



IGME

992

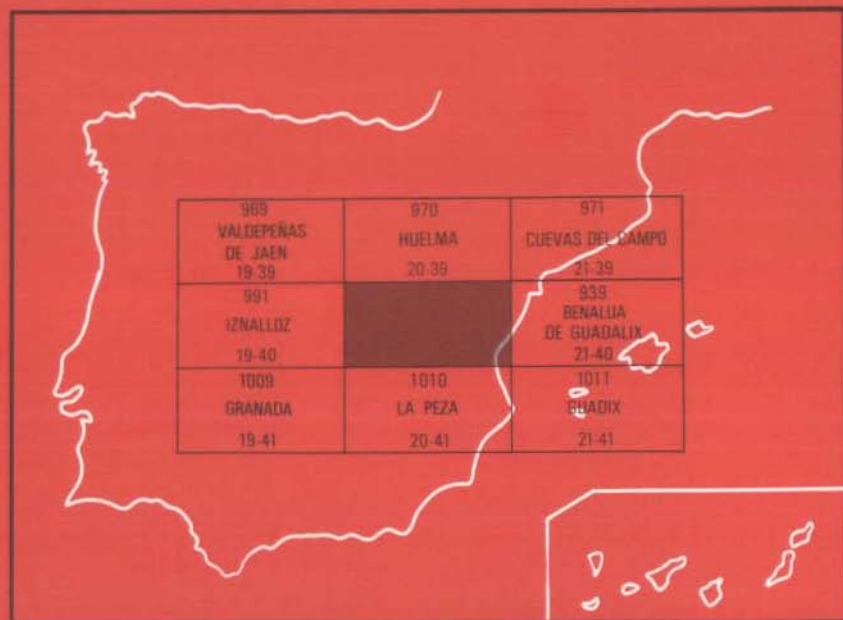
20-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MOREDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MOREDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por el Departamento de Geología de la Universidad de Bilbao en el año 1978, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Cartografía:

M.C. COMAS
V. GARCIA-DUEÑAS
F. NAVARRO-VILA

Con la colaboración de J.C. BALANYA

Memoria:

M.C. COMAS y V. GARCIA-DUEÑAS

Paleontología:

A. LINARES
P. RIVAS
J. MARTINEZ GALLEGO
E. MOLINA
F. OLORIZ

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conomiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc. de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-301-1986

Imprime: Gráficas Monterreina, S. A. - Valentín Llaguno, 14 - 28019-MADRID

INDICE

	<u>Págs.</u>
INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	5
1.1. SERIES DE LA ZONA DE DESPEÑADERO-CAÑAMAYA	6
1.1.1. Sucesión de la unidad del Despeñadero	6
1.1.1.1. <i>Dolomías y calizas blancas del Lías inferior</i>	<i>7</i>
1.1.1.2. <i>Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior</i>	<i>7</i>
1.1.2. Sucesión de la unidad de Cañamaya	8
1.1.2.1. <i>Trias y Lías inferior</i>	<i>8</i>
1.1.2.2. <i>Lías inferior calizo</i>	<i>9</i>
1.1.2.3. <i>Lías medio y superior</i>	<i>9</i>
1.1.2.4. <i>Cretácico</i>	<i>10</i>
1.1.2.5. <i>Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior</i>	<i>10</i>
1.2. SUCESION DE LA UNIDAD DE SIERRA HARANA	11
1.2.1. Lías	11
1.2.2. Dogger y Malm	12
1.2.3. Cretáceo inferior	13
1.2.4. Cretáceo superior y Paleoceno	14
1.3. SUCESIONES JURASICAS DEL SUBBETICO MEDIO ...	15
1.3.1. Lías inferior-Pliensbachiense	15
1.3.2. Pliensbachiense-Toarciense inferior	16
1.3.3. Toarciense medio-Aaleniense	16
1.3.4. Dogger y Malm	17
1.3.5. Tithónico-Berriasiense	17
1.4. FORMACIONES CRETACICAS Y TERCIARIAS	19
1.4.1. Formación Peñón	19
1.4.2. Formación Fardes	20
1.4.3. Formación Alamedilla	26
1.4.4. Formación Mercedes	28
1.4.5. Grupo Cardela	29
1.4.5.1. <i>Formación Encebras</i>	<i>29</i>
1.4.5.2. <i>Formación Cañada</i>	<i>31</i>
1.4.6. Grupo Piñar	34
1.4.6.1. <i>Formación Carihuela</i>	<i>34</i>
1.4.6.2. <i>Formación Bogarre</i>	<i>35</i>
1.4.7. Formación Moreda	36
1.5. MATERIALES DEL MIOCENO SUPERIOR, PLIOCENO Y CUATERNARIO	38

1.5.1. Mioceno superior	38
1.5.2. Plioceno-Pleistoceno	38
1.5.3. Holoceno	40
2. TECTONICA	41
3. HISTORIA GEOLOGICA	44
4. MINERIA Y CANTERAS	46
5. HIDROGEOLOGIA	47
6. BIBLIOGRAFIA	49

INTRODUCCION

La Hoja de Moreda (992) comprende las estribaciones septentrionales de la Sierra Harana y desde ahí se extiende hacia el Norte, abarcando extensos afloramientos cretácicos y terciarios situados por encima de algunas sucesiones jurásicas pertenecientes al Subbético Medio, que aflora en extensiones reducidas dentro del área considerada.

Entre los materiales discordantes y claramente posteriores a las principales etapas de traslación de unidades y plegamiento, cabe citar los correspondientes a dos extensos afloramientos principales, que flanquean la hoja por el Este y por el Oeste. Estos dos afloramientos forman parte de las conocidas como depresiones de Granada y Guadix-Baza, depresiones rellenas parcialmente por formaciones que van desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario.

No son muchos los autores que recientemente hayan aportado datos sobre el área de Moreda y ni aún entre los trabajos anteriores a 1960 se encuentran publicaciones que se refieran a alguno de los problemas o materiales existentes. Determinados sectores del área han sido reconocidos por BLUMENTHAL y FALLOT (1935), GARCIA-DUEÑAS (1967a), LOPEZ GARRIDO y OROZCO (1970), LOPEZ GIMENEZ (1971), VERA (1970), GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA (1976), FOUCAULT (1976) y COMAS (1968, 1978), por no citar más que aquéllos que de un modo u otro incluyen datos cartográficos utilizables y no sólo información sobre alguna sucesión o sector de menor transcendencia.

1. ESTRATIGRAFIA

Teniendo en cuenta que en el área de Moreda se hallan presentes series que pertenecen a distintas unidades tectónicas y diferente dominio paleogeográfico, se hará la descripción de las sucesiones estratigráficas distinguiendo entre unas y otras según su atribución a los referidos dominios o unidades.

En una primera subdivisión es necesario distinguir entre las sucesiones que caracterizan a las unidades de la Zona de escamas de Despeñadero-Cañamaya, la de la unidad de Sierra Harana (Subbético interno), las del Jurásico del Subbético medio y las formaciones cretácicas y terciarias superpuestas al Dominio Subbético medio. Todavía habría que especificar un grupo de formaciones terciarias, presentes entre Piñar y Moreda al Sur del importante accidente que es la Falla de Piñar, antes de dar paso a la descripción de los materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario, asentados esencialmente en las depresiones de Granada (borde Nordoriental) y Guadix-Baza (borde occidental).

1.1. SERIES DE LA ZONA DE DESPEÑADERO-CAÑAMAYA

El nombre de «Zona de escamas de Despeñadero-Cañamaya» ha sido propuesto para designar un grupo de unidades, superpuestas a la unidad de Sierra Harana, situadas en el límite entre la Zona Bética y la Zona Subbética (GARCÍA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976); DURAND DELGA y FOUCAULT (1967) consideraron que estas unidades formaban parte de un nuevo elemento paleogeográfico y estructural que denominaron Dorsal Bética.

Las investigaciones de dos de nosotros (V. G-D. y F. N-V.) en la vecina Hoja de La Peza concluyeron en agrupar todas las escamas existentes en la Zona de escamas en dos grupos bien definidos por sus características estratigráficas. Se diferenciaron así dos unidades principales, escamadas e imbricadas a su vez, que eran la unidad del Despeñadero (escamas más altas y de posición más meridional) y unidad de Cañamaya (escamas más bajas, más septentrionales y apoyadas directamente sobre distintos términos de la unidad de Sierra Harana).

Ambas unidades se encuentran en el área de Moreda, aunque afloran en pequeña extensión. Para la unidad de Cañamaya se han reconocido los términos distinguidos en el mapa geológico de la Hoja de La Peza, mientras que para la unidad del Despeñadero, la sucesión en los afloramientos del área de Moreda es más incompleta y carece de la representación de ciertos términos presentes, más o menos localmente, en La Peza.

1.1.1 Sucesión de la unidad del Despeñadero

Dentro del área de Moreda sólo se han encontrado los términos más bajos de la unidad, presumiblemente de edad Liásica, y parte de los de edad Terciaria. Los tramos calizos de Domeriense y Toarciense, datados en algunos cortes de la Hoja de La Peza están ausentes en la de Moreda y otro tanto viene a ocurrir con las calizas y margocalizas del Cretáceo inferior, las del Cretáceo superior y algunos términos más. La sucesión reconocida en Moreda es una sucesión compuesta con los datos obtenidos en diversos cortes.

1.1.1.1. *Dolomías y calizas blancas del Lías inferior* ($J_{11-11}^{1-2}, J_{11-13}^{2-2}$)

Los términos más bajos de la unidad del Despeñadero son de litología dolomítica; se trata de dolomías que pueden alcanzar algunos centenares de metros de espesor, si bien la potencia conservada es variable según los cortes. No se han encontrado restos fósiles en ningún nivel de los asociados a este paquete basal, ni tampoco se ha encontrado ningún término más bajo de la sucesión que pueda ser atribuido a edad Triásica.

Sobre las dolomías se sitúa un paquete que puede alcanzar más de 100 m. de espesor de calizas blancas, de aspecto bechoide, en tramos masivos junto con otros en que se percibe algo mejor una estratificación incipiente que individualiza bancos gruesos. La datación de estas calizas blancas no es precisa y sólo puede estimarse su edad porque se encuentran, en áreas situadas inmediatamente al Sur, por debajo de términos carbonatados con faunas de Ammonites del Domeriense superior y del Toarciense. Sin embargo los niveles fosilíferos reposan sobre contactos que pudieran no ser estratigráficos sobre las calizas blancas (cf. Hoja de La Peza).

Al microscopio las calizas blancas son micríticas con frecuencia, pero son abundantes los horizontes de calizas esparíticas. Las faunas observadas en lámina delgada son banales y constan de bioclastos de Valvulinidae, Textulariidae, Fragmentos de Lamelibranquios, Thaumatoporella, Aeolisaccus, Codiaceas, Cianofíceas, Fragmentos de Equinodermos, Fragmentos de Gasterópodos, etc.

La atribución de los términos carbonatados inferiores del Despeñadero al Lías inferior, insistimos, se hace únicamente en función de su posición por debajo de otros bien datados que comienzan en el Domeriense superior, como mínimo.

1.1.1.2. *Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior* ($T_2^A - Ba_1$)

Los tramos de estas edades guardan bastante semejanza con sus correlacionables en la unidad de Cañamaya.

Pueden datarse materiales eocenos compuestos casi en su totalidad por areniscas y margas de tonos amarillentos, que dan coloraciones pardas o marrones por alteración; en menor cantidad existen conglomerados y calizas. La datación puede hacerse por las microfaunas existentes y cabe señalar que ya BLUMENTHAL y FALLOT (1935) los habían atribuido al Luteciense.

En algunos cortes se llega a apreciar como alternan rítmicamente niveles detríticos con pelágicos, todos ellos bien estratificados; el desarrollo de unos y otros de estos niveles es variable y no ha sido posible encontrar sucesiones concretas en las que pueda establecerse la evolución litológica sobre una vertical.

Las microfaunas encontradas en algunos niveles de conglomerados muestran señales de estar rodadas. Aún en algunos niveles conglomerá-

ticos relativamente finos en su granulometría, se da una gradación de tamaño que comienza por el predominio de cantos con un grosor aproximado promedio de 1 cm. Entre los restos orgánicos se encuentran Biozoos, Lenticulinas, Nummulites, Operculinas y Nodosaridae.

Por el grado de tectonización con que aparecen es difícil calcular el espesor sin errores considerables.

Por sus características la sucesión eocena tiene el carácter de una acumulación redepositada por corrientes de turbidez y es importante subrayar, no obstante las dificultades de una observación convincente, la existencia de niveles de origen olistostrómico.

A este respecto conviene resaltar la presencia de conglomerados y brechas poligénicas, desigualmente cementadas, con potencias del orden de los 3 m., localizados en algunos puntos. Por su posición y por algunas dataciones derivadas del hallazgo de asociaciones de Nummulites, Amphesteginas, Discocyclinas, Biplanispira, etc. se les supone ubicados en el Eoceno superior.

Por encima de estos niveles se encuentran otros detríticos constituidos por areniscas mal cementadas con estructuras sedimentarias. Por la semejanza litológica con ciertos términos de otras unidades y teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el corte del camino del cortijo de la Solana al Collado Rojo (cf. Hoja de la Peza), muy próximo al límite meridional de la Hoja de Moreda, puede suponerse que estos términos son de edad Oligoceno y Mioceno inferior. En el campo es prácticamente imposible delimitar los términos del Eoceno, separándolos de los terciarios más altos; esto es motivado por el habitual estado de degradación superficial de todos estos sedimentos terciarios.

1.1.2. Sucesión de la unidad de Cañamaya

El corte de referencia para describir los tramos constitutivos de esta unidad se encuentra en los alrededores del cerro de Cañamaya (1.441 m.), próximo al límite meridional de la Hoja de Moreda. Los términos son descritos a partir de este corte situado al Suroeste de Sillar Alta de forma que la parte septentrional del mismo queda dentro de la Hoja de Moreda y la meridional dentro de la Hoja de La Peza. Otro corte de interés es el propio del cerro de Cañamaya y todavía existen unos cuantos afloramientos dispersos en los cuales pueden observarse ciertos términos fosilíferos de la sucesión.

La unidad de Cañamaya, en el sentido aquí utilizado, fue definida por LOPEZ GIMENEZ (1971) con el nombre de Unidad del Mesto-Cañamaya y varios de los términos estratigráficos constitutivos de la sucesión están citados en DURAND DELGA y FOUCAULT (1967).

1.1.2.1. Trias y Lías inferior ($T_3 - J_{11}^2$)

Los materiales más viejos de la sucesión, en posición superior en el

corte tipo a consecuencia de la inversión generalizada de una escama de la unidad, están formados por alternancias de dolomías, arcillas verdosas-amarillentas y delgados niveles de calizas oscuras salpicados de filoncillos de calcita. Ciertos niveles son fosilíferos y de ellos se han recogido faunas con *Avícula contorta* (DURANG DELGA y FOUCAULT, 1967). Por encima de las alternancias carbonatadas y arcillosas más bajas se encuentran dolomías grises generalmente estratificadas y en las que no se encuentran restos fósiles.

En su totalidad el paquete posee un espesor que puede rebasar los 200 m.; los escasos restos fósiles citados permiten suponer que existen términos del Trías superior junto con otros del Lías basal.

1.1.2.2. *Lías inferior calizo* (J_{11-12}^{2-3})

Se trata de calizas de colores claros, frecuentemente brechoides y con estructuras nodulosas incipientes, que hacia su parte superior (actualmente la más baja) van conteniendo nódulos de sílex; están estratificadas en capas de unos 20 cm. de espesor por término medio y la formación está salpicada de otras intercalaciones de calizas más masivas, aunque con litología parecida. En otros afloramientos de escamas de esta Unidad, situadas más al N., todo este paquete y parte de los siguientes se presentan como calizas nodulosas y brechoides.

Terminan con unos niveles de calizas pardo-amarillentas en superficie con frecuentes nódulos de sílex, que dan paso a niveles algo margocalizos y por fin a unas margocalizas y calizas margosas rojas y de aspecto claramente noduloso. Este término, muy característico y fácilmente reconocible sobre el terreno, ofrece el interés de presentar frecuentemente restos de Ammonites; hemos recogido: *Arnioceras* sp.; *Arnioceras* cf. *geometricum* (OPPEL); *Arnioceras* gr. *insolitum* FUCINI; *Arnioceras* *carenum* FUCINI; «*Rhacophyllites*» *nardii* (MENEG.); *Lytoce-*
ras sp.

El hallazgo de estas faunas nos permite asignar una edad desde el Lías inferior basal hasta el Sinemuriense superior a estas formaciones calizas, que en total alcanzan el centenar de metros de espesor.

1.1.2.3. *Lías medio y superior* (J_{13-14}^{1-3} c)

Sobre los términos nodulosos mencionados se sitúan unas calizas de color gris con nódulos de sílex y bien tratificados en bancos de alrededor de 20 cm.; hacia la parte alta predominan términos alto más margosos con *Dactylioceras* gr. *pseudocrassulosum* FUCINT; *Dactyliodera* sp.; *Lioceratoides* sp.; «*Bassaniceras*» sp.; esta asociación nos muestra la existencia de un Toarciense inferior

Por debajo de los niveles fosilíferos que hemos encontrado, P. RIVAS ha recogido faunas algo más bajas y de ellas nos ha proporcionado ejemplares de *Fucinoceras* sp. y *Protogrammoceras* sp., del Domeriense inferior.

En lámina delgada estas calizas son algo esparíticas y bioclásticas, con restos de uniseriados, biseriados y fragmentos de equínidos.

Todo el tramo no debe tener una potencia superior a los 20-30 m. y para el conjunto, suponemos que los primeros términos pueden pertenecer todavía al Sinemuriense terminal, mientras que los más altos representan niveles bajos del Toarciense.

Además de en el corte de referencia, cuya descripción seguimos, existen algunos otros afloramientos de estos términos; concretamente hay uno inmediatamente al Sur de la cañada de Las Rozas, unos 2 km. al Sudoeste de Los Villares, y otro, unos cientos de metros al W del mismo pueblo, en el que LOPEZ JIMENEZ (1971) cita el hallazgo de un Ammonites aalenienense.

1.1.2.4. *Cretácico*

Se reconoce en pequeños afloramientos en el sector de Darro-Los Villares, generalmente pinzados en el contacto entre escamas. La edad no ha podido precisarse pese a los muestreos efectuados, pero es presumible que esté representado el Senoniense.

1.1.2.5. *Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior* (T^A-Ba ₂₋₁)

En el corte de referencia pueden reconocerse materiales del Paleoceno, los cuales no han sido vueltos a encontrar fuera de él. Únicamente trataremos, tal como aparecen en este corte aquellos términos terciarios que aparecen extendidos comúnmente al S de la línea Sillar Baja-Darro.

Se reconocen materiales del Eoceno inferior-medio, del Eoceno superior (?) y del Oligoceno. Como las condiciones de observación son deficientes no se conocen bien las relaciones entre las respectivas series, pero es seguro el parecido entre los términos terciarios de la unidad de Cañamaya y los contemporáneos de la unidad del Despeñadero; unos y otros están indiferenciados en nuestro mapa geológico.

El Eoceno inferior-medio está compuesto de margas rosadas y verdosas, con intercalaciones calizas detríticas, seguramente turbidíticas; la asociación de Nummulites Assilina, Heterostegina, Discocyclinidae, Tremastegina?, etc., ha servido para asignarle edad. Es posible que estos materiales sean transgresivos sobre diferentes términos de la sucesión.

Otros términos eocenos son de naturaleza caliza (calizas blancas algo recristalizadas), ricos en restos orgánicos y dispuestos en bancos aislados con continuidad problemática. Se les asocian niveles arcillosos y términos conglomeráticos gruesos, con cantos bien redondeados esencialmente carbonatados y matriz arcillosa (olistostromas?). La microfauna existente apunta a la asignación de una edad eoceno superior, pero la propia naturaleza del sedimento, con indicios de importante remoción, determina la incertidumbre de la datación.

Creemos probable que tanto el eoceno inferior como el superior son discordantes en este sector, o al menos, constituyen el límite superior de hiatos con desarrollo vertical variable.

Muy probablemente materiales del Oligoceno son también discordantes, pero hay que hacer notar que los abundantes contactos tectónicos que limitan los afloramientos de la unidad de Cañamaya hacen difícil el sostener con toda garantía este extremo. Los términos oligocenos son areniscosos, constituidos por areniscas mal cementadas con matriz limosa y arcillosa; el cemento es frecuentemente de caliza microcristalina. Los colores son amarillos anaranjados, pardo o de tonalidades más oscuras. Existen también niveles pelíticos, más o menos arcillosos de coloraciones marrones y ocre, pero todo este conjunto se encuentra localmente precedido por margas coloreadas, de tonos rojizos con microfaunas del Oligoceno.

En conclusión podemos señalar que por encima del Eoceno se halla una serie arcillosa de edad Oligocena bien confirmada y de tonalidades rojizas; el contacto basal de esta serie es problemática. Por encima, términos detríticos de colores amarillos y ocre, junto con otros arcillosos, representarían la transición del Oligoceno al Mioceno y quizás una parte basal del Mioceno inferior; precisamente estos materiales detríticos se llegan a encontrar a veces directamente sobre términos jurásicos.

1.2. SUCESION DE LA UNIDAD DE SIERRA HARANA

La sucesión ha sido descrita en publicaciones de diversos autores (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935; GARCIA-DUEÑAS, 1967, 1968; LOPEZ GARRIDO y OROZCO, 1970; LOPEZ GIMENEZ, 1971). Nuestras propias observaciones y los datos bibliográficos existentes permiten detallar la sucesión:

1.2.1. Lías

El Lías de Sierra Harana se inicia con un potente paquete de dolomías, cuya base es muy raramente accesible. En el ángulo SW de la Hoja, en el sector localizado entre los cerros de Los Buchareros y del Pito se encuentran algunos afloramientos muy reducidos de materiales que por su litología pueden suponerse de edad triásica (Keuper, T_{G3}); constan de margas abigarradas y están limitados por contactos tectónicos; sin grandes riesgos puede suponerse que constituyen el Trías basal, una parte al menos de dicho Trías, de la unidad de Sierra Harana. Junto a ellos aparecen niveles dolomíticos, que son los más bajos conocidos de la misma unidad. Precisamente en ese sector la unidad de Sierra Harana se ve superpuesta a otra unidad subbética más externa (Subbético medio) que ha sido llamado Unidad de Los Buchareros por FOUCAULT (1976).

En general las dolomías basales de Sierra Harana poseen bastante más de 150-200 m. de espesor; la potencia es siempre difícil de valorar puesto que no suelen ser abundantes las referencias a trazado de estratificación, ni tampoco se conoce o está bien definido el límite superior

del paquete. Las dolomías se han representado en la leyenda de nuestro mapa geológico como J₁d.

Sobre ellas se apoyan unas calizas blancas de grano fino (J₁c) que pueden sobrepasar los 250 m. Una parte de estas calizas se han supuesto corridas y formando parte de una unidad diferente: Unidad del Peñón del Cuchillo (FOUCAULT, 1976); ciertamente existen calizas blancas formando parte de la sucesión de Sierra Harana y discrepamos de la hipótesis de que ciertos afloramientos de dichas calizas se encuentran como klippen sobre dicha unidad.

Unas veces las calizas blancas son masivas, con inclusiones de sílex repartidas y pequeñas; otras, están estratificadas en bancos gruesos mal definidos. Es común el hallazgo de niveles de calizas oolíticas. Las calizas son por lo general micritas, casi siempre azoicas o con microfauna banal; existen también calizas esparíticas.

Sobre las calizas blancas y en contacto normal se hallan unas calizas grises más oscuras, algo brechoides, con nódulos de sílex, estratificadas en bancos de unos 30 cm.; su potencia es variable y puede estimarse en varias decenas de metros. No siempre se han diferenciado en el mapa, aunque su presencia es constante. Cuando han sido diferenciadas, justamente en todo el área que se extiende al E de La Peña de la Cruz y hasta el meridiano de Darro, figuran como J₁₃. Han sido datadas (ciertos niveles de ellas) como del Carixiense, a partir del hallazgo de *Juraphyllites diopsis* GEM (LOPEZ GARRIDO y OROZCO, 1970), pero es posible que comprendan niveles de otra edad.

1.2.2. Dogger y Malm

Corresponden al término J₂₋₃br de nuestra leyenda. En conjunto se trata de una sucesión con características estratigráficas bastante uniforme, en la que predominan los términos de calizas nodulosas y brechoides («falsas brechas»), con un espesor de entre 50 y 30 m. Las calizas se diferencian a veces por sus coloraciones grises, amarillentas o rojas, pero no hay realmente criterios para diferenciarlas. Son muy ricas en Ammonites y gracias a ellos se han podido datar varios pisos con exactitud. En relación con estos niveles del Jurásico medio y superior hemos encontrado un paquete de naturaleza silíceo y sin apariencia detrítica que se puede localizar en diversos afloramientos al E del Collado del Agua y hasta el límite septentrional de la Hoja; no conocemos la posición exacta de estos niveles de litología tan llamativa.

La serie de calizas nodulosas empieza por tener color amarillento y aquí se han localizado faunas del Bathonense, con *Bullatimorphites* cf. *bullatimorphus* BUCK. y *Sphaeroceras* sp., y Calloviense, con *Sobgrossuvria ornata* BUSN. Nosotros hemos encontrado en calizas de este nivel, pero de colores rojos, *Procerites* sp. y *Bullatimorphites bullatimorphus*, que determinan un Bathoniense medio-superior.

En lámina delgada se observan abundantes filamentos, *Protoglobige-*

rina globochaetae y embriones de Ammonites.

La serie prosigue en calizas nodulosas que proporcionaron *Euaspidoceras perarmatum* SOW. del Oxfordiense.

Más arriba se sitúan algunos bancos calizos, de caliza masiva de color gris, datados por A.C. LOPEZ GARRIDO y M. OROZCO (1970) como del Kimmeridgiense, con *Simoceras* cf. *broilii* SCHN. e *Hybonoticeras* cf. *ciliatum* BERCK y HOLD:

A continuación y para terminar esta serie, aparecen calizas nodulosas, generalmente rojas y claramente brechoides; son muy ricas en fauna. Nosotros hemos recogido *Perisphinctidae* y *Simoceras volanense* (OPPEL), que atestiguan la existencia del Tithónico inferior, pero otros autores citan *Berriasella* sp. *Haploceras* sp. *Hymalayites savornino* ROMAN., *Pygope*, etc. etc. (LOPEZ GARRIDO y OROZCO, 1970). Estos mismos autores dicen haber encontrado niveles con *Calpionella* del Tithónico superior.

Las calizas nodulosas, en su conjunto tienen una naturaleza litológica entre biomicrita y biosparita, siendo esta última excepcional y queremos advertir que la distribución de colores, más rojos hacia la parte superior, que hemos hecho no es general para todos los cortes, de forma que casi todas las calizas suelen tener coloraciones rosadas, que se hacen localmente rojas en cualquiera de sus niveles.

El Jurásico medio y superior de Sierra Harana muestra unas características de sedimentación particulares, que asociamos a una zona con carácter de umbral dentro del Subbético interno; la remoción de los sedimentos originales, favorecida por pendientes locales y deslizamientos localizados en ese umbral, son la causa de la facies nodulosa que presenta. Dadas estas características sedimentarias es muy posible que la sedimentación no se haya mantenido uniforme a lo largo del Jurásico medio y superior y en determinadas épocas concretas pueden localizarse lagunas estratigráficas. Es muy llamativo a este respecto la ausencia de términos datados entre el Domeriense y el Bathoniense.

1.2.3. Cretáceo inferior

Consta de calizas margosas y margocalizas blancas (C_{11-13m}), algunas veces con nódulos de sílex. Están fuertemente tectonizadas (apizarradas) y plegadas; la potencia real es difícil de medir con exactitud.

Su litología media de biomicritas arcillosas y su coloración les dan un aspecto característico e inconfundible; aunque no se aprecia bien en los afloramientos existentes, parecen descansar normalmente sobre los niveles precedentes.

Su atribución al Neocomiense es segura por el gran número de Ammonites clasificables que se pueden recoger. A.C. LOPEZ GARRIDO y M. OROZCO citan *Phylloceras* cf. *tetis* d'ORB., Ph cf. *serum* OPP. *Prote-tragonites aeolus aeliformis* FALLOT. *Lytoceras trilobeti* UTH. *Neolisso-cera grassi* d'ORB. *Spitidiscus* cf. *rotula* SOW. *Crioceras dwvali* LEVEL-

LLE. *Crioceratis duvalis*. LEVEILLE. Cr. *guendstedti* OOST., Crt. *balearis* NOL. *Leptoceras* sp. V: GARCIA-DUEÑAS (1967b) menciona *Neocomites Neocomensis* d'ORB., *Bochianites* sp., *Phylloceras* sp., *Aptychus* gr. *angulicostatus* PICT. y LOR., etc. En nuestro reconocimiento nos ha aparecido un probable *Pseudohaploceras* sp., quizás más alto que el Neocomiense.

En lámina delgada es de destacar la existencia de *Nannoconus*.

LOPEZ GIMENEZ (1971) cita, por su parte, el hallazgo de *Hamulina* sp., que determinaría la existencia de Barremiense. Efectivamente, la comparación de la sucesión de Sierra Harana con la de otra unidad situada más al W en el meridiano de Loja (unidad de Sierra Gorda) lleva a admitir la similitud entre ambas unidades; precisamente en la unidad de Sierra Gorda se ha citado la presencia de faunas atribuibles al Barremiense (VERA, 1969).

1.2.4. Cretáceo superior y Paleoceno

Inmediatamente al N de la alineación de Sillar Alta a Los Villares afloran en no muy buenas condiciones de observación materiales del Cretáceo superior y del Paleógeno. Los cortes son incompletos y por ellos no pueden reconocerse sucesiones término a término.

Sobre los materiales arcillosos del Cretáceo inferior reposan otros calizos y margosos en las conocidas facies de las «capas rojas». Hasta el momento no se han encontrado niveles representativos del Cenomaniense o Turoniense; todas las muestras recogidas han dado microfau- nas de Globotruncanas aún pendientes de clasificación, pero indudable- mente pertenecientes al Senoniense. Sin embargo, los términos del Cretáceo superior se han representado en cartografía por la C_2 , que abarca todo el Cretácico superior, en previsión de dataciones más precisas.

A lo largo del Arroyo de Ramblaseca se han localizado asomos exten- sos de areniscas y limos de tonalidades amarillentas oscuras que hasta el presente han resultado azoicas. Se apoyan sobre términos cretácicos, ya sean del Cretáceo superior o el inferior, pero en su base no se han observado con nitidez niveles rojizos eocenos u oligocenos, como los que forman parte de las unidades de Cañamaya y del Despeñadero. No se descarta que tales términos existan aunque estén recubiertos por sedi- mentos recientes y, por otra parte se supone que los términos terciarios del Arroyo de Ramblaseca pueden corresponderse con los que en otras unidades se han considerado como del Oligoceno superior, en transición al Mioceno inferior. Ante estas dificultades de observación y la poca riqueza en microfauna de los materiales terciarios de Sierra Harana se ha pensado en el compromiso de englobarlos bajo la denominación genérica del Paleógeno (T^A).

Sobre algunos términos de la unidad de Sierra Harana existen mate- riales detríticos groseros del Mioceno superior, netamente discordantes.

Son posteriores a las etapas de deformación más significativas (traslaciones y plegamientos) y serán comentados en epígrafe aparte.

1.3. SUCESIONES JURASICAS DEL SUBBETICO MEDIO

Se recogen aquí los datos estratigráficos sobre los materiales jurásicos que afloran en el ángulo SW de la Hoja de Moreda, no pertenecientes a la unidad de Sierra Harana. Se incluyen también los existentes en Escalona (959 m.) y más al N, a lo largo de todo el límite occidental de la Hoja, hasta las proximidades de Domingo Pérez.

Salvo en el corte del Barranco de Castillejo, cuyos términos más altos se encuentran en las proximidades del km. 18 de la línea de ferrocarril Moreda-Granada, no afloran los términos dolomíticos (J_{11}); se supone que pertenecen a la base del Jurásico pero se carece de criterios determinativos de su edad.

La descripción de los términos representados para este grupo de sucesiones jurásicas se inicia según esto con la sucesión carbonatada que sigue a las dolomías basales.

1.3.1. Lías inferior-Pliensbachienne (J_{12-13}^{1-2})

Este tramo aflora en buenas condiciones de observación en el núcleo de la estructura anticlinal de Escalona, pero allí no puede observarse su base, por lo cual se desconoce su exacta potencia (superior a 100 m.). Se trata mayoritariamente de calizas blancas o de tonos claros (grises-crema), compactas de grano fino y con gruesa estratificación; los bancos son de hasta 1 m. y poseen litologías de: oosparitas, oointrasparitas, oomicritas con fósiles e intramicritas recristalizadas.

Sobre los niveles oolíticos, las calizas adquieren una tonalidad más oscura, lo que coincide con la aparición de los primeros nódulos de sílex. Los bancos con sílex constituyen un paquete de caliza gris con más fina estratificación y abundantes crinoides; la microfauna no es determinativa y sólo se han reconocido foraminíferos mal conservados, radiolarios y fragmentos de equinodermos. El desarrollo del paquete de calizas grises con sílex es de aproximadamente 10-15 m.

Sobre él se establece un nivel con espesor máximo de 2 m., de un conglomerado intraformacional formado por cantos de calcarenitas amarillentas, envueltos y cementados en una matriz de la misma naturaleza. La heterometría de los clastos es notable y el diámetro máximo de unos 2,5 cm. El conglomerado se desarrolla sobre superficies de «hard ground» destacadas por incrustaciones de óxidos; carecen de macrofauna determinable, salvo restos de Belemmites.

Por comparación con otras sucesiones subbéticas establecidas algo más al W, cabe suponer que entre los bancos más altos de los mencionados se localice el Carixiense, mientras que el conglomerado intraformacional daría paso a niveles del Domeriense, tal vez superior.

1.3.2. Pliensbachienne-Toarciense inferior (J_{13-14}^{3-1})

Es este un tramo de naturaleza margosa y margocaliza de color gris azulado, de entre 40-60 m. de espesor y que aflora en el cierre periclinal del S. de Domingo Pérez. No es posible establecer un corte muy detallado de sus términos, consistentes en margas amarillas, margas y margocalizas gris-azuladas (localmente calizas grises con sílex), por la facilidad con que estos términos se erosionan.

En Cabezo de los Venerosos (975 m.) constituye el núcleo del anticlinal y se muestra como margas que alternan con estratos delgados de margocalizas grises y amarillentas piritizadas. Aquí se sitúan inmediatamente por debajo de niveles de calizas nodulosas rojas bien datadas como del Toarciense medio.

En el borde N. de Escalona el tramo se inicia con dos metros de margas amarillas y limosas, seguidas por margas y margocalizas grises, en las que los bancos de 15-40 cm. alternan con otros más arcillosos y delgados; estos niveles con microfacies de micritas arcillosas y biomicritas han suministrado una fauna de *Emaciaticeras* y *Canavaria*. Sobre los niveles fosilíferos se sitúa un paquete de más de 1 decena de metros de espesor constituido por calizas tableadas con sílex. Estos niveles más calizos no se encuentran en otros cortes más septentrionales.

El límite superior de edad del tramo viene definido por su posición inmediatamente bajo un Toarciense medio basal.

1.3.3. Toarciense medio-Aalenienne (J_{14-21}^{2-3})

Los materiales de esta edad cambian de facies cuando se comparan los de los diferentes afloramientos desde Domingo Pérez hasta Escalona y la trinchera del ferrocarril Moreda-Granada. Las litologías presentes son de calizas nodulosas rojas («Ammonítico Rosso»), calizas margosas y calizas con sílex. A la variabilidad de las facies contribuye grandemente la diacronía del Ammonítico Rosso.

Si se toma como tipo la constitución del tramo en Cabezo de los Venerosos se pueden distinguir entre 5 y 10 m. de calizas nodulosas rojas, más o menos arcillosas, seguidas de un paquete de unos 10-15 m. de calizas grises con sílex (micritas y biomicritas con filamentos).

Muy poco por encima de la base de las calizas nodulosas se han recogido Ammonites del Toarciense medio (*Catacoeloceras*, *Collina* y *Brodieia*); más arriba se localiza un nivel con *Pseudogrammoceras* seguido de otro con *Erycites* y *Catullocceras*, para terminar con niveles que han proporcionado un fragmento de *Cotteswoldia*? todos ellos del Toarciense superior y Aalenienne inferior? Las calizas con sílex superiores aún sin haber proporcionado fauna, podrían ser atribuidas al Aalenienne.

Al S. de Domingo Pérez el Toarciense medio y superior comprende calizas y margocalizas grises (35 m.) con *Hildoceras*, *Brodiceras* y *Pseu-*

dogrammocras; el Toarciense superior-Aalenienense, de calizas nodulosas y margas rojas (20 m.) con *Pleydellian*, *Erycites*, etc. y el Aalenienense? de calizas de grano fino con sílex (algo menos de 10 m.).

En la vertiente N. de Escalona se ha localizado un horizonte de calizas nodulosas que no llega a los 10 m., sin que hayan aparecido restos fósiles clasificables y consecuentemente se desconoce la posición cronológica del Ammonítico Rosso. Por encima de las calizas nodulosas existe un paquete bien desarrollado, de unos 25 m., de calizas grises con algún sílex; la microfácies no es muy significativa.

Finalmente en la trinchera del ferrocarril las facies de Ammonítico Rosso se extienden, junto con otras de calizas brechoides, desde el Domeriense hasta el Aalenienense.

1.3.4 Dogger y Malm (J^{1-2}_{22-33})

A lo largo de todo este paquete, que llega a conseguir los 60 m. de espesor, no existen dataciones. La edad se establece porque se apoya sobre materiales que han sido atribuidos en el epígrafe anterior al Aalenienense (sin que se sepa si está o no todo el piso) y el techo está por debajo de niveles datados del Tithónico superior.

El tramo está constituido por radiolaritas, margas verdes y rojas y calizas margosas con sílex. Las radiolaritas son de color pardo, rojo o verde, de fractura astillosa, estratificadas en bancos finos de unos 10 cm. Las margas y margocalizas son también verdes y rojas, mostrándose parcialmente silicificadas; de hecho hay en este tramo toda una gama intermedia entre radiolaritas s. str. y margas, variando las proporciones de CO_3Ca del 2-40%. Intercaladas entre ciertas margas radiolaríticas existe calizas con sílex. Al microscopio son muchas veces micritas silicificadas con Radiolarios y diferente proporción de arcilla; en algunos casos se observa una desilicificación de los Radiolarios.

Las intercalaciones margocalizas terminales son blancas o rojizas, con abundante sílex y algunos *Aptychus*. Se muestran como biomicritas o biopelmicritas con Radiolarios, Filamentos, Saccomidae, Protoglobigerinas?, Ostrácodos y placas de Equinodermos. Esta asociación sugiere que estos materiales pertenezcan al Malm.

En Escalona este tramo tiene un desarrollo de algunas decenas de metros mientras que en Cabezo de los Venerosos supera los 70.

1.3.5. Tithónico-Berriasiense ($J_{33-C_{11}}$)

La sigla utilizada en el epígrafe se reserva únicamente para aquellos casos en los cuales los términos próximos a la transición jurásico-cretáceo no han podido ser diferenciados.

Turbiditas calizas, margas rojas, blancas y verdes, y margocalizas con sílex, junto con paquetes de desigual espesor de calizas detríticas con sílex, son las litologías habituales de los materiales depositados en el

Tithónico superior y parte del Berriasiense, que consiguen en su totalidad espesores máximos de hasta 150 m., que pueden ser mucho menores.

El paquete se ubica en el núcleo del sinclinal delimitado entre los anticlinales de Escalona y Cabezo de los Venerosos; también aflora al S. de Domingo Pérez.

La sucesión más completa encontrada contiene tres tramos principales:

J₃₃³.— Está formado por lechos de turbiditas en su parte basal, intercalados a margas y margocalizas blancas. Las turbiditas se disponen en bancos delgados de calcarenitas y calcilimolitas de unos 5 cm. de espesor medio. Los niveles calcareníticos muestran suave gradación, laminación paralela y laminación cruzada; la proporción calcarenita/marga es baja. En los intraclastos y en algunas biomicritas existe una microfauna de Radiolarios, Ostrácodos y Tintínidos (*Calpionella alpina* y *Tintinnopsella* sp.). Por encima aparecen margas y margocalizas rojas y verdes, mal expuestas; son micritas y micritas arcillosas con Radiolarios y una proporción variable de arcilla, síliceas en muchos casos o en paso a radioliritas. Los bancos margocalizos tienen a veces nódulos y hasta bancos de sílex rojo; poseen *Aptychus*.

J₃₃³c.— Es un tramo de calizas detríticas con sílex, clasificadas como pelmicritas, intrapelsparitas, intramicritas e intrabiomicritas (con diferente grado de recristalización a microsparitas y esparitas). La microfauna presente es de Briozoos, Saccocomidae, fragmentos de Algas, restos de Equinodermos, Foraminíferos (Textulariidae, Miliolidae, Trocholina) y Tintínidos: *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Stenosemellopsis* sp., *Tintinnopsella carpathica*.

J₃₃³-C₁₁.— Es un tramo en el que vuelven a existir niveles turbidíticos precedidos de un paquete de margas y margocalizas rojas y verdes semejantes a las existentes inmediatamente por debajo de las calizas detríticas con sílex. Los niveles turbidíticos que coronan la sucesión, se desarrollan con mayor amplitud que en la parte basal; los lechos llegan a tener espesores del orden del m. y junto al muro se alcanzan a veces los tamaños de rudita, con numerosos fragmentos de *Aptychus* («microbrecha de *Aptychus*»); se asocian a ellas algunas intercalaciones de conglomerados brechoides de hasta 1,5 m. de espesor. Los fragmentos fósiles son de *Aptychus*, Belemmites, Equinodermos y Algas; los intraclastos son muy ricos en Tintínidos; *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella cadischiana*, *Stenosemellopsis*, *Calpionellites* sp., por tanto las calcarenitas están nutridas con clastos de diversa litología pero casi contemporáneos al momento de transporte. La proporción calcarenita/calcilutita es muy baja y los materiales margoso-calizo interturbidíticos están muy desarrollados. Algunas direcciones de paleocorrientes medidas indican en todos los casos procedencias desde el E; la continuidad lateral de los

bancos más gruesos parece considerable y también permanece su espesor.

1.4. FORMACIONES CRETACICAS Y TERCIARIAS

Han sido definidas por COMAS (1978) en el área de Moreda o algo más al N. y son válidas para toda la comarca de los Montes Orientales. Del trabajo citado se ha tomado la descripción de su naturaleza y caracteres.

1.4.1. Formación Peñón (C₁₁₋₁₃)

Toma el nombre de la Cortijada de El Peñón, situada en la margen izquierda del río Guadahortuna, casi 4 km. al NE. del pueblo de Alamedilla. En sus alrededores se hallan extensamente representados los materiales de la Formación, siendo posible el análisis de sus características.

Términos idénticos a los que componen la Fm. Peñón aparecen en el Cretáceo inferior de gran parte de la Zona Subbética y son conocidos cortes y sectores en donde las condiciones de observación son más completas que en El Peñón. Uno de ellos es, sin duda, el sinclinal de Campillo de Arenas, unos 11 km. al W de Montejícar, pero provisionalmente se ha preferido utilizar un nombre local al área estudiada.

La litología es muy homogénea incluso fuera del ámbito de los Montes Orientales. Consta de margas y margocalizas a veces con sílex, grises y blancas, estratificadas en bancos de 5-50 cm. Localmente aparecen niveles de brechas intraformacionales relacionadas con estructuras de slumping y también conglomerados caóticos (olistostromas), con clastos exóticos procedentes de tramos infrayacentes de la Formación.

El límite litoestratigráfico inferior lo constituye la Fm. Terre, en aquellas sucesiones en las que ésta está presente, o los materiales carbonatados del Malm superior; en el sector de Montejícar se apoya sobre vulvanitas básicas.

El límite superior está marcado por la discontinuidad estratigráfica que supone la aparente falta de materiales barremienses y aptienses. El techo de la Fm. Peñón, cuando es posible observarlo, se sitúa bajo las argilitas y margas arcillosas verdes basales de la Fm. Fardes.

La Fm. Peñón se extiende por todo el área de los Montes Orientales, aflorando casi siempre en los sectores en que aparecen las sucesiones jurásicas. Su desarrollo es en varios cortes superior a los 400 m., sin que sea posible establecer si existen variaciones exageradas de esta potencia. Hacia el W, en la transversal de Granada, materiales correlacionables con esta formación adquieren potencias de hasta 700 m. (GARCIA-DUEÑAS, 1967).

Edad.— Ammonites, Aptychus y Belemnites son fósiles frecuentes en estos materiales. Entre los primeros se han determinado los géneros

Neocomites, *Neolissoceras*, *Olcostephanus*, *Subastieria*, *Simbirkites*, *Killianella*, *Protancycloceras*, *Lyticoceras* y *Phylloceras*. Entre los Aptychus se han reconocido *Angulapthyichus*, *Lamellapthyichus* y *Punctaptychus*. La microfauna más característica es de *Nannococus* y Radiolarios. Por tanto queda con estas faunas bien establecido que la Formación Peñón comprende términos acumulados durante el Neocomiense.

Al SE. de Domingo Pérez, en la margen derecha del río Cubillas, se exponen también, muy replegadas y en malas condiciones de observación las margas y margocalizas grises de la Fm. Peñón. Estos afloramientos se prosiguen hacia el S. hasta envolver los anticlinales jurásicos de Cabezo de los Venerosos y Escalona.

1.4.2. Formación Fardes (C₁₆₋₂₁, C₂₁₋₂₃cg, C₂₃₋₂₄)

Coexisten litologías variadas desarrolladas conforme a diversas asociaciones de facies pelágicas y clásticas profundas.

Los sedimentos pelágicos, de colores oscuros verdes y rojos, se concretan en argilitas, margas arcillosas con Radiolarios, radiolaritas y niveles de cherts; es frecuente entre las litologías arcillosas la presencia de yeso secundario diseminado.

Las litologías de los materiales clásticos muestran una gama muy amplia de rocas detríticas carbonatadas de diferente rango: el tamaño de sus elementos varía desde gruesos bloques al de granos o partículas. Los clastos de conglomerados y brechas, sean exóticos o intraformacionales, son mayoritariamente de naturaleza caliza, en tanto que la fracción detrítica fina se compone de calcarenitas y calcilutitas. Además es notoria la presencia de clastos de sílex (de diversas tonalidades) y de basitas, todos ellos dispersos entre los detritus carbonatados.

Las distintas litologías se distribuyen y asocian en variable proporción dentro de la Fm. Fardes, de manera que es posible diferenciar tres miembros con rasgos litológicos globales distintivos.

C₁₆₋₂₁. Miembro I: Caracterizado por un predominio de las litologías no clásticas (sedimentos pelágicos y hemipelágicos), esencialmente argilitas verdes entre las que se intercalan local y esporádicamente algunos niveles delgados de calcarenitas, calcilutitas y conglomerados calizos finos; espesor máximo 130 m.

C₂₁₋₂₃cg. Miembro II: Caracterizado por la alta proporción o predominio de las litologías clásticas gruesas (olistostromas, conglomerados y brechas) sobre las detríticas finas (turbiditas carbonatadas), pelágicas y hemipelágicas; espesor máximo 250 m.

C₂₃₋₂₄. Miembro III: Caracterizado por la existencia de niveles interturbidíticos de cherts, radiolaritas, margas arcillosas rojas y argilitas verdes, junto con litologías detríticas (calcarenitas y calcilutitas turbidíticas de colores claros), entre las que se disponen de vez en cuando capas

discontinuas de conglomerados; espesor máximo 80 m. La tonalidad general de este miembro es rojiza, a diferencia de las coloraciones verdes que muestran los otros dos.

Donde puede observarse la base, se asienta en probable discontinuidad estratigráfica concordantemente sobre la Fm. Peñón. Queda limitada a techo por diferentes formaciones, siendo el límite superior un hiato o laguna de variable magnitud; según los sectores se encuentran directamente sobre ella la Fm. Alamedilla, con materiales cretácicos, las Formaciones Encebras y Olivares, del Grupo Cardela, o la Fm. Mercedes.

Sus afloramientos se extienden por todo el área de los Montes Orientales, si bien en ellos no suelen estar siempre conjuntamente representados los tres miembros diferenciables. El desarrollo máximo se observa en los afloramientos del valle del río Fardes y del Ayo. Piedra Horadada, con espesores de hasta 400 m. La potencia mínima se encuentra en los afloramientos alineados inmediatamente al N. del Alto de Barqueros (E. de Alamedilla), con desarrollo de sólo unas decenas de metros; es posible que este adelgazamiento se deba a deformaciones tectónicas.

Puede decirse que la distribución y desarrollo de la Fm. Fardes no son homogéneos; sus miembros quedan desigualmente representados por sectores, e incluso llega a faltar la Formación completa en alguno de ellos.

Edad.— Las dataciones realizadas se basan en la determinación de Foraminíferos planctónicos. Mediante ellos se ha podido constatar la existencia de Albiense, Cenomaniense y gran parte del Senoniense; no se han encontrado faunas que testifiquen el Turoniense.

En términos arcillosos verdes pertenecientes al Miembro I, se datan los materiales más antiguos, como pertenecientes al Albiense (probablemente superior) con faunas de *Biticinella bregguensis* (GAND.), *Hedbergella trochoidea* (GAND.), *Hedbergella planispira* (TAPP.), *Ticinella roberti* (GAND.), *Hedbergella troncoidea* (GAND.), *Hedbergella delfidensis* (GARS.).

Términos, estratigráficamente más altos, pertenecientes a los miembros I y II, han suministrado una fauna de *Rotalipora reicheli* (MORN.) y *R. montsalvensis* (MORN.), que datan el Cenomaniense medio. En estos mismos miembros se constata la existencia de materiales pertenecientes al Cenomaniense superior con faunas de *Globigerinelloides bentonensis* (MORR.), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUM.), *P. stephani* (GAND.), *Hedbergella planispira* (TAPP.), *Rotalipora cushmani* (MORR.), y *R. greenhornensis* (MORR.).

En el Miembro III se han efectuado dataciones que permiten atribuir parte de sus materiales al Coniaciense y al Santoniense: zonas de *Dicarinella scheneegansi*, *D. concavata* y *D. concavata-carinata* (zonación de LINARES, 1977).

FALLOT *et al.* (1960, p. 40-45) datan, en un corte sobre los materiales del valle del río Fardes, el Albiense y el Cenomaniense. hablan de un

probable Turoniense y del Senoniense, reconocen el Coniaciense (inferior y superior) y el Campaniense.

Ninguna de las muestras por mí recogidas en la Fm. Fardes ha suministrado faunas turonienses ni campanienses, aunque no se tiene la certeza, de que los términos estratigráficamente más altos sólo lleguen hasta el Santoniense. Es muy posible que exista un hiato o laguna dentro de la Formación correspondiente a los materiales Turonienses.

Ayo. de Piedra Horadada.— Situado al W del Mencal, proporciona un corte largo, de aproximadamente 1 km., en el que la Fm. Fardes se halla esencialmente constituida por niveles de olistostromas, conglomerados y brechas, siendo escasas las intercalaciones pelíticas y margocalizas. La Fm. Fardes es aquí el producto de una potente acumulación de materiales clásticos gruesos de naturaleza carbonatada (diversos tipos de calizas, margas y margocalizas), entre los que son frecuentes los cantos y bloques de basitas.

Los bancos clásticos presentan potencia y desarrollo lateral irregular y su distinta estructuración y composición sugiere la concurrencia de mecanismos de acumulación diferentes de unos a otros, e incluso una nutrición a partir de materiales de diferente naturaleza.

Algunos bancos suponen el resultado del deslizamiento caótico de grandes volúmenes de sedimentos en parte no consolidados y en ellos son frecuentes tanto los cantos y masas blandas como las basitas. Otros parecen proceder de avalanchas canalizadas de materiales exclusivamente calizos, diagenetizados antes del transporte, que producen surcos posteriormente rellenos (*cut and fill*) y groseras estratificaciones cruzadas sobre superficies curvas de erosión (*trough cross stratification*); localmente, la disposición de algunos bancos yuxtapuestos de brechas sería el resultado de la acumulación producida por caída al borde de un fuerte escarpe calizo (depósitos de *rock fall*).

En el afloramiento no aparece la base de este conjunto clástico. Al S. del Cementerio de Pedro Martínez, se sitúan mediante fallas los materiales del Grupo Cardela; hacia el N., aguas arriba del Ayo. aparecen materiales clásticos (olistostromas, conglomerados) y pelíticos de edad paleógena, que pueden integrarse en la Fm. Olivares. Por tanto no está representada en este corte la Fm. Alamedilla, aunque hacia el W se encuentra bien desarrollada sobre materiales de la Fm. Fardes.

Loma del Bocín de Arias.— Cortada por la Carretera N-324, se modela sobre un gran afloramiento alargado que se extiende hasta los vértices Agujal (1.108 m.) y Mina (1.072 m.) al E., y hasta el Ayo. de las Bóvedas, al W.

La Fm. Fardes constituye aquí el núcleo de un agudo anticlinal asociado con fallas inversas de vergencia S., una de las cuales constituye el límite meridional del afloramiento y pone en contacto anormal sus materiales con otros pertenecientes al Grupo Cardela.

A lo largo del flanco N., se superponen las facies flysch, del Paleo-

ceno o Eoceno inferior de la Formación Encebras (Grupo Cardela); en el extremo oriental de este flanco y en el cierre periclinal inmediato (S. y E. de Gobernador) la Fm. Fardes subyace bajo materiales campanienses en facies de «capas rojas» (Fm. Alamedilla).

Numerosos y extensos deslizamientos de ladera actuales, dificultan el establecimiento detallado de la sucesión y el cálculo preciso de potencias. No obstante es posible determinar la existencia de un paquete inferior (más de 100 m.), fundamentalmente formado por materiales clásticos carbonatados (conglomerados y brechas de diversa naturaleza y olistostromas). El paquete arcilloso basal es representativo del Miembro I, mientras que el superior corresponde al Miembro II.

Los conglomerados que constituyen el componente mayoritario del Miembro II, se disponen en capas cementadas con pequeña proporción de matriz calcarenítica o en niveles sueltos, con una matriz arcillosa-margosa verde que envuelve clastos de calizas con variada litología, redondez y tamaño (máx. 1 m.); estas capas y niveles se intercalan con desarrollo irregular a calcilititas, margas y argilitas, de color verde.

El carácter y composición de los niveles detríticos gruesos, así como el de las intercalaciones pelíticas es similar al observado en el corte del Fardes, sin embargo en este afloramiento no se reconocen las calcarenitas turbidíticas. Es destacable también la ausencia de clastos de basitas entre los componentes gruesos de los conglomerados, si bien se hallan presentes en pequeña proporción entre los granos de la fracción calcarenítica.

En el anticlinal del Bocín queda planteado un problema respecto a los materiales neocomienses que asoman en su núcleo (cf. mapa geológico). Por su posición podrían significar el substrato neocomiense (Fm. Peñón) que aflora en contacto con la Fm. Fardes, pero teniendo en cuenta el carácter olistostrómico del Miembro II de esta formación no puede descartarse la posibilidad de que se trate de un gran olistolito.

Ayo. de las Bóvedas.— Corta el extremo W del afloramiento del Bocín de Arias; allí el Miembro II yace bajo materiales paleocenos de la base de la Fm. Encebras.

Ayo. del Carrizal.— En él junto a la Haza de las Matas, 2 km. al N. de Piñar, vuelven a aflorar los Miembros I y II con caracteres análogos a los que muestran en el Bocín de Arias. Este afloramiento se extiende hacia el W y en el Bco. de las Peleras se observa como las argilitas verdes con delgadas intercalaciones calcilitíficas del Miembro I se apoyan sobre las margocalizas blancas neocomienses (Fm. Peñón).

Anticlinal del Cjo. Nuevo.— Constituye el afloramiento más meridional de la Fm. Fardes dentro del área reconocida; se extiende hacia el E. a partir del pueblo de Piñar, continúa al N. de Moreda y llega hasta las inmediaciones de Laborcillas, donde queda cubierta la formación por materiales del Grupo Cardela y de la Depresión de Guadix-Baza. Se trata de una estructura que hace aflorar términos neocomienses (Fm. Peñón)

en su extremo occidental (Piñar y S de Cjo. Nuevo), mientras que hacia el E. quedan expuestos en su núcleo los materiales de la Fm. Fardes.

En un corte N-S por el Cjo. Nuevo, llega a observarse, en el flanco N del anticlinal, el contacto entre la formación y los materiales paleocenos con turbiditas de la Fm. Encebras, mientras que en el flanco S. se le superponen los materiales olistostrómicos de la Fm. Mercedes. En este corte, la Fm. Fardes está representada esencialmente por los Miembros I y III, los conglomerados se limitan a litosomas lenticulares de escaso desarrollo. Es muy significativa la simetría del anticlinal en cuanto a las formaciones representadas en su flancos.

El Miembro I tiene litologías esencialmente pelíticas, arcillas margosas y argilitas verdes, con yesos secundarios, entre los que se intercalan en baja proporción delgados bancos (2-10 cm.) de calcarenitas finas gradadas y calcilutitas; estas intercalaciones se hacen más frecuentes y algo más gruesas en la parte superior del miembro, tramo donde comienzan a aparecer finas intercalaciones carbonatadas y delgados niveles de chert.

En la base del miembro, directamente sobre margocalizas blancas fosilíferas del Neocomiense, se ha podido datar el Albiense, con *Thalmaninella ticinensis* (GAND.), *Biticinella bregguensis* (GAND.), *Ticinella cf. roberti* (GAND.) y en los niveles terminales del mismo el Cenomaniense medio *Rotalipora reicheli* (MORN.); *R. montsalvensis* (MORN.).

El tránsito del Miembro I al III se realiza de forma gradual, se incrementa hacia arriba la proporción de calcarenitas y calcilutitas, aparecen radiolaritas y engruesan los niveles de chert; aumenta, asimismo, el espesor de los bancos calcareníticos (llegan a ser de 50 cm.) y el tamaño de grano de las calcarenitas, situándose a veces capas irregulares de conglomerados finos, como base de las calcarenitas.

En el Miembro III, se reconocen lechos de turbiditas, *s. str.* constituidas por calcarenitas (clastos calizos, oolíticos, fósiles, clastos lutíticos y algunos de basitas) e intervalos pelíticos de margas arcillosas rojas y verdes y calcilutitas; la mayoría de estos lechos (30-60 cm.) no contienen el intervalo gradado basal *a* y otros muestran base de calcirudita. Algunas capas (5-90 cm.) son de microbrechas o calcarenitas gruesas, sin estructuración aparente, o bien, conglomerados calizos finos (diámetro máx. 10 cm.), discontinuos y de base irregular. Los niveles pelíticos, *mudstones* turbidíticos o no, están constituidos por calcilutitas blancas (capas de 10-50 cm.), cherts estratificados, radiolaritas y margas arcillosas grises, rojas o verdes.

Existen algunas estructuras de muro: *grooves*, pequeños *flutecasts*, *prod cast*, *brush marks*, pero es difícil precisar el sentido o dirección de las paleocorrientes debido al escasísimo número de bancos que permiten observaciones utilizables.

Algunas capas de conglomerados se acuñan lateralmente (picnhout) entre niveles pelágicos y otros turbidíticos más finos que constituyen la mayor parte del Miembro.

Las pelitas son pobres en microfauna, casi siempre estériles; hacia la mitad del Miembro III se ha podido datar el Coniaciense (*z. D. schneegansi*) y en niveles sucesivamente más latos el paso Coniaciense-Santonense (*z. D. concavata*) y el Santonense (*z. D. concavate-carinata*).

En la parte oriental del afloramiento, desde la carretera N-324, que corta el anticlinal en las proximidades de Moreda, hasta el N. de Laborcillas, se desarrollan facies diferentes a las mencionadas en el corte del Cjo. Nuevo. Las condiciones de observación son muy deficientes pero pueden apreciarse, tanto en el corte de la trinchera del F.C. (km. 122-124) como en el de la carretera de Laborcillas a Pedro-Martínez, gruesos paquetes conglomeráticos en alternancia con otros esencialmente arcillosos verdes con delgadas intercalaciones calcareníticas y calcilutíticas, a veces con cherts.

La variación de las facies hacia el E puede resultar del paso del Miembro III y al menos de parte del Miembro I del Cjo. Nuevo a un litosoma del Miembro II, de manera que el afloramiento de Fm. Fardes del N. de Laborcillas quedaría constituido en su totalidad por dicho Miembro II.

En efecto, al N. de Laborcillas se data el Cenomaniense medio por encima de varios niveles de conglomerados del Miembro II, mientras que en el Cjo. Nuevo términos de esa misma edad están representados en la parte superior del tramo *b* del Miembro I. De este modo la isocrona del Cenomaniense medio es secante del límite entre los miembros I y II, límite localizado según una superficie inclinada de W. a E.

No es posible establecer en el campo las características de este cambio lateral de facies, porque la zona de transición está recubierta por derrubios.

Hacia el km. 122 del F.C. se superponen al Miembro II de Laborcillas las facies de «capas rojas» de la Fm. Alamedilla, en las que se data el Maastrichtense. En el flanco S., junto al km. 124 de la misma línea férrea, las margas verdes de un paquete pelítico del Miembro II contactan con litologías similares pertenecientes a la Fm. Mercedes; esta convergencia litológica impide trazar con precisión el límite entre ambas formaciones. El contacto limitante dibujado en el mapa geológico está basado en la consideración de que los grandes olistolitos jurásicos y cretácicos que aparecen entre las margas son característicos de la Fm. Mercedes.

Es interesante hacer notar, antes de finalizar esta descripción, que el Miembro III, bien representado en el corte del Cjo. Nuevo, desaparece no sólo hacia el E., sino también hacia el N., ya que en el afloramiento del Bocín de Arias la Fm. Fardes consta solamente de los Miembros I y II. El hipotético cambio de facies de S. a N. se habría de verificar por debajo de la Fm. Encebras, que ocupa el sinclinal comprendido entre los anticlinales del Cjo. Nuevo y del Bocín.

1.4.3. Formación Alamedilla (C₂₃₋₂₆)

Una gran homogeneidad caracteriza los materiales de esta formación; su litología es exclusivamente de calizas micríticas, margocalizas y margas. Estos tres tipos de materiales se presentan interestratificados, siendo variable, de unos sectores a otros, la proporción de cada uno de ellos. Las litologías más calizas desarrollan buena estratificación en bancos de 5 a 50 cm., los niveles margosos se encuentran a veces muy compactados manifestando una cierta pizarrosidad.

Del conjunto calizo-margoso es característico el tono rojizo general (salmón y rosa), si bien algunas intercalaciones son de calizas o margas blancas; la coloración y la gran riqueza de foraminíferos planctónicos ha dado origen a la denominación de «capas rojas con Rosalinas» o simplemente «capas rojas» con que se las conoce.

Una excepción a esta homogeneidad litológica es la existencia, en el sector de Salinas Menores, de un paraconglomerado (pebbpy-mudstone), en el que en una matriz de margas rojas se hallan dispersos clastos redondeados de materiales más antiguos (basitas, calizas, calizas con sílex).

El límite inferior supone un cambio neto con las litologías infrayacentes y está representado por una discontinuidad estratigráfica bastante generalizada en el área de los Montes Orientales, ya que aquí un hiato o laguna estratigráfica de muy diversas envergaduras parece que precedió casi siempre al depósito de la formación; el límite basal no es una isocrona.

En la mayor parte de los afloramientos, la Fm. Alamedilla se apoya sobre alguno de los Miembros de la Fm. Fardes, pero en otros casos lo hace sobre distintos términos de las sucesiones jurásicas del Mencal, Alicún, Montejícar y Santerga.

Cuando puede observarse, el límite superior se sitúa en la transición gradual, enriquecimiento progresivo en facies de turbiditas, a las Formaciones Olicares y Encebras del Grupo Cardela. En algunos sectores, Loma de Valenzuela, Bco. de Salinas, limita directamente con niveles olistostrómicos de las formaciones suprayacentes.

La formación alcanza su potencia máxima precisamente en las inmediaciones de Alamedilla, con espesores de unos 350 m.; en otros asomos, su desarrollo vertical es mucho más reducido, aunque la evaluación exacta de los espesores se hace problemática en la mayoría de los afloramientos. En los anticlinales del Bocín de Arias y del Cjo. Nuevo no existe apenas representación de sus materiales.

Edad.— La riqueza en Foraminíferos planctónicos de la Fm. Alamedilla permite disponer de dataciones precisas en la mayoría de los afloramientos. Mediante estos fósiles se ha podido constatar la diacronía de los límites de la Formación, con depósitos desde el Santoniense hasta el Eoceno inferior.

Estudios paleontológicos realizados sobre estos materiales, en el área

de los Montes Orientales (LINARES, A., 1960; LINARES y MARTINEZ-GALLEGO, 1971; MARTINEZ-GALLEGO, 1974; LINARES, D., 1977) establecen diversas biozonas mediante la asociación de foraminíferos planctónicos y precisan la cronoestratigrafía.

LINARES, D. (1977) ha estudiado las faunas de los niveles cretácicos de la Fm. Alamedilla, precisamente en el área tipo de esta formación (Rambla de San José y alrededores), al SW de Alamedilla; allí, sobre materiales del Miembro I de la Fm. Fardes, datados como Cenomaniense, se disponen casi 350 m. de cepas rojas de edad Senoniense. La sucesión general y biozonas establecidas en ese trabajo se resumen a continuación, considerando los términos de abajo a arriba:

a) Margas rojas, con algunas intercalaciones margocalizas en su base (75 m.). Los 45 m. inferiores corresponden a la zona de *Dicarinella concavata* y los 30 superiores a la zona de *D. concavata carinata*; pero la parte terminal de estos niveles no pudo ser mostrada con detalle y en ninguna de las muestras apareció la asociación *D. concavata carinata* y *Globotruncanita elevata*.

b) Alternancia de margas y margocalizas blancas, rosadas y grises (55-56 m.). Los 27 m. inferiores corresponden a la zona de *G. elevata* y los 23 m. siguientes a la zona de *Globotruncana ventricosa* los 5 m. finales son representación de la zona de *Globotruncanita calcarata*.

c) Paquete más deleznable, de difícil muestreo detallado ya que se halla parcialmente cubierto por suelo y derrubios. Aproximadamente 70 m. de margas blanquecinas y rosadas con escasos bancos margocalizos; su parte basal (2-12 m.) corresponde a la zona de *G. calcarata* y el resto a la zona de *Rugotruncana subcircumnodifer*.

d) Margas y margocalizas blancas alternantes, con predominio de las margocalizas (50 m.), correspondientes a la zona de *Globotruncana gansseri*.

e) Margas blancas con escasas intercalaciones margocalizas (aprox. 45 m.). Su mayor parte, los 40 m. basales, corresponden aún a la zona de *G. gansseri* y los metros terminales presentan ya una asociación de fauna característica de la zona *Abatomphalus mayaroensis*.

f) Termina la sucesión cretácica con 65 m. de margas y margocalizas rojas que pertenecen en su totalidad a la zona *A. mayaroensis*.

De acuerdo con la correlación entre unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas, propuesta por LINARES, D. (1977) para el sector Central de las Cordilleras Béticas, los materiales cretácicos de la Fm. Alamedilla, en el afloramiento al SSW. de Alamedilla, se han depositado en continuidad desde el Santoniense, quizás Coniaciense terminal?, hasta el Maastrichtiense.

El «tránsito Maastrichtiense-Danés» también se realiza en estos afloramientos sobre facies idénticas (LINARES y MARTINEZ GALLEGO,

1971), que se prolongan además durante el Paleoceno.

Cerro Mencil.— En su cima, junto al Cjo. del Cerro existe un pequeño afloramiento de «capas rojas» directamente en contacto con las calizas jurásicas. En este afloramiento, que ya fue reseñado por FALLOT *et al.* (1960) se ha datado el Coniaciense (*D. schneegansi*).

1.4.4. Formación Mercedes ($C_{26} - T_1^A$)

Con este nombre se designa una banda de olistostromas donde se mezclan materiales estratigráficamente heterogéneos (jurásicos y cretácicos), dispuesta en el flanco meridional del anticlinal del Cjo. Nuevo, entre Piñar y Moreda, y en ambos flancos de la prolongación hacia el E. de esta misma estructura anticlinal hasta Laborcillas. Toma el nombre del Ayo. de las Mercedes, subsidiario del río Piñar, cuyo lecho se asienta en los materiales del flanco S. del anticlinal del Cjo. Nuevo.

No existe ningún afloramiento donde pueda establecerse un corte tipo que caracterice esta formación, encontrándose los asomos muy cubiertos y en condiciones muy deficientes para el reconocimiento de los materiales.

La superposición local de la Fm. Mercedes a niveles de olistostromas de la Fm. Fardes, hace difícil establecer con exactitud su límite basal, y no puede excluirse que a la citada banda, cartografiada como Fm. Mercedes, se haya incorporado algún olistostroma cretácico perteneciente a la Fm. Fardes. Ni siquiera es seguro que la considerada Fm. Mercedes esté constituida por olistostromas de vertida estrictamente contemporánea; cabe la posibilidad de que represente una superposición de materiales deslizados gravitatoriamente en épocas comprendidas entre el Santoniense y el Paleoceno superior, decapados o desmantelados parcialmente con anterioridad al acúmulo de los diversos materiales suprayacentes.

Entre Piñar y Moreda, contacta con la Fm. Fardes (Miembro III: techo Santoniense-Campaniense) y subyace a la Fm. Encebras, cuya base se data como Paleoceno más o menos alto en el flanco S. del anticlinal de Cjo. Nuevo y Eoceno inferior en el flanco N. En el extremo oriental del mismo flanco N., en la Loma de la Valenzuela, la Fm. Mercedes se apoya sobre una estrecha franja de Fm. Alamedilla (Maastrichtiense) y va a entrar bajo el Oligoceno superior transgresivo de la Fm. Cañada.

Finalmente, en Laborcillas la disposición es distinta, pues un contacto mecánico, la separa de la Fm. Fardes (Miembro II; Cenomaniense).

Estas complicaciones, junto con la carencia de dataciones que permitan acotar la época de acumulación, han influido a la hora de diferenciarla como una unidad estratigráfica independiente. Su carácter olistostrómico no es una singularidad entre los materiales datados entre los que está incluida, parece evidente que los materiales constituyentes fueron acumulados en una época comprendida entre el Maastrichtiense y

Paleoceno terminal. Su disposición sobre materiales cretácicos más antiguos sería explicable si se supone que su base es localmente una discontinuidad estratigráfica y una cosa similar explicaría la acumulación sobre ella de formaciones de diferente edad. Con ello podría pensarse en una edad fini-cretácica o intrapaleocena para la vertida de esos olistostromas, o intrapaleocena para la vertida de esos olistostromas, pero no se puede asegurar que esta asignación sea válida para toda la Fm. Mercedes. Cabe destacar, no obstante, que entre los diversos materiales incluidos en la Fm. Mercedes no se han reconocido elementos de edad paleógena o más recientes; esta circunstancia podría confirmar que los niveles de olistostromas cronológicamente más altos de la Fm. Mercedes se depositaron como máximo durante el Paleoceno.

1.4.5. Grupo Cardela

1.4.5.1. Formación Encebras (T_{1-2}^{A-Aa} , T_{2-21}^{Aa-Ab} SC)

Al N. del río Cubillas, la llamada Cuesta de las Encebras en la carretera comarcal 325, muestra una sucesión (punto kilométrico 5 a 6,5), que puede considerarse característica de esta formación. Se reconoce en continuidad una secuencia de más de 300 m. de espesor, donde puede analizarse las facies de estos materiales.

Está formada por alternancia de calcarenitas bioclásticas, calcilutitas y margas más o menos arcillosas; por las facies de sus materiales detríticos carbonatados puede considerarse una sucesión turbidítica calizomargosa. La proporción de material detrítico varía mucho de unos sectores a otros y también verticalmente dentro de la formación; para casos límites, en algunas secciones parciales, el material calcarenítico supone menos del 5% del espesor total.

Aún en las sucesiones con mayor cantidad de materiales turbidíticos la razón arena/pelita es muy baja; el espesor de las capas calcareníticas oscila entre 1 y 40 cm., mientras que las intercalaciones de pelitas, turbidíticas y hemipelágicas, llegan a superar los 2 m. Esporádicamente existen algunas capas que tienen también granulometría más gruesa y su parte inferior de biocalcirudita gradada (diámetro medio de 3-5 mm. en la base); están constituidas casi exclusivamente por Foraminíferos bentónicos, algunos pelágicos y diversos bioclastos y calciclastos.

Los únicos componentes no carbonatados en los materiales de la Fm. Encebras se limitan a una pequeña fracción cuarzosa en algunas calcarenitas (menos del 30% de granos angulosos de cuarzo tamaño limo), a algunos granos de glauconita y feldespatos, a la fracción arcillosa de los intervalos pelíticos, y a los óxidos de hierro limonitizados.

La mayor parte de las capas calcareníticas son de colores claros, blancos, geiges o rosas, pero a veces el alto contenido de limonita les confiere color ocre; las pelitas (margas o calcilutitas) son de coloraciones también claras.

El aspecto general del conjunto es margoso y de tonos claros, rosados y blancos; la fácil meteorización, así como las labores agrícolas, determinan que sólo se encuentren bien expuestos en trincheras y escasos barrancos. Aunque los lechos son de gran continuidad lateral, la uniformidad litológica y la falta de niveles guía dificulta las correlaciones de unos afloramientos con otros.

En el borde W y SW del sinforme de Cardela, la Fm. Encebras, bien desarrollada (más de 300 m.) y con alta proporción de material turbidítico, constituye la base del Grupo Cardela. Al E. del meridiano de Gobernador se observa una fuerte disminución de la potencia, reducida a menos de 100 m., y un cambio en las facies consistente en la disminución de los lechos turbidíticos e incremento de las margas y margocalizas arcillosas hemipelágicas («capas rojas»). De hecho, en los sectores de Alamedilla y Pedro Martínez, las facies turbidíticas características de la Fm. Encebras quedan reducidas a delgados y esporádicos episodios que se intercalan a facies hemipelágicas idénticas a las que caracterizan a la Fm. Alamedilla; en cartografía se ha diferenciado el tramo en que se reconocen delgados lechos turbidíticos entre las «capas rojas», considerándolos como «transicionales» entre Fm. Alamedilla y Fm. Encebras. Puede concluirse, por tanto, que dentro del sinforme de Cardela, la Fm. Encebras se acuña hacia el E. y NE.

En conjunto, para los Montes Orientales, parece que el límite superior de la Fm. Encebras coincide o rebasa ligeramente la isocrona de la base del Eoceno medio, mientras que el límite inferior es diacrónico, desde la base del Paleoceno hasta el Eoceno inferior alto. Localmente el límite inferior corresponde a una discontinuidad estratigráfica; este hecho puede observarse al E. del sinforme de Cardela, en los anticlinales del Bocín de Arias y del Cjo. Nuevo.

Al S. de Piñar una estrecha banda de Fm. Encebras se dispone en contacto con el Grupo Piñar y constituye un valioso jalón para establecer relaciones entre los dos Grupos diferenciados en los materiales terciarios.

Edad.— Cronológicamente la Fm. Encebras se restringe al Paleoceno y al Eoceno inferior, comprendiendo a veces parte del Eoceno medio; son numerosas las dataciones que confirman estos límites cronológicos.

La edad de los materiales que integran la formación, es referida en diferentes trabajos (FALLOT *et al.*, 1964; COMAS, 1968; MARTINEZ-GALLEGO, 1974; MOLINA, 1975; COMAS *et al.*, en prensa). MARTINEZ-GALLEGO (1974), con el estudio paleontológico de varios cortes parciales, distribuidos en diversos afloramientos, establece las asociaciones de Foraminíferos planctónicos que caracterizan el Paleoceno y Eoceno inferior de los Montes Orientales; la biozonación que se usa para la Fm. Encebras corresponde también a la utilizada por dicho autor.

Las dataciones efectuadas en los materiales de la Fm. Encebras prueban la diacronía su límite inferior; así, los niveles cronológicamente más bajos se presentan en el cierre occidental del sinforme de Cardela,

donde la base de la formación pertenece al Paleoceno superior (zonas de *Globorotalia pseudomenardii* y *Globorotalia velascoensis*). Más al E., en los anticlinales del Bocín de Arias y del Cjo. Nuevo, la base de la formación corresponde a las zonas de *Globorotalia subbotinae* o *Globorotalia acarinata* que determina el Eoceno inferior bajo. Al SE. de Alamedilla, en la cabecera de la Rambla de Menores toda la formación se limita a la zona de *Globorotalia caucásica* y por tanto corresponde exclusivamente al Eoceno inferior terminal. En el sector del Fardes la base de la formación corresponde al Paleoceno terminal o al Eoceno inferior basal (zonas de *G. velascoensis* o de *G. subbotinae*).

Los niveles terminales de la formación, allí donde han podido ser datados, corresponden casi siempre al Eoceno inferior terminal (z. de *G. caucásica*), si bien en algunas sucesiones queda incluida también parte del Eoceno medio (z. de *Hantkenina aragonensis* y z. de *Globorotalia alamedillensis*).

Las asociaciones de Foraminíferos planctónicos utilizadas por las dataciones, se han obtenido en episodios considerados pelágicos o hemipelágicos; sin embargo los intervalos pelíticos (división e) de los lechos turbidíticos, aunque más pobres en faunas, proporcionan en parte las mismas especies de Foraminíferos. Debe admitirse, por tanto, que los materiales que nutren los flujos turbidíticos son prácticamente contemporáneos a la resedimentación.

Las capas de calcarenitas y calciruditas están constituidas casi exclusivamente por Foraminíferos bentónicos resedimentados, procedentes de aguas menos profundas y también esencialmente contemporáneos de la fauna planctónica autóctona; entre este tipo de fósiles se reconocen *Nummulites*, *Asterodiscus*, *Heterostegina*, *Sphaerogypsina*, *Discocyclina*, *Assilina*, *Actinocyclina*. Existen además fragmentos de Algas, Equínidos y Lamelibranquios.

Las litologías descritas no se distribuyen uniformemente a lo largo de la sucesión de la cuesta de Las Encebras. En el tramo I, 50-60 m. inferiores (T_{1-2}^{A-Aa}), dominan las margocalizas rosadas y faltan las calcarenitas y calcilimolitas ocreas; el tramo II ($T_{2-21}^{Aa-Absc}$), gris claro y amarillento, es mucho más potente y tiene mayor proporción de calcarenitas, abundan las intercalaciones detríticas ocreas ricas en siliciclastos. La sucesión del tramo II, en la que se asocian calciruditas, calcarenitas blancas y ocreas, y margas y micritas grises, caracteriza en realidad un miembro de la Fm. Encebras denominado *Miembro calcarenítico gris*. Este miembro se acuña hacia el N. y hacia el E., ya que en las sucesiones de la formación que afloran al E. del meridiano de Torre Cardela, no vuelve a aparecer la asociación de sus litologías características; prevalecen en esas sucesiones las litologías y coloraciones típicas del tramo I.

1.4.5.2. Formación Cañada (T_{2-2}^{Ab-Ac} , T_{3-11}^{A-Ba} sc)

La división en dos tramos no tiene otro interés que el de señalar en

el mapa el límite Eoceno-Oligoceno; no coincide con ningún cambio litológico.

Como el resto de las formaciones que se integran en el Grupo Cardela, la Fm. Cañada está caracterizada por la alternancia de diversas litologías carbonatadas: calizas detríticas, calizas micríticas, margocalizas y margas más o menos arcillosas. Estas litologías se disponen en capas alternantes con marcada ritmicidad y constituyen sucesiones turbidíticas de naturaleza calizo-margosa.

Las calizas detríticas forman parte de los lechos turbidíticos de estas sucesiones y corresponden a calcarenitas y calciruditas bioclásticas, con bajo contenido en siliciclastos (salvo excepción, menos del 5%), generalmente gradadas y/o laminadas y dispuestas en capas, a veces amalgamadas, de hasta 250 cm. de espesor.

Mudstones —calizas micríticas, margas y margocalizas— constituyen las capas pelíticas de las facies turbidíticas o representan episodios hemipelágicos, a veces bien desarrollados, intercalados a esas facies.

El desarrollo de las calizas detríticas gruesas (calcarenitas y calciruditas) respecto de las mudstones, turbidíticas y no turbidísticas, es variable dentro de cada sucesión de la Fm. Cañada y de unas sucesiones a otras. En el conjunto de la formación, las intercalaciones de estas capas detríticas suponen como máximo el 50% del espesor total, descendiendo la proporción a veces hasta un 20%; en general, esas intercalaciones son más frecuentes y gruesas hacia arriba.

Una diferencia litológica, señalada por la inexistencia o escasez de capas calcareníticas, aparece en el tramo basal de las sucesiones de la Fm. Cañada; ello permite diferenciar dentro de la Formación un miembro constituido casi exclusivamente por litologías margosas y arcillosas, el denominado *Miembro arcilloso*.

Precisamente las sucesiones localizadas al E. del referido meridiano (sectores de Fuente Caldera y Salinas Menores) presentan la particularidad de comportar diversos niveles de olistostromas aludidos. En esos olistostromas se encuentran mezclados clastos y olistolitos de las sucesiones infrayacentes, inclusive jurásicas y triásicas, junto con otros elementos intraformacionales. Es característico en los olistostromas de la Fm. Cañada la abundancia de clastos y olistolitos de mafitas pertenecientes a las sucesiones jurásicas de la Cresta Medio subbética.

Debido a la meteorización y a la escasez de relieves pronunciados los afloramientos de la Fm. Cañada ofrecen un paisaje esencialmente alomado, de color gris-amarillento, donde resaltan espaciadas las capas detríticas más resistentes. En los diversos cortes existentes se verifica la considerable cuantía y desarrollo de las capas detríticas, con frecuencia de color ocre, intercaladas entre margas y margas arcillosas grises, verdes y a veces rojas oscuras. Los conjuntos de capas detríticas más consistentes y gruesas dan resaltes que es posible seguir en el relieve suave en considerables distancias; sin embargo, las recurrencias litológicas y de facies, las variaciones de potencias y la falta de niveles guía

apropiados dificultan considerablemente las correlaciones entre las sucesiones de distintos cortes.

En el extenso afloramiento de Cardela, los materiales de la Fm. Cañada pueden alcanzar potencias superiores a 500 m. para algunas verticales. Sin embargo es difícil la valoración de las posibles modificaciones laterales de esta potencia debido a complicaciones estructurales y a que en muchos la parte alta de la Formación está desmantelada; en general, parece que el espesor puede ser variable de unos sectores a otros.

En los bordes W. y S. del mismo afloramiento, se observa que la Fm. Cañada se superpone a la Fm. Encebras, en continuidad estratigráfica, y el paso vertical de una a otra formación se efectúa a veces de manera gradual. Al E. de Alamedilla, en el Alto de los Barqueros, el límite inferior está marcado por una discontinuidad estratigráfica y los materiales basales de la Fm. Cañada (Eoceno sup.) se apoyan directamente sobre la Fm. Alamedilla.

Ya en el borde E. del sinforme de Cardela, términos cronoestratigráficamente altos de la Fm. Encebras (Oligoceno) se superponen en discordancia a las sucesiones jurásicas de los sectores de Serreta de Leyva y Alicún; esta misma relación o discordancia de la Fm. Cañada, respecto a sucesiones infrayacentes jurásicas o cretácicas, se pone de manifiesto en los afloramientos de los sectores de Montejícar y Santerga. También en el valle del Fardes la Fm. Cañada se apoya en discordancia sobre el Trías y el Jurásico del Romeral.

Se ha considerado que el límite superior de la Fm. Cañada, techo a su vez del Grupo Cardela, queda establecido cuando desaparecen las facies de turbiditas y dan paso, mediante límite más o menos neto, a las facies que caracterizan las Formaciones Moreda y Doña Marina. En el sector de Moreda-Delgadillo, al S. del sinforme de Cardela, la Fm. Moreda se superpone en franca discordancia a la Fm. Cañada y en este caso el límite superior de esta última queda fijado claramente por la superficie de discordancia.

Edad — La Fm. Cañada comprende materiales acumulados desde el Eoceno medio bajo hasta el Aquitaniense inclusive. Cronológicamente su límite inferior se establece, mediante una superficie diacrónica, desde la base del Eoceno medio hasta el Oligoceno. En las sucesiones que pueden observarse en el borde meridional del sinforme de Cardela, la base de la Formación Cañada se localiza en el Eoceno medio basal o bajo (z. *Hantkenina aragonensis* o z. *Globorotalia alamedillensis*).

La base es datada como Eoceno superior (z. *Cribohantkenina inflata*) en el flanco N. del sinforme, junto a la alineación del Alto de los Barqueros; y algo más al E. en el sector de Salinas Menores, se establece en el Eoceno superior más alto (z. *Cribohantkenina lazzarii*). En los sectores de la Serreta de Leyva y el Romeral la base de la Fm. Cañada, aquí claramente discordante, es Oligoceno (z. *Globigerina tapuriensis* o *Globigerina sellii*), (Lattorfiense-Rupeliense).

Ningún carácter litológico de facies tipifica diferencialmente los distintos pisos terciarios existentes en la Fm. Cañada, y el paso de uno a otro se realiza con independencia de las variaciones verticales de facies que acusan las sucesiones. Una excepción, a este respecto, es el «Miembro arcilloso» basal limitado exclusivamente a la mitad oriental del sinforme, donde los materiales del Eoceno medio tienen litologías margoso-arcillosas.

El techo de la Fm. Cañada ha sido datado en diversos sectores como pertenecientes al Aquitaniense² (superior) determinando entre otros los siguientes foraminíferos: *Globigerinoides quadrilobatus primordius* BLOW y BANN., *Globigerina selii* BORSETTI, *G. ciperoensis* (COLOM.), *G. cf. binaiensis* KOCK, *G. venezuela siakensis* (LEROY), *G. obesa* BOLLI.

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos utilizadas para las dataciones se han obtenido de la porción terminal de las divisiones pelíticas de los lechos turbidíticos en el supuesto de que se trate ya de material pelágico; las partes más bajas de estas divisiones contienen en muchos casos asociaciones similares por lo que debe pensarse que parte de los materiales que nutren las corrientes de turbidez son contemporáneos a la sedimentación de las turbiditas.

Las capas de calcarenitas y calciruditas bioclásticas están constituidas por Foraminíferos bentónicos, en parte contemporáneos, resedimentados a partir de zonas menos profundas. Entre los fósiles que contienen estas calizas bioclásticas se reconocen asociados diferencialmente según las edades: *Operculina*, *Nummulites*, *Discocyclina*, *Asterodiscus*, *Heterostegina*, *Grzybowskia*, *Spiroclyleus*, *Amphistegina*, *Nephrolepidina*, Miogypsinidos, Textularidos, Gypsinidos, radiolas de Equínidos, Briozoos, Fragmentos de Algas coralíneas y Lamelibranquios.

Sin un estudio paleontológico muy cuidadoso, es imposible establecer la potencia o desarrollo relativo de las distintas unidades cronológicas presentes. Por otro lado el tectonismo sin-sedimentario y los procesos de distribución y acumulación de las facies turbidíticas y olistostromas hacen presumible la existencia entre ellos de vacíos erosionales y discontinuidades.

1.4.6. Grupo Piñar

1.4.6.1. Formación Carihuela (T^{A-Ba}₃₋₁₁)

Toma el nombre de la cueva de la Carihuela, enclavada en un gran olistolito jurásico (olistolito de Piñar), situado inmediatamente al S. del pueblo de Piñar. Un corte aceptable para tipificar la formación es el de la carretera que partiendo de la comarcal 336, entre los km. 12 y 13, se dirige a la Estación de Piñar; la carretera de la Estación corta en su extremo occidental el mayor afloramiento de Fm. Carihuela, dispuesto como una franja alargada de dirección E-W, desde Piñar hasta las proximidades de Moreda.

La Fm. Carihuela es la más baja del Grupo Piñar y a ella se superpone la Fm. Bogarre; al W. del meridiano de Piñar subyace al Miembro Faucena y al E. a las Brechas de la Torre y al Miembro Gato, por este orden. En el sector de Laborcillas una estrecha banda de materiales atribuidos a la Fm. Carihuela se hallan recubiertos por la Fm. Moreda, discordante.

Son pocas las dataciones efectuadas en la Fm. Carihuela que pueden utilizarse con fiabilidad para concretar su edad de acumulación. En niveles relativamente bajos, al SW. del Castillo de Piñar, aparecen algunas intercalaciones margosas del Eoceno medio y algo más altas, otras del Eoceno superior; sin embargo, por deficiencias en las condiciones de observación, no se sabe si esas dataciones han sido efectuadas en margas resedimentadas. Horizontes aparentemente más altos, en un corte próximo, tienen faunas del Oligoceno superior —*Globigerinita dissimilis ciproensis* BLOW y BANNER, *Globigerina angulisuturalis* BOLLI, *G. tripartita* KOCH—; parece más seguro que estos niveles no sean resedimentados, y por tanto son válidos para establecer la cronología de términos relativamente altos de la formación.

En un pequeño corte, 3 km. al E. del Castillo de Piñar, en la cabecera del Ayo. del Moralejo, los niveles considerados como terminales de la Fm. Carihuela podrían pertenecer al Aquitaniense basal. Una intercalación fundamentalmente margosa de este cortezuelo, de unos 20 m. de espesor, ha proporcionado asociaciones características del Oligoceno superior —*Globigerinita dissimilis ciproensis* BLOW y BANNER, *G. dissimilis dissimilis* (CUSH. y BERM.), *Globigerina angulisuturalis* BOLLI, *G. selli* (BORSETTI)— seguidas de bancos de idéntica litología en los que parecen debutar *Globigerina angulisuturalis* BOLLI, *G. selli* (BORSETTI)— seguidas de bancos de idéntica litología en los que parecen debutar *Globigerinoides* (*G. quadrilobatus primordius* BLOW y BANNER).

La potencia de la Fm. Carihuela es muy variable de unos sectores a otros y es difícil concretar en cada caso el valor de su desarrollo; se estima que como máximo puede alcanzar unos 300-350 metros.

Cuando es posible observar una sucesión de los materiales de la Fm. Carihuela, se reconoce que está constituida casi exclusivamente por la superposición de numerosos niveles de materiales conglomeráticos o brechoides, con clastos heterométricos y poligénicos, entre los que se engloban numerosas masas de considerable volumen de materiales de diversas facies y procedencia. Entre estos niveles clásticos gruesos se disponen algunas intercalaciones discontinuas de margas arcillosas verdes y rojas.

1.4.6.2. Formación Bogarre

Se ha dividido estratigráfica y cartográficamente en tres miembros: Miembro Gato ($T_{11-12}^{Ba, Ba'}$ s), Brechas de la Torre ($T_{11-12}^{Ba, Ba'}$ cg) y Miembro Faucena ($T_{11-12}^{Ba, Ba'}$ b). La disposición relativa de estas unidades estratigráficas

es difícil de establecer en algunos casos, aunque son lateralmente equivalentes en parte.

La única referencia cronológica es la datación de niveles del tránsito Aquitaniense-Burdigaliense con microfaunas de *Globoquadrina*, *Globorotalia*, *Globigerinita* y *Globigerinoides*, pendientes de confirmar. Los olistolitos incluidos se han diferenciado como J, d.

Su nombre deriva del pueblo de Bogarre, único asentado sobre materiales de esta formación y localizado en el límite meridional del área de los Montes Orientales.

Esta formación incluye también elementos y facies clásticas diversas (de naturaleza carbonatada) generados a partir del desarrollo, durante el Mioceno inferior, de transportes gravitatorios en un medio submarino. Al igual que en la Fm. Carihuela, entre estos depósitos tienen particular desarrollo los niveles de olistostromas, si bien en este caso nutridos de distintos materiales; a ellos se asocian grandes masas alóctonas, fundamentalmente calizas y dolomíticas, que se han considerado olistolitos. Algunas intercalaciones de materiales pelágicos y hemipelágicos (margas), pueden representar la sedimentación marina «normal» en la cuenca de acumulación.

La Fm. Bogarre se dispone sobre la Fm. Carihuela según una superficie un tanto irregular, cuya intersección con la topografía marca un contacto de dirección E.-W., situado al S. de la falla de Piñar. Al SW. de la localidad de Piñar, la formación queda tapada y rodeada por materiales cuaternarios; en Bogarre y al SW. de Moreda, aparece como substrato de la Fm. de Moreda, la cual la recubre en discordancia.

Aunque de potencia muy irregular, puede estimarse que localmente supera los 700 m.; los espesores máximos están condicionados por el gran volumen de algunos de los olistolitos incluidos.

1.4.7. Formación Moreda (T_{12-11}^{Ba-Bb})

En el extremo suroriental del área de los Montes Orientales y sobre una franja que se extiende desde Bogarre hasta las proximidades del Mencal, se localizan los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica con materiales terciarios. El pueblo de Moreda que se ubica sobre el más extenso de ellos da el nombre a la formación.

Se asocian en esta formación calciruditas conglomeráticas y brechoi-des, calizas bioclásticas y calcarenitas arenosas, y margas más o menos limosas, depositadas en un medio marino. Las calciruditas más gruesas, con diversas granulometrías, masivas o en paquetes con gruesa estratificación (capas de 50-400 cm.), aparecen alternando con margas grises como base de la sucesión; hacia arriba dan paso de forma gradual o calizas arenosas amarillentas, con más fina estratificación (5-40 cm.) y escasas intercalaciones margosas. Los componentes clásticos de las calciruditas más gruesas son fundamentalmente fragmentos de calizas y dolomías grises, mientras que en las calcarenitas y calciruditas finas se

pueden reconocer, además de numerosos bioclastos, litoclastos calizos diversos y abundantes fragmentos de materiales metamórficos.

Los materiales de la Fm. Moreda coronan las sucesiones de materiales terciarios más antiguos, tanto los incluidos en el grupo Piñar como los pertenecientes al Grupo Cardela. Desde el sector de Bogarre, hasta el Ayo. de Piedra Horadada, al S. de Pedro Martínez, puede observarse que su relación con las sucesiones infrayacentes es siempre de discordancia.

En Bogarre se apoya sobre los olistolitos y olistostromas del Miembro Faucena, y en Moreda es suprayacente a la Fm. Carihuela y a la Fm. Fardes, aunque en este caso los contactos actuales corresponden en muchas ocasiones a fallas. Más al E., entre Moreda y Laborcillas, se superponen de nuevo a la Fm. Carihuela; los afloramientos más orientales, en las proximidades de la aldea de Delgadillo y hasta Piedra Horadada, muestran la superposición sobre Fm. Cañada (Grupo Piñar), cuyos niveles terminales son datados aquí como del Oligoceno superior.

El techo de la Fm. Moreda en todos estos afloramientos es también otra superficie de discordancia sobre la que reposan materiales continentales y no plegados del relleno plio-cuaternal de la Depresión de Guadix-Baza.

En el valle del río Fardes en las proximidades de la desembocadura del Ayo. de Huélagos existen reducidos afloramientos de margas grises, dispuestos sobre materiales del Grupo Cardela, que corresponderían a la Fm. Moreda. En parte de ellos puede observarse como materiales del Tortoniense, areniscas bioclásticas y calizas organógenas subhorizontales, los recubren en discordancia. (COMAS *et al.*, en prensa).

La potencia o desarrollo original de los materiales de la Fm. Moreda no puede evaluarse, porque ha sido en parte erosionada con anterioridad a su recubrimiento por los materiales de la Depresión de Guadix-Baza. El espesor máximo medible en los afloramientos actuales es de unos 350-400 m.

Edad.— La Fm. Moreda ha podido ser datada en numerosos puntos, comprobándose materiales pertenecientes al Burdigaliense y al Langhiense.

Junto a Delgadillo, en el Bco. del Aguila, se ha datado el Burdigaliense, probablemente inferior, en las margas que alternan con las brechas y conglomerados basales. En estos niveles se han determinado: *Globigerinita dissimilis* (CUSH. y BERM.); *G. cf. ciproensis* BLOW y BANNER; *G. inmaturus* LEROY. En términos superiores aparecen además *Globigerinoides trilobus* (REUSS) y formas transicionales a *Globigerinoides siconi*. En términos margosos ya más altos, intercalados a calcarenitas, se data el Langhiense con una fauna de *Globigerinoides siconi* STEFANI, *Praeorbulina transitoria* BLOW, *Praeorbulina glomerata* BLOW y *Orbulina suturalis* BRONN.

En Laborcillas, al N. del Peñón (1120) y directamente sobre los olistostromas y brechas de la Fm. Carihuela, se data también el Burdigaliense con una fauna de: *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR. y

COLLINS); *G. baroemoenensis* LEROY; *Globigerinoides inmaturos* LEROY; *G. trilobus* (REUSS), *G. altiapertura* BOLLI; *Shaeroidinella* sp.; *Globigerinita dissimilis* (CUSH. y BERM).

En la carretera a la estación de Moreda, en niveles margosos que entran bajo las calciruditas que, buizando suavemente al S. configuran la cota de 1.092, vuelve a datarse el Langhiense con asociación de *Globigerinoides sicon* y *Praeorbulina transitoria*, junto a otros Foraminíferos.

1.5. MATERIALES DEL MIOCENO SUPERIOR, PLIOCENO Y CUATERNARIO

1.5.1. Mioceno superior

Los materiales del Mioceno superior ocupan en la hoja una extensión cartográfica reducida. Se encuentran frecuentemente recubiertos por materiales más modernos o han sido erosionados en amplias áreas.

Se ha diferenciado el Tortoniense (T_{11}^{Bc}) del Mioceno superior más alto (B_{12}^{Bc}) en el sector de Domingo Pérez, y en otros sectores, en cambio, se representa el Mioceno superior indiferenciado (T_1^{Bc}).

El Tortoniense muestra rasgos litológicos bastante uniformes: niveles margosos y limosos grises y blancos, entre los que se intercalan areniscas bioclásticas de cemento carbonatado de color amarillento y calcarenitas, siendo también frecuentes las intercalaciones de conglomerados y calizas organógenas. Tanto unos términos como otros contienen numerosos restos fósiles: Lamelibranquios, Briozoos, Balanus, Equínidos y diversos Foraminíferos; las margas presentan abundante fauna de foraminíferos, en la que predominan las formas bentónicas sobre las planctónicas. Donde los cortes son más extensos puede reconocerse una disposición rítmica asimilable a sucesiones de tipo molasa, de conglomerados, arenistas y pelitas.

Los términos aparecen siempre discordantes, con discordancia angular y prácticamente sin plegamiento posterior, sobre diversos términos más antiguos. Su distribución y disposición respecto a las sucesiones infrayacentes corroboran la existencia de una transgresión generalizada en la primera parte del Tortoniense: el mar invade una extensa área en la que quedan incluidas depresiones intramontañosas, previa y simultáneamente diferenciadas.

El Mioceno superior más alto (T_{12}^{Bc}) está constituido por margas grises con intercalaciones de calizas oquerosas de tonos claros, dispuestas sobre los sedimentos tortonienses en el sector de Domingo Pérez. GARCIA-DUEÑAS (1967) menciona estos materiales atribuyéndoles un origen lacustre.

1.5.2. Plioceno-Pleistoceno

Materiales de estas edades constituyen el relleno de las depresiones

intramontañosas (Depresiones de Granada y de Guadix-Baza) y aparecen en considerable extensión dentro de la Hoja).

VERA (1970b) define en estos materiales varias unidades litoestratigráficas, con diversas facies, que se equivalen lateralmente entre sí. Sus relaciones mutuas por cambios laterales de facies queda especificada en el esquema que se representa junto a las columnas que ilustran el mapa.

Las dos formaciones diferenciadas por el citado autor, Formación de Guadix y Formación de Gorafe-Huélago aparecen en el área reconocida. En la cartografía se han diferenciado cuatro tramos con entidad de unidades litoestratigráficas cuya relación con las citadas formaciones es la siguiente: dos de ellos ($T_2^B-Q_1$ cg) y ($T_2^B-Q_1$ c) corresponden a la Formación de Gorafe-Huélago y los otros dos ($T_2^B-Q_1$ S) y ($T_2^B-Q_1$) a la Formación de Guadix.

En el borde occidental de la hoja los términos pliocenos-pleistocenos se engloban bajo la sigla $T_2^B-Q_1$.

La formación Gorafe-Huélago ($T_2^B-Q_1$ cg) y ($T_2^B-Q_1$ c) aflora en el extremo oriental del mapa y su continuidad más al E. en la hoja vecina de Gor ha sido puesta de manifiesto (COMAS *et al.*, en prensa). Constituida por calizas, margas y niveles de conglomerados, presenta en su conjunto un color más claro que la formación de Guadix.

Se carece de criterios paleontológicos para datar esta formación en el área de Moreda. En áreas adyacentes se ha datado en materiales equivalentes el Plioceno superior.

Las margas y conglomerados ($T_2^B-Q_1$ cg) corresponden a margas blancas o rosadas en las que se intercalan bancos potentes (2-3 m.) de conglomerados, y constituyen la litología fundamental del tramo.

Los conglomerados tienen cantos heterométricos y principalmente de litología caliza, fundamentalmente de calizas organógenas con nummulítidos; el cemento es carbonatado. Las margas presentan esporádicas intercalaciones de yesos y de areniscas de cemento carbonatado, e intercalaciones locales de bancos calizos.

La potencia de margas y conglomerados es variable pero en general superior a los 100 m.

El tramo calizo ($T_2^B-Q_1$ c) esté constituido por calizas blancas y amarillentas con abundantes gasterópodos, Caraceas y localmente vertebrados (restos); de textura micrítica pueden presentar dolomitización parcial. Su potencia es de 30 a 50 m.

La formación de Guadix ($T_2^B-Q_1$ s) y ($T_2^B-Q_1$) se muestran con litologías fundamentalmente detríticas y arcillosas quedando ampliamente expuestas en el cuarto sur-oriental de la Hoja; en ella es característico un agreste relieve con extenso desarrollo de los *bad-lands* y grandes ramblas.

La presencia de un Pleistoceno alto (Riss-Wurm) en el techo de la formación de Guadix y la datación mediante vertebrados de un Pleistoceno medio-bajo o Pleistoceno inferior-alto en niveles inferiores ha sido

ya constatado (BOTELLA, *et al*, 1972). Así mismo se ha señalado su equivalencia lateral con términos de la Formación Gorafe-Huélago dados como Pliocenos. En consecuencia puede concluirse que en conjunto los materiales de la formación de Guadix pertenecen al Plioceno-Pleistoceno.

El tramo de conglomerados y arenas ($T_2^B-Q_1$ s) aparece como una alternancia rítmica de capas de arena y conglomerados y esporádicamente lutitas.

Entre los componentes de los conglomerados y arenas son abundantes, entre otros, los clastos de rocas metamórficas; localmente aparecen cementados por carbonatos. La potencia del tramo es muy variable, con un máximo de 250 m. de desarrollo visible.

El tramo de lutitas ($T_2^B-Q_1$) es lateralmente equivalente con el conglomerático arenoso y se diferencia de él por su mayor proporción de lutitas, siendo el cambio de facies gradual. Los materiales se han referido al tramo cuando las lutitas constituyen más del 50% del total.

Entre las lutitas dominan los limos, dispuestos en bancos gruesos; entre ellos se intercalan a veces arenas y conglomerados en capas discontinuas, representando el relleno de paleocanales, o como bancos continuos de base acanalada.

La potencia máxima visible es de 300 m., aunque es posible que se lleguen a superar localmente los 500 m.

El nivel de colmatación $Q_{1-2}G$ se significa como el más alto de cuantos constituyen el relleno continuo de la depresión y se coloca ligeramente en discordancia sobre los materiales del Plioceno-Pleistoceno. Es anterior al encajamiento de la red fluvial actual.

La litología corresponde a niveles conglomeráticos de matriz arcillosa roja o cemento calcáreo, entre los que se intercala irregularmente repartidas lutitas y arenas. Localmente y hacia el techo se han formado costros calizas.

La potencia desarrollada es variable, engrosando en los bordes de la depresión (20-30 m.) y haciéndose progresivamente más delgada hacia el centro de la Cuenca (1-5 m.). Queda modelado como un glacis de erosión.

1.5.3. Holoceno

Se incluye aquí los materiales posteriores al acúmulo modelado del nivel de colmatación $Q_{1-2}G$, estando relacionados unos, con la red fluvial ahora encajada entre materiales más antiguos, y otros, con formas de relieve y erosión actual. Para todos estos materiales se carece de datación.

Las formaciones aluviales están englobadas bajo el símbolo Q_2Al , si bien no todas son rigurosamente contemporáneas.

Como Q_2Cd se refieren los conos de deyección actuales o subactuales, superiores morfológicamente al nivel de colmatación de las depre-

siones. Se desarrollan en el borde septentrional de Sierra Harana preferentemente. Son brechas con bloques carbonatados y clastos de la misma naturaleza, pocas veces cementados por carbonatos; a veces se desarrollan costras calcáreas entre ellos.

Con el símbolo Q_2L se refieren los derrubios indiferenciados de cualquier composición, formados por degradación de materiales subyacentes o muy próximos; únicamente se utiliza Q_2 para designar materiales holocenos indiferenciados.

2. TECTONICA

Las unidades mayores presentes en la Hoja pertenecen a los llamados Subbético medio, Subbético interno y Zona de escamas de Despeñadero-Cañamaya, enunciados en el orden de superposición conseguido a favor de sus traslaciones respectivas.

Cada uno de estos conjuntos principales tiene una estructura interna particular y dentro de ellos prevalecen con distinta significación los efectos de etapas de deformación ocurridas antes de la etapa de traslación principal.

Es preciso tener en cuenta que en la Hoja de Moreda están incluidas unidades actualmente próximas debido a la coincidencia en el espacio de los efectos de dos importantes etapas de deformación con gran influencia para la estructuración de las Cordilleras Béticas. Por una parte es necesario admitir la aproximación espacial de las unidades de la Zona Subbética (en general de las llamadas zonas externas) a la zona Bética y de otra, el cabalgamiento generalizado de la zona Bética sobre unidades externas, traslación en la que se ven involucradas ciertas unidades que podían a su vez hallarse primitivamente trasladadas.

En este concepto parece clara la proximidad paleogeográfica entre la unidad de Sierra Harana (Subbético Interno) con unidades del Subbético medio meridional y con respecto a las relaciones entre uno y otro grupo de unidades alóctonas no subsisten grandes problemas tocante a la interpretación paleogeográfica.

Otro es el caso para las unidades de la zona de Escamas de Despeñadero-Cañamaya. Aquí es cuestión esencial a discutir la atribución de sus elementos tectónicos componentes a la Zona Bética, o bien decidir si se mantienen como unidades intermedias entre la zona Bética y la zona Subbética.

Cuando en la Hoja de La Peza (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA) se reunían bajo el mismo epígrafe el Subbético interno y «otras unidades afines» (zona de Escamas) no se quería presuponer la proximidad paleogeográfica entre la Unidad de Sierra Harana y las unidades del Despeñadero y de Cañamaya; si, por el contrario se resaltaba de alguna manera como ciertas sucesiones de la zona de Escamas (dorsal Bética de los

autores franceses) se asemejan estratigráficamente a ciertas sucesiones subbéticas, lo cual es especialmente cierto para la unidad del Despeñadero y menos para la unidad de Cañamaya.

Sin embargo un interrogante surge cuando se comparan las series desde el Cretáceo superior en adelante, entre Despeñadero-Cañamaya y Sierra Harana. Ya el Cretáceo superior comprende términos diferentes, el Eoceno está poco o mal definido en Sierra Harana y lo mismo ocurre con la mayor parte del Oligoceno; los términos del Oligoceno superior o Mioceno inferior dejan de tener el carácter de flyschs calizos propios del Subbético medio y son parecidos en las unidades de Sierra Harana, Despeñadero y Cañamaya (entre las dos últimas, prácticamente idénticos). Incluso términos parecidos y de la misma edad han sido encontrados en las ventanas tectónicas en las que aparece la unidad de la Mora (c. Hoja de La Peza). La principal diferencia radica en que al N. de Sierra Harana los sedimentos de la transición Oligoceno-Mioceno carecen de clastos de origen metamórfico, tales como: cuarcitas, esquistos y, probablemente, abundantes micas detríticas.

En la parte occidental de la Hoja y dentro de la zona de Despeñadero-Cañamaya, el Paleógeno forma parte de franjas pinzadas entre las Escamas; la apariencia en la parte oriental es más desordenada, las sucesiones invertidas no parecen guardar relación, como en el resto, con una gran estructura de vergencia S. (plegamiento más fallas inversas) que invierten al complejo de escamas imbricadas. Hay, en la parte oriental referida, mogotes invertidos cuya recuperación estructural no llega a encontrarse, ni tampoco puede inferirse el área o afloramiento en que se hallen progresivamente recuperados hasta la vertical o, más todavía, hasta su posición normal; por añadidura las dos unidades del Despeñadero y de Cañamaya se confunden a la altura de sus términos paleógenos, de modo que sin solución de continuidad aparente, se pasa de una a otra unidad.

En el frente de la zona de Escamas un posible Oligoceno terminal se sitúa coronando la sucesión de Sierra Harana, cabalgado por la más baja de las Escamas. Ahora bien, ¿no será acaso este Oligoceno terminal parte de la zona de Escamas? Si la respuesta no fuera afirmativa, alguna relación de proximidad existía entre Sierra Harana y la zona del Despeñadero-Cañamaya antes del Oligoceno terminal, mientras que quedaría asegurada la mayor distancia entre la misma unidad de Sierra Harana y el Subbético Medio. Es evidente que cuando hablamos de posiciones anteriores al Oligoceno no nos referimos necesariamente a posiciones paleogeográficas, sino que las relaciones de proximidad invocadas pueden ser tectónicas con mayor probabilidad.

Más tarde sobrevendría el cabalgamiento y aproximación de todo ese complejo aproximado tectónicamente a su vez, al Subbético medio meridional. Esta importante etapa de compresión se ha registrado en los dominios paleogeográficos meridionales del Subbético medio por la aparición de grandes avalanchas olistostrómicas y por la llegada de enormes

olistolitos durante el tiempo comprendido entre el Oligoceno terminal y el Burdigaliense. Una cuestión capital y no resuelta es el establecimiento del área de alimentación de las sucesiones detríticas del Oligoceno superior-Mioceno inferior de la Zona del Despeñadero-Cañamaya y eventualmente, de la unidad de Sierra Harana.

En lo que toca al Subbético medio, o más exactamente a los términos del Cretáceo superior, Paleógeno y Mioceno inferior que se les superponen, se encuentra a diversas alturas el registro de inestabilidades de origen tectónico. En las sucesiones cretácicas y paleógenas son una constante la presencia de turbiditas, la intercalación de olistostromas y las discordancias y lagunas estratigráficas. Una importante discontinuidad se registra en el Cretácico, otra próxima a la base del Eoceno y otra más hacia el Eoceno superior; el Oligoceno, una parte de él, llega a ser discordante también. Discontinuidades estratigráficas equivalentes, aunque establecidas con menos rigor por la naturaleza misma de los afloramientos y la limitación de las observaciones disponibles, se dan en la zona de Despeñadero-Cañamaya. El hecho no es interpretado como la consecuencia de una tectónica propia de una zona restringida en la que tendrían que encontrarse todas estas unidades, sino como la expresión de una evolución tectónica global que repercute de forma generalizada en las grandes unidades que rodean al Mediterráneo occidental.

Conviene hacer algunas precisiones sobre el sustrato autóctono relativo de la unidad de Sierra Harana. En el ángulo SW. de la Hoja se observa como la unidad deja aparecer en ventana o semiventana materiales atribuidos al Subbético medio-meridional. La correlación entre los afloramientos de la ventana de los Buchareros (unidad de los Buchareros de FOUCAULT, 1976), de la sucesión estratigráfica del km. 18 de la trinchera del ferrocarril Moreda-Granada, también cabalgada por dolomías que pueden prolongarse hasta la base de Sierra Harana, y la sucesión de Escalona, éste ya indiscutiblemente subbético medio-meridional, es en cierto grado problemática. En efecto desde la más septentrional a la más meridional de estas unidades hay cambios de facies que podrían explicarse como el resultado de posiciones diferenciales en el fondo de la cuenca o bien puede admitirse una aproximación de menor cuantía entre ellos; en este último caso tendrían que formar parte de unidades tectónicas independientes.

Con posterioridad a las traslaciones ya tratadas se han desarrollado varias etapas tectónicas de importancia, algunas de las cuales no pueden ser situadas con toda precisión porque las dataciones disponibles no llegan al grado de aproximación necesario. No obstante la superposición en el espacio de las estructuras resultantes está fuera de duda.

Estructuras de plegamiento y fallas inversas se han desarrollado con anterioridad al Burdigaliense superior, netamente discordante sobre formaciones precedentes; esto es definitivo por la posición de la formación de Moreda. Pero la misma formación de Moreda está plegada y a sufrido los efectos de fallas inversas que llegan a verticalizar parte de sus términos.

Desde el Mioceno superior dejan de producirse pliegues locales y las únicas estructuras de arqueamiento guardan relación con pliegues de gran radio.

Desde los inicios del Mioceno superior se han desarrollado grandes fallas, que han funcionado sucesiva y alternativamente como fallas de salto en dirección y fallas normales. Los componentes direccionales del salto han sido en muchas ocasiones de extremada importancia y se han prolongado hasta épocas muy recientes. Insistimos no obstante en que estas etapas compresivas están jalonadas por intervalos en los que predomina la distensión, con el consiguiente juego de las mismas superficies según desplazamientos de componente vertical preferente.

Las principales estructuras, que como resultado de las sucesivas deformaciones, configuran la estructura de la parte de los Montes Orientales pertenecientes a la Hoja de Moreda, serán enumeradas brevemente a continuación.

La más extensa es el sinforme de Cardela, vasta forma sinclinal constituida por un buen número de pliegues de segundo orden e infinidad de pliegues métricos o decamétricos. Entre los anticlinales de segundo orden los más importantes son el de Pierre, que se prolonga dentro de la Hoja por el anticlinal de Fistel (está situado al S. por fallas inversas). Entre los sinclinales el mejor desarrollo es el de Rambla Seca que se sitúa en el límite septentrional de la Hoja y se prolonga hacia el W. también el sinclinal de Las Angosturas.

En el borde meridional del sinforme se hallan el anticlinal de Cabezo de los Venerosos, el periclinal de Carrizal, anticlinal del Bocín (con su falla inversa en el flanco meridional), el sinclinal de Telera y el anticlinal de Cortijo Nuevo.

Al S. de estas estructuras se sitúa la falla de Piñar de importante componente direccional y que separa los primitivos dominios sedimentarios correspondientes al área de depósito de los grupos Piñar y Cardela. El funcionamiento de este gran accidente ha sido ciertamente reciente.

Otras fallas de salto en dirección tienen dirección aproximada NW.-SE., pero su entidad es mucho menor en comparación con la falla de Piñar.

3. HISTORIA GEOLOGICA

Las principales etapas en que puede ser dividida la historia de la parte de unidades subbéticas incluidas en la Hoja de Moreda nos llevan implícitamente a tratar aspectos de la evolución paleogeográfica. La distinción de ciertas etapas Langhienses y posteriores es más imprecisa porque escasea en el área el registro sedimentario correspondiente.

Los principales eventos diastróficos han podido ser bien correlacionados con hitos estratigráficos concretos y la imprecisión cronológica que

se observe está motivada por el grado de ambigüedad de parte de las dataciones disponibles.

Las estructuras más antiguas, causantes de compartimentación en la cuenca sedimentaria, están ligadas al inicio de la subsidencia diferencial que determina la destrucción de la plataforma carbonatada liásica; las primeras de ellas se sitúan en el Carixiense superior y Domeriense.

La aparición de facies turbidíticas y olistostromas limitados en el tránsito jurásico-cretáceo es consecuencia de movimientos e inestabilidad del fondo de la cuenca con especial entidad, aunque esta pulsación no refleje un carácter tectogénico.

Un episodio de calma se sitúa en el intervalo de subsidencia y uniformización del Cretáceo inferior, hasta la discontinuidad estratigráfica que abarca parte del Barremiense hasta el Albiense.

En el Cenomaniense tiene lugar una etapa que se ha considerado como propiamente tectogénica. Durante ella se hacen compatibles el hundimiento del surco sedimentario cretácico y la aparición de estructuras positivas, situadas al S. en un dominio ahora recubierto por las unidades trasladadas hacia el N.

Olistostromas de procedencia meridional alcanzan el surco a lo largo de esta etapa, que se prolonga durante buena parte del Senoniense; los olistostromas coexisten con facies turbidíticas.

Traslaciones gravitatorias de origen subbético interno han sido situadas entre el Neocomiense y el Senoniense-Paleoceno y en relación con ellas cabe suponer la explicación harto discutible de la posible unidad del Mencil.

Después de este intervalo y en parte durante el mismo tiene lugar el desmantelamiento parcial de algunas de las estructuras edificadas, desmantelamiento que conduce a que facies pelágicas como las de la formación Alamedilla («capas rojas») se apoyen directamente sobre términos jurásicos.

En cualquier caso el Cretáceo termina con un intervalo de quietud que dura algo más del Maastrichtiense y que registra localizadas acumulaciones turbidíticas en el Maastrichtiense terminal.

La tectogénesis paleógena se hace muy expresiva en algunas pulsaciones que desembocan en vertidas olistostrómicas e hiatos o lagunas de desigual importancia. Hacia finales del Paleoceno y principios del Eoceno hay una nueva exaltación del diastrofismo y llegan a diferenciarse arrugas en el fondo de la cuenca.

En el Eoceno superior hay que señalar la degradación de algunas de las elevaciones precedentes, con formación de olistostromas, y el carácter transgresivo de algunos de sus términos.

Términos del Oligoceno inferior son discordantes y el propio Oligoceno alberga olistostromas con detritus triásicos. La principal etapa del Oligoceno se caracteriza por dos acontecimientos relevantes: la extraordinaria acumulación olistostrómica de parte de la Formación Carihuela (Grupo Piñar), y la discordancia de las facies turbidíticas de la Formación

Cañada sobre los márgenes del surco paleogeográfico de Cardela.

Las estructuras compresivas del Oligoceno preceden y anuncian el gran cabalgamiento que superponen al conjunto de los mantos béticos sobre unidades de la zona de Escamas del Despeñadero-Cañamaya. Tal cabalgamiento debió tener lugar algo después del Oligoceno terminal o el Aquitaniense basal y debió producir la traslación hacia el N. de la unidad de Sierra Harana, la cual emitió olistostromas en ese momento.

A partir del Oligoceno sobrevienen importantes traslaciones que consiguen ocultar porciones sustanciales de la Cordillera. En el marco de estos accidentes se comprende bien el origen de las acumulaciones olistostrómicas constitutivas de la formación Bogarre y que alcanzan hasta el Burdigaliense probablemente.

Con posterioridad a estos materiales burdigalienses de atribución dudosa pocas etapas más están cronológicamente bien reflejadas en el área de Moreda. La manifiesta discordancia del Burdigaliense superior (formación Moreda) subraya la importante etapa orogénica que la precede; por añadidura una parte del Langhiense es discordante sobre términos más antiguos de la misma formación Moreda y sobre la formación Bogarre.

En estas etapas orogénicas y hasta el momento en que cesan definitivamente todas las traslaciones conocidas (nos referimos ahora incluso a las del propio frente subbético) se produce nuevo plegamiento y se generan fallas inversas.

En fin, antes de la transgresión Tortoniense tiene lugar el funcionamiento de grandes fallas de salto en dirección, sin perjuicio de que las mismas superficies y otras generada más tarde faciliten rejuegos de otra índole. Sucesivos periodos de distensión y compresión pueden ser encontrados desde el Tortoniense hasta el Cuaternario.

4. MINERIA Y CANTERAS

En el área de Moreda no se conocen yacimientos de menas metálicas.

Algunos de los materiales existentes, sin embargo han sido explotados en la extracción de rocas con alguna aplicación industrial.

Aunque algunos de los términos existentes en las sucesiones sedimentarias estratigráficas contienen yeso, no lo presentan en concentraciones adecuadas para ser utilizados.

La principal aplicación conocida de algunas de las rocas aflorantes es la relacionada con su utilización como áridos, a cuyo efecto son principalmente aprovechados los términos dolomíticos basales de las sucesiones jurásicas y las calizas liásicas existentes. Eventuales explotaciones de gravas y arenas fluviales o de formaciones cuaternarias pueden mencionarse, muy localizadas en algunos puntos situados sobre los materiales de relleno de la Depresión de Guadix-Baza.

5. HIDROGEOLOGIA

Por las condiciones climáticas semiáridas de la mayor parte del área resulta de gran interés la explotación hidrogeológica de la misma.

Ciertamente las fuentes y manantiales existentes no son de gran caudal salvo algunas relacionadas con surgencias kársticas asociadas a la unidad de Sierra Harana.

Como parte del proyecto hidrogeológico del Guadalquivir, organismos como la F.A.O. y el propio I.G.M.E. se han interesado en la investigación hidrogeológica del área, tanto en aspectos de trabajos en superficie (cartografía hidrogeológica, balances de surgencias, etc.) como en otros orientados a recoger información del subsuelo (geofísica, sondeo).

Se ha optado por remitir al lector interesado a los informes derivados de los respectivos proyectos, en donde se ha recogido una documentación valiosa y exhaustiva sobre los recursos y eventual explotación de la riqueza hidrogeológica.

6. BIBLIOGRAFIA

- BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935): Observaciones géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 17, p. 5-74.
- COMAS, M.C. (1968): Existencia de un flysch nummulítico en el sector de Moreda (Zona Subbética, provincia de Granada). *Bol. Inst. Est. Asturianos*. Nº 14, p. 1-18.
- COMAS, M.C. (1977a): Brechas y conglomerados de talud y abanico submarinos en el Cretáceo superior de la zona Subbética (sector de Baños de Alicún, provincia de Granada). Resumen común. VIII Congreso del Grupo Esp. Sedimentología, Oviedo-León/77.
- COMAS, M.C. (1977b): Olistostromas asociados a facies de turbiditas en el Paleógeno de la Zona Subbética. Resumen común. VIII Congreso del Grupo Esp. Sedimentología, Oviedo-León/77.
- COMAS, M.C. (en prensa): Existencia de olistostromas en los Montes Orientales (Zona Subbética central, Anadalucía, *Bol. Geol. Min.*
- COMAS, M.C. (in litt.): Las facies del Cretáceo superior en los Montes Orientales (Zona Subbética central, Andalucía).
- COMAS, M.C. (1978): Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). Tesis. Universidad de Bilbao, p. 1-323.
- COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-DONOSO, J.M. y RIVAS, P. (1970): Sobre el Jurásico del Mencal y su relación con otras series subbéticas de la transversal de Granada. *Acta Geol. Hisp.*, 5, p. 77-81.
- COMAS, M.C.; DELGADO, F. y VERA, J.A. (en prensa): Hoja de GOR (993) Mapa Geológico de España, 1:50.000, I.C.M.E.
- COMAS, M.C.; MARTINEZ-GALLECO, J. y MOLINA, E. (in litt.): Facies y sucesión estratigráfica del Eoceno y Oligoceno al N del Mencal (Zona Subbética, Prov. de Granada).

- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J.M. (1960): Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencal y sus alrededores. *Not. y Com. IGME*, 60, 3-72.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes Bétiques. *C. R. Ac. Sc.*, 266, p. 186-189.
- FOUCAULT, A. (1976): Compléments sur la géologie de l'Ouest de la Sierra Arana et de ses environs (province de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 18, p. 649-658.
- FOUCAULT, A. y PAQUET, J. (1970): La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne). *C.R. Ac. Soc.*, 271, p. 16-19.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967a): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Not. y Com. IGME*, 101-102m p. 73-100.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967b): Geología de la Zona Subbética al N de Granada. Tesis, Univ. Granada (Inédito).
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Hipótesis sobre la posición tectónica de Sierra Harana. *Acta Geol. Hisp.*, 3, p. 29-34.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969): Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyna*, 11, p. 211-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Hoja de Iznalloz (991). Mapa Geol. España. 1:50.000 (Primera serie), *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; COMAS, M.C. y NAVARRO-VILA, F. (in litt.): Fallas de salto en dirección tardi-alpinas en el tercio central de las Cordilleras Béticas (Andalucía).
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1976): Alpujarrides, Malágnides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, p. 641-648.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (en prensa): Hoja de La Peza (1010). Mapa Geol. España, 1:50.000 (Segunda serie), *IGME*.
- LINARES, A. (1960): Données micropaléontologiques sur les environs de Domingo Pérez. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 2, p. 322-323.
- LINARES, D. (1977): Foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central). *Tesis, Univ. Málaga*. P. 1-410.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. y OROZCO, M. (1970): Estudio estratigráfico del sector-oriental de Sierra Arana (Cordilleras Béticas). *Acta Geol. Hisp.*, 5, p. 4-7.
- LOPEZ-GIMENEZ, J. (1971): Estudio geológico del Sector Oriental de la Sierra Arana. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. Inédito.

- MARTINEZ-GALLEGO, J. (1974): Estudio micropaleontológico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martínez (Zona subbética). *Tesis Doc. Univ. Granada*. P. 1-
- MARTINEZ-GALLEGO, J. y MOLINA E. (1975): Estudio del tránsito Eoceno-Oligoceno con foraminíferos planctónicos al sur de Torre-Cardela (prov. de Granada, Zona Subbética). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, p. 177-195.
- MOUTARDE, R. y LINARES, A. (1960): Nuevo yacimiento fosilífero del Lía inferior, cerca de Iznalloz (Provincia de Granada, Cordillera Subbética). *Not. y Com. IGME*, 58, p. 101-104.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA