerones, las facies calcareníticas presentan características turbidíticas, con laminación gradada que suele comenzar con niveles calcirrudíticos y grandes foraminíferos bentónicos, y laminación paralela. En interlechos margosos de todos estos materiales se han podido recolectar una microfauna constituida por *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. subquadratus* BRONNIMANN, *Globigerina praebulloides* BLOW con resedimentaciones del Eoceno y Oligoceno. Esto, junto a la posición estratigráfica de este conjunto nos permite datarlo como Burdigaliense superior-Langhiense inferior.

El ambiente sedimentario generador de estos depósitos debió de ser una plataforma de aguas templadas (no existen oolitos, corales coloniales ni algas verdeazuladas, propios de aguas tropicales), en la que se instalaban parches de algas rojas que colonizaban el substrato. La energía del medio sería suficiente como para desmantelar la plataforma y estas bioconstrucciones algales y formar acumulaciones de bioclastos algales y de foraminíferos y que podrían alimentar aparatos turbidíticos situados al Norte de la Hoja.

2.4.5. Brechas con olistolitos de material mayoritariamente triásico. Langhiense superior-Serravalliene inferior (27)

En discordancia sobre los materiales de la Formación Alcalá la Real anteriormente descritos, aparece una extensa formación que ocupa gran parte de la mitad noroccidental de la Hoja de Alcaudete. Se trata de un conjunto más o menos caótico de brechas, megabrechas y bloques, constituidos por materiales de diversas litologías entre los que destacan las arcillas, yesos y dolomías del Trías. Entre estos materiales triásicos dominantes aparecen también calizas, margas y margocalizas del Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Mioceno Inferior-Medio (hasta el Langhiense

Inferior). En la matriz de las brechas se ha recogido un buen número de muestras para tratar de establecer la edad de la unidad; aunque muchas de ellas han sido estériles (ya que contenían materiales exclusivamente triásicos), otras muchas han suministrado edades comprendidas entre el Cretácico inferior y el Burdigaliense y algunas han alcanzado el intervalo Langhiense medio-Serravallense inferior. Por ello nos inclinamos a considerar que esta unidad se generó en el Langhiense medio-Serravallense inferior, nutriéndose de materiales más antiguos que aparecen en forma de cantes, bloques y olistolitos. El carácter sedimentario de esta "Unidad Olistrómica" queda patente en gran número de afloramientos, el más espectacular de los cuales sea quizás el del km 355 de la carretera nacional 432, donde pueden apreciarse estratos constituidos por brechas de transporte en masa ("debris flows") que en ocasiones se ordenan en secuencias que finalizan en estratos arcillosos correspondiente a flujos de arcilla ("mud flows").

Es frecuente observar, en las trincheras recién abiertas para mejora de las carreteras, fenómenos de deslizamiento ("slumps") que indican una paleopendiente inclinada hacia el O-NO. En otras ocasiones la estratificación no es tan manifiesta, observándose brechas masivas con bloques y olistolitos que pueden alcanzar dimensiones kilométricas, como la sierra jurásica de Orbes.

Esta unidad cartográfica, que hasta el momento se había considerado como Trías alóctono, debe incluirse dentro de las formaciones olistostrómicas de la Depresión el Guadalquivir tal como se demuestra con detalle en trabajos de ROLDAN (1988) y ROLDAN y GARCIA-CORTES (1988). Su extensión actual está demostrada y cartografiada desde la Hoja de Cazorla hasta la del Castro del Río.

Dado que, si no se dispone de cortes frescos, el aspecto de campo de esta unidad es extremadamente similar al que podría presentar un Trías con brechificación de carácter tectónico, se comprenderá que los límites de la "Unidad Olistostrómica" con el Trías auténtico sean en ocasiones de muy difícil establecimiento. La presencia de olistolitos kilométricos de material triásico (de forma análoga a la de otros materiales) como el del paraje del Cambrón, al Oeste de la Hoja, no hace más que complicar aún más la cartografía.

Los criterios que se han seguido para diferenciar esta formación del Trías alóctono han sido la conjunción del carácter brechoide con la presencia de microfauna de edad Mioceno medio, así como los aspectos indicativos del carácter sedimentario (como la existencia de "debris flows", "mudflows" y "slumps").

No se descarta que parte de los materiales cartografiados como Trías pertenezcan a esta "Unidad Olistostrómica", como parece indicar la presencia de microfauna del Mioceno medio en muestras tomadas en las Hojas de Lucena y Alcalá la Real, con ocasión de nuestros estudios sobre esta formación.

La microfauna que permite datar esta unidad como Langhiense medio-Serravallense inferior, está constituida por *Globigerina bulloides* D'ORB, *G. falconensis* BLOW, *G. praebulloides* BLOW,

Globorotalia siakensis (LE ROY), *G. incompta* CIFELLI, *Globigerinoides bisphaericus* TODD., *G. trilobus* (REUSS), *G. sacculifer* (BRADY), *Globorotalia continuosa* BLOW, *G. mayeri* CUSHM. et ELLISOR, *G. obesa* BOLLI, *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Globorotalia peripheroacuta* BLOW et BANNER, etc.

Por último, dado el aspecto caótico de la unidad, es difícil establecer su potencia. No obstante no sería aventurado hablar de espesores máximos del orden de los 800 a 1.000 m.

2.4.6. Brechas, conglomerados, calcarenitas y areniscas calcáreas. Serravallense medio-superior (28)

Sobre la "Unidad Olistostrómica" se apoyan, discordantemente, una serie de materiales detriticos que varían de facies de un punto a otro de la Hoja pero que deben corresponder a un mismo fenómeno tectosedimentario. En las proximidades de El Cañuelo dominan las brechas con cantos de Trías y las calcirruditas. En los afloramientos próximos a Castillo de Locubín aparecen brechas constituidas por cantos de dolomías del Muschelkalk o Lías inferior, conglomerados y calcirruditas. En la Atalaya y la torre del Algarrobo, cerca de la Fuensanta de Martos las facies predominantes son brechas de material liásico y, por último, en zonas probablemente más distales con respecto a la costa como los afloramientos de La Carrasca y del sector Bobadilla-Noguerones, dominan las areniscas calcáreas y calcarenitas.

La potencia máxima de esta unidad cartográfica se sitúa en torno a los 80 metros. Las brechas y conglomerados se han considerado ligados a una costa escarpada posiblemente del tipo plataforma en rampa que recibía importantes cantidades de material detritico.

Las areniscas calcáreas y calcarenitas presentan pocas estructuras de ordenamiento interno, apreciándose tan sólo, en ocasiones, laminación paralela y alguna escasa laminación gradada. Las areniscas contienen un 40% de cuarzo, un 10% de fósiles y un 30% de cemento calcáreo. Las calcarenitas suelen poseer un 15% de cuarzo y alrededor de un 60% de fósiles. Las asociaciones de facies más frecuentes en areniscas y calcarenitas son pues, las D y E de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) por lo que se atribuyen a abanicos turbidíticos distales. Estos aparatos turbidíticos tendrían sus ambientes proximales en las zonas de brechas y conglomerados anteriormente citadas.

La microfauna contenida en estas faciales detriticas está constituida por *Globigerinidos*, *Amphistegina* sp., *Cibicides* sp., *Lenticulina* sp., *Heterostegina* sp., *Dentalium* sp., radiolarios y restos de equinodermos. Se trata de una fauna somera resedimentada que no precisa excesivamente la edad. No obstante la posición estratigráfica de la unidad, a techo de la "Unidad Olistostrómica" y en cambio lateral de facies con margas blancas bien datadas permiten atribuirle una edad Serravallense medio-superior.

2.4.7. Margas blancas diatomíticas y limos margosos con alguna intercalación calcarenítica. Serravallense medio-Tortoniense inferior (29)

Estas margas pueden reposar directamente y en discordancia sobre la "Unidad Olistostrómica" del Langhiense medio-Serravallense inferior, o bien ser la evolución lateral o vertical de facies de las calcarenitas, areniscas, brechas y conglomerados anteriormente descritos.

Se trata de margas blancas que en determinados sectores, como al Norte del Cortijo de Vado Jaén, pasan a limos margosos algo amarillentos y muy masivos.

Las margas suelen tener un gran contenido en diatomeas y constituyen las facies de albarizas o moronitas tan extendidas en la Depresión del Guadalquivir. Ocasionalmente, presentan laminaciones paralelas (en las inmediaciones del Cortijo Tajarál, en el N.O. de la Hoja) producidas por la presencia de niveles milimétricos de limos silíceos. En el Cortijo Carriles, 1 km al Este del km 91 de la carretera Alcaudete-Martos, predominan las arenas finas, con laminaciones paralelas y cruzadas ("ripples" de corriente). Esto, unido a la gran cantidad de microfauna resedimentada que poseen estas margas nos hace suponer que se sedimentaron en una plataforma todavía influida por fenómenos turbidíticos aunque estos fueran de gran distalidad y fuesen poco a poco desapareciendo para dar paso a una sedimentación margosa autóctona que terminaría por cubrir las facies anteriores.

La potencia total de esta unidad varía entre 200 m al Norte de la Hoja y más de 300 m en los afloramientos meridionales.

La microfauna contenida en estos materiales es numerosa y diversa, pudiendo citar las siguientes especies de Foraminíferos: *Globorotalia menardii* PARKER, JONES et BRADY, *G. Praemenardii* CUSHM. et STAIN., *G. obesa* BOLLI, *G. mayeri* CUSHM. et ELLIS., *G. acostaensis* BLOW, *G. siakensis* LEROY, *G. continuosa* BLOW, *G. pachyderma* (EHREMBERG), *G. scitula* (BRADY), *Orbulina universa* D'ORB., *O. suturalis* BRON, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. bulloides* CRESCENTI, *Globigerina bulloides* D'ORB., *G. falconensis* BLOW, *G. druryi* AKERS, *G. decoraperta* TAK. et SAITO, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMANN et al), *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (BLOW), etc. La edad indicada por el contenido paleontológico es Serravallense medio-Tortoniense inferior.

2.4.8. Calcarenitas (30) y calizas de algas (31). Serravallense medio-Tortoniense inferior

Intercaladas en las albarizas o a techo de las mismas se encuentran algunas pasadas calcareníticas de escasa potencia (5 m como máximo) y biolititas de algas cuyo espesor puede alcanzar los 30 m en el vértice de Cabeza (2 km al E. de Fuente-Tojar) y los 60 m en Bobadilla.

Las calcarenitas corresponden a calcirruditas bioclásticas y calcarenitas propiamente dichas.

Las calizas de algas se presentan en bancos de 20 cm a 1 m de espesor, de aspecto masivo, entre los que alternan niveles calcareníticos. Los componentes esqueléticos más frecuentes son

las algas rodofíceas, briozoos (casi siempre encostrados por algas), lamelibranquios, serpúlidos y algún foraminífero bentónico. Los elementos no esqueletales están ausentes.

Estos materiales corresponden a facies de plataforma carbonatada somera de aguas templadas y marcan un episodio regresivo (megasecuencia estratocreciente y somerización de facies hacia techo).

La edad, por posición estratigráfica es Serravallense medio-Tortoniense inferior.

2.4.9. Calcarenitas (32), calizas de algas (33) y conglomerados (34). Tortoniense superior-Messiniense

En discordancia con las margas blancas del Serravallense medio-Tortoniense inferior o con otros materiales anteriores, aparecen unos afloramientos dispersos de calcarenitas, calizas de algas y conglomerados que representan en la Hoja de Alcaudete los últimos sedimentos marinos de la Depresión del Guadalquivir. Pueden considerarse depósitos postorogénicos ya que sus buzamientos apenas superan los 10°.

En rigor, la discordancia existente entre estas unidades cartográficas y las margas del Tortoniense inferior no se encuentra justo en la base de aquellas sino unos metros más a muro, dentro de las margas blancas. Esto se observa perfectamente en los niveles basales de las calcarenitas del Cerro del Agua, donde existe un tránsito gradual entre las margas blancas (que se van cargando en niveles detriticos) y las calcarenitas. No obstante, la dificultad de trazar esa discordancia dentro de las margas nos ha obligado, por razones prácticas, a cartografiarla en la base de las calcarenitas, conglomerados y calizas de algas.

Los materiales calcareníticos (32) afloran en las proximidades de Fuente-Tojar y al Sur de Castillo de Locubín. Están constituidos en su base por alternancias de areniscas finas y limos arenosos calcáreos, con laminaciones horizontales y contenidos en cuarzo variables entre un 55 y un 60%. Por encima aparecen brechas de clastos triásicos (dolomías arcillas rojas o verdes), soportadas por una matriz de arenisca fina, y calcarenitas bioclásticas de grano fino a grueso con contenido en cuarzo inferior al 2%. Son frecuentes los fenómenos de "slumping", especialmente en la Sierra de La Camuña, las estratificaciones cruzadas en surco y los niveles intercalados de laminación horizontal. Los estratos presentan espesores medios de 20-25 cm.

El estudio sedimentológico detallado revela tres hechos fundamentales:

1º) Tránsito gradual de margas, limos y arenas finas a calcarenitas y conglomerados con una clara tendencia grano creciente y estrato decreciente.

2º) Sustitución de base a techo de la fauna planctónica por la bentónica, diversificación de la misma con dominio de los briozoos.

3º) Disminución porcentual hacia el techo del contenido en terrígenos (cuarzo y fragmentos de rocas).

En las proximidades de la Fuensanta de Martos, las facies son bastante diferentes (34) predominando los conglomerados de cantes bien redondeados de hasta 10 cm de diámetro. También se observan niveles de calcarenitas y areniscas bien cementadas con contenidos en cuarzo que oscilan entre el 1 y el 50%. El resto son bioclastos y cemento esparítico. La erosión ha debido reducir notablemente el espesor observable de estos niveles detríticos, que no superan los 10 o 15 metros de potencia.

Por último en el km. 105 de la carretera N-321 aparece un parche de calizas de algas rodofícticas (3) de potencia inferior a 10 metros.

Podemos concluir que las plataformas del Tortoniense superior cuyos vestigios afloran en la Hoja de Alcaudete, muestran una tendencia progradante y regresiva, en la que a las margas se superponen las facies de brechas y a estas las de calcarenitas. Corresponden a un modelo de rampa homoclinal de elevada pendiente, y están nutridas por esporádicos pero importantes aportes terrígenos que en forma canalizada llegan de las áreas emergidas al Sur. La presencia de "slumps" y fracturas sinsedimentarias indican que, además de encontrarse en un contexto todavía tectónicamente muy activo, estas plataformas tendrían una pendiente importante. Por ello serían bastante estrechas lo cual justificaría la escasa extensión de los afloramientos actuales.

En los interlechos margosos de estas unidades cartográficas se ha recogido una microfauna constituida por *Globorotalia humerosa* TAK. et SAITO, *G. plesiotumida* BLOW et BANNER, *G. dalii* PERCONIG, *G. scitula* (BRADY), *G. andalusiana* PERCONIG, *G. juanai* BERM. et BOLLI, *G. acostaensis* BLOW, *G. obesa* BOLLI, *Globigerina bulloides* D'ORB., *G. apertura* CUSHMAN, *G. decoraperta* TAK. et SAITO, *Orbulina universa* D'ORB., *Globigerinoides trilobus* REUSS, *G. bulloideus* CRESCENTI, *G. obliquus* BOLLI, etc. La microfauna es característica del Andaluciense (Tortoniense superior-Messiniense).

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios que alcanzan mayor superficie en la Hoja de Alcaudete están ligados a la denudación de los relieves de importancia, mientras que los sedimentos de origen fluvial sólo están representados en estrechas franjas próximas a los actuales cursos de agua.

2.5.1. **Travertinos** (35)

Sólo adquieren entidad cartográfica en los valles del río Grande, al Norte de la Sierra Morenica, y del Guadalcotón, al Norte del Castillo de Locubín. La potencia varía entre 5 y 20 metros.

2.5.2. Terrazas fluviales (36) y (37)

Se han cartografiado dos terrazas ligadas fundamentalmente a los ríos San Juan, Salado y Víboras. La alta (36) se sitúa a unos 20 ó 25 m de cota respecto a los cursos actuales y la baja (37) lo que hace a unos 10 m de los mismos.

Las litologías son muy similares, consistiendo en gravas autosoportadas con intercalaciones discontínuas de limos.

La potencia de la terraza alta puede alcanzar los 10 metros, siendo algo inferior la de la terraza baja.

2.5.3. Aluviales (38)

Constituyen los depósitos actuales ligados a los cursos fluviales. Se trata de gravas, arenas y limos cuya potencia se sitúa entre 5 y 10 metros.

2.5.4. Conos de deyección (39)

Se sitúan todos en la confluencia de pequeños cauces fluviales con el río Víboras. Están constituidos por brechas de cantos más o menos angulosos, cuya litología varía en función de la de la pequeña cuenca fluvial, embebidos en una matriz limosa.

Alcanzan poco desarrollo y sus potencias máximas no superan los 20 metros.

2.5.5. Glacis (40)

Se localizan en las cercanías de relieves moderados tanto triásicos, jurásicos como miocenos, alcanzando mayores dimensiones en las proximidades de Alcaudete, Fuensanta de Martos, Castillo de Locubín y La Rábita.

Su litología corresponde a conglomerados de cantos poco redondeados con abundante matriz limo-arcillosa cuya superficie suele estar tapizada por delgadas costras calcáreas de tonos asalmonados. En las áreas proximales pueden corresponder más bien a derrubios de ladera.

Alcanzan potencias entre 5 y 20 metros.

2.5.6. Derrubios de ladera (41)

Están asociados a los fuertes relieves subbéticos. Son cantos sueltos angulosos o subangulosos embutidos en una matriz limo-arcillosa rojiza. La matriz es más abundante en áreas distales.

2.5.7. Fondos de valle (42)

Incluimos aquí tanto las arcillas de descalcificación de las depresiones kársticas del Mentidero como las lutitas de las lagunas existentes en materiales yesíferos del Oeste de la Hoja.

3. GEOMORFOLOGIA

En este capítulo se expondrán muy sucintamente la fisiografía de la Hoja de Alcaudete y los distintos sistemas morfogenéticos que configuran la morfología actual del relieve. Estos sistemas son: las formas estructurales, la morfología fluvial y torrencial, la morfología de vertientes, la morfología kárstica y los procesos edáficos.

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La Hoja de Alcaudete presenta fuertes contrastes morfológicos entre las formas suaves y alomadas de los depósitos margosos y arcillosos, por un lado, y las sierras calcáreas subbéticas por otro. Estas últimas presentan escarpes de hasta 800 metros con respecto a la campiña inmediata y sus mayores cotas se alcanzan en los picos del Ahillo (1.455 m), Caracolera (1.324 m), Morenica (1.366), Cerro de la Martina (1.410 m) y Martina (1.520 m).

En la introducción de esta memoria se comentan los principales núcleos de población y el estado de las comunicaciones.

La red hidrográfica, de igual manera que el tipo de relieve, está condicionada por la naturaleza del sustrato sobre la que se asienta. Esto determina que en las margas cretácicas y terciarias los cauces y barrancos que se originan son amplios, poco desarrollados y con caudal generalmente estacional. En cambio en rocas más competentes como las calizas del Muschelkalk y del Jurásico, los arroyos están encajados y suelen tener caudales permanentes.

Los ríos más importantes y que presentan un caudal continuo son el San Juan (Guadajoz, aguas abajo) y sus afluentes Víboras, Salado y Arroyo del Salado así como el Arroyo Grande, afluente del Víboras.

Existen algunas zonas endorréicas en el sector occidental de la Hoja y en algunas de ellas persisten lagunas durante la casi totalidad del año, como las lagunas del Chinche y Honda. Estas zonas endorréicas se desarrollan donde la presencia de materiales salinos es grande y los procesos de disolución son importantes, creándose zonas deprimidas de escaso o nulo drenaje.

3.2. FORMAS ESTRUCTURALES

En la Hoja de Alcaudete las formas estructurales que predominan son los escarpes, espolones, barras rocosas ("hog-backs"), salientes y superficies estructurales. Los espolones y barras rocosas se generan allí donde existen alternancias de margas y calizas o margas y calcarenitas, con buzamientos elevados. Los salientes rocosos son frecuentes en la "Unidad Olistolítica" y se deben a la presencia de olistolitos competentes embutidos en una matriz margoso-arcillosa. Por último, las superficies estructurales son escasas, limitándose a las formaciones neógenas colgadas (Fuente-Tojar, Villodres, La Camuña) o alguna estructura del Ahillo y suroccidental de Chircales.

3.3. MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL

El fuerte relieve de la mitad suroriental de la Hoja condiciona una red fluvial bastante encajada. Tan sólo los ríos San Juan, Víboras y Salado presentan terrazas de consideración en sus riberas. Se han distinguido dos terrazas más el lecho de inundación actual.

Los cauces actuales de los ríos son estrechos y tienen cierta tendencia meandriforme, encontrándose en un franco proceso de encajamiento respecto a su llanura de inundación. Es significativo que en la mayoría de las redes hídricas secundarias se hayan observado fenómenos de erosión remontante, que dan incluso zonas acarcavadas. Este fenómeno está sin duda ligado al descenso actual de los niveles de base.

3.4. MORFOLOGIA DE VERTIENTES

Además de los glacis y derrubios de ladera cartografiados, existen procesos de deslizamientos y desprendimientos de ladera.

Los deslizamientos están asociados a fenómenos de solifluxión de materiales margosos (principalmente miocenos y cretácicos) sin que presenten grandes problemas en la Hoja.

Los desprendimientos se producen en los fuertes escarpes jurásicos y en las calcarenitas del Tortoniense superior-Messiniense.

Por último podemos señalar el modelado por aplanamiento que ha sufrido la Sierra del Mentidero, posiblemente de edad miocena tardía.

3.5. MORFOLOGIA KARSTICA

Las formas kársticas se restringen a las áreas ocupadas por materiales susceptibles de disolverse ante la acción de las aguas meteóricas y en esta Hoja corresponden a los carbonatos mesozoicos y a las evaporitas triásicas o de la "Unidad Olistostrómica".

Las formas más llamativas, además de las lagunas endorréicas ya comentadas, son las dolinas y torcas del Cerro de Gracia y del Mentidero.

3.6. PROCESOS EDAFICOS

Los procesos edáficos que adquieren un mayor reflejo son los encostramientos superficiales de las formaciones detríticas neógenas y cuaternarias, así como la incipiente formación de suelos vérticos en zonas arcillosas con dificultad de drenaje (fondos de valle y dolinas).

4. TECTONICA

La Hoja de Alcaudete, por su encuadre dentro de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, está marcada por dos fenómenos tectónicos de gran escala: la apertura del Océano Atlántico y a la Orogenia Alpina.

La apertura del Atlántico se inicia en el Triásico, intensificándose en el Jurásico, mediante la aparición de una zona de "rifting" de dirección N 60°. Esta etapa de "rifting" dio lugar a la aparición de fallas normales (lístricas) por acción de los movimientos distensivos y a la emisión de rocas volcánicas (Ofitas en el Triás y doloritas en el Jurásico del Subbético Medio).

Durante el Cretácico la actividad tectónica se ralentiza a pesar de que hay indicios de cierta inestabilidad ("slumps", brechas y niveles turbidíticos). En los albores del Paleógeno finaliza la etapa de margen continental pasivo y se inicia la de margen convergente. Aunque hay indicios de una actividad compresiva de cierta importancia en el Eoceno medio-superior, hasta el Mioceno no se inician, en el área que nos ocupa, las grandes deformaciones del margen dentro ya de la Orogenia Alpina. Estas se producirían por el efecto combinado de la colisión continental entre el bloque de Alborán y el margen ibérico y la acción de importantes fallas de régimen transcurrente, a partir del Burdigaliense medio.

Durante el Aquitaniense y el Burdigaliense Inferior, la compresión provocada por la colisión continental se produjo hacia el NO y terminó de estructurar las Zonas Internas en mantos de corrimiento; según las más recientes investigaciones, no parece que en las Zonas Externas esta etapa produjera deformaciones tan importantes sino el inicio de su plegamiento (MARTIN-ALGARRA, 1987). Quizá daten de esta época estructuras como el apretado sinclinal de Chircales-Caracolera.

A partir del Burdigaliense superior y hasta el Tortoniense, las deformaciones están relacionadas, básicamente, con el desplazamiento hacia el O y S.O. del bloque rígido y ya estructurado de las Zonas Internas. Es en esta etapa cuando las Zonas Externas sufren las mayores deformaciones mediante el funcionamiento de importantes accidentes transcurrentes.

El funcionamiento clásico de las zonas en régimen transcurrente se sintetiza en el esquema de la figura 2, (SANDERSON y MARCHINI, 1983), obtenido de la modelización del fenómeno y análisis de los esfuerzos generados. Se exponen los tres casos que pudieron producirse en las Cordilleras Béticas desde el Burdigaliense superior: desgarre con compresión ("transpresión"), desgarre simple y desgarre con distensión ("transtensión").

Orientando el desgarre en la dirección del movimiento del bloque de Alborán (hacia el O. y S.O.), tal como se ha hecho en la figura, es fácil obtener las principales deformaciones que tuvieron lugar en este período: Cabalgamientos en sentido opuesto, desgarres asociados de dirección N-65° a N-100° y N-125° a N-160° y fallas normales o fracturas distensivas de dirección N-90° a N-125°.

La primera pulsación importante post-Burdigaliense tiene lugar en el Langhiense superior-Serravallienense inferior. Produce discordancias en las series miocenas de las Zonas Internas

(Depresiones de Granada y Guadix, Lecrín, Sierra Cabrera, región de Níjar y Carboneras, Sierra Carrascoy, etc.).

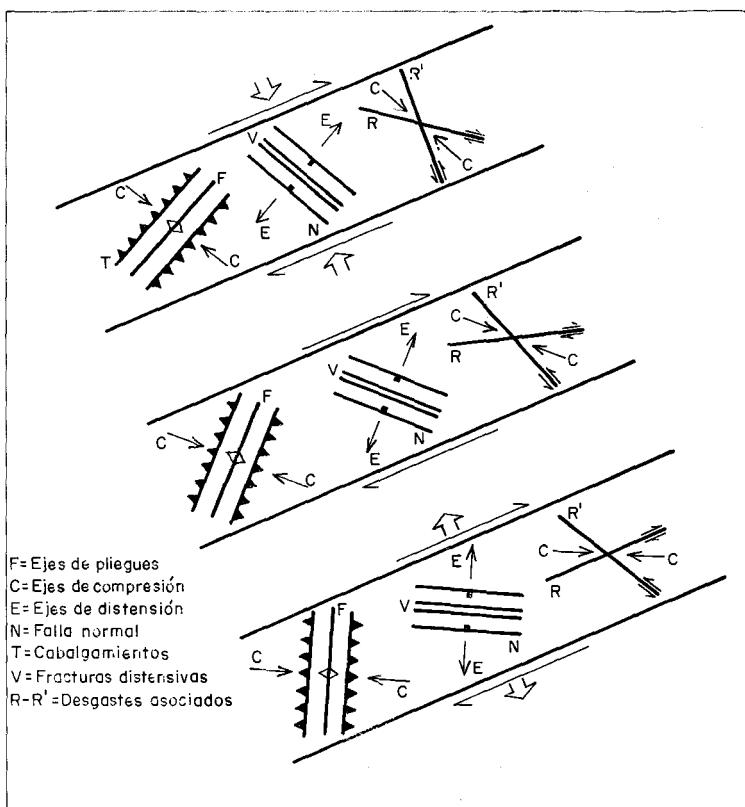


Figura 2.— (SANDERSON y MARCHINI, 1983)

En la Hoja de Alcaudete su importancia es mayor, (posiblemente debido a que en las zonas con régimen transcurrente las deformaciones se concentran en el propio cinturón transcurrente) y se manifiesta por el depósito discordante de la "Unidad Olistostrómica", asociado al frente de los cabalgamientos hacia el NO de todas las series Subbéticas. Estos cabalgamientos se produjeron a favor de dos niveles de despegue: el primero y principal constituido por las arcillas y yesos del Trías y el segundo por las margas cretácicas. También se producen desgarres de dirección N-130° como el que traslada hacia el Norte a las Sierras de San Pedro y Vadillo Alto desde sus posiciones originales (alineadas con otros afloramientos del Subbético medio de las Hojas de Alcalá la Real e Iznalloz) hasta las actuales, al Norte de series paleogeográficamente más septentrionales como la de La Martina. Esta traslación que RODRIGUEZ FERNANDEZ

(1982) sitúa en el Tortoniense, no afecta a nuestro juicio a materiales del Serravalliene superior-Tortoniense inferior, al menos en la Hoja de Alcaudete, por lo que la situamos en el Langhiense superior-Serravalliene inferior. La traslación de las Sierras de San Pedro y Vadillo Alto sí afecta, en cambio, a las series de La Martina, Gracia, Marroquí y Morenica. La fricción debió provocar un empuje que tuvo tres consecuencias:

- 1º) Cambio de las alineaciones de La Martina desde un rumbo N.45° a un rumbo N-130°.
- 2º) Inversión de todas las series.
- 3º) Cabalgamiento del Cerro Rompezapatos sobre la serie de La Martina.

Todos estos fenómenos fueron observados por SANZ DE GALDEANO (1973), quien los explica con mayor amplitud.

Respondiendo también a los mecanismos sintetizados en la figura 2, esta pulsación Langhiense superior-Serravalliene inferior sería la responsable de los pliegues, cabalgamientos y retrocabalgamientos de dirección NE-SO que aparecen en el Burdigaliense superior-Langhiense inferior del NO de la Hoja, en el Malm y Cretácico inferior de las Sierras de San Pedro y Caniles, y en otros lugares.

Otras pulsaciones importantes tuvieron lugar en el Serravalliene medio y en el Tortoniense inferior. Como señala MARTIN-ALGARRA (1982), ambas vinieron acompañadas por sendas regresiones. Durante estas pulsaciones se producen nuevas deformaciones y cabalgamientos así como la reactivación de otros con lo que se enmascaran en parte los efectos de la anterior fase Langhiense superior.

El paroxismo intraserravalliene es el responsable de la discordancia existente entre los materiales del Serravalliene medio y la "unidad Olistostrómica" infrayacente. Al mismo tiempo, la caída del nivel del mar habría favorecido el desarrollo de las facies turbidíticas del Serravalliene medio (MUTTI, 1985).

Por último la pulsación intratortoniense, además de producir una nueva discordancia pudo generar nuevos movimientos tangenciales generalmente localizados pero que alcanzan en ocasiones gran intensidad. Es el caso de la discordancia existente en El Cañuelo y en la Sierra de la Camuña, entre las brechas y conglomerados casi verticales del Serravalliene medio-superior y las calcarenitas subhorizontales del Tortoniense Superior-Messiniense.

También correspondería a esta pulsación el deslizamiento gravitacional del Subbético sobre las Unidades Intermedias y el Mioceno del Norte y N.O.

Si bien los sedimentos depositados con posterioridad a estas fases tectónicas pueden considerarse postorogénicos, todavía están afectados por fenómenos neotectónicos como basculamiento de terrazas y reactivación de fracturas de dirección N-30°, N-70° y N-150° fundamentalmente.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja de Alcaudete está inmersa dentro de la evolución de los medios sedimentarios del margen ibérico de las Cordilleras Béticas. Por ello se estructurará en cinco etapas bien diferenciadas por los acontecimientos tectónicos y sedimentarios que en ellas tuvieran lugar. Estas cinco etapas son la etapa inicial o de "rifting", la etapa de oceanización, la etapa de margen convergente, la etapa paroxísmica y la etapa post-paroxísmica.

5.1. ETAPA INICIAL DEL MARGEN: EL "RIFTING" (TRIASICO-DOGGER)

Esta etapa la iniciamos en el Trías, por ser de esta época los primeros sedimentos que afloran en la Hoja de Alcaudete. La apertura del Océano Atlántico se inicia por la aparición de una serie de cuencas estrechas y alargadas limitadas por fallas lísticas, originadas por un ambiente tectónico distensivo. Es el comienzo del "rifting" que se prolongará hasta finales de Dogger. En estas estrechas cuencas, todavía continentales, imperaban durante el Trías condiciones de sedimentación fluviales o fluviodeltaicas, con aportes detriticos provenientes de los abruptos flancos y con episódicas influencias marinas someras (calizas del Muschelkalk y evaporitas de "sabkha"). Las condiciones distensivas favorecieron el ascenso de rocas volcánicas básicas (ofitas).

En el Lías inferior el mar penetra definitivamente en estas cuencas recién creadas, sedimentándose facies someras con barras de alta energía y áreas mareales más protegidas de la acción del oleaje (GARCIA HERNANDEZ et al. 1976, 1986).

La uniformidad de la plataforma carbonatada somera del Lías inferior se rompe en el Carixiense. Se produce una intensificación del rifting y la fragmentación de la plataforma en bloques delimitados por fallas lísticas. Estos bloques bascularon a la vez que se produjo una bajada generalizada del nivel del mar; por ello, en algunos sectores se producen emersiones con procesos de karstificación (Subbético Externo Meridional) y en el resto una interrupción sedimentaria.

La sedimentación se reanuda en el Domeriense inferior, gracias a un ascenso eustático del nivel del mar, con materiales calizos condensados (abundante fauna de Ammonites).

La sedimentación durante el resto del Lías, el Dogger y el Malm fue de marcado carácter pelágico en todo el Subbético. Sin embargo esta sedimentación pelágica se realiza en un dispositivo de surcos y umbrales o, si se prefiere, en áreas de diferente subsidencia. Así, mientras que en los materiales del Subbético Externo Meridional (Morenica, Gracia, Marroquí, Torre Alta) el depósito se produjo en umbrales con poca velocidad de sedimentación (Ammonítico Rosso), en el Subbético Externo Central (Ahillo, Mentidero, Chircales y Caracolera) y, sobre todo, en el Subbético Medio (S^a de San Pedro, La Martina, etc.) se depositaron grandes espesores de margas y calizas de mayor batimetría, con secuencias radiolaríticas (Subbético Medio) y rocas volcánicas básicas submarinas (Subbético Medio Central). Estos grandes espesores se explican por la subsidencia de los surcos. La profundidad, sin embargo

no debió ser excesiva (inferior a 200 m) en algunas áreas y períodos ya que se han descrito tempestitas en las calizas con sílex del Bajociente.

5.2. ETAPA DE OCEANIZACION: (MALM-CRETACICO SUPERIOR)

Existe un cierto solapamiento entre el final del "rifting", el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica. En dominios tectono-sedimentarios análogos (Alpes, Apeninos, margen oriental del América del Norte) los primeros fondos oceánicos parecen en el Oxfordiense basal-Kimmeridgiense basal, por lo que puede admitirse que en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas ocurriera hacia esa misma época (VERA, 1988). Por consiguiente, podemos asimilar la discontinuidad del Calloviense, en la que se produce una interrupción sedimentaria o un máximo de condensación a nivel de toda la Cordillera, al fin de la etapa de "rifting" o inicio de la oceanización.

Durante todo el Malm se mantienen sin embargo los grandes dispositivos paleogeográficos (surco importante en el Subbético Medio, otro de menor entidad en el Subbético Externo Central, separados ambos por un umbral en el Subbético Externo Meridional).

En el Neocomiense cambian radicalmente la distribución de facies y la morfología de la cuenca. En las Unidades Intermedias y durante todo el Cretácico Inferior, se depositaron calizas y margas en la base que fueron progresivamente intercalándose con niveles turbidíticos hasta el predominio total de estos últimos durante el Barremiense, Aptiense y Albienense inferior. Parece ser que el surco en el que se depositaron estas turbiditas era paralelo al borde del margen (MALDONADO y RUIZ-ORTIZ, 1982).

En el Subbético se formaron ritmitas de margas, margocalizas y calizas con frecuentes indicios de inestabilidad sinsedimentaria ("slumps" y brechas intraformacionales).

En el Cretácico Superior se siguen eliminando las diferenciaciones existentes y se depositan en todos los dominios aflorantes en la Hoja de Alcaudete las margas y margocalizas blancas o asalmonadas de la Formación Capas Rojas o Quipar-Jorquera.

5.3. ETAPA DE MARGEN CONVERGENTE (PALEOGENO)

La observación por parte de diversos autores en áreas cercanas a la que nos ocupa de fenómenos tectónicos de carácter compresivo en diferentes edades del Paleógeno nos de pie para afirmar que en los albores de este período el margen ibérico de las Cordilleras Béticas deja de comportarse como un margen pasivo, con régimen distensivo, para comportarse como un margen convergente. Se iniciaría entonces la subducción de los fondos oceánicos bajo la subplaca de Alborán, precisamente hacia la misma edad que el inicio de la subducción en los Alpes del Tethys ligur bajo la Apulia.

La convergencia termina en el Mioceno inferior que es cuanto tiene lugar la colisión continental (etapa paroxísmica).

Durante el Paleoceno la sedimentación continúa con las mismas características que el Cretácico superior ya que la actividad compresiva no fue muy importante. Esta alcanzó mayor relevancia a partir del Eoceno Medio (fin del depósito de "Capas Rojas"), sedimentándose a partir de entonces margas y calizas pelágicas con intercalaciones de turbiditas y otros depósitos gravitacionales, al tiempo que se pliega la cobertura de las Zonas Internas con vergencias hacia el Noroeste.

5.4. ETAPA PAROXISMICA: (AQUITANIENSE-TORTONIENSE INFERIOR)

Se inicia con la colisión continental de la placa ibérica y el bloque de Alborán. Esta colisión tiene lugar en el Aquitaniense y produce el fin de la estructuración de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. En las Zonas Externas se destruye completamente la paleogeografía subbética, plegándose ya también la cobertura con vergencias al N.O. De todas formas la colisión debió de ser un fenómeno progresivo y diacrónico dada la falta de paralelismo entre los márgenes.

Pero las deformaciones mayores de las Zonas Externas, en las que se encuadra la Hoja de Alcaudete, van a tener lugar a partir del Burdigaliense superior, según los datos recogidos en la elaboración de la cartografía y secundados por las más recientes investigaciones (MARTÍN-ALGARRA, 1987). Efectivamente, en el Burdigaliense comienza la deriva hacia el Este y el Sureste del bloque de Alborán que no puede proseguir su avance hacia el N.O. por haberse producido en el Aquitaniense la colisión continental. Esto produce una pulsación tectónica intraburdigaliense cuyos efectos son la discordancia que marcan las facies conglomeráticas de las Formaciones Moreda o Alcalá la Real (Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior) aunque en Alcaudete las facies son más distales y corresponden a margas y calizas de algas de plataforma así como a turbiditas, al N.O. de la Hoja.

Pero la deriva del bloque de Alborán va a provocar una serie de pulsaciones en un régimen transcurrente, con importantes fallas de desgarre, cabalgamientos hacia el NO y otros fenómenos tectónicos (ver capítulo 3. TECTONICA).

La primera de estas pulsaciones y la de mayor magnitud en el área que nos ocupa debió de ocurrir a finales del Langhiense. Este paroxismo quedó registrado por el depósito, en un área que se extiende al menos desde la Hoja de Espejo hasta la de Cazorla, de la "Unidad Olistostómica", constituida por sedimentos transportados en masa ("massflows" y olistolitos) y de edad Langhiense superior-Serravallense inferior (ROLDÁN y GARCIA-CORTES, 1988). Las ingentes cantidades de material acumulado dan una idea de la magnitud de la pulsación. La formación de la "Unidad Olistostómica" está íntimamente relacionada con el frente de los cabalgamientos asociados a la tectónica de desgarre. Estos cabalgamientos se producían a favor de dos niveles de despegue principales: las arcillas y evaporitas del Trías y las margas cretácicas. Estos niveles plásticos, al alcanzar tectónicamente la superficie comenzarían a deslizarse

gravitacionalmente hacia el antepaís arrastrando con ellos bloques de diversos materiales mesozoicos y cenozoicos de la cobertura. La sedimentación debió de ser extraordinariamente rápida lo que explicaría, junto al mecanismo de transporte y sedimentación, la escasez de microfauna autóctona de la cuenca de sedimentación.

Otra fuente complementaria de material triásico podría haber sido el ascenso halocinético a través de grandes fracturas distensivas de dirección N 95° a N 130° (en función de que predominaran condiciones transpresivas o transtensivas. Ver capítulo 3. TECTONICA). Se trataría de un diapirismo tectónicamente controlado e inducido.

Hacia el Serravallense medio se produce una caída generalizada del nivel del mar y una nueva pulsación tectónica que produce una nueva discordancia y favorece el depósito de las turbiditas del Serravallense medio-superior.

Por último una nueva pulsación intratortoniense, acompañada también por una regresión, produce nuevos ajustes y algunos cabalgamientos hacia el Norte, así como el depósito de amplias formaciones calcareníticas regresivas.

5.5. ETAPA POSTPAROXISMICA (TORTONIENSE SUPERIOR-CUATERNARIO)

La actividad tectónica no desaparece en el Tortoniense sino que continúa con claros fenómenos neotectónicos. Se instalan aparatos fluviales que se van encajando por el descenso generalizado del nivel de base.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

La minería en las Hojas de Alcaudete es de reducida importancia. Hasta los años 60 estuvo en explotación una mina de magnetita que encajaba en las calizas negras del Muschelkalk, en el paraje actualmente denominado "La Mina", 2 km al E-SE del pico de Majanillos, en la carretera de la Fuensanta de Martos a Castillo de Locubín. En la escombrera se aprecian bloques de calizas con magnetita y pirita.

Asociados también a las calizas del Muschelkalk y en contacto con las limolitas existen numerosas mineralizaciones de hematites, magnetita y limonita. Han sido objeto de explotación para beneficiar los "ocres rojos", óxidos de hierro de baja calidad pero utilizados como materia prima en la fabricación de pinturas. Actualmente sólo es objeto de explotación un pequeño yacimiento de interior situado en las proximidades del Cerro Castillejo, 1.500 m al Norte de La Carrasca.

Estas mineralizaciones tienen una génesis doble: hidrotermal, en relación con las intrusiones ofíticas, y sedimentaria, a consecuencia de la removilización y depósito de los óxidos de hierro anteriormente formados. Sus reservas son limitadas, ya que en gran parte de estas mineralizaciones se sitúan en olistolitos de la "Unidad Olistostrómica" y el resto en un Trías tectónicamente dislocado y trastornado.

Existen restos de actividad salinera en el río Víboras, cerca de Las Casillas, pero actualmente no se registra ninguna extracción de sal en los cauces que drenan las masas evaporíticas del Trías o de la "Unidad Olistostrómica".

6.2. CANTERAS

La extracción de yeso, calizas y rocas ígneas (ofitas y doleritas) son las principales actividades canteriles de la Hoja de Alcaudete.

Existen dos explotaciones de yeso en funcionamiento. Una en Fuente de la Zarza, en el kilómetro 98 de la carretera de Martos a Alcaudete y otra en las proximidades del Cortijo de Tumbalagraja, 2 kilómetros al Oeste de la antigua estación de ferrocarril de Alcaudete. Quedan numerosos restos de antiguas canteras de yeso, distribuidos por toda la "Unidad Olistostrómica" y el Trías.

Las reservas, por las mismas causas que en las mineralizaciones de ocres rojos, son reducidas y dispersas.

Las calizas para áridos se explotan al S.O. de Campo-Nubes y fueron también objeto de beneficio a 500 m al NO de Alcaudete. En ambos casos se trata de calizas negras del

Muschelkalk, también explotadas, aunque hace más tiempo, a 500 metros, al sur del Cortijo Coracho (km 3,5 de la carretera a Las Casillas desde la Nacional 321).

En el Subbético Externo son objeto de investigación y explotación como rocas ornamentales las calizas del "Ammonítico rosso" de La Cotonilla, Morenica, Marroquí y la Fuensanta de Martos.

Por último citaremos las explotaciones episódicas de ofitas, tanto en la "Unidad Olistostrómica" como en el Trías, así como las de doleritas en la Sierra de San Pedro.

6.3. HIDROGEOLOGIA

Entre los materiales cartografiados en la Hoja de Alcaudete, se comportan como permeables y por tanto son susceptibles de constituir acuíferos, las formaciones carbonatadas del Subbético, y los sedimentos detriticos neógenos y cuaternarios.

Las formaciones detriticas cuaternarias tienen escaso desarrollo por lo que sus acuíferos sólo presentan interés local y restringido.

No ocurre lo mismo con las formaciones calcareníticas del Tortoniense superior-Messiniense (las más importantes de todas las neógenas desde el punto de vista hidrogeológico). Por su elevada porosidad y suficiente potencia pueden suministrar caudales importantes. Presentan surgencias naturales en sus contactos basales con las margas del Tortoniense medio.

Por último, los acuíferos de mayor entidad son las calizas y dolomías del Lías inferior, las calizas oolíticas y con sílex del Subbético Externo, así como las calizas del Muschelkalk. Son en general acuíferos inconexos, dada la compartimentación en bloques del Subbético. Su explotación es escasa, reduciéndose al sondeo de abastecimiento de aguas de Alcaudete, situado un kilómetro al este del pueblo, cuyo perímetro de protección se extiende en un sector de 1.500 m de radio, hacia el E y NE. Los demás aprovechamientos se limitan a sugerencias naturales, generalmente en el contacto de estas formaciones carbonatadas con las arcillas y margas del Trías u otros materiales impermeables circundantes.

6.4. RIESGOS GEOLOGICOS

Según estudios recientemente realizados por el ITGE, la Hoja de Alcaudete padece una peligrosidad geológica en conjunto moderada. Mientras que la peligrosidad por fallas activas, hundimientos kársticos o inundaciones es baja, la peligrosidad ligada a terremotos, expansividad de arcillas y erosión es moderada. El mayor grado de peligrosidad (que alcanza la calificación de alta) se refiere a los movimientos de tierra, fundamentalmente debido a la existencia de una gran superficie ocupada por formaciones muy plásticas (Trías, Cretácico inferior, Cretácico superior, "Unidad olistostrómica", etc.) que alcanza prácticamente el 75% del territorio de la Hoja. Las pérdidas económicas que se prevén durante los próximos 30 años se deberán fundamentalmente a las medidas correctoras de estos deslizamientos del terreno.

7. BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOUCARDE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Secc. Public. Univ. Granada*, 83 pp.
- BAENA, J. y JEREZ, L. (1982): "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Mesetas y la Zona Bética (s. str.)". *Col. Informes. IGME*.
- BERTRAND, H. y KILIAN, W. (1889): "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Málaga". *Mem. Acad. Sci. Paris XXX, Mission d'Andalouïse*, p. 377-582.
- BOURGOIS, J. (1975): "Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments du Crétacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)". *B.S.G.F. (7)*. 16, 1. p. 36-42.
- BOURGOIS, J. (1978): "La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution à l'arc de Gibraltar". *Tesis Doct. Univ. Besançon* (Inédita).
- BUSNARDO, R. (1975): "Le Prébétique et le Subbétique de Jaén a Lucena (Andalousie). Introduction et Trias". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*. N° 65, 184 p.
- BUSNARDO, R. (1979): "Le Prébétique et Subbétique de Jaén a Lucena (Andalousie). Le Lías". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon* n° 74, 140 p.
- CARBONELL, A. (1927): "Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza". *Bol. IGME*, 49. p. 81-215.
- COLOM, G. (1952): "Aquitannian-Burdigalian deposits of the North-Betic Strait, Spain". *J. Paleont.*, 26, p. 867-885.
- CHECA, A.; MOLINA, J.M. y OLORIZ, F. (1983): "Intercalaciones calcareníticas en la facies "Ammonítico Rosso" del Jurásico superior de la Sierra del Ahillo (Subbético Externo, Cordilleras Béticas)". *Comunic. X Congr. Nac. Sedim. Menorca*. P. 317-320.
- DROOGER, C.W. 81956): "Myogypsina at Puente Viejo. Spain". *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen. Sec. B*. 59 n° 1. Amsterdam.
- DUPUY DE LOME, E. (1965): "El concepto de olistostroma y su aplicación a la geología del subbético". *Bol. IGME*. LXXXVI. P. 23-74.
- ESTEVEZ; A.; LOPEZ GARRIDO, A.C. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1986): "Sedimentación neógena y tectofacies asociadas a la acción de fallas de salto en dirección Ejemplo del accidente de Socovos. (Zona Prebética. Provincias de Albacete y Murcia)". *XI Congr. Esp. de Sedim. Barcelona*.

- ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982): "Evidencia de una fase compresiva de edad tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.* 38. P. 55-60.
- FALLOT, P. 81930): "Etat de nos connaissances sur la structure des Chaines Bétiques et Subbétiques". *Livre Jubilaire Soc. Geol. France*. P. 279-305.
- FALLOT, P. (1931-34): "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles". *Geol. Medit. Occid. Barcelona IV*. P. 1-118.
- FALLOT, P. (1943): "El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mém. Inst. Inv. Lucas Mallada. C.S.I.C.* 110 pp.
- FALLOT, P. (1948): "Les Cordillères Bétiques". *Est. Geol.* 8. P. 83-172.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E: (1962): "Nota sobre el Subbético de la Provincia de Córdoba". *Not. y Com. IGME*. 65. P. 104.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E. (1964): "Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba". *Bol. IGME*. 75. P. 111-209.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E.(1965): "Hoja Geológica de Baena nº 967". *IGME*.
- FENOLL, P. y GARCIA ROSSEL, L. (1975): "Las mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en la localidad de Garcíez (Jaén). España". *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* Vol. XXX (2) p. 597-610.
- FONTBOTE, J.M. (1970): "Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol.* 1. P. 71-78.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968). "Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans les tiers central des chaines bétiques". *C.R. Acad. Sc. Paris* 266 p. 186-189.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967): "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Not. Com. IGME. España* 101-102 p. 73-100.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976): "Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera". *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. (Publicado en 1978 en *Sec. Publ. Univ. Granada* p. 125-157).
- GARCIA-HERNANDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): "Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético". *Cuad. Geol.* 10. P. 359-365.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1979): "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol. Ibér.* 2 p. 55-90.

- HERMES, J.J. (1985): "Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas. España Meridional)". *Est. Geol.* 41. P. 157-176.
- I.G.M.E. (1972): "Mapa Geológico de Síntesis a escala 1:200.000 de Jaén". *Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*.
- MALLADA, L. (1880): "Reconocimiento geológico de la Provincia de Córdoba". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* VII. P. 1-55.
- MALLADA, L. (1884): "Reconocimiento geológico de la Provincia de Jaén". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* XI. P. 1-55.
- MARTIN ALGARRA, A. (1987): "Evolución Geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética". *Tesis Doct. Univ. Granada*. 1.171 pp.
- MOLINA, J.M. (1987): "Análisis de las facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)". *Tesis Doct. Univ. Granada*. 518 pp.
- MOLINA, J.M.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1986): "Capas de tormenta (tempestitas) en el Jurásico del Subbético Externo (Cordilleras Béticas)". *Acta Geol. Hispánica* (en prensa).
- MOLINA, J.M.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1988): "Depósitos de pendiente en medios submarinos pelágicos de transición entre umbrales (Subbético Externo) y surcos (Subbético Medio)". *II. Congr. Geol. de España*. Vol. 1. P. 131-134.
- MUTTI, E. (1985): "Turbidite systems and their relations to depositional sequences". *Provenance of Arenites*. g.G. Zuffa (ed.) p. 65-93.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975): "Turbidite facies and facies associations". *IX Congr. Sedim. Niza. Field Trip Guideb. A* 11. P. 21-36.
- NICKLES, R. (1902): "Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la Zone Subbétique". *C.R. Acad. Sci. Paris*. 134. P. 493-495.
- NICKLES, R. (1904): "Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne, dans la Zone Subbétique". *Bull. Soc. Geol. Fr.* 4 p. 223-227.
- PERCONIG, E. (1960-1962): "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale)". *In livre a la mémoire du Prof. P. Fallot. mém. h-série S.G.F. Tl.* P. 229-256.
- PERCONIG, E. (1964): "La tectónica del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir (España meridional)". *Inst. Lucas Mallad CSIC. Cursos y Conferencias IX*. P. 271-273.
- PERCONIG, E. y MARTINEZ-DIAZ, C. (1977): "Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental". *Bol. IGME* 88-V. P. 417-433.

- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982): "El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doct. Univ. Granada.* 224 pp.
- ROLDAN, F.J. (1988): "Estudio geológico de las Unidades Neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir". *Tesis Lic. Univ. Granada.*
- ROLDAN, F.J. y DIVAR, J. (1985): "Mapa Geológico de la Hoja 988 (Baena)". *IGME.*
- ROLDAN, F.J. y GARCIA-CORTES, A. (1988): "Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir (Provincias de Córdoba y Jaén)". *II Cong. Geol. de Esp. Granada.* 1. P. 189-192.
- RUIZ ORTIZ, P.A: (1989): "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril —Provincia de Granada— y Jaén)". *Tesis Doct. Univ. Granada.* 272 pp.
- SAAVEDRA, J.L. (1963): "Datos sobre la micropaleontología de las Hojas de Lucena, Baena, Puente Genil y Montilla". *Notas y Com. IGME.* 72. P. 81-104.
- SANDERSON, D.J. y MARCHINI, W.R.D. (1984): "Transpresión". *Journ. of Struct. Geol.* Vol. 6 Nº 5. P. 449-488.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): "Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén)". *Tesis Doct. Univ. Granada.*
- STAUB, R. (1926): "Gedanten sur Tektonik Spaniens". *Vierteljahr naturf. Gesell.* Zürich. LXXI, p. 196-261 (Trad. Esp. Mem. Acad. Bellas Letr. Nobles Artes. Córdoba p. 3-80).
- VAN VEEN, G.W. (1969): "Geological investigations in the region of Caravaca. South Eastern. Spain". *Tesis Doct. Univ. Amsterdam.* 143 pp.
- VERA, J.A. (1979): "Paleogeografía de las zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico (Introducción)". *Cuad. Geol.* 10. P. 533-556.
- VERA, J.A. (1981): "Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico". *Curso de Conferencias sobre el P.I.C.G. Real Acad. Cien. Ex. Fis. y Nat.* 2^a parte. P. 129-160.
- VERA, J.A. (1988): "Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de la cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. de Esp.* 1. (3-4). P. 373-391.
- VERA, J.A.; MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1984): "Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación". *I. Congr. Esp. de Geol.* 1. P. 109-122.
- VERA, J.A.; RUIZ-ORTIZ, P.A.; GARCIA-HERNANDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1987): "Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic zone (Southern Spain)". En: *Paleokarst* (Ed. por P.W. Choquette y N.P. James) *Springer-Verlag.*



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID