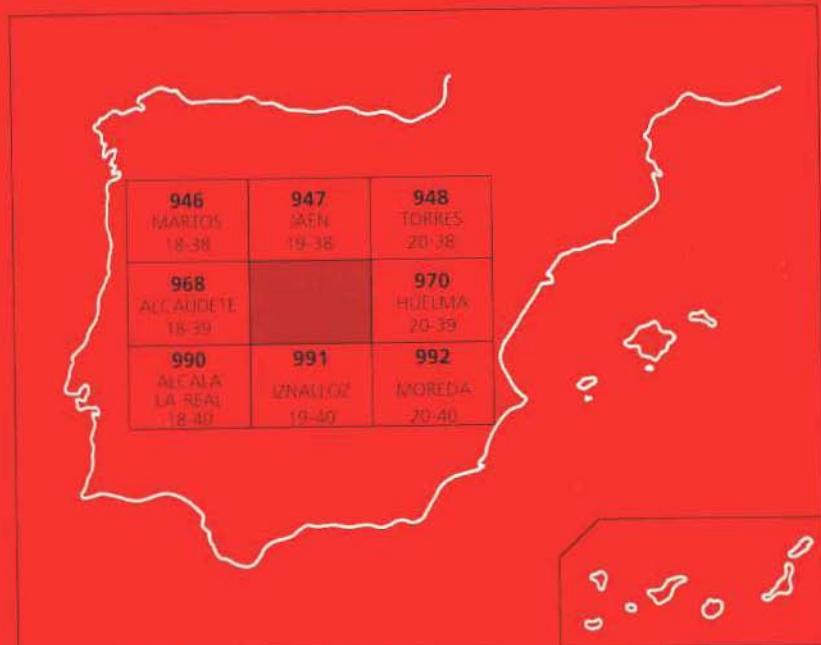




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

Primera edición



VALDEPEÑAS DE JAEN

Instituto Tecnológico
Geominero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

VALDEPEÑAS DE JAEN

Primera edición

MADRID, 1991

Depósito Legal: M-10.709-1992
I.S.B.N.: 84-7840-123-7
NIPO: 241-92-011-7
Imprime: Gráficas Topacio, S.A.
c/ Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID

HAN INTERVENIDO

| | |
|-------------------------------------|--|
| Dirección y Supervisión: | P. Ruiz Reig |
| Cartografía y Redacción de Memoria: | J.A. Díaz de Neira (Informes y Proyectos, S.A.); A. Enrile Albir (Informes y Proyectos, S.A.); P.P. Hernaiz Huerta (Informes y Proyectos, S.A.) y F. López Olmedo (Informes y Proyectos, S.A.) |
| Sedimentología: | J. González Lastra (Informes y Proyectos, S.A.) y M. Zamorano Cáceres (Informes y Proyectos, S.A.) |
| Micropaleontología: | P. Aguilar y J. Ramírez del Pozo (Compañía General de Sondeos) |
| Petrología: | A. Díaz de Federico (Universidad de Granada) y E. Puga Rodríguez (Universidad de Granada) |

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Valdepeñas de Jaén, (969), está situada en las Cordilleras Béticas, conjunto de alineaciones montañosas que con una orientación NE-SW, se levantan al sur del valle del Guadalquivir. La mayor parte de la superficie se encuentra al sur de la provincia de Jaén, perteneciendo su esquina suroriental a la de Granada.

La Hoja está escasamente poblada. Los núcleos de población destacables son: Valdepeñas de Jaén, cerca del límite oeste de la Hoja, Montillana, Noalejo, Campillo de Arenas, Carchelejo y Carchel, situados en torno a la carretera nacional 323 Jaén-Granada, que atraviesa de norte a sur la mitad oriental de la Hoja. cerca del borde oriental se encuentre Arbuniel. Todos estos pueblos pertenecen a la provincia de Jaén, excepto Montillana. Son poblaciones pequeñas con economía ligada al sector primario, destacando sobre todo el cultivo del olivo. Unicamente en Campillo de Arenas hubo un desarrollo del sector terciario relacionado con la carretera Jaén-Granada, que atravesaba la población. En el resto de la Hoja existen cortijos dispersos, muchos de ellos abandonados, que se dedican a la explotación ganadera ovina y caprina. Cercanas a los límites de la Hoja, se sitúan las poblaciones de Frailes (al suroeste), Campotejar (al sur) y Montejar (al este), ubicadas en la provincia de Granada. La elevada altitud media y el fuerte relieve de la Hoja, explican la escasez de núcleos de población.

El clima de la Hoja presenta acusados cambios estacionales, los inviernos son relativamente húmedos, con precipitaciones de nieve en las sierras, la primavera es lluviosa, el verano cálido y seco, en esta estación y a principios del otoño son frecuentes las fuertes tormentas. El régimen climático en detalle es variado, dada las fuertes variaciones orográficas de la Hoja, lo que ocasiona la existencia de microclimas. Según la clasificación agroclimática de PAPADAKIS, la Hoja de Valdepeñas de Jaén, posee un clima mediterráneo templado. Ciertas zonas, como el valle de Valdepeñas de Jaén, pueden tener un clima mediterráneo subtropical.

Importantes alineaciones montañosas constituyen la mayor parte de la Hoja y presentan fundamentalmente una orientación NE-SW. De noroeste a sureste las principales sierras son: Sierra de la Pandera-Grajales, Sierra del Ventisquero, Sierra de Valdepeñas, Sierra de la Martina, Puerto Verde, Orosco, Sierra de las Cuevezuelas, Sierra del Trigo-la Marceral-Loma de Pérez, Sierra de Montillana, Sierra de Lucen-Alta Coloma y Cuerda de la Gitana. Las cotas más elevadas de estas sierras están comprendidas entre los 1.396 m de la Sierra de las Cuevezuelas y los 1.872 m de la Sierra de la Pandera. Presentan pendientes escarpadas, a veces farallones y una vegetación de tipo herbáceo, monte bajo y algunos residuos de bosque mediterráneo. En algunas zonas se han realizado labores de repoblación forestal: aterrazamientos sin plantación (Sierra del Trigo), y con plantación de pinos (Barranco del Monasterio).

Los valles situados entre estas elevaciones presentan una alineación estructural NE-SW menos marcada que las Sierras, son frecuentes las orientaciones N-S, debidas a que la red fluvial está fuertemente encajada en el relieve, dominando el sentido de drenaje hacia la Depresión del Guadalquivir, situada al norte, o hacia las Depresiones de Granada-Iznalloz, al sur. El régimen

actual de los ríos de la Hoja es estacional. La mayor parte de los arroyos y barrancos están secos la mayor parte del año y sólo llevan agua en invierno y después de las precipitaciones y tormentas, frecuentes en verano y otoño. Los valles y ríos más importantes son: Susana, en Valdepeñas de Jaén (cota mínima en el límite de la Hoja, 480 m), Quiebrajano (cota mínima en el límite de la Hoja, 600 m) y Campillo-Guadalbullón (cota mínima en el límite de la Hoja, 600 m), que desaguan hacia la Depresión del Guadalquivir; en el borde sur de la Hoja, pequeños arroyos y barrancos desaguan hacia los ríos Frailes (Arroyo de la Martina, Arroyo de los Barrancos), Colomera (Arroyo de Puerta Alta, Arroyo de los Rosales, Arroyo de los Villarejos — río de las Juntas, Barranco de Olvíjar, etc.) y Cubillas (Arroyo Cucarrete) que vierten sus aguas hacia la Depresión de Granada.

Es en las laderas de estos valles donde se concentran las labores agrícolas, destacando el intenso aterrazamiento y laboreo de pendientes producido por la plantación del olivo, elemento inseparable de estas zonas bajas de la Hoja. Son aprovechados para este cultivo casi todos los terrenos, excepto los de excesiva dureza o pendiente. El desmantelamiento de la cubierta vegetal primitiva favorece la erosión, convirtiéndose el monocultivo olivarero en uno de los factores que explica la progresiva degradación de algunas zonas de la Hoja (abarrancamientos, etc.).

Los importantes procesos erosivos que afectan a la región son debidos en su mayor parte, a las intensas precipitaciones de origen tormentoso, frecuentes sobre todo en verano y otoño. Ocasionalmente graves daños a la agricultura y a la infraestructura vial, destrozando los caminos, pistas y carreteras.

1.2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Los primeros datos de la región se deben a MALLADA (1875 a 1911) y a BERTRAND y KILIAN (1889). Otros trabajos sobre las Cordilleras Béticas considerados clásicos, son los de BLUMENTHAL (1927), FALLOT (1928-1948), ALAUSTRE (1944), etc.

A principios de los años sesenta publican trabajos sobre el área de estudio BUSNARDO y PEYRE. El principal aporte de conocimientos sobre el sector central de las Cordilleras Béticas tiene lugar en la segunda mitad de la década de los sesenta. Destaca la publicación de las tesis doctorales de VERA (1966) y GARCIA DUEÑAS (1967) que realizan las primeras cartografías geológicas detalladas de la región. En estos trabajos se propone una estratigrafía de los materiales de las Cordilleras Béticas en este sector, junto a correlaciones entre las distintas secciones levantadas y finalmente se intenta la reconstrucción paleogeográfica con una diferenciación en dominios.

En los años setenta se incrementan los conocimientos sobre la región. GARCIA DUEÑAS (1970), lleva a cabo un estudio de geología estructural al norte de la Sierra de Montillana. Destacan los trabajos cuyo objetivo es obtener un mayor conocimiento sobre la edad de los materiales de las Cordilleras Béticas, GARCIA DUEÑAS y LINARES (1970) levantan la serie estratigráfica de la Sierra de Lucena-Alta Coloma. Otros trabajos de gran importancia en la zona son los de GONZALEZ DONOSO *et al.* (1971), y la tesis doctoral de RIVAS (1972).

En 1973 hay que resaltar las tesis doctorales de GARCIA ROSSELL, referente a la transversal Ubeda-Huelma (situada al noroeste de la Hoja) y SANZ DE GALDEANO, que realiza una cartografía geológica de la transversal Jaén-Frailes, que comprende la mitad occidental de la Hoja de Valdepeñas de Jaén. En ella, describe gran cantidad de series estratigráficas y presta especial atención a la tectónica de la transversal.

A mediados de los setenta continúan los estudios paleontológicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. SEQUEIROS (1974) realiza su tesis doctoral sobre el Calloviense-Oxfordiense, y OLORIZ (1976) sobre el Kimmeridgiense-Tithónico inferior.

Son de gran interés los trabajos publicados por el Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada (1979), referentes a las microfacies del Jurásico de las Cordilleras Béticas y la síntesis estratigráfica y paleontológica del mismo.

Entre 1977 y 1980 RUIZ ORTIZ publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias destacando por su importancia los realizados sobre la Unidad Jabalcuz-San Cristóbal cuyo Cretácico aflora al noroeste de la Hoja; materiales cretácicos, también de afinidad intermedia son los que constituyen la Ventana de Valdepeñas de Jaén.

PUGA y RUIZ CRUZ (1980) realizan una síntesis de los materiales subvolcánicos triálicos (ofitas) y volcánicos jurásicos, llegando a deducir el ambiente geodinámico en el que tuvieron lugar los procesos magmáticos.

Al principio de la década actual se produce un gran avance en el estudio de los materiales terciarios, trabajo fundamental para el conocimiento de la historia de la Cordillera. Destacan los de GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1980), GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1981) y la tesis doctoral de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982), sobre las cuencas neógenas del sector central de las Cordilleras Béticas.

BAENA y JEREZ MIR (1982) realizan un importante trabajo de síntesis, donde se recopila la información sobre la estratigrafía de las Cordilleras Béticas y se hace un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética.

Más recientemente, SANDOVAL (1983) lleva a cabo su tesis doctoral sobre el Bajociense-Bathoniano del sector central de las Cordilleras Béticas.

Por último, la realización de diversas Hojas del Plan MAGNA (Moreda, 992; Montefrío, 1.008; Granada, 1.009), ha aportado nuevos datos sobre estas zonas cercanas al área de estudio.

1.3. MARCO GEOLOGICO

La Hoja de Valdepeñas de Jaén se halla encuadrada en el Sector central de las Cordilleras Béticas y en ella afloran materiales de la Zona Subbética y de las Unidades Intermedias en el sentido de VERA *et al.* (1979).

Las Cordilleras Béticas son el extremo occidental de las cordilleras alpinas europeas. Se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, ha sufrido fenómenos tectónicos de escala continental durante la mayor parte del Mesozoico y Terciario, relacionados con la apertura del Atlántico Norte y la colisión de las placas europea y africana.

Tradicionalmente, se distinguen dentro de ellas las Zonas Internas y las Zonas Externas, de acuerdo con la concepción clásica del geosinclinal; las Zonas Internas presentan deformaciones profundas que afectan al zócalo, acompañadas de metamorfismo, mientras que las Zonas Externas se caracterizan por una cobertura plegada en la que llegan a desarrollarse mantos de corrimiento. Aplicando estos conceptos a la región mediterránea, se puede decir que las Zonas Externas se sitúan en los bordes de las placas europea y africana, mientras que las Zonas Internas se ubican en el límite de ambas placas, coincidente en el sector que nos ocupa, con los dominios de Alborán.

La diferente evolución sedimentaria post-domeriense de las Zonas Externas hace que éstas se dividan en Zona Prebética, Unidades Intermedias y Zona Subbética. Las Zonas Internas están constituidas por la Zona Circumbética y la Zona Bética. Su distribución, de norte a sur es la siguiente: Prebética, Unidades Intermedias, Subbética, Circumbética y Bética (Fig. 1).

La Zona Prebética es la más externa y se encuentra ubicada sobre corteza continental correspondiente a la Meseta. Se caracteriza por corresponder a un ambiente marino somero con ciertos episodios continentales. Se divide en Externo e Interno, de acuerdo con las diferentes facies del Cretácico y Paleógeno, aunque con límites variables según el criterio de los diferentes autores y sus zonas de trabajo.

Las Unidades Intermedias con un conjunto muy potente, localizado entre las Zonas Prebética y Subbética (RUIZ ORTIZ, 1980). Dentro de ellas destacar los niveles turbidíticos característicos de la serie jurásica (Malm) y cretácica (Barremiense-Albiense).

La Zona Subbética se sitúa inmediatamente al Sur de la anterior, presentando facies diferentes a partir del Domeriense, momento en el que la subsidencia alcanza un importante rango en el sector central, encontrándose radiolaritas, niveles turbidíticos y, en algunas zonas, evidencias de un intenso magmatismo durante el Jurásico y parte del Cretácico inferior. GARCIA-DUEÑAS (1967) la divide en tres dominios de acuerdo con sus características paleogeográficas durante parte del Jurásico (a partir del Domeriense), que de norte a sur son: Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno.

El Subbético Externo corresponde a un sector con escasa o pequeña subsidencia, caracterizado por materiales carbonatados cuyo espesor es mucho menor que el de las zonas situadas inmediatamente al norte (Unidades Intermedias) y al sur (Subbético Medio).

El Subbético Medio representa el sector más subsidente de la Zona Subbética, lo que hace que se caracterice por tener las series más potentes. Entre sus litologías destacan, como más típicas, las radiolaritas, los niveles turbidíticos y, en algunas regiones, los materiales volcánicos submarinos, lo que permite realizar para este dominio una nueva subdivisión (Subbético Medio septentrional y meridional; GARCIA-DUEÑAS, 1967).

| | | |
|-----------------------|-----------------------------|--|
| ZONAS EXTERNAS | ZONA PREBETICA | PREBETICO EXTERNO PREBETICO INTERNO |
| | UNIDADES INTERMEDIAS | |
| | ZONA SUBBETICA | SUBBETICO EXTERNO SUBBETICO MEDIO SUBBETICO INTERNO |
| | ZONA CIRCUMBETICA | COMPLEJO DORSALIANO COMPLEJO PREDORSALIANO COMPLEJO ALTA CADENA |
| ZONAS INTERNAS | ZONA BETICA | COMPLEJO MALAGUIDE COMPLEJO ALPUJARRIDE COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE |

Subbético Interno es el sector más meridional de la Zona Subbética; corresponde a una zona de menor subsidencia caracterizada por materiales calcáreos de ambiente de plataforma.

Estudios de diversa naturaleza sugieren que la Zona Subbética debió desarrollarse sobre corteza continental adelgazada correspondiente a la placa europea.

Según BAENA y JEREZ (1982) la Zona Circumbética corresponde a un conjunto de materiales situados en torno a la Zona Bética y que diversos autores han denominado como Dorsal, Predorsal, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Sustrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc. Su origen debe situarse entre las Zonas Externas correspondientes a las placas europea y africana. El movimiento de la Zona Bética hacia el oeste mediante fallas de dirección, dio lugar a su disposición actual en la que las Zonas Circumbéticas africana y europea se sitúan a ambos lados de la Zona Bética, uniéndose en el Arco de Gibraltar.

De acuerdo con sus características sedimentarias se divide en tres Complejos: Alta Cadena, Predorsaliano y Dorsaliano. El Complejo de Alta Cadena representa el sector más cercano al Subbético Interno. El Complejo Predorsaliano hace referencia a las partes más distales de la cuenca que han sufrido importantes procesos posteriores debido a la colisión de la Zona Bética. Por su parte, el Complejo Dorsaliano debió ser el enlace entre la Zona Bética y la Zona Circumbética en sectores orientales, siendo posteriormente modificado por el movimiento de la Zona Bética hacia el oeste.

Por último, la Zona Bética ha sufrido procesos tectónicos de alto rango e incluso metamorfismo. Tradicionalmente se distinguen en ella tres dominios superpuestos, de abajo a arriba: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. No presentan materiales posteriores al Triásico, excepto este último.

Durante el Mioceno inferior tuvo lugar el acontecimiento más importante en la evolución de la cadena, debido a la colisión entre las placas europea y africana. Por efecto de este fenómeno, en la Zona Subbética tienen lugar desplazamientos vergentes hacia el norte, favorecidos por la presencia de materiales triásicos en la base. En el resto del Mioceno se detectan varias fases tectónicas de mayor o menor intensidad según la zona de que se trate.

En la Hoja de Valdepeñas de Jaén, durante el Oligoceno superior-Aquitaniense se produce el avance de la Zona Subbética sobre las Unidades Intermedias. Durante el Burdigaliense se producen nuevos cabalgamientos de menor escala y pliegues que afectan a las anteriores estructuras. Los últimos movimientos compresivos tienen lugar durante el Tortoniense, dando lugar a retrocabalgamientos que enmascaran los movimientos originales vergentes hacia el Norte.

A finales del Mioceno se produce el paso a un régimen continental asociado a una tectónica de tipo distensivo, con creación de cuencas intramontañosas. A partir del relleno de dichas cuencas tiene lugar un predominio de los procesos erosivos que se prolonga hasta la actualidad. Conviene recordar, no obstante, que las Cordilleras Béticas siguen siendo tectónicamente activas, al igual que todo el sector mediterráneo, como consecuencia del ambiente geodinámico en que se encuentran ubicadas.

2. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Valdepeñas de Jaén afloran materiales, principalmente de origen sedimentario, de edad comprendida entre el Triásico y el Holoceno. El sustrato sobre el que se han depositado estas unidades se desconoce, pero la mayoría de los autores que han trabajado en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, suponen que debe ser la prolongación del Macizo Hespérico, cuyos afloramientos más próximos están en Sierra Morena y en la Submeseta Sur.

Las unidades de la Hoja se han separado en tres grandes grupos:

- Zona Subbética (VERA *et al.*, 1979), conjunto de materiales de edad Triásica a Oligo-Aquitaniense.
- Unidades Intermedias (VERA *et al.*, 1979), en la Hoja sólo están representadas por términos cretácicos.
- Neógeno y Cuaternario, materiales depositados a partir del comienzo de la estructuración definitiva de las Cordilleras Béticas.

2.1. ZONA SUBBETICA (SUBBETICO EXTERNO Y MEDIO)

La Zona Subbética es el conjunto de mayor superficie de afloramiento dentro de la Hoja. Presente una sedimentación muy completa entre el Triásico y el Aquitaniense. Los materiales Paleógenos y Neógenos subbéticos están escasamente representados mientras que en las Hojas vecinas Iznalloz (991), Alcalá la Real (990), presentan una sedimentación terciaria más completa. En el ángulo noroeste de la Hoja se observa la superposición tectónica de la Zona Subbética, sobre las Unidades Intermedias.

El Triásico que aflora en la Zona Subbética es de tipo germano-andaluz. Es la unidad base de la sedimentación jurásica. En la región se le observa jugando un papel fundamental en la tectónica. Por su potencia y características mecánicas, ha sido el principal nivel de despegue y constituye la "zapata" de las unidades superpuesta tectónicamente. En esta posición se le observa dentro de la Hoja, tanto como base de la Zona Subbética emplazada sobre las Unidades Intermedias, como en los cabalgamientos y fracturas más importantes dentro de la Zona Subbética.

Después de la sedimentación triásica, en ambientes litorales, se instalan a principios del Jurásico condiciones homogéneas en las Zonas Externas con sedimentación típica de una plataforma carbonatada en la que se deposita el Jurásico basal, que presenta características comunes en toda la Zona Subbética, encontrándose afectado por una dolomitización secundaria de distribución irregular en la vertical, que puede llegar a alcanzar en algunos puntos incluso al Domeriense inferior.

La plataforma carbonatada de las zonas Externas de las Cordilleras Béticas se comparte a partir del Cariense-Domeriense. La diferente evolución sedimentaria a partir de dicha ruptura, además de razones tectónicas, justifican la separación de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas en: Zona Prebética, Unidades Intermedias y Zona Subbética.

Este evento contribuye a crear en el interior de la Zona Subbética áreas con subsidencia diferencial, que dan origen a series con potencias y características diferentes.

La diferente evolución sedimentaria del Jurásico posterior al Domeriense da pie, a que de forma esquemática y a nivel regional, sean separados en la Zona Subbética, dominios y subdominios (VERA, 1966; GARCIA DUEÑAS, 1967), separados estratigráficamente y a los que se les da un significado paleogeográfico y que se denominan:

– Subbético Interno

No está representado en la Hoja; corresponde a una zona poco subsidente en la que predominan los materiales calizo-dolomíticos.

– Subbético Medio

Es el más desarrollado dentro de la Zona Subbética aflorante en la Hoja. Abarca los sectores más subsidentes, caracterizándose por la gran potencia de sus series, entre las que se intercalan radiolaritas y materiales volcánicas. Dentro de la Hoja hay cortes con características propias de las series septentrionales (GARCIA DUEÑAS, 1967).

– Subbético Externo

Constituye otro sector poco subsidente representado por materiales carbonatados entre los que cobran gran importancia los niveles de condensación. Están presentes en la Hoja las series más meridionales y las series septentrionales que caracterizan a este dominio.

Sin embargo, los tránsitos entre los dominios aflorantes en la Hoja son visibles en ella o en regiones próximas. Este hecho ha determinado que se unifiquen dichas divisiones en la leyenda para toda la Zona Subbética. No obstante, en la descripción de las unidades jurásicas posteriores al Domeriense se emplea el esquema clásico de dominios (Subbético Medio y Externo) a título comparativo y como referencia a los trabajos que hasta ahora han sido publicados sobre la zona. Esta asignación de las unidades cartográficas a los dominios subbéticos es puramente orientativa, ya que algunas unidades se encuentran en ambos. La extensión aproximada de cada dominio paleogeográfico se ha sintetizado en el esquema tectónico adjunto al mapa geológico.

A partir del Cretácico se homogeneizan las condiciones de sedimentación en toda la Zona Subbética. En el Neocomiense, predominan las facies pelágicas, con algunas variaciones locales.

Durante el Barremiense, Aptiense y Albienense se depositan materiales con características turbidíticas escasamente representados dentro de la Hoja. Por último en el Cretácico superior vuelven las facies pelágicas ("capas rojas") que se mantienen hasta el Eoceno, que en Hojas vecinas presenta depósitos con características turbidíticas.

En la esquina noreste de la Hoja afloran materiales de edad diversa que han sido interpretados provisionalmente como un complejo tectosedimentario de edad Oligoceno superior-Aquitaniense inferior relacionado con el emplazamiento de mantes subbéticos. Están presentes también materiales correspondientes a los ciclos sedimentarios Burdigaliense superior-Langhiense inferior y Serravalliene superior-Tortoniense inferior establecidos en áreas vecinas.

Los materiales Paleógenos y Neógenos, más abundantes en Hojas limítrofes, se depositan en ambiente predominantemente marino hasta finales del Mioceno superior, en que se instala un régimen continental que perdura hasta la actualidad. Durante el Neógeno la región sufre varias fases de deformación relacionadas con la Orogenia Alpina, que condicionan la paleogeografía y consecuentemente la sedimentación.

2.1.1. **Triásico**

Pertenecen a este sistema los materiales más antiguos de la Hoja. Está formado por un conjunto en el que predominan las arcillas versicolores con abundantes yesos, encontrándose de forma dispersa enclaves de rocas subvolcánicas (ofitas), materiales carbonatados y niveles de areniscas. Los principales afloramientos se localizan en el valle del río Susana en Valdepeñas de Jaén, cerca del Cortijo de los Prados y en los alrededores del Cortijo de Navalcán y en torno a la Carretera Nacional 323 en la esquina noreste de la Hoja.

Diversos autores han establecido subdivisiones dentro de este Trías germano andaluz subbético en base a criterios de diversa índole, especialmente tectónicos. Tal es el caso del Trías de Antequera, Manto de Antequera-Osuna, etc. Estas subdivisiones han resultado problemáticas incluso para sus propios autores, debido a la dificultad de diferenciar a escala regional los distintos tipos de Trías. En el ángulo noreste de la Hoja existe un extenso afloramiento de materiales clásicamente considerados como triásicos e incluidos dentro del Manto de Cambil (FONTBOTE, 1964). Las observaciones realizadas durante la realización de esta Hoja y de la vecina de Torres (948), han puesto de manifiesto, que estos materiales poseen características propias de depósitos tectosedimentarios relacionados con el emplazamiento de los mantes subbéticos. El hecho de que el 90% de los componentes de estos depósitos sean triásicos, unido al aspecto caótico que suele presentar el Trías de la Zona Subbética a causa de su importante papel en las deformaciones regionales, explica la causa de la confusión. Las características de estos materiales se expondrán en su apartado correspondiente (unidad 31, de edad Oligoceno-Aquitaniense inferior).

Su potencia es muy difícil de calcular, pero podría ser de más de 1.000 m. En cuanto a su edad, se les considera triásicos, sin poder precisar más, ya que no existen datos paleontológicos en la zona. Las facies tampoco ayudan a precisar la edad. Los niveles carbonatados están

intercalados en las arcillas y margas, por lo que su posible atribución al Muschelkalk es bastante problemática. GARCIA ROSELL (1973) dato por conodontos en el Complejo de Jandulilla unos niveles dolomíticos intercalados en el Trías, de edad Muschelkalk superior. En materiales limosos y arcillosos de áreas próximas a la Hoja, BUSNARDO (1962) encuentra *Estheria* (DEFRETIN) y en niveles arenosos *Equisetum mytharum* fósiles que asigna a la facies Keuper. Los niveles dolomíticos negros suelen estar afectados por un ligero despegue mecánico, con respecto a los materiales más blandos (arcillas y margas versicolores) que los circundan, aunque puede apreciarse que son cambios laterales de facies de estos materiales. También las rocas subvolcánicas, parecen estar despegadas. La disposición de todas las unidades englobadas en el conjunto Triásico es caótica, por lo que no pueden aplicarse los esquemas estratigráficos utilizados en otras zonas, con el Trías menos deformado. Parece lógico sin embargo, asignar gran parte de estos materiales a las facies Keuper del Triásico superior. Su participación en la tectónica como elementos de despegue, implica que la mayor parte de los contactos con los materiales superiores se representen como mecánicos. Un buen ejemplo de esto puede observarse en los alrededores de Valdepeñas de Jaén, donde el Trías actúa como "zapata" sobre la que se deslizan las unidades alóctonas jurásicas.

El conjunto de materiales triásicos se depositaron en facies litorales (llanuras de mareas salinas) (unidad 1), con ocasionales intercalaciones fluviales (unidad 3). Las dolomías negras representan episodios de llanuras de mareas carbonatadas sin influencia continental.

Dentro del Triásico se han distinguido cuatro litologías diferentes:

2.1.1.1. Arcillas y margas abigarradas con yeso (1)

Constituyen la mayor parte de los afloramientos triásicos. Son arcillas y margas de color rojo, verde y ocre. Las intercalaciones yesíferas son muy abundantes y a veces están en disposición disarmoniosa con el resto de materiales. Su mejor afloramiento se encuentra al oeste de Valdepeñas de Jaén; allí es posible observar intercalaciones de dolomías y calizas dolomíticas de poco espesor en las arcillas y margas. Presentan algunas intercalaciones de areniscas y limolitas en niveles centimétricos, que presentan ripples de corriente, en ocasiones simétricos. Estos materiales suelen soportar una vegetación pobre, están escasamente cultivados y dan un aspecto característico al paisaje.

2.1.1.2. Dolomías tableada negras (2)

Aparecen claramente intercaladas en la unidad 1, pero en detalle su contacto suele estar mecanizado, por su diferente comportamiento ante las deformaciones. Se encuentran mayoritariamente dolomías y en menor proporción calizas dolomíticas y calizas. Presentan un característico color negro y afloran en capas comprendidas entre 10 cm y 1 m de espesor. Aparecen laminadas y con frecuentes ripples simétricos. Suelen presentar abundante bioturbación.

Su mejor afloramiento se encuentra cerca de la Ermita de Chircales, al oeste de Valdepeñas de Jaén; el más extenso está situado cerca del Cortijo de Pitillos al este de la Sierra del Ventisquero. En este punto es donde parece presentarse esta unidad con el mayor espesor (200-300 m); son varios paquetes de dolomía con intercalaciones de centimétricas a métricas de arcillas y margas abigarradas con yeso, el afloramiento está replegado y es difícil separar cartográficamente unos paquetes dolomíticos de otros. Este es uno de los puntos donde mejor se observa la estrecha relación entre las unidades 1 y 2. Los espesores más frecuentes de esta unidad oscilan entre 10 y 100 m.

2.1.1.3. **Areniscas cuarcíticas rojas** (3)

Es posible distinguir esta unidad en dos pequeños afloramientos, uno situado al norte de la Ermita de Chircales y el otro, al noreste de Valdepeñas de Jaén, en la ladera norte de la Sierra del Ventisqueo. Son areniscas de grano medio a grueso, con estructuras de corriente (estratificaciones cruzadas en surco, laminaciones paralelas, estratificación cruzada a mediana escala, etc.). Suelen presentar color rojo, aunque adquieren tonalidades amarillentas e incluso pueden tener color negro. Su espesor oscila entre 10 y 30 m.

Otros pequeños niveles con características parecidas, se encuentran claramente intercalados en la unidad 1 de arcillas y margas abigarradas. Su menor superficie de afloramiento hace imposible diferenciarlas cartográficamente. Es evidente pues la relación sedimentaria de esta unidad con la unidad 1.

2.1.1.4. **Rocas subvolcánicas (ofitas)** (4)

Los afloramientos más importantes se encuentran al este de Valdepeñas de Jaén, en el Puerto Viejo de Valdepeñas y al oeste de la Sierra del Ventisquero. Las dimensiones de los afloramientos son pequeñas. Aparecen englobadas en las arcillas y margas triásicas. Posiblemente su contacto con los materiales " blandos " que los rodean esté ligeramente mecanizado por su distinto comportamiento ante la deformación.

Se presentan como enclaves intrusivos, de formas redondeadas y lenticulares. Su acción sobre la roca encajante no es excesivamente clara cuando aquella esté constituida por materiales arcillosos, pero sí suele serlo cuando se trata de materiales carbonatados, mostrando éstos recristalizaciones y, en algunos casos, mineralizaciones por efecto de acciones hidrotermales posteriores. Los afloramientos muestran señales de brechificación o alteración en bolos en la mayoría de los casos.

En lámina delgada se aprecian texturas porfídicas en las que la matriz más los minerales secundarios constituyen más del 70% de la roca. Los fenocristales son de plagioclasa y es el más abundante, presentándose zonada y siendo sus términos más frecuentes andesina y oligoclasa; habitualmente se encuentra alterada a sericitita, clorita, prehnita y epidota. La augita es el clinopiroxeno dominante, con variedades titanadas y egirínicas, observándose ortopiroxeno

de forma ocasional; su estado de alteración es muy variable, siendo sus productos más frecuentes anfíbol, clorita, ciatita y calcita. Por lo que respecta al olivino, se presenta casi siempre alterado a iddingsita y clorita. Cuando los huecos dejados por los cristales tabulares de plagioclasa se encuentran llenos por minerales máficos, la textura es intersertal; en otros casos, los cristales de piroxeno engloban plagioclásas, dando lugar a texturas ofíticas. La matriz tiene composiciones mineralógicas similares, con abundantes productos de alteración. Los análisis modales han señalado andesitas y basaltos como tipos petrológicos más abundantes.

Sobre su edad existe un gran confusionismo, ya que sus relaciones con las rocas encajantes no proporcionan excesiva información. En el caso de que tuviese origen común con las rocas volcánicas jurásicas, podría señalarse en principio el Triásico terminal-Lías como la edad más probable para su emplazamiento. Sin embargo, medidas radiométricas (VAN DE FLIERT et al, 1980) señalan edades posteriores comprendidas entre 100 y 113 m.a. (Cretácico inferior). En cualquier caso, no existen por el momento argumentos decisivos que confirmen su edad, pareciendo prioritario señalar las posibles conexiones entre los magmas correspondientes a ofitas triásicas y rocas volcánicas jurásicas a fin de resolver el problema.

2.1.2. Lías inferior-medio

Se agrupan bajo este nombre los materiales depositados en la plataforma carbonatada liásica previamente a su ruptura y que afloran en la Sierra de Montillana, sinclinal del Barranco del Monasterio, Sierra de Lucena-Alta Coloma, etc. Las condiciones de sedimentación se mantienen algún tiempo en determinados sectores tras la compartimentación de la plataforma, marcada de forma relativamente heterócrona entre el Carixiense medio y el Domeriense inferior.

Este conjunto de materiales corresponde a un ciclo desarrollado en un ambiente de plataforma carbonatada de gran extensión en la que se intercalan episodios de llanuras de mareas, más abundantes a partir del Carixiense. El conjunto está afectado por una dolomitización posterior, que alcanza diferentes alturas en la serie.

Se han distinguido tres unidades. Una de ellas corresponde a las dolomías basales y las otras dos a los materiales calcáreos superiores que conservan bien sus características originales.

2.1.2.1. Dolomías masivas (5). Lías inferior-medio

Se encuentran distribuidas por toda la Hoja, destacando por la extensión de sus afloramientos, la Sierra de la Pandera, el área de la Garganta de los Ladrones y el Cerro Pitillos. La potencia máxima de la unidad se alcanza también en este sector, observándose espesores de hasta 700-800 m. Los espesores más frecuentes están comprendidos entre 100 y 200 m, si bien, ha de considerarse este dato como potencia mínima, ya que el contacto basal con el Triásico está mecanizado.

El contacto inferior de la unidad suele estar brechificado y muy alterado, presentando tonos rojizos con presencia de calizas y dolomías oquerosas muy recristalizadas. Por encima se sitúan

dolomías de color gris, que constituyen la mayor parte de la unidad. De "visu" suelen tener aspecto sacaroideo y en corte fresco suelen presentar tonos claros e incluso color blanco. Su aspecto es masivo aunque en algunos afloramientos pueden observarse capas de orden de decimétrico a métrico, más frecuentes a techo de la unidad. Igualmente de forma local se observan brechas y microbrechas de cantos de dolomía, con cemento carbonatado; a veces los clastos están redondeados. Se encuentra en la Sierra del Cuello de Ventarique, al norte de la Hoja, un bandeado gris oscuro-gris claro, milimétrico a centimétrico, que lateralmente se acuña con basante rapidez afectando a unos 40 a 50 m de espesor.

Se observan al microscopio fantasmas de bioclastos, peloides y ooides. Este dato, junto a las características de los niveles calizos preservados de la dolomitización, hace pensar en un ambiente marino somero para la sedimentación de la caliza original. La unidad, como es lógico, es azoica, excepto en algunos puntos preservados de la dolomitización, donde se han encontrado microfósiles como *Mayncina termieri* (HOTT) y Ataxophragmiidos.

Para MARTIN (1979) las dolomías no tienen carácter singenético en el sentido de FRIEDMAN y JANDERS (1967) y de FREEMAN (1972) ya que el estudio en lámina delgada de algunos niveles permite observar textura calizas originales reconocibles, afectando estos procesos a diferentes facies por lo que se puede afirmar que no existe ningún tipo de control estratigráfico o deposicional. En el tránsito entre el Subbético Externo y Medio (Zona del sinclinal del Barranco del Monasterio-Cortijo Casablanca) la dolomitización afecta términos estratigráficos más altos. Según MARTIN (1979), esto es debido al progreso de la dolomitización gracias a las fracturas que delimitaron estos dominios tras la ruptura de la plataforma del Lías inferior-medio. Como posibles causas de la dolomitización no deben descartarse sin embargo, la influencia de las fases salinas en la base del Lías ni la dolomitización por emersión y mezcla de aguas en el Carixiense-Domeriense.

La dolomitización afecta a todo el Hettangiense y a parte del Siremuriense, llegando en ocasiones hasta pisos superiores (Domeriense inferior-medio).

2.1.2.2. **Calizas tableadas blancas (6). Sinemuriense**

Se ha distinguido esta unidad en la Sierra de Lucena-Alta Coloma, Alto de Lanchares, Cerro del Tesoro y Cuerda de la Gitana, afloramientos situados al este y sureste de la Hoja. Son calizas de color blanco y gris claro, que aparecen en capas entre 20 y 80 cm. Su textura es fundamentalmente de wackestone y packstone con oolitos, pisolitos, microfósiles y restos de algas rodofíceas, codiaceas y dasycladaceas, radiolas y placas de equinídos, lamelibranquios, gasterópodos, ostrácodos, etc.

En lámina delgada se identifica *Thaumatoporella parnovesiculifera* (RAINERI), *Mayncina termieri* (HOTT), *Involutina liassica* (JONES), *Haurina*, sp., *Solenopora*, Textularidos y Ataxophragmiidos.

El espesor de esta unidad es de unos 100 m y se sitúa a techo de las dolomías basales (unidad 5). Lateralmente esta unidad no se observa debido seguramente a la mayor altura que alcanza

la dolomitización en la serie liásica. Son sedimentos formados en ambiente de plataforma carbonatada somera.

2.1.2.3. **Calizas tableadas de color beige y blanco (7). Sinemuriense-Toaciense inferior-medio**

Esta unidad se distribuye por toda la Hoja. En la región de la Sierra de Lucena (Alta Coloma) se sitúa por encima de la unidad 6, diferenciándose por un acusado cambio de color, que pasa bruscamente de color blanco a color beige. En el resto de la Hoja alternan los colores beige y blanco observándose estos niveles sobre la dolomía basal (unidad 5). Los afloramientos más extensos corresponden a la esquina sureste de la Hoja (sector de la Sierra de Lucena-Alta Coloma).

A techo, esta unidad aparece delimitada por un *hard-ground*, muy característico en todas las Cordilleras Béticas, que marca la ruptura de la plataforma carbonatada. Esta discontinuidad tiene carácter heterócrono, que dentro de la Hoja comienza en el Carixiense medio-superior en las zonas situadas al norte y noreste y finaliza en el Domeriense inferior-medio. En estos niveles superiores de la unidad se han encontrado los géneros de ammonites: *Arieticeras*, *Fuciniceras*, *Proptogrammoceras*, *Tropidoceras*, etc. Sin embargo, en algunas áreas de la Hoja, como en el sinclinal del Barranco del Monasterio (Cortijo Casablanca), la Sierra de Montillana y la Sierra de Lucena-Alta Coloma, las condiciones sedimentarias previas a esta ruptura se mantienen hasta el Toaciense inferior-medio. Como fauna característica de estos niveles se cita en el corte de Casablanca-Sierra de las Palomas, el braquiópodo *Stolmorrhynchia bouchardi* y en la Sierra de Montillana, el género de ammonites *Hildaites*. En el sector de la Sierra de Lucena-Alta Coloma se incluyen en esta unidad niveles de "ammonítico rosso", que se pueden ver cerca del Cortijo del Sotillo. Aquí existe una laguna estratigráfica que coloca sobre el Domeriense inferior niveles condensados del Toaciense inferior-medio, (GARCIA HERNANDEZ et al. 1976). Se pueden encontrar en estos niveles los géneros de Ammonites *Hildoceras* y *Harpoceras*.

Como macrofauna, sobre todo concentrada en los niveles superiores, se encuentran en esta unidad, braquiópodos como *Rhynchonella tetraedra* y otros Rhynchonellidos, *Zeilleria*, *Spiriferina*, *Pecten*, etc. En lámina delgada se han identificado: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Palaeodasycladis mediterraneus* (PIA), *Involutina liassica*, *Previdalina cf marthana*, *Lingulina gr pupa* (TERQ), y *Maincina termieri* (HOTT), además de otros muchos géneros de microfauna y microflora (*Entolium*).

La potencia de la unidad es muy variable, 200-300 m al norte y noreste de la Hoja (Cerro Castillejo, Sierra de Ventarique), alrededor de 150 m en la Sierra del Ventisquero y en torno a 100 m en el sector de la Sierra de Lucena-Alta Coloma. En otras zonas las potencias son mucho menores, seguramente porque la dolomitización ha afectado a niveles más altos de este conjunto. Valores de potencia entre 2 y 20 m son frecuentes en el sector central y suroccidental de la Hoja (Sierra del Trigo, Cerro Boleta, Martina, etc.). En algunos puntos (sur de la Sierra del Trigo, esquina suroeste al norte de Frailes) esta unidad no aparece, quizás por haber sido dolomitizada totalmente o por causas tectónicas.

La variedad litológica y de facies dentro de este conjunto carbonatado es grande, encontrando una amplia gama del tipo de calizas y texturas. Son muy frecuentes las calizas oolíticas, oncolíticas, a veces con oncolitos de gran tamaño (Sierra de Montillana), de algas, micríticas con sílex disperso (Cerro Castillejo, al norte de la Hoja), con *Lithiotis* y *Opisoma* (sector de la Sierra de Lucena-Alta Coloma) y en facies "ammonítico rosso" (Cortijo del Sotillo).

El ambiente deposicional es complejo en detalle, ya que coexisten en cortos espacios una serie de litofacies características de un ambiente de plataforma carbonatada somera, pero dada su variedad resultan complejas de ordenar. Según GARCIA HERNANDEZ et al. (1976) esta variedad de facies está regida por factores hidrodinámicos con variaciones en el tiempo, que condicionan la distribución en la vertical de facies, resultando un modelo deposicional similar al existente en la actualidad en Bahamas y Florida.

Los metros finales de esta unidad cartográfica suelen aparecer formados por calizas de crinoideos (encrinitas), en ocasiones niveles brechoides e incluso a nivel regional aparecen capas de arenisca e incluso microconglomerados cuarcíticos irregularmente distribuidos. Todo este conjunto corresponde a un ambiente inter a submareal de alta energía. La serie infradomeriense culmina con un marcado "hard-ground" ferruginoso que presenta a veces pisolitos y niveles de fosfatos. En el Sinclinal del Barranco del Monasterio, Sierra de Montillana y en el sector Sierra de Lucena-Alta Coloma, sobre este "hard-ground" se depositan encrinitas y calizas nodulosas beige y rojizas, que dan paso a las margas y margocalizas de las unidades 11 y 15.

2.1.3. Jurásico del Subbético Medio

Tras la ruptura de la plataforma carbonatada, en la cuenca subbética se individualizan sectores con subsidencia diferencial. Las áreas más subsidentes, con gran potencia en sus series constituyen el Subbético Medio (VERA, 1966; GARCIA DUEÑAS, 1967). Este dominio ocupa la mayor parte de la superficie de la Hoja, con características propias del subdominio Subbético Medio septentrional, (GARCIA DUEÑAS, 1967), con vulcanismos jurásicos y potentes series margo-calizas cuya serie tipo en el Barranco de las Cabezuelas o Cagasebo se encuentra al sureste de la Hoja en la Sierra de Lucena-Alta Coloma.

Las áreas que se consideran en este trabajo como propias del Subbético Medio son: Sierra de la Martina, el sector situado al sur en torno a la carretera Frailes-Valdepeñas de Jaén, así como las sierras situadas al oeste que culminan en el Cerro Boleta, Sierra del Trigo, Puerto Verde, La Marceral, Cerro Quemado, Sinclinal del Barranco del Monasterio (Cortijo Casablanca), Orosco, Serie al sur del Cortijo de Navalcán, Sinclinal de Campillo de Arenas, Sierra de Montillana, Sierra de Lucena-Alta Coloma, Alto de Lanchares, Sierra de las Cuevezuelas, ubicadas en los sectores situados en la mitad meridional de la Hoja.

Dentro del Subbético Medio existe una subsidencia diferencial, a veces notable, que se pone de manifiesto por la existencia de facies condensadas (facies tipo "ammonítico rosso") junto

a sedimentos de zonas fuertemente subsidentes (margas y margocalizas). Los accidentes de zócalo responsables de estas condiciones de sedimentación, propios de una tectónica distensiva, favorecen incluso la salida de materiales volcánicos.

En el jurásico del Subbético Medio se suceden dos ciclos sedimentarios, separados en base a criterios regionales, justificados por su estudio sedimentológico. La paleontología ayuda parcialmente a establecer los ciclos, pues hay ciertos pisos en donde las dataciones son poco resolutivas. El primero de estos ciclos corresponde al Lías superior-Dogger, concretamente a los materiales comprendidos entre el Domeriense superior (Toarcieno superior en algunas zonas, como la Sierra de Montillana, Alta Coloma, etc.) y el Bathoniense.

El segundo ciclo, desarrollado en el Dogger-Malm, comprende unidades depositadas después de la importante discontinuidad sedimentaria del Bathoniense y llega hasta el Tithónico e incluso, en algunas zonas, hasta el Berriasiense.

En el ciclo Lías superior-Dogger se han distinguido siete unidades. Dentro de él parece haber dos subciclos, que pueden separarse en algunas series. El primero abarca los materiales depositados entre el Pliensbachiense superior y el Aalenense, caracterizados fundamentalmente por una alternancia de calizas y margas. En algunas áreas al sur de la Hoja, a techo de este primer subciclo se desarrollan niveles de ralentización de la sedimentación que pueden empezar en el Toarcieno y tienen su mayor desarrollo en el Aalenense. En el segundo subciclo continúa la sedimentación de ritmitas, pero empiezan a observarse niveles de ralentización en la sedimentación que culminan en el Bathoniense con una interrupción sedimentaria muy importante a nivel regional. A veces es posible separar unidades propias de cada subciclo, en otras que no está tan marcado el cambio, o no es posible distinguirlo cartográficamente. Al subciclo Pliensbachiense superior-Aalenense se puede asignar la mayor parte de las unidades 11 y 12, la unidad 13 y las partes inferiores de las unidades 18 y 19. Estas dos últimas unidades también se encuentran en series propias del Subbético Externo. Por otra parte el vulcanismo se desarrolla en la Hoja preferentemente en este ciclo Lías superior-Dogger (unidad 20).

Una nueva reestructuración tiene lugar en la cuenca tras la interrupción Bajociense-Bathoniense; ésta puede tener distinta duración según los sectores, pudiendo ser muy corta de duración o incluso alcanzar el Malm. Esta discontinuidad está marcada tanto por ligeras emersiones (Subbético Externo), como por niveles de condensación en facies "*ammonítico rosso*" típicas de toda la Zona Subbética. En el Subbético Medio es difícilmente detectable, tanto por la aparente continuidad en el ambiente sedimentario, como por la ausencia de fauna característica.

Dentro del Subbético Medio y durante el ciclo Dogger-Malm, la cuenca adquiere características de plataforma con depósito bastante generalizado de margas con radiolarios. A partir del Kimmeridgiense disminuye la velocidad de sedimentación en la cuenca, depositándose facies tipo "*ammonítico rosso*", que recuerdan a las del Subbético Externo e Interno. Este hecho refleja una aproximación a la homogeneización de la cuenca subbética. También es común la presencia de calizas detriticas en el Jurásico terminal de este Dominio.

Al ciclo Dogger-Malm se pueden asignar las unidades 21, 23 y 24. La unidad 22 está presente en el Subbético Medio y se encuentra también en otras series dentro del Subbético Externo.

Las rocas volcánicas (unidad 20) están presente en la Hoja durante este ciclo, al estar parcialmente intercaladas dentro de la unidad 21.

2.1.3.1. **Alternancia de calizas margosas, margas y margocalizas (11). Domeriense-Bajociense**

Se incluyen en este apartado una potente sucesión rítmica de calizas margosas, margocalizas y margas. Aflora esta unidad en la Sierra del trigo, Puerto Verde, Cerro Quemado, La Marceral y en el Sinclinal del Barranco del Monasterio (serie del Cortijo Casablanca).

Se sitúan diacrónicamente sobre la unidad 7 entre el *hard-ground* del Domeriense y los niveles toarcienenses de facies someras presentes en el Sinclinal del Barranco del Monasterio (serie del Cortijo Casablanca-Puerto de las Palomas). Al sur de la Sierra del Trigo, la dolomitización afecta a la unidad 7 hasta hacerla desaparecer, situándose la unidad 5 como base de la ritmita.

La potencia de la unidad varía desde más de 1.000 m en el sector de la Sierra del Trigo hasta unos 200 m en el Sinclinal del Barranco del Monasterio.

A veces, en la alternancia rítmica calizomargosa, se observan pequeños *slumps* e incluso delgados niveles brechoides. El color de las calizas suele ser gris y el de las margas, gris u ocre. En la Sierra del Trigo la proporción de capas calizas aumenta hacia techo y la bioturbación (siempre presente en las capas más calcáreas de la unidad) también, siendo más abundante igualmente la cantidad de sílex presente en la roca, que con frecuencia sustituye al carbonato del interior de las trazas orgánicas, que se hacen entonces muy patentes. Son abundantes los géneros de icnofósiles *Chondrites* y *Zoophycus*. También aumentan a techo los niveles de condensación. En lámina delgada las capas más calcáreas son *mudstones* y *wackestones* de pellets, radiolarios y filamentos.

Estos cambios en la alternancia de la Sierra del Trigo comienzan según SANZ DE GALDEANO (1973), a partir de la parte alta del Aaleniano, marcando el comienzo del segundo subciclo del Lías superior-Dogger, que culmina en los niveles en facies "ammonítico rosso" de la unidad 18. En ésta SANZ DE GALDEANO (1973) cita los géneros de ammonites *Haplopleuroceras* y *Hammatoceratidae*.

En el corte del Cortijo Casablanca Puerto de las Palomas, OLORIZ *et al.* (1979) citan en esta unidad los géneros de ammonites: *Poliplectus*, *Osperleioceras*, *Dumortieria*, *Catulloceras*, *Graphoceras*, *Planammatoceras*, *Zurheria*, *Fontanesia*, *Haplopleuroceras*, *Holcophylloceras*, *Bradfordia*, *Otoites*, *Skirroceras*, *Sonninia*, *Strigocera*, *Lytoceras*, *Nannolytoceras*, etc., que indican una edad comprendida entre el Toaciense superior y el Bajociense inferior-medio.

Observaciones micropaleontológicas han señalado: *Eothrix Alpina* (LOMB.), *Globochaete Alpina* (LOMB.), *Hungarella amalthei*, *Lenticulina munsteri*, *Astacolus* sp., *Marginulina* sp., *Cornuspira* sp., *Ammodiscus*, *Trochammina* y *Cytherella*. Son frecuentes los microfilamentos, los radiolarios, ostrácodos y espículas.

Esta unidad se ha depositado en un ambiente de plataforma interna, con inestabilidad local en algunos momentos. Se trata de un ambiente de muy baja energía y en ocasiones parcialmente restringido. Hacia el oeste, esta unidad es un equivalente lateral de las "Series de Frailes": unidades 13 y 14, que pasan al sur a la Hoja de Iznalloz y unidad 12, que engloba a las dos anteriores. Hacia el este, la unidad 11 se relaciona con la 15 en el sector del Castillo de Puerta Arenas y posiblemente en el área de Navalcán. Cuando es visible, el techo de la unidad pasa a facies tipo "ammonítico rosso" (unidad 18) aunque con una ligera diacronía (Bajociense inferior a medio).

2.1.3.2. *Calizas, margocalizas, margas y calizas con sílex a techo* (12). *Domeriense-Bathoniense*

Sobre las calizas pliensbachienses de la unidad 7, se deposita una alternancia de caliza y margas equivalente lateral hacia el oeste de la unidad 11, en el área del Cerro de la Martina, Cortijo Pesetas, Cortijo Terrazas, Cerro Boleta, etc. La potencia de la unidad está comprendida entre 150 y 300 m.

Las calizas y margocalizas suelen ser de color gris, están bioturbadas y tienen texturas mudstone y wackstone con filamentos, pellets y radiolarios. Son frecuentes las marcas orgánicas de *Chondrites* y *Zoophycus*. Hay niveles aislados con *slumps* y brechas. Las margas son de color gris-azulado y ocre. La proporción de calizas aumenta a techo, así como el contenido en sílex de la unidad.

En el corte del Cortijo Peseta, SANZ DE GALDEANO (1973) cita los siguientes géneros de ammonites: *Bosytra*, *Hammatoceratidae*, *Haplopusuroceras* y *Bradfordia*, que data el Aaleniano terminal-Bajociense inferior. El mismo autor cita en el Cerro de la Martina la existencia de *Graphoceras*.

Como restos micropaleontológicos se encuentran: *Eothrix alpina* (LOMB.), *Lenticulina*, *Nodosariidae*, *Fisherinidae*, restos de algas, espongiarios, lamelibranquios, ostracodos, crinoideos y abundantes radiolarios.

El ambiente de depósito es similar al de la unidad 11 del epígrafe anterior, de la que es equivalente lateral. También es equivalente a la unidad 10, menos potente, aflorante en la Sierra del Ventisquero-Cuevezuelas. Suele estar coronada por los niveles de condensación de la unidad 18. Al oeste de la serie del Cortijo Peseta, la unidad 18 no se puede distinguir y son los niveles equivalente de la parte alta de la unidad 12 (con abundantes sílex, muy bioturbados y con niveles aislados de condensación) los que se ponen en contacto con las margocalizas y margas de radiolarios (unidad 21) depositadas por encima de la interrupción sedimentaria Bajociense. Bathoniense, que en esta zona se encuentra culminando la ritmita del Lías-Dogger.

La monotonía de la sucesión rítmica de la unidad 12, cambia hacia el suroeste (área de la carretera Frailes-Valdepeñas de Jaén), pudiéndose distinguir dos litologías (unidades 13 y 14), que pasan al sur a la Hoja de Iznalloz (991), donde se denominan "Series de Frailes".

2.1.3.3. Calizas margosas y margas grises (13). Alternancia de calizas margosas tableadas y margocalizas (14). Domeriense-Bathoniense?

Estas dos unidades superpuestas en la vertical, en perfecta continuidad, constituyen las denominadas "Series de Frailes", cuyo mejor corte se encuentra al norte del citado pueblo, en la carretera a Valdepeñas de Jaén, dentro de la esquina suroeste de la Hoja. Este conjunto litológico presenta importantes variaciones con las así denominadas por GARCIA DUEÑAS et al. (1970) y que corresponden al sector de Cerro Canteras, situado fuera de la Hoja, al este de Frailes, a 2 ó 3 km de la citada población.

En dicha carretera, un importante accidente tectónico, bastante evidente, impide observar claramente el muro, aunque hacia el oeste corresponde a una caliza oolítica de posible edad Carixiense-Domeriense y de marcada continuidad en puntos cercanos de la Hoja.

En el corte se observa una potente ritmita de calizas-margosas alternando con margas (300 m). A grandes rasgos pueden ser diferenciados dos tramos cartográficos: uno inferior (unidad 13), constituido por calizas margosas en bancos de un metro o más y margas grises y otro superior (unidad 14) de iguales características litológicas, si bien parece que existe un aumento en carbonatos en los niveles calizos a la vez que adquieren un aspecto más tableado y colores más claros. El tránsito entre ambas unidades es gradual y resulta difícil de establecer en la columna, si bien a nivel cartográfico se observa una ligera diferenciación en detalle.

En la unidad inferior (13) se observan frecuentes niveles de *slumps* y brechas sinsedimentarias. También se intercalan algunos *packstones* bioclásticos con abundantes microfilamentos. La unidad superior (14), muy replegada presenta un contenido microfaunístico similar, con microfilamentos, radiolarios, *Eothrix alpina*, etc. A techo existen unos delgados niveles de silexistas con margas radiolaríticas intercaladas, que dan paso a margas color tabaco ("radiolaritas"). Todos estos depósitos corresponden a facies de plataforma sedimentadas en zonas ocasionalmente inestables.

La edad de todo el conjunto oscila desde el Toaciense (incluso Domeriense) para los niveles inferiores, hasta el Dogger superior (Bathoniense?) para la parte alta, si bien en el Subbético Medio existen lagunas estratigráficas que pueden llegar a abarcar todo el Bathoniense (OLORIZ y TAVERA, 1975) en cuyo caso el techo llega sólo al Bajociense.

2.1.3.4. Alternancia de calizas, calizas margosas, margocalizas y margas (15). Domeriense-Bathoniense?

En una potente sucesión rítmica que aflora en el sector de la Sierra de Montillana, Sierra de Lucena-Alta Coloma, Alto de Lanchares y Sierra de las Cuevezuelas. En los cortes de Navalcán y Puerta Arenas, también está presente esta unidad, con aspecto más uniforme, en ambos casos se encuentre incompleta por erosión del Cretácico basal (Puerta Arenas) o por causas tectónicas (Navalcán). La distribución de esta unidad, coincide a grandes rasgos con la del subdominio Subbético Medio septentrional de GARCIA DUEÑAS (1967).

La característica más importante de esta unidad es que presenta abundantes e importantes intercalaciones volcánicas, por lo que el espesor de las series es bastante considerable, oscilando entre 100 y más de 500 m, siendo los espesores más usuales próximos a los 200-300 m (Barranco de las Cabezuelas-Cagasebo).

La unidad comienza con margas amarillas y blancas, y continúa con una alternancia de calizas, calizas margosas grises (*mudstones* y *wackstones* de radiolarios) y margas ocres y blancas, siendo el porcentaje de capas calcáreas superior en la parte baja de la unidad. El espesor de las capas oscila entre 10-20 cm y 1 m. A veces se observan en el techo de la unidad, niveles de calizas con sílex e incluso en facies *ammonítico rosso*. Las intercalaciones volcánicas (unidad 20) son más frecuentes en la parte media-alta de la ritmita.

En la serie del Barranco de las Cabezuelas-Cagasebo (serie tipo del Subbético Medio septentrional), GARCIA DUEÑAS y LINARES (1970), encuentran los siguientes géneros de ammonites: *Hildoceras*, *Harpoceras*, *Brodiceras*, *Pseudogrammoceras*, *Lioceras*, *Graphoceras*, *Hiperlioceras*, *Witchelia*, *Zurcheria*, *Skirroceras*, *Otoites*, *Sonninia*, *Bradfordia*, *Holcophylloceras*, *Litoceras* y *Prohecticoceras*, que proporcionan edades entre el Toarcieno medio-superior y la parte alta del Bathoniense medio. En el techo de la unidad parece estar presente la interrupción sedimentaria Bajociense-Bathoniense, reconocida regionalmente, pero que la escasez de fauna sobre los niveles altos del Bajociense inferior, no permite datar paleontológicamente.

Como restos micropaleontológicos se encuentran en la unidad: *Eothrix Alpina* (LOMB.), *Astacolus* sp., *Lenticulina* sp. y protoglobigerinas. Son frecuentes los restos de radiolarios, espículas, crinoideos, ostracodos y microfilamentos.

Desde el punto de vista sedimentológico, estos materiales son depósitos de plataforma somera, parcialmente restringida, con morfología de fondo muy irregular y condicionada por los procesos volcánicos del entorno. Es fácil pensar que el vulcanismo condicionó la paleogeografía en este sector, motivando unas veces falta de sedimentación y, otras, acumulación de sedimentos margosos, cambios laterales de facies en cortos espacios, cambios de espesores y, claro está, un marcado carácter discontinuo de los depósitos. Hacia el norte y oeste, desaparece el vulcanismo y la unidad toma un aspecto más uniforme, siendo un equivalente lateral de la unidad 11 (ritmita de la Sierra del Trigo, Sinclinal del Barranco del Monasterio, etc.). A techo se sitúa la unidad 21, (margas y margocalizas con radiolarios), que a veces se acuña, estando en contacto en este caso con las calizas detríticas y niveles condensados de la unidad 24 (Malm).

2.1.3.5. **Rocas volcánicas básicas (20). *Aalenienne-Malm***

Sus afloramientos se localizan en el sureste de la Hoja, intercalados principalmente en la unidad 15, excepto en la ladera norte de la Sierra de Montillana donde aparece dentro de las margas y margocalizas con radiolarios de la unidad 21. Aparecen estas manifestaciones volcánicas tanto en forma de coladas con de *sills* y *lacolitos*. Morfológicamente dan lugar a zonas ligeramente deprimidas de colores oscuros y que constituyen buenos niveles guía.

Existen numerosos puntos donde se pueden realizar observaciones tales como al norte de Campotejar, en km 381 de la C.N. 323, en el río de las Juntas o en el Cortijo de las Rozas. Además de frecuentes coladas interestratificadas pueden aparecer a veces niveles de hialoclastitas sobre "pillows" bien desarrolladas.

En lámina delgada corresponden a basaltos y andesitas con textura intersertal de grano fino a veces con vesículas y textura ofítica de grano medio. El bajo grado de cristalinidad aconseja su clasificación normativa. Según esta los tipos existentes son: tefritas, andesitas y hawaítas nefelínicas, es decir, términos poco diferenciados de tendencia alcalina.

La edad de estas coladas volcánicas submarinas es muy variable. Al sur, en la Hoja de Iznalloz, parecen iniciarse en el Toarcense inferior, como se pone de manifiesto por la datación paleontológica de los niveles subyacentes. Dentro de la Hoja, por su posición estratigráfica los fenómenos volcánicos parecen comenzar en la base del Aalenense, adquiriendo su máximo desarrollo durante el Bajociense y llegando hasta el Oxfordiense-Kimmeridgiense (intercalación volcánica dentro de las radiolaritas en la Sierra de Montillana). En zonas situadas al sur hay vulcanismo durante el Tithónico e incluso, llega al límite Jurásico-Cretácico.

2.1.3.6. *Calizas nodulosas rojas y grises* (18). *Bajociense-Bathoniense?*

Dentro de esta unidad se incluyen materiales depositados en condiciones de baja velocidad de sedimentación, situados a techo de las sucesiones rítmicas de las unidades 11 y 12. Dentro del Subbético medio, se observan muy bien estos niveles, en la serie del Cortijo Casablanca y en el corte de la carretera Frailes-Valdepeñas de Jaén, en la ladera este de La Martina. La potencia habitual de estos materiales es de 15-20 m.

Su litología está compuesta por calizas y margocalizas de aspecto noduloso y tonos rojizos y grises, (*mudstones* y *wackestones* de filamentos y radiolarios) y delgadas intercalaciones de margas generalmente rojizas. En ocasiones pueden observarse niveles de calizas grises con sílex. OLORIZ et al. (1979) encuentran en esta unidad los géneros de ammonites: *Stephanoceras*, *Skirroceras*, *Cadomites*, *Oppelia* y *Bajocia* del Bajociense medio y posiblemente superior. Como microfauna se encuentran: *Eothrix alpina* (LOMB.), *Globochaete alpina* (LOMB.) y abundantes filamentos y radiolarios.

En general se trata de niveles de condensación con aportes de carácter exclusivamente pelágico y con una baja velocidad de sedimentación.

En algunas áreas sobre esta unidad se sitúa la unidad 19 (Bathoniense); en otras se coloca bajo las margas y margocalizas de radiolarios (unidad 21) con las que comienza el ciclo sedimentario Dogger-Malm. Esta unidad también se encuentra con características parecidas, en series correspondientes al Subbético Externo (Cornicabra, Sierra del Ventisquero).

2.1.3.7. Calizas y margocalizas con silex (19). Bathoniense

Se sitúan en el área del Sinclinal de Barranco del Monasterio-Cortijo Casablanca, donde se deposita concordantemente sobre la unidad 18. En esta zona, su potencia es de unos 80 m. Se trata de calizas y margocalizas (*mudstones* y *wackestones* de radiolarios y filamentos), con alguna delgada intercalación margosa. Las capas no suelen pasar de los 70-80 cm de espesor. El sílex está presente en la mayor parte de los niveles.

En el corte del Cortijo Casablanca, OLORIZ et al. (1979) citan los siguientes géneros de ammonites: *Morphoceras*, *Bullatimorphites*, *Cadomites*, *Choffatia* y restos de *Bositra*. Con esta fauna se reconoce el Bathoniense sin grandes precisiones. Como microfósiles se encuentran *Eothrix Alpina* (LOMB.) y *Globochaete Alpina* (LOMB.), así como abundantes microfilamentos, se observan también restos de crinoideos. Son sedimentos formados en un ambiente de plataforma de baja energía.

Hacia el oeste, esta unidad no se encuentra, siendo sustituida por la unidad 18, que alcanza posiciones estratigráficas similares. Estos materiales vuelven a distinguirse otra vez en series propias del Subbético Externo (Cornicabra, Sierra del Ventisquero). Junto al de la unidad 18, el techo de esta unidad marca el final de la sedimentación del ciclo Lías-Dogger, que concluye con una importante interrupción sedimentaria, que en algunas áreas subbéticas puede comenzar en el Bajociense, se generaliza en el Bathoniense y puede llegar hasta la base del Malm.

2.1.3.8. Margocalizas y margas verdes y rojas con radiolarios (21). Bathoniense-Kimmeridgiense

Se trata de una de las unidades más características que definen el Subbético Medio. Sus mejores cortes se localizan en la Colada de los Zurreadores y al sur del Cortijo Pesetas al suroeste de la Hoja. También está presente en las Sierras del Trigo, de Montillana y de Lucena-Alta Coloma, donde aflora con menos potencia y se reconoce con mayor dificultad. Cuando esta unidad tiene suficiente potencia su reconocimiento en el campo es sencillo, por su escasa resistencia a la erosión, que da lugar a zonas ligeramente deprimidas, siendo por tanto, un buen nivel guía.

Se sitúan en aparente concordancia con los materiales infrayacentes de las unidades 12, 14, 15 y 18. Los materiales volcánicos de la unidad 20 afectan a esta unidad en la ladera norte de la Sierra de Montillana. En la esquina suroeste de la Hoja el espesor de las radiolaritas es de 150 a 230 m desapareciendo totalmente en unos 3 km (sur del Cerro Boleta, Puerto Verde). En el sector de la Sierra de Lucena-Sierra de Montillana, los espesores son menores, llegando a desaparecer (Sierra de las Cuevezuelas). La desaparición lateral de esta unidad está relacionada con la interrupción sedimentaria Bajociense-Bathoniense que debe prolongarse hasta el Malm cuando éstas no están presentes.

Este lapso sin depósito puede estar relacionado con la acción de fenómenos volcánicos; aunque también es posible que localmente, la ausencia de la unidad sea debida a los efectos tectónicos, en relación con su elevada plasticidad.

Litológicamente la unidad comienza con margas y margocalizas verdes con radiolaritas, que con frecuencia pasan a radiolaritas, mientras el color dominante cambia a rojo. Presentan una fractura astilosa muy característica. Los radiolaritos son muy abundantes observándose a veces tanto procesos de silificación como de desilificación.

Otra posibilidad que explique la desaparición de la unidad es que parte de ella pase lateralmente a los niveles de condensación de la unidad 22, pues en ocasiones es posible encontrar niveles transicionales entre radiolaritas y facies tipo *ammonítico rosso* (unidad 22).

Conviene señalar la existencia de niveles con abundantes radiolaritos desde el Lías superior hasta el Tithonico terminal. En numerosas ocasiones los radiolaritos aparecen calcitizados, por lo que el aspecto de la radiolarita es de unas margas e incluso a veces, de calizas. Los procesos de sucesivos lavados y reprecipitaciones de sílice podrán generar nódulos, frecuentes en los materiales carbonatados jurásicos.

En algunos afloramientos de la Hoja y de la vecina de Iznalloz, se observa entre las ritmitas del Dogger la existencia de unos pocos metros con características transicionales entre ésta y la unidad radiolarítica. Se trata de calizas con silex, con microfacies propias del Bathoniense. En una posición estratigráfica similar VERA (1966) encuentra un *Stephanoceras* sp. en la Hoja de Montefrío (1.008).

Estos niveles carbonatados no siempre están presentes y a veces de forma brusca, estas margas radiolaríticas, se sitúan sobre un infrayacente que presenta a techo óxidos de hierro o niveles de condensación (unidad 18, por ejemplo), muestra de los procesos de interrupción en la sedimentación, que han afectado al área, previamente a la deposición de los materiales radiolaríticos.

SANDOVAL (1979) plantea el posible carácter heterócrono de esta unidad. Según este autor, estos materiales se apoyan sobre infrayacentes que fluctúan en edad desde Aaleniano-Bajociense a Bathoniense e incluso Calloviano.

Una hipótesis que corroboraría esta diacronía de facies y complicaría el esquema sedimentológico sería la de plantear la presencia de dos facies radiolaríticas de edad diferente (pre y postbathonienses), que llegarían a coexistir en algunos sectores del Subbético Medio. No obstante, la hipótesis más razonable acerca de estos materiales propone que las radiolaritas se encuentren únicamente por encima de la discontinuidad Bathoniense.

El ambiente de depósito de estos materiales es tema de debate. Para algunos autores su depósito tiene lugar por debajo del nivel de compensación de la calcita, mientras que para otros su formación es menos profunda. Observaciones sedimentológicas realizadas en la Hoja de Iznalloz durante la elaboración de esta Hoja ponen de manifiesto la existencia dentro de las radiolaritas de estructuras debidas a la acción del oleaje, por lo que parece que la sedimentación radiolarítica en estos puntos no es excesivamente profunda.

Sobre esta unidad, se sitúan en discordancia erosiva las brechas calizas de la unidad 23, cuya base ha sido datada como Kimmeridgiense. La unidad 22 puede situarse de forma gradual sobre las radiolaritas; su base es igualmente Kimmeridgiense. El contacto con la unidad 24 no se observa muy bien; esta unidad también pertenece al Malm y comenzaría en los tiempos terminando en el Tithónico inferior.

2.1.3.9. *Calizas nodulosas rojas y grises con silex* (22). *Oxfordiense-Berriasiense*

Es una unidad caracterizada por el gran desarrollo de niveles de condensación, que se sitúa sobre las radiolaritas de la unidad 21 (Cortijo Tenazas, Sierra del Trigo), sobre niveles de condensación del Bajociense-Bathoniense de la unidad 18 (Cerro Boleta, Puerto Verde) o sobre las calizas y margocalizas con sílex de la unidad 19 (sinclinal del Barranco del Monasterio-Cortijo Casablanca). Su contacto con las radiolaritas es gradual generalmente, siendo posible que en algunos puntos constituyan su equivalente lateral, llegando quizás hasta sustituirla, al menos en parte, pues la no aparición de radiolarita bajo esta unidad puede ser debida también a la existencia de la interrupción sedimentaria aludida. Esta unidad también está presente en series propias del Subbético Externo (Cornicabra, Ventisquero) donde sus características comienzan en algunos puntos en el Bajociense y no en el Oxfordiense-Kimmeridgiense, edad más común de la base de la unidad en el Subbético Medio.

Su litología está compuesta por calizas y calizas margosas generalmente de aspecto noduloso y color rojo, rosado y más raramente gris.

Presentan características propias de las facies tipo *ammonítico rosso*. En la base de la unidad son frecuentes las intercalaciones de margas rojas en su mayor parte, y grises (biomicritas) con aspecto de margas radiolaríticas. Son frecuentes también las capas con límites algo ondulados y abundantes nódulos de sílex.

En la serie del Cortijo Casablanca la base de la unidad es de edad Oxfordiense, (OLORIZ et al. 1979). En la base, sobre 4 metros de margas y margocalizas silíceas de colores rojo y verde (Calloviense?-Oxfordiense), dichos autores citan: *Orthospinctes* sp., *Parataxioceras* sp., *Sowerbyceras* sp. y frecuentes *Aptychus*, además de los microfósiles *Cadosina* gr *Sublapidosa* (VOGLER), *Calcisphaera* sp. y *Protoglobigerina*. Por encima, en el resto de la unidad citan entre los restos fósiles: *Aspidoceras* sp., *A. gr longispinum* (SOW), *hybonoticeras*, *Saccocoma*, *Chitinoidella*, *Praetintinopsella* y *Calpionella Alpina* además de *Haploceras*, *Franconites*, *Lemencia*, etc. Esta fauna indica una edad comprendida entre Oxfordiense superior y Berriasiense. Representa una facies depositada en zonas de baja energía, con sedimentación lenta de origen pelágico y numerosas interrupciones.

Sobre esta unidad se depositan los términos margocalizos y margosos del Cretácico (unidad 26).

2.1.3.10. Brechas calcáreas, calcarenitas y calizas a veces nodulosas (23). Kimmeridgiense-Berriasiense

Estos materiales se sitúan en clara discordancia erosiva sobre las radiolaritas de la unidad 21. Son el equivalente lateral de la descrita en el anterior epígrafe y aparecen en la esquina suroeste de la Hoja. La zona de tránsito con la unidad 22 se realiza cerca del Cortijo Tenazas. Su mejor corte es visible en la carretera Valdepeñas de Jaén-Frailes a unos 4 km al norte de esta última localidad. Su espesor varía entre 20 y 100 m.

Son capas de brechas calcáreas de orden métrico, con clastos algo redondeados, a veces de hasta medio metro, aunque los tamaños normales serían entre 10 y 20 cm. A techo de estos niveles detríticos, se intercalan gruesas capas decimétricas de calcarenitas, con visibles restos de *Aptychus* y *Belemnites*, que culminan en capas decimétricas a centimétricas de biomicritas de color blanco y crema, que a veces adquieren un aspecto noduloso y tonos rojizos.

Se han encontrado en la unidad los siguientes microfósiles: *Eothrix alpina* (LOMB.), *Saccocoma*, *Lenticulina*, *Calpionella alpina* (LORENZ), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Crassicolaria* sp., *Prtoglobigerinas*, *Calpionella elliptica* (CADISH), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), que datan del Kimmeridgiense al Berriasiense.

Son depósitos de una zona inestable (talud) situada en una plataforma somera y con influencias pelágicas.

El contacto con la unidad 26 ya del Neocomiense es gradual, efectuándose a través de niveles de calizas y calizas margosas.

2.1.3.11. Calcarenitas y calizas a veces nodulosas (24). Kimmeridgiense-Tithónico superior-Berriasiense

Se encuentran culminando la sedimentación jurásica en el borde sur de la Hoja, Sierra de Montillana, Sierra de Lucena-Alta Coloma, Barranco de Aguas Largas y Sierra de las Cuevezuelas. Su espesor no es muy grande, al ser una unidad con importantes interrupciones sedimentarias y estar erosionada a veces parcialmente por los niveles de brechas de la base del Cretácico; habitualmente es de 5 a 15 m.

Su litología está compuesta por niveles decimétricos de microbrechas con *aptychus* y calcarenitas de tonos claros y niveles decimétricos de calizas y margocalizas nodulosas (biomicritas) con tonos rojizos y rosados, que se hacen relativamente más abundantes en el conjunto de la unidad, hacia el norte.

El contenido en macrofauna es muy bajo, por lo que las dataciones se realizan en base a microfauna. En esta unidad, GARCIA-DUEÑAS y LINARES (1979) encuentran en el norte del Barranco de las Cabezas: *Saccocomidae*, *Globlochaete alpina* (LOMB.), *Fibrosphaera* y *Calpionella elliptica* (CADISH), que permiten asignar a esta unidad una edad Kimmeridgiense-Berriasiense.

En la Hoja de Iznalloz (991) esta unidad aumenta de espesor y se hace más detrítica, con niveles de brechas y *slumps*, depósitos relacionados con tormentas. No obstante, en la Hoja de Valdepeñas de Jaén son más frecuentes los tramos de facies condensadas, tipo "ammonítico rosso", que en el límite norte de la unidad (Sierra de las Cuevezuelas) dominan claramente, teniendo la unidad 15 un aspecto muy similar al de la unidad 22 situada al norte y oeste. Los términos más detríticos, tienen un significado de facies de colmatación en una plataforma parcialmente restringida, mientras que los de facies tipo "ammonítico rosso" se depositan en zonas con baja energía, sedimentación lenta de origen pelágico y numerosas interrupciones.

2.1.4. Jurásico del Subbético Externo

Dentro de la Zona Subbética, el Subbético Externo corresponde en líneas generales, a zonas en las que la sedimentación jurásica posterior a la ruptura de la plataforma carbonatada acaecida en el Carixiense medio-superior dentro de la Hoja, no es muy potente y donde adquieren un gran desarrollo los niveles de condensación (facies "ammonítico rosso"). Dentro de este dominio, se diferencian series septentrionales caracterizadas por la existencia en el Dogger de calizas oolíticas y series meridionales, con un Dogger formado por calizas de filamentos. Estos dos tipos de series están relacionadas entre sí por medio de cambios de facies, visibles dentro de la Hoja en la serie del Cortijo de Campo bajo. Estas series de calizas oolíticas y de filamentos a veces tienen bastante potencia (300-400 m para el Lías superior, Dogger y Malm); existen series con características del Subbético Medio dentro de la Hoja, con potencia algo menor o parecida (Cerro Boleta, Cortijo Tavernas, ladera norte de la Sierra de Montillana, etc.).

El Subbético Externo se sitúa dentro de la Hoja, a grandes rasgos, en la mitad norte. En este trabajo se consideran dentro del Subbético Externo series con características bastante diferentes. En el Cerro Marroquí, serie al sur del Cortijo del Hoyo y Cortijo de la Bolana, junto a la alineación Cortijo Carbonero-Arroyo de Navalayegua-Cortijo Prados, el Lías superior-Malm tiene una potencia muy reducida (10-50 m); la dolomitización basal (unidad 5) afecta posiblemente a términos estratigráficos altos (debe llegar hasta el Dogger en algunos puntos), y sobre ella suelen observarse unos metros de calizas grises (unidad 8), de aspecto masivo, culminando el Jurásico con calizas rojas y rosadas (unidad 22), también de aspecto masivo; es frecuente encontrar a techo tintínidos, que señalan una edad Tithónico-Berriasiense para el límite superior de este reducido conjunto jurásico.

En el Alto de la Cornicabra, Alto de Noguerones, hasta el Cerro Altomiro, la dolomitización basal (unidad 5) afecta términos del Dogger (hasta el Bajociente medio) y el resto de la serie (Bajociente superior a Tithónico-Berriasiense) es muy poco potente, en torno a los 50 m. Se diferencia en estas series, un "ammonítico rosso" Bajociente (unidad 18), calizas con silex Bathonienses (unidad 19) y un "ammonítico rosso" Bathoniano-Berriasiense (unidad 22).

Una serie algo más potente y completa es la que se desarrolla en la Sierra del Ventisquero, Alto de la Cuevezuela y Pico de la Cruz (100-200 m para el Lías superior-Dogger). El conjunto de la serie es predominantemente calizo; en la base se observan una calizas grises, con alguna

capa más margosa (unidad 10, Lías superior-Dogger), sobre las que se sitúan niveles de condensación (unidad 18, Bajociense), calizas con sílex (unidad 19, Bathoniense) y culminando el conjunto un nuevo nivel de condensación (unidad 22, Malm).

Por último, las series más potentes del Subbético Externo se sitúan en el área del Cortijo Campobajo (al oeste de Carchelejo), Cañada de la Hazadilla y Castillo de Otiñar. También presenta características parecidas un afloramiento jurásico situado en la esquina noreste de la Hoja (Cerro de las Minas). En la Sierra del Pandera sólo aparecen los términos más bajos de estas series (Lías superior-Dogger). La serie comienza con una alternancia de margocalizas y margas (unidad 9), continúa con calizas de filamentos, que a techo se cargan en oolitos (unidad 17); estas dos unidades son de edad Dogger. La serie culmina con la Unidad 22 (Malm) en facies "ammonítico rosso".

2.1.4.1. *Calizas grises con crinoideos y oolitos* (8). *Lías superior-Dogger*

Esta unidad está compuesta por unas calizas situadas a techo de las dolomías de la unidad 5. Su mejor corte está en la carretera Frailes-Valdepeñas de Jaén, cerca del Cortijo del Hoyo; se le observa con mayor potencia al norte del Cortijo Carboneros. Su espesor oscila entre 5 y 30 m. Son calizas grises, (wackestones con filamentos y a veces packstones de crinoideos y oolitos). Como microfauna se ha encontrado *Eothirix alpina* (LOMB.) y *Globochaete alpina* (LOMB.). Su edad es difícil de conocer; la base de la unidad está dolomitizada y en puntos cercanos (Cornicabra) la dolomitización llega a afectar al Dogger, pero este límite dolomitizado, puede marcar también el Carxiense-Domeriense. A techo se sitúan unas calizas rosadas masivas (unidad 22) con microfósiles de Malm, aunque no se descarta que estos niveles de condensación empiecen en el Dogger. Por su posición estratigráfica se supone a esta unidad una edad Lías superior-Dogger, sin poder precisar más.

2.1.4.2. *Margocalizas y margas grises y amarillas* (9). *Domeriense-Bajociense inferior*

Esta unidad se observa bien cerca del Cortijo de Campobajo. Su espesor es de unos 100-150 m. Se sitúa sobre un *hard ground* del Carxiense-Domeriense (unidad 7). Su litología es una alternancia de margocalizas y margas grises y amarillas (wackestones de filamentos); a techo de la unidad pueden presentar aspecto noduloso y tonos rojizos. Como microfauna se encuentran *Lenticulina*, Nodosariidae, Textularidae, abundantes radiolarios y filamentos. Como macrofósiles SANZ DE GALDEANO (1973) cita *Hildoceras*, *Peronoceras*, *Bosytra*, *Haplopleuroceras* y *Hammatoceratidae*, así como ejemplares de Harpoceratidae y Otoitidae. La edad de esta unidad está comprendida entre el Domeriense y el Dogger (tránsito Aalenense-Bajociense, quizás Bajociense inferior).

Son sedimentos de plataforma de baja energía. Sobre ritmita se sitúan las calizas oolíticas de la unidad 16 y las calizas con filamentos, a techo oolíticas, de la unidad 17.

2.1.4.3. *Calizas grises y calizas margosas* (10). *Domeriense-Bajociense inferior*

Se encuentran en la Sierra del Ventisquero, sobre las calizas oolíticas y bioclásticas pliensbachianas (unidad 7). Tienen un espesor de 50-60 m. Son un conjunto de capas de orden métrico y decimétrico, de calizas y calizas margosas de color gris, que a techo pueden tener niveles rojizos. Como microfósiles presentan *Lenticulina*, *Glomospira*, *Textularidae*, *Nodosarridae* y abundantes radiolarios. Por su posición estratigráfica se supone a esta unidad una edad comprendida entre el Domeriense-Bajociense inferior. Son sedimentos depositados en un ambiente de plataforma de baja energía. Sobre esta unidad se sitúan los niveles de condensación de la unidad 18.

2.1.4.4. *Calizas con filamentos, peloídes y ooides* (16). *Calizas tableadas con oolitos* (17). *Bajociense-Bathoniense*

La unidad 16 se observa bien en la serie del Cortijo Campobajo, mientras que la unidad 17 (su equivalente lateral) se observa en la Cañada de la Azadilla y en el Castillo de Otiñar, al noroeste de la anterior unidad. El espesor de estas unidades oscila entre 150 y 300m. En la base de la unidad 16 abundan los bancos de calizas tableadas de tonos claros, grises y blancos, en capas decimétricas que en lámina delgada son wackestones de filamentos y pellets; a techo comienzas a intercalarse capas decimétricas a métricas de calizas oolíticas, también de tonos claros (*packstones* y *grainstones* de oolitos), adquiriendo color beige y aumentando su contenido en bioclastos. La unidad 17 está compuesta por calizas oolíticas en capas decimétricas a métricas y con texturas similares a las del techo de la unidad 16.

Como microfósiles se encuentran: *Eothrix alpina* (LOMB.), *Globochaete alpina* (LOMB.), *Ophthalmidium*, *Lenticulina*, *Ammobaculites*, *Trocholina* y *Cornuspira*. SANZ DE GALDEANO (1973) cita los géneros de ammonites *Otoites* y *Oppelia*. La edad de las unidades 16 y 17 está comprendida entre el Bajociense si bien en algunos puntos pueden comenzar a techo del Aaleniano y el Bathoniense.

MOLINA et al. (1984) realizan un estudio de estas facies y observan, desarrolladas en los términos oolíticos, estratificaciones cruzadas de gran ángulo, granoclásificación inversa y normal, y en las calizas de crinoides, frecuentes a techo de esta unidad, laminaciones cruzadas de tipo *herringbone*.

Estas calizas forman parte de secuencias *shallowing upward*, de tal modo que representan el depósito en un ambiente de plataforma somera, que se instala sobre las facies de calizas y margas de la unidad 9. La sedimentación comienza con calizas de filamentos y peloídes (unidad 16), que posteriormente desarrollan bancos de ooides (unidades 16 y 17). A continuación se establece en algunos sectores, un ambiente de llanuras de mareas, con depósito de facies bioclásticas (unidades 16 y 17) y desarrollo puntual de colonias de corales (RUIZ ORTIZ, MOLINA y VERA, 1985).

Estas unidades presentan a techo una interrupción sedimentaria, con *hard-grounds*, diques neptúnicos, huellas de emersión, etc., de edad Bathoniense superior, sobre la que se depositan las calizas nodulosas del Malm (unidad 22).

2.1.4.5. *Calizas nodulosas rojas y grises* (18). *Bajociense*

Esta unidad se localiza en la Sierra del Ventisquero y en la alineación Cornicabra-Cerro Altomiro. Estos materiales están presentes con características y edad similares, en series del Subbético Medio (Cortijo Casablanca).

Son calizas y margocalizas de tonos rojizos y rosados. Su espesor no llega a la decena de metros. En la serie del Cornicabra, la unidad se encuentra limitada en su base por las dolomías de la unidad 5. LINARES *et al.* (1979) citan en este corte, los siguientes géneros de ammonites: *Phylloceras*, *Calliphylloceras*, *Holcophylloceras*, *Nannolytoceras*, *Spiroceras*, *Oppelia*, *Cadomites*, *Leptosphinctes*, *Oecotraustes*, *Strigoceras* y *Orthogarantiana*. Esta fauna permite reconocer el Bajociense superior.

Son niveles depositados en un medio de plataforma, de baja energía, con influencia exclusivamente pelágica, sedimentación muy lenta y numerosas interrupciones. Por encima de estos materiales se sitúa la unidad 19.

2.1.4.6. *Calizas y margocalizas con sílex* (19). *Bathoniense*

Se sitúan estos materiales en las mismas áreas que la anterior unidad. También están presentes con edad y características similares en el Subbético Medio (Cortijo Casablanca). Su potencia es de 15-20 m. Son calizas y margocalizas grises (*mudstones* y *wackestones* de radiolarios y filamentos). El sílex está presente en la mayor parte de los niveles. En la serie del Cornicabra LINARES *et al.* (1979) citan los siguientes géneros de ammonites: *Phylloceras*, *Partschiceras*, *Calliphylloceras*, *Holcophylloceras*, *Lytopceras*, *Nannolytoceras*, *Strigoceras*, *Oxycerites*, *Lissoceras*, *Cadomites*, *Morphoceras*, *Polysphinctes*, *Procerites*, *Planisphinctes*, *Ptychophylloceras*, *Oecotraustes*, *Eohecticoceras*, *Ebrayiceras*, *Zigzagiceras*, *Procerites* y *Parkinsonia*. Esta fauna permite reconocer el Bathoniense inferior. Son sedimentos formados en un ambiente de plataforma, de baja energía. Por encima se sitúan los niveles de condensación de la unidad 22.

2.1.4.7. *Calizas nodulosas rojas y grises y calizas con sílex* (22). *Dogger-Malm*

Esta unidad culmina la sedimentación jurásica en todo el Subbético Externo. Cuando se sitúa sobre las unidades 16, 17 y 19 comienza con edad Bathoniense medio-superior, si bien la interrupción sedimentaria Bathoniense puede afectar la base de la unidad, comenzando la sedimentación en el Calloviense o incluso en el Kimmeridgiense.

En los puntos donde se sitúan estos niveles de condensación sobre la unidad 8, la edad de la base de la unidad 22 es bastante problemática. La particular litofacies (aspecto generalmente masivo) y los límites a veces graduales con la unidad inferior, no permiten saber con precisión si estos materiales comienzan su sedimentación en el Bathoniense. Es posible que los niveles de condensación en estos puntos sean más antiguos y quizás la base de la unidad 22 tenga en estos afloramientos edad Bajociense. Las condiciones de baja velocidad de sedimentación que existen en esos tiempos (sedimentación de la unidad 18), se mantienen en estas zonas

llegando hasta el Malm, sin interrupciones sedimentarias notables en el Bathoniense, y sin las intercalaciones de calizas con sílex y filamentos (unidad 19) de edad Bathoniense inferior, existentes en áreas cercanas.

La litofacies más común de la unidad es de calizas y margocalizas nodulosas de tonos rojizos, rosados y anaranjados, en capas de orden centimétrico a decimétrico. Cuando se sitúa sobre la unidad 8, la litofacies varía, adquiriendo aspecto masivo, a veces con capas de orden métrico, con zonas brechificadas irregulares que no siguen la estratificación. El espesor de la unidad varía entre 15 y 30 m.

En la serie de Cornicabra, LINARES *et al.* (1979) observan la siguiente fauna: *Calliphylloceras*, *Holcophylloceras*, *Ptychophylloceras*, *Oxycerites*, *Cadomites*, *Tulites*, *Bullatimorphites*, *Choffatia*, *Procerites*, *Phylloceras*, *Siemiradzkia*, *Choffatia*, *Macrocephalites*, *Pleurocephalites*, *Indosphinctes*, *Phlycticeras*, *Parachoffatia*, *Reineckeia*, *Sowerbyceras*, *Gregoryceras*, *Perisphinctes*, *Epieltooceras*, *Nebroditites*, *Aspidoceras*, *Hybonoticeras*, *Physodoceras*, *Burckhardticeras*, *Aulacosphinctes*, *Micracanthoceras*, *Corongoceras*, *Paralacosphinctes*, *Ptycophylloceras*, *Haploceras*, *Cyrtosiceras*, *Dalmasiceras* y en los niveles más altos los microfósiles *Berriasella*, *Praetintinnopsella*, *Tintinnopsella*, *Crassicolaria*, y *Calpionella*. Con estos datos, asignan a la unidad una edad comprendida entre el Bathoniense medio-superior y el Tithónico superior-Berriasiense.

Estos materiales se forman en un medio de plataforma somera, con influencia exclusivamente pelágica, sedimentación muy lenta y con numerosas interrupciones, lo que permite una bioturbación intensa y produce procesos diagenéticos de compactación y litificación diferencial, escape de fluidos y oxidación del hierro, lo que les confiere su aspecto característico (facies tipo "ammonítico rosso").

Sobre esta unidad se depositan las margocalizas y margas del Neocomiense (unidad 26).

2.1.5. Relaciones entre las unidades y series jurásicas del Subbético Externo y Medio en el ámbito de la Hoja

En la Hoja de Valdepeñas de Jaén existen extensos afloramiento jurásicos, destacando por su variedad de facies y espesores, las unidades depositadas posteriormente a la ruptura de la plataforma carbonatada liásica. Las relaciones entre estas diferentes unidades y series se han podido establecer en su mayor parte, al efectuar su estudio y cartografía a escala 1/50.000. En el mapa geológico y en la leyenda de la Hoja se ponen de manifiesto estas relaciones, que serían muy prolijas de relatar en este apartado. Por esta razón sólo se expondrán aquí las observaciones realizadas en algunas áreas de especial interés.

Dentro del Subbético Medio, las variaciones de potencia de unos puntos a otros dentro de la misma estructura son importantes. Destacan el reducido espesor de la ladera norte de la Sierra de Lucena-Alta Coloma y la poco potente serie del Cerro Boleta en comparación con las series del Cortijo Peseta, Cerro del Espino, etc. Conviene destacar que los cambios de facies y

potencias, no se realizan siempre en dirección NW-SE (dirección a grandes rasgos del cambio de características de los dominios subbéticos), sino que son muy frecuentes la variaciones en dirección NE-SW.

Al noroeste de la alineación Martina-Cerro Boleta se produce el tránsito entre el Subbético Medio y el Externo. La radiolarita (unidad 21) desaparece en esta dirección y dentro de la misma estructura se pasa a series poco potentes como la del Cortijo Tabernas y a las series más condensadas del Subbético Externo, como la del Cortijo de la Solana (al sur del Alto del Cornicabra).

Al noroeste del Sinclinal del Barranco del Monasterio (Cortijo Cazalla), se realiza el cambio entre el Subbético Medio (que cambia de características en el sector de Puerta Arenas, con respecto a las series de la Sierra de Lucena-Alta Coloma) y las series meridionales del Subbético Externo. Este cambio se traduce en la ritmita del Lías superior-Dogger (unidad 11 en el Cortijo Casablanca y unidad 9 en el Cortijo Campobajo) en una ligera disminución de potencia, y cerca del Cortijo Cazalla se realiza el cambio entre las calizas con sílex y filamentos (unidad 19), a las calizas con filamentos peloides y ooides (unidad 16) durante el Dogger (Bajociense-Bathoniense).

En la serie del Cortijo Campobajo, se observa la progradación de las barras oolíticas de la unidad 17, presente en las series septentrionales del Subbético Externo, sobre las calizas con filamentos y peloides (base de la unidad 17 y unidad 19) propias de las series meridionales del Subbético Externo y del Subbético Medio (Cortijo Cazalla y Cortijo Casablanca).

2.1.6. Cretácico

La incipiente homogeneización de la cuenca subbética iniciada durante el Tithónico, se ve consumada a principios del Cretácico, con un importante cambio paleogeográfico y sedimentario.

A principios del Cretácico inferior, se inicia una sedimentación pelágica (unidad 26), salvo zonas con inestabilidades locales (slumps y brechas), más frecuentes en la base del neocomiense (unidad 25). Durante el Barremiense-Albiense parece tener lugar diferentes reajustes y extrusiones de materiales triásicos, que da lugar a la presencia de niveles turbidíticos y olistostrómicos bien desarrollados en determinadas áreas. Se forman pequeñas cuencas o cubetas aisladas entre sí, con ambiente anóxico donde se depositan unidades como la 27 y 28. Sobre estos niveles se deposita, otra vez en condiciones pelágicas, la unidad 29 (Fm. Quipar-Jorquera).

En el Cretácico superior, la tasa de sedimentación, la uniformidad de depósito y las facies pelágicas adquieren su máximo desarrollo (unidad 30). En otras áreas estas condiciones persisten hasta el Eoceno, donde comienza una sedimentación de carácter turbidítico. Dentro de la Hoja no se han encontrado en la unidad 30 términos paleocenos, habiéndose datado únicamente hasta el Maastrichtiense.

2.1.6.1. Brechas sinesedimentarias poligénicas, margocalizas y margas (25). Neocomiense

Aparecen sobre el Jurásico entre las Sierras de Montillana y Lucena-Alta Coloma, en el flanco sureste del sinclinal del Campillo de Arenas y en el flanco noroeste de este sinclinal, en el sector de Puerta Arenas. Su potencia varía desde unos metros hasta un máximo de 200-250 m.

La base de la unidad es erosiva y se dispone sobre varias unidades del Jurásico del Subbético Medio (unidades 15, 20, 21 y 24). Su mejor corte se localiza en el Puerto del Carretero, por el antiguo trazado de la C.N. 323. El tramo inferior de la serie está constituido por un conjunto de brechas y margocalizas slumpedizadas entre las que se intercalan algunos niveles de margocalizas y margas aparentemente bien estratificadas.

Los niveles de brechas presentan un espesor que oscila entre algunos decímetros y 30-40 m. Los clastos son de tamaño canto (de 3-10 cm de diámetro) y relativamente homométricos, pero es frecuente encontrar tamaños mayores (de orden métrico e incluso decamétrico, como puede observarse al sur del Ventorrillo en el km 371 de la C.N. 323). Por lo que se refiere a la litología de los clastos, están constituidos fundamentalmente por margocalizas de afinidad Neocomiense aunque en los niveles basales de brechas se encuentran también numerosos clastos de radiolarita, silex negro e incluso en algunos puntos, de material volcánico.

Los niveles de brechas son normalmente *clast supported*, aunque los cantos se encuentran siempre envueltos por una matriz margo-arcillosa que refleja un mecanismo de transporte de tipo *debris flow* muy denso. Es frecuente encontrar cantos blandos de marga, de morfologías alargadas y varios decímetros de diámetro máximo.

Por lo que respecta al tipo de contacto de los niveles de brechas con las otras facies (margocalizas y margas), el inferior es siempre neto, pudiendo presentar tanto una superficie plana como muy irregular, mostrando así un carácter marcadamente erosivo. El contacto superior es también neto y plano a escala del afloramiento, e incluso abombado, reflejando en este último caso el carácter extraordinariamente denso y viscoso del sedimento. Los niveles de margas y margocalizas slumpedizados son de espesor métrico y presentan la misma litología que los de margas y margocalizas bien estratificadas, por lo que parecen corresponder a la resedimentación de material pelágico de la propia cuenca. Los niveles de brechas, en cambio, por su litología parecen corresponder a la resedimentación del Jurásico.

El tramo superior de la unidad, está constituido por una alternancia de margas y margocalizas con niveles de *slumping* y cicatrices de *slumps*.

Por lo que respecta al medio de sedimentación, el tramo inferior dominado casi exclusivamente por depósitos de *slumping* y *debris flow* refleja sin duda un ambiente de pie de talud submarino, relacionado muy probablemente con un escape de falla que actúa sinesedimentariamente. El tramo superior de la serie, en el que domina la sedimentación pelágica junto con depósitos de *slumping*, señala un ambiente de talud submarino.

Los niveles más altos que erosionan la base de esta son de edad Berriasiense-Valanginiense, por lo que la edad de la unidad debe ser Valanginiense. En los términos margocalizos

intercalados entre las brechas se ha encontrado *Nannoconus*, *Camellaptychus angulicostatus* (PICTET y LORIOL) y *Duvalia*.

La unidad 26 de margocalizas y margas similares a las intercalaciones pelágicas de los niveles de brechas se sitúa por encima y lateralmente a esta unidad. En algunos puntos parecen existir algunos metros de unidad 26, a techo del Tithónico-Berriasiense, y por debajo de la base erosiva de la unidad 25. Dentro de la unidad 26 aparecen niveles de brechas y *slumps*, no tan potentes como en esta unidad y más abundantes en la base del Neocomiense; su escasa potencia y ligera dispersión en el conjunto de la unidad 26 no permiten diferenciar cartográficamente estos niveles de brechas a la escala de trabajo de la Hoja.

2.1.6.2. *Calizas, margocalizas y margas blancas y grises* (26). *Berriasiense-Barremiense*

Es una unidad que aflora extensamente dentro de la Hoja, con características bastante uniformes; en términos generales, es algo más margosa en el Sinclinal de Campillo de Arenas, donde predomina el color blanco mientras que hacia el oeste-noroeste (Sierra del Trigo, Ventisquero) se hace más calcárea con color predominante gris o gris verdoso.

Como se cita en el epígrafe anterior, existen en la unidad niveles de brechas y slumps, más frecuentes en la base de la unidad. En el río los Villarejos, al oeste de Noalejo, la unidad presenta intercalaciones decimétricas de carácter detrítico, en las que se observan *ripples* de corriente; estos niveles, más abundantes en la base de la unidad, pueden estar relacionados con la sedimentación detrítica de la unidad 25 en sectores próximos situados al este (Puerto del Carretero).

La unidad 26, junto a la 25, recibe el nombre de formación Carretero, estando definida en el área del sinclinal de Campillo de Arenas. Estos materiales se encuentran ampliamente distribuidos por toda la Zona Subbética, si bien existen variaciones laterales tanto de facies como de espesores. Equivale en el tiempo y a veces en litofacies, a la formación "Peñón" (COMAS et al., 1978) y a la formación "Los Villares" de las Unidades Intermedias.

A nivel regional las variaciones de espesores son considerables; los mayores corresponden a los sectores septentrionales (Formación "Los Villares") mientras que en los meridionales son bastantes reducidos o no existe depósito, como ocurre en la Hoja de Moreda, donde unidades más jóvenes llegan a apoyarse directamente sobre el Jurásico (COMAS et al., 1978). Dentro de la Hoja, no se observa normalmente el techo de la unidad; esta circunstancia junto al hecho de que estos materiales suelen estar muy replegados, dificultan el cálculo de la potencia aproximada de estos materiales. En la ladera norte de La Martina, el espesor es de unos 200 m, mientras que en otras zonas la unidad 26 puede tener una potencia mínima de unos 300 m.

Todo el conjunto está compuesto fundamentalmente por una monótona alternancia de calizas margosas y margas de color gris claro, gris verdoso y blanco, organizadas en capas planoparalelas de espesor decimétrico. El contacto entre las capas de caliza y las de marga se efectúa de forma gradual, aunque rápida, mostrando en ocasiones secuencias negativas con un claro aumento de la proporción de carbonato hacia techo. Ambos tipos de capas, las margas y margocalizas, presentan

una fina laminación paralela, reflejo de una sedimentación de carácter pelágico. En los términos inferiores de la unidad suelen intercalarse niveles de brechas calcáreas, englobadas en una matriz margo-arcillosa, que corresponden a depósitos de *debris flow*; más frecuentes en la base de la unidad, pero presentes en toda ella se intercalan algunos niveles de *slumping* y cicatrices de *slump*.

El medio sedimentario es de carácter pelágico e incluso hemipelágico, en un ambiente de plataforma exterior y de talud submarino. Los niveles de brechas indican flujos gravitatorios de alta densidad, que junto a los niveles de *slumps*, indican la existencia de taludes submarinos locales, relacionados con movimientos de fallas sinsedimentarias no muy importantes. Dentro de la unidad es frecuente encontrar ammonites piritizados y margas oscuras y verdosas, sobre todo a techo, lo que indica condiciones anóxicas de depósito en algunas áreas.

Como macrofauna se cita en la unidad: *Olcastaphanus*, *Neocomites*, *Phyllopachyceras*, *Phylloceras*, *Protetragonites*, *Bochianites*, *Lytoceras* y *Crioceratites*.

Entre la microfauna se encuentran en los términos basales: *Tintinopsella carpathica* (MURG y FIL), *Tintinopsella longa* (COLOM), *Calpionella undeloides* (COLOM), además de *Calpionellites neocomiensis*, *Lilianella* y *Nannoconus*.

La edad de estos depósitos fluctúa desde el Berriasiense-Valanginiense hasta el Hauteriviense, llegando posiblemente hasta la base del Barremiense.

No se suele observar el techo de esta unidad, excepto en el Sinclinal de Campillo de Arenas, donde se sitúa la unidad 27 y en los afloramientos situados entre el Cortijo Carbonero y el Cortijo de la Hoya, donde se sitúa la unidad 28.

2.1.6.3. Margas, lutitas y limolitas de tonos oscuros con delgados niveles de areniscas (27). Margas y lutitas con abundante materia orgánica, con niveles de brechas sinsedimentarias y calcarenitas (28). Barremiense-Albiense

Son depósitos poco potentes que se sitúan a techo de la unidad 26. Estas unidades corresponden a depósitos de cuencas (cubetas) aisladas unas de otras, desarrolladas a partir del Barremiense, al comenzar una fase tectónica, que origina depósitos con características turbidíticas e incluso olistostómicas, en algunas áreas tanto de la Zona Subbética como de las Unidades Intermedias ("Areniscas del Cerrajón").

La unidad 28 se encuentra en el núcleo del Sinclinal de Campillo de Arenas; aflora en malas condiciones, pero se le observa bien en un recodo del camino entre Campillo de Arenas y el Cortijo Casablanca. Su espesor es difícil de calcular en estos pequeños afloramientos donde sólo aparecen unos pocos metros de la unidad.

Está compuesta por margas, lutitas y limolitas de color verde y marrón verdoso oscuro, con niveles centimétricos de arenisca de grano fino y medio de color beige. OLORIZ (1973)

encontró en los niveles pelíticos y margosos, los siguientes microfósiles: *Planomalina* sp., gr. *aspidostroba* (LOEB y TAPP), *Planomalina* sp. gr. *P. buxtorfi* (GANDOLFI), *Praeglobotruncana rohri* (BOLLI), *Hedbergella planispira* (TAPP), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), etc. En muestras tomadas durante este estudio ha aparecido: *Hedbergella* c.f. *Infracretacea* (GLAESNER). Con estos datos la edad de la unidad puede estar comprendida entre el Barremiense-Aptiense y el Albiense, si bien y a nivel regional estos materiales lleguen hasta el Cenomanien- se.

La unidad 27 aflora en torno al Cortijo Carboneros, donde puede realizarse un buen corte, al este del Cerro Altomirano. Esta afloramiento continúa hacia el suroeste, hacia el Cortijo de la Solana, donde se pierde y vuelve a aparecer cerca del borde oriental de la Hoja, en los Llanos de Angel, hasta el Cortijo de la Hoya, en la vertiente norte de la Martina.

En los Cortijos Carboneros, la serie está formada por un conjunto de margas y lutitas de color gris azulado, y verde oscuro, con abundante materia orgánica y fractura astilosa, entre el se intercalan numerosos niveles irregulares de brechas y calcarenitas. Los niveles de brechas presentan una continuidad lateral de varias decenas de metros. Tienen base neta e irregular y el techo pasa de forma rápida, aunque gradual a los niveles de calcarenita. Las brechas son de pequeño tamaño, y se encuentran envueltas por una matriz margo-arcillosa, aunque presentan una textura de tipo *clast supported*. Acostumbran a presentar cantos blandos de morfologías alargadas y algunos decímetros de diámetro máximo.

Representan estos depósitos *debris flow* muy densos, aunque relativamente menos viscosos que los que existen en el neocomiense del Puerto del Carretero (unidad 25). Los niveles de calcarenita se encuentran a techo de los *debris flow* o bien aislados, entre las margas y margocalizas intercaladas en la serie. Como estructura interna presentan laminación paralela y *ripples* de corriente. Representan la nube turbidítica asociada a la hidratación de la parte superior del *debris flow*.

Todo el conjunto representa depósitos de flujos gravitatorios asociados a un ambiente sedimentario de talud submarino, relacionado muy probablemente con la actuación de una falla sinsedimentaria.

Dentro de esta unidad se ha encontrado entre otras: *Favosella washitensis* (CARSEY), *Hedbergella* y *Ticinella* junto a espículas y radiolarios. Esta fauna y las características de la unidad hacen pensar en una edad Barremiense-Albiense. El techo de la unidad 26, bajo estos materiales ha sido datado como Hauteriviense-Barremiense. El espesor total es de unos 100 m. Al suroeste de la Hoja, cerca del Cortijo de la Hoya, al norte de la Martina, la unidad 29 se superpone a estos niveles.

2.1.6.4. **Margocalizas y margas grises** (29). **Albiense-Cenomaniense?**

En el afloramiento situado al suroeste de la Hoja, citado al final del epígrafe anterior, se encuentran en contacto normal sobre la unidad 28, unos 40 m de margocalizas alternando en capas de orden decimétrico con margas de color gris. La textura de las margocalizas es

biomícrica, con matriz de nannoconus *Dentalina* y *Spirillina*, espículas y radiolarios. SANZ DE GALDEANO (1973) cita en este afloramiento restos de ammonites, alguno de ellos de formas evolucionadas. Con los datos escasos de facies y paleontológicos y dada su posición estratigráfica puede asignarse una edad Albienense y quizás Cenomanienense para la unidad. Las características de estos materiales son similares a los descritos en otras zonas para la formación Quipar-Jorquera.

2.1.6.5. *Margocalizas y margas blancas y rosadas* (30). *Cretácico superior*

Esta unidad aparece en la Hoja en tres pequeños afloramientos situados al noroeste del Alto de la Cornicabra (cerca de la carretera Castillo de Locubín-Valdepeñas de Jaén), en el borde sur (al sureste de los Cortijos los Rosales) y en el centro de la Hoja (al norte del Cortijo de los Prados). En los tres casos la relación de estos materiales con los anteriores infrayacentes cretácicos es mecánica.

Los tres afloramientos están limitados por el Trías, que constituye el nivel de despegue regional y la "zapata" a favor de la cual se instalan los manto subbéticos, por lo que la posición de los afloramientos hace pensar que están involucrados dentro de esta zapata, encontrándose despegada esta unidad de sus infrayacentes subbéticos. El nivel de despegue de estos materiales podrán ser los niveles margo-lutíticos con abundante materia orgánica depositados en muchas zonas durante el Albienese-Cenomanienense que se encuentran inmediatamente por debajo de estos depósitos.

Esta unidad constituye la serie suprayacente del Cretácico en la Zona Subbética y es conocido regionalmente con el nombre de Fm "capas rojas", aunque en ocasiones ha sido denominada con nombres locales (Fm "Alamedilla", COMAS et al., 1978).

Se trata de una unidad litoestratigráfica muy homogénea y característica del ámbito bético. Constituye con frecuencia extensos afloramientos pero su naturaleza litológica no ofrece buenos cortes, existiendo únicamente series parciales y de pocos metros que sólo permiten llevar a cabo observaciones de carácter puntual.

Se trata de una monótona alternancia de calizas margosas, margocalizas y margas de colores rojos y blancos en capas decimétricas que confieren unos tonos rosáceos. Las calizas (micritas y biomicritas) están organizadas en cuerpos planoparalelos de 5 a 20 cm de espesor, observándose una fina laminación paralela relacionada probablemente con procesos de decantación. El espesor es muy variable, superando en algunas zonas los 200 m.

En ocasiones se observan intercaladas capas turbidíticas mostrando los intervalos b y c de las secuencias de Bouma. Cuando así ocurre, los niveles detríticos suelen ser muy bioclasticos y ricos en glauconita evidenciando, no sólo el carácter marino de estas facies, sino además el ambiente energético y la tasa de sedimentación del medio en que se han depositado.

Desde el punto de vista sedimentario, el medio de depósito en general parece corresponder a facies de plataforma externa (*off-shore distal*); sin embargo su interpretación en el contexto

regional resulta problemática tanto en lo referente a batimetría como en la ubicación de los diferentes tipos de facies dentro del ambiente deposicional que se propone.

Desde el punto de vista faunístico las "capas rojas" están formadas por abundantes restos orgánicos, tanto foraminíferos planctónicos como nanoplanton, que en ocasiones llegan a constituir "barros de globigerinidos".

Dentro de la Hoja, se han encontrado los siguientes microfósiles: *Globotruncana aff. concava* (BROTZ), *G. aff. sigali* (REICHEL), *G. aff. coronata* (BOLLI), *G. aff. stuarti* (LAPP.), *G. aff. gansseri* (BOLLI), *G. aff. contusa* (CUSHM.), *G. aff. Arca* (CUSHM.), *Racfemigumbellina fructicosa* (EGGER), *Pithonella sphaerica* (KAUFM.), *Favusella washitensis* (CARSEY), *Bulimina aff. limbata* (CUSHM.), *Rugoglobigerina*, *Praeglobotruncana*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Rotapilora*, *Heterohelix*, *Pseudovalvularia* y ostrácodos.

En la región, la edad de la formación oscila desde el Coniaciense hasta el Eoceno inferior. no se observa un cambio brusco en el tránsito al Terciario, encontrando los tramos más altos de la serie con una edad Eoceno inferior, pero existiendo a veces intercalados niveles turbidíticos en la parte alta de la serie, que pueden indicar ya dicho cambio. Con los datos micropaleontológicos encontrados en la Hoja de Valdepeñas de Jaén parece que sólo se haya representado en la unidad el Cretácico Superior, entre el Coniaciense y Maastrichtiense.

2.1.7. **Terciario**

Los materiales paleógenos preorogénicos, depositados en continuidad con las series cretácicas subbéticas, no afloran en la Hoja. Al sur, en las Hojas de Alcalá la Real (990) e Iznalloz (991) sí existe una buena representación de estos materiales terciarios. Como se ha comentando en el anterior epígrafe, los sedimentos con características pelágicas ("capas rojas") que comienzan su sedimentación en el Cretácico superior se siguen depositando sin cambios hasta el Eoceno. Sin embargo, en algunas áreas situadas al sur de la Hoja, a partir del Paleoceno, comienzan a generalizarse los procesos turbidíticos que llegan a alcanzar gran desarrollo durante el resto del Eoceno y el Oligoceno, como consecuencia del avance las Zonas Internas sobre las Externas.

A finales del Oligoceno, tiene lugar una fase paroxismal, que pone fin a este ciclo sedimentario, debido a la colisión de las placas europea y africana, motivando un cambio drástico en la paleogeografía regional y en las condiciones de sedimentación.

En la Hoja afloran materiales tectosedimentarios de posible edad Oligoceno superior-Aquitaniense inferior relacionados con el emplazamiento de mantos subbéticos. Se han agrupado estos depósitos dentro de la unidad 31 con olistolitos del Triásico (unidades 1, 2 y 4), Jurásico (unidad 5), Cretácico (unidad 26) y Oligoceno (unidad 32).

2.1.7.1. *Megabrecha de color rojo, con clastos de yeso, dolomía, ofita, etc., y matriz arcillosa* (31). *Biocalcarenita (olistolito) (Oligoceno)* (32). *Oligoceno superior-Aquitaniense*

La unidad 31 se encuentra situada al noreste de la Hoja. Estos materiales han sido considerados clásicamente como triásicos, agrupados en una unidad alóctona compuesta principalmente por materiales de esta edad, en facies germano-andaluza, recibiendo el nombre de Manto de Cambil (FONTBOTE, 1964). Con características similares, se ha distinguido el Manto de Antequera situado al sureste, lejos del ámbito de la Hoja. Otros autores consideran estos materiales como el Trías basal del Subbético Medio, que enraizaría con la serie jurásica en la zona de Puerta Arenas (GARCIA DUEÑAS, 1967).

El estudio de la zona ha mostrado la existencia de un Trías muy deformado y materiales de afinidad triásica, de aspecto anómalo que engloban fragmentos jurásicos, cretácicos y terciarios, que constituyen la unidad 31.

La traza cartográfica del contacto de la unidad 31 con los materiales que la limitan, sus características litológicas y sus relaciones con los sedimentos terciarios, que se sitúan discordantemente sobre la unidad, son argumentos que, para los autores de este trabajo, indican que estos materiales podrían constituir un complejo tectosedimentario producido por la resedimentación de materiales fundamentalmente triásicos si bien también engloban olistolitos de otras unidades subbéticas. Este depósito se realizaría en condiciones submarinas. Por otra parte, la salida de estos materiales de gran plasticidad se debe de realizar a favor de los frentes de cabalgamientos y/o rampas laterales de las unidades alóctonas subbéticas.

Los mejores cortes de esta unidad se localizan en las carreteras que enlazan Carchel, Carchelejo y Arbuniel con la C.N. 323, en la carretera de Arbuniel a Cambil y en las cercanías de esta última población, situada ya al suroeste de la Hoja de Jaén (947).

En la cartografía, se observa como los límites de los materiales de aspecto triásico del noreste de la Hoja no guardan ninguna relación con las estructuras jurásicas y cretácicas que la rodean y que parecen continuarse por debajo de estos materiales. Esta relación con el infrayacente puede considerarse como emplazamiento por causas tectónicas (Manto de Cambil) o sedimentarias (complejo tectosedimentario). Excepto en el sector de Puerta Arenas, no parecen situarse estos materiales como base de una unidad alóctona subbética. El espesor visible de esta unidad parece ser de 100-200 m.

Litológicamente esta unidad presenta forma de megabrecha que presente clastos de orden métrico, decamétrico, hectométrico e incluso kilométrico. Los olistolitos son megabloques de dolomías tableadas negras (unidad 2), ofitas (unidad 4), dolomías masivas (unidad 5), calizas, margocalizas y margas blancas y grises (unidad 26), biocalcarenitas oligocenas (unidad 32) y bloques de yeso y arenisca de la unidad 1.

Existe la posibilidad de que dentro de la unidad aparezca Triásico sin resedimentar, pero que estaría deformado, por lo que su aspecto en detalle será caótico, y por tanto sería muy difícil

separarlo cartográficamente del resedimentado. La matriz de estos megabloques está compuesta por brechas de tamaño bloque y canto y microbrechas. Su litología parece ser de origen triásico totalmente (yeso, dolomías negras, ofita, areniscas, limolitas). Su textura parece ser *mud-supported*, si bien en algunos puntos se observan *clast supported*. En ocasiones se aprecian indicios de estratificación, así como cantos blandos, a veces de orden métrico. El color predominante en la unidad también es el rojo, aunque en detalle cada clasto presente un color diferente; la matriz, al ser de este color, da sensación de uniformidad a escala de afloramiento.

No se ha encontrado en la Hoja ningún material de carácter margoso o lutítico, que pudiera significar la sedimentación autóctona de la cuenca donde se depositan las megabrechas. En Cambil, durante la realización de la Hoja de Torres (948) simultáneamente con la presente, sí se han encontrado a techo de unos niveles de megabrechas, margas de color blanco y ocre que se interdentalan con la unidad detrítica, culminando con niveles de biocalcarenitas. Los niveles de margas han proporcionado una edad Burdigaliense inferior.

Dentro de la Hoja, destaca la existencia de un olistolito de orden hectométrico de biocalcarenta, que ha suministrado los siguientes microfósiles: *Amphistegina lessoni* (D'ORBIGNY), *Miogypsina* sp., *Miogipsinoides* sp., *Rotalia*, *Cibicides*, *Lepydocyclina*, *Cithotamnium* sp., además de Rotaliformes, Globigerinidos, etc. La edad de este megabloque es Oligoceno. Esta datación indica la edad mínima del complejo tectosedimentario. Sobre esta unidad se disponen depósitos neógenos datados como Burdigaliense superior-Langhiense, que la fosilizan claramente, así como su contacto con los materiales jurásicos y cretácicos que la rodean.

Por último en la Hoja de Iznalloz (991), se ha datado como Oligoceno-Aquitaniense un complejo tectosedimentario relacionado con el emplazamiento de la Unidad Parapanda-Moclin. Estos datos y dentro de un contexto regional inclinan a pensar una edad Oligoceno-Aquitaniense para los depósitos del complejo tectosedimentario aflorante al noreste de la Hoja (unidad 31) y a los que se ha hecho referencia.

La relevancia que la existencia de este complejo tectosedimentario podría tener a nivel regional e incluso dentro de la Cordillera, obliga a dar un carácter provisional a esta interpretación, a falta de ulteriores estudios.

Cerca de Carchel afloran los términos de la unidad 31 con más claro aspecto de estar removilizados sedimentariamente. Aquí se observan clastos de pequeña y media escala, nunca megabrechas. Estos materiales podrían estar relacionados con alteraciones del substrato triásico, previas a la sedimentación de unidades terciarias, que afloran próximos al oeste (Barranco de Parrilla) y al sur (Cerro de los Pastores) de edad Burdigaliense-Langhiense.

2.2. UNIDADES INTERMEDIAS

Se incluye en este apartado una unidad paleogeográfica situada entre las Zonas Prebética y Subbética definida por RUIZ ORTIZ (1979). Este dominio corresponde a un área fuertemente subsidente, con gran acumulación de sedimentos. Las Unidades intermedias están representadas

al noroeste de la Hoja por términos cretácicos de la Unidad Jabalcuz-San Cristóbal (SANZ DE GALDEANO, 1973), que también afloran en la ventana tectónica de Valdepeñas de Jaén. El Jurásico de esta Unidad, que aflora al norte, en la Hoja de Jaén (947) es parecido al del Subbético Externo, excepto en el Malm, durante el cual se depositan radiolaritas y turbiditas calcáreas.

El Neocomiense, que tampoco aflora en la Hoja, presenta facies pelágicas representadas por una potente serie margosa (Formación "Margas de los Villares"); en el Barremiense comienza la sedimentación de una potente unidad detrítica ("Areniscas del Alto del Cerrajón", unidad 33) que llega hasta la base del Cretácico superior, momento en el que empieza el depósito de margas y margocalizas (Formación Quipar-Jorquera, unidad 34). Los términos más altos de esta última unidad presentan intercalados en sus facies pelágicas olistolitos triásicos (unidad 1).

2.2.1. Cretácico

2.2.1.1. *Cuarzoarenita, a veces bioclástica, limolita y lutita de color beige* (33). *Barremiense-Cenomaniense*

Esta unidad aflora en la carretera Los Villares-Valdepeñas de Jaén, en la vertiente norte del Puerto Viejo de Valdepeñas o Alto del Cerrajón.

La unidad está compuesta por capas de arenisca de grano fino, medio y grueso intercaladas entre limolitas, lutitas y margas. El color predominante es el beige. En las intercalaciones finas, a veces los tonos son oscuros debido a la intercalación de materia orgánica; en los niveles arenosos se observan restos vegetales. También se observan capas bioclásticas con orbitolíndos.

La potencia de la formación "Areniscas del Cerrajón" es de unos 1.300 m, de los que en la Hoja afloran aproximadamente los 800-1.000 metros superiores.

La base de la unidad (que aflora cerca del borde norte de la Hoja, pero fuera de ella), se intercala sobre una potente serie margocaliza ("margas y margocalizas de Los Villares") depositada en un ambiente sedimentario de tipo pelágico. De forma aparentemente gradual, aunque muy rápida, se intercalan numerosos y potentes niveles de *slumping*, así como importantes paquetes de turbiditas finas (TBT). Estas presentan un espesor de pocos centímetros y como estructura interna, laminación paralela y *ripples* (Facies D. DE MUTTI y RICCI LUCCHI). Son muy frecuentes las discordancias intraformacionales. Representan depósitos de corrientes de turbidez bastante diluidas, depositadas en un ambiente de talud-pie de talud submarino, relacionadas probablemente con un sistema deltaico.

En la parte superior de la unidad, se intercalan niveles de turbiditas gruesas (de orden métrico), con frecuentes superficies de erosión y amalgamaciones. Como estructura interna presentan laminación paralela y *ripples*, siendo relativamente frecuente la deformación hidroplástica de las láminas. Corresponden a las facies B₁, C₁ y C₂ de MUTTI y RICCI LUCCHI. La materia orgánica es relativamente más importante que en la base de la serie.

Comparando estos niveles superiores con los modelos turbidíticos más aceptados en la actualidad, corresponden a turbiditas de tipo 2 (*sensu* MUTTI, 1985) y representan el relleno de canales turbidíticos deposicionales. En estas capas se ha medido un sentido de las paleocorrientes (*flutes*) dominante hacia el W-NW; este sentido de aporte es problemático con respecto a la reconstrucción paleogeográfica establecida en el área. las zonas continentales, de donde provienen los aportes detriticos deltaicos y la materia orgánica (los restos vegetales son frecuentes en la unidad), están situadas al norte, en la Submeseta sur. Esta contradicción entre los datos de campo y la paleogeografía comúnmente admitida puede ser debida a causas tectónicas. La Unidad de Jabalcuz-San Cristóbal ha debido rotar en los procesos de emplazamiento de unidades alóctonas producidos en la orogenia alpina que afecta a la región. Por esta razón, las paleocorrientes indican un sentido de aporte girado 180° con respecto al que debieron tener originalmente.

En esta unidad se encuentra la siguiente microfauna: *Orbitolina gr. texana* (ROEMER), *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Agardhiellopsis cretacea* (LEMOINE), *Everticyclamina greigi* (HENSON), *Boveina*, *Neomeris*, *Quinqueloculina*, etc.

También se han encontrado los siguientes icnofósiles: *Chondrites* y *Phycosiphon*, traza orgánica típica de depósitos turbidíticos, y que indican la existencia de una importante lámina de agua (J.C. GARCIA RAMOS, comunicación personal).

Según este contenido micropaleontológico, la edad de la Formación "Areniscas del Alto del Cerrajón", dentro de la Hoja (unidad 33), está comprendida entre el Barremiense y el Albiense-Cenomaniense inferior.

2.2.1.2. **Margocalizas y margas blancas** (34). **Cretácico superior**

Esta unidad aparece en contacto normal sobre la unidad 33, en la parte alta del Puerto Viejo de Valdepeñas-Alto del Cerrajón y en la Ventana de Valdepeñas.

Está compuesta por margas y margocalizas blancas (color gris-azulado en corte fresco), con frecuentes nódulos piritosos. Cerca del km 26 de la carretera entre Los Villares y Valdepeñas de Jaén y el norte del Cortijo Ranera, en la Ventana de Valdepeñas, aparecen intercaladas en estos materiales carbonatados, masas de yeso y arcillas versicolores (unidad 1), con un contacto neto, que no parecen aflorar en estos puntos por razones tectónicas. En este trabajo se interpretan como olistolitos procedentes de salidas a la cuenca de materiales triásicos a favor de una fase tectónica que comienza su actividad en el Barremiense, adquiere máxima intensidad en el Albiense, y finaliza en el Cenomaniense.

En la unidad, se encuentra el siguiente contenido micropaleontológico: *Pitonella sphaerica* (KAUFM.), *Pitonella ovalis* (KAUFM.), *Hedbergella*, *Rotalipora*, *Marssonella*, etc. SANZ DE GALDEANO (1973) cita la presencia en la unidad de *Hamites* y algunos fragmentos de *Anisoceratidae*. BUSNARDO (1960) enumera la siguiente microfauna *Pervinqueria gr. pricei* (SPATH), *Paraturrillites bergeri* (BRONGN.), *Ostlingoceras puzosianum* (D'ORBIGNY) y *Pseudoaspidoceras gr. armatus*.

Dentro de la Hoja, la edad de la unidad parece ser Cenomaniense y quizás, Turoniense. En otras áreas, la Formación Quipar-Jorquera, en la que está incluida esta unidad, tiene edades comprendidas entre el Cenomaniense y el Eoceno. Se trata de un cambio lateral de facies de la Formación "Capas Rojas" hacia las partes más próximas al continente, donde pierde su color rosado y pasa a ser blanca. Su origen está asociado a un medio marino pelágico.

Con esta unidad termina la sedimentación en las Unidades Intermedias dentro de la Hoja. En áreas cercanas, sobre el Cretácico de este dominio se depositan unidades paleógenas.

2.3. NEOGENO Y CUATERNARIO

Se agrupan en este apartado todas aquellas unidades depositadas desde el momento en que da comienzo la estructuración definitiva de las Cordilleras Béticas y concretamente del sector central. Es a partir del Mioceno inferior, cuando este hecho tiene lugar, si bien y de forma más concreta los movimientos precursores o primer intento de estructuración empieza a finales del Oligoceno superior u Oligoceno terminal.

Es de destacar el carácter marino de las series miocenas frente al continental de los sedimentos plio-cuaternarios, estableciéndose dicho cambio a finales del Mioceno en el Turoliense superior.

De acuerdo con RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) los depósitos neógenos que ocupan el sector Central de las Béticas pueden ser agrupados en una serie de unidades estratigráficas delimitadas por discontinuidades mayores que se ponen de manifiesto a nivel regional, si bien puede ocurrir que a nivel local o puntual resulten difíciles establecer. A grandes rasgos y según dicho autor estas unidades coinciden con las Unidades o Secuencias deposicionales de MITCHUM *et al.* (1977) y las Unidades Tectosedimentarias (UTS)" de GARRIDO MEGIAS (1981 y 1983).

En las hojas situadas al sur de Valdepeñas (Iznalloz y Alcalá la Real), las unidades neógenas están bien representadas y se han agrupado en base a estos criterios. Esta Hoja posee una escasa presencia de afloramientos neógenos y se han empleado también estas unidades, que han demostrado ser un método útil para abordar la problemática neógena de la región.

Conviene reseñar que el carácter azoico y continental de las series superiores, conlleva una ligera dispersión, en cuanto a edad se refiere, si bien la correlación e identificación, con las secuencias deposicionales establecidas, permiten un encuadre estratigráfico más exacto.

En la Hoja de Valdepeñas de Jaén los materiales neógenos se concentran fundamentalmente en su mitad oriental.

Los ciclos neógenos que se encuentran en la Hoja son: Burdigaliense superior-Langhiense inferior (unidades 35 y 36), Serravalliente superior-Tortoniense inferior (unidades 37 y 38), Turoliense superior-Plioceno inferior (unidad 39) y Plio-Cuaternario (unidades 40 y 41).

La sedimentación en la Hoja concluye con el depósito de los materiales cuaternarios durante el Pleistoceno (unidades 42, 43 y 44) y Holoceno (unidades 45, 46, 47, 48, 49 y 50).

2.3.1. **Burdigaliense superior-Langhiense inferior**

Los materiales de este ciclo presentan un carácter claramente expansivo en la Zona Subbética, presentando una gran diversidad de facies: depósitos de carácter brechoide (ligados a relieves próximos), de tipo deltaico (relacionados con aparatos fluviales), depósitos someros de plataforma carbonatada (biocalcarenitas y margas), calizas de algas y arrecifales. También son frecuentes depósitos de carácter litoral, ligados a líneas de costa muy próxima (margas arenosas, barras, etc.) que a veces llegan a incluir brechas y conglomerados.

Dentro de la Hoja, los depósitos correspondientes a este ciclo neógeno se concentran al este de Carchel y Carchelejo, en el Cerro de los Pastores y al noreste de Puerta Arenas. Otros pequeños afloramientos se localizan cerca de la Cañada de la Azadilla, en el Cortijo de las Pilas y en el Cortijo Palomares, puntos situados al norte de la Hoja.

Este ciclo neógeno equivale a la UTS Ne-2 de GARRIDO MEGIAS et al. (1983). En este apartado se han diferenciado las unidades 35 y 36.

2.3.1.1. **Brechas y conglomerados, con intercalaciones de margas blancas** (35). **Burdigaliense superior-Langhiense inferior**

Se localizan en un pequeño afloramiento adosado a la ladera meridional del Cerro Castillejo, en el norte de la Hoja. Su litología consiste en niveles métricos de brechas y conglomerados con clastos fundamentalmente de origen jurásico. Aparecen intercaladas en margas blancas, correspondientes a la sedimentación autóctona propia de la cuenca o a removilizaciones de tramos blandos del sustrato. Genéticamente se interpretan como depósitos procedentes de la erosión de relieves próximos creados por efecto de la fase tectónica intraburdigaliense. Su asociación a relieves próximos se pone de manifiesto por la presencia en estos niveles en los que se encuentra gran cantidad de microfauna resedimentada.

Como restos micropaleontológicos, en los niveles margosos de la unidad se han encontrado: *Globigerinoides sicanus* (DESTEF.), *Globigerinoides subquadratus* (BRONN.), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina cf. woodi* (JENKINS), *Globorotalia acrostoma* (WEZEL), *Globorotalia praecistula* (BLOW), *Cassigerinella chipolensis* (CUSHM. y PONTON), *Globoquadrina de hiscens* (CHAPM., PARR y COLLINS), *Globoquadrina altispira* (CUSHM. y JARVIS), *Ellipsonodosaria verneuil* (NUTT.), *Guroidea cf. girardiana* (REUSS), *Elphidium cf. crispum*, *Eggerella bradyi*, *Planulina* sp., *Cibicides* sp. y *Robulus* sp.

Esta unidad que suele tener una pequeña o nula representación cartográfica, aparece con frecuencia en la base del ciclo Burdigaliense superior-Langhiense inferior en el sector central de la Zona Subbética. Excepcionalmente adquiere a veces dimensiones cartográficas notables,

como ocurre en Sierra Alcaide y en la Sierra de Cabra (Hoja de Lucena, 989) o en la Sierra de los Judíos (Hoja de Alcalá la Real, 990).

2.3.1.2. **Brechas, calcarenita y margas** (36). **Burdigaliense superior-Langhiense inferior**

Corresponden a cuerpos sedimentarios de carácter detrítico relacionados con la unidad anterior (esta relación es visible en la Hoja de Iznalloz), bien como cambios laterales de facies o como unidad basal. Esta unidad constituye el nivel infrayacente de este ciclo neógeno y se preserva bastante bien de los procesos erosivos posteriores. Aparecen estos materiales al oeste y norte de Carchel, cerca del Cortijo de las Pilas, en la Majada de la Azadilla, en el Cerro de los Pastores y al noreste de Puerta Arenas.

A nivel de afloramiento y en detalle se observan frecuentes variaciones de facies así como discordancias internas (como la que se encuentra en el cruce de la carretera entre Carchel y Carchelejo con el Barranco de la Parrilla). La litología está compuesta fundamentalmente por biocalcarenitas, con delgados niveles margosos intercalados de tonos claros (colores blanco, gris y beige). Existen frecuentes intercalaciones de niveles de brechas, microbrechas y conglomerados con clastos jurásicos. Los espesores pueden llegar a ser considerables, del orden de varios cientos de metros, aunque en ocasiones dichos espesores no se alcanzan al progradar lateralmente unos niveles de esta unidad sobre otros.

Por lo general, estos cuerpos sedimentarios corresponden a facies marinas litorales, con resedimentaciones, tipo barras de off-shore o playas que progradan a facies de plataforma. En otras ocasiones predominan, intercalándose en la unidad, niveles detríticos similares a los de la unidad 35. Es frecuente la bioturbación y abundante el contenido en fósiles de escaso interés bioestratigráfico (ostreidos, equinidos, briozos, etc.).

Dentro de la unidad se ha encontrado la siguiente microfauna, en gran parte resedimentada: *Eorupertia magna* (LECALVEZ), *Lithoporella melobesioides* (FOSLIE), *Nummulites* sp., *Operculina* sp. (*Assilina*), *Cibicides* sp., *Osangularia (parella)* sp., *Lenticulina* sp. (*robulus*), *Gypsina* sp., *Lithotamnium* sp., *Amphiroa* sp., así como Globotruncanidos y heteromicelidos resedimentados del Cretácico superior.

2.3.2. **Serravalliene superior-Tortoniense inferior**

Esta unidad presenta un carácter transgresivo y expansivo en la Zona Subbética (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982). Se caracteriza por el predominio de facies carbonatadas de plataforma (margas blancas) que evolucionan hacia techo a facies regresivas (margas arenosas y barras). La edad asignada a este ciclo, de características bastante homogéneas, puede fluctuar desde el Serravalliene sup. y/o Tortoniense inf. a la parte baja del Tortoniense sup. El techo está limitado por una discordancia regional patente en diversos puntos de la Cordillera.

Dentro de la Hoja, este ciclo presenta una escasa superficie de afloramiento, estando ausentes los materiales de edad Langhiense superior-Serravalliense inferior, si bien en sectores occidentales, concretamente en la Hoja de Lucena (989), estos depósitos han sido bien datados, apareciendo discordantemente sobre los materiales en facies Keuper del Triásico.

Este ciclo equivale a la unidad 4 de RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) y a la base de la UTS Ne-3 de GARRIDO MEGIAS *et al.* (1983).

2.3.2.1. **Margas blancas y margas arenosas amarillas** (37). **Tortoniense**

Esta unidad aparece en el borde sureste de la Hoja, en un afloramiento poco extenso situado al sur del Cortijo del Burgalés. Las características de estos materiales han sido estudiadas en la Hoja de Iznalloz (991), realizada simultáneamente con la presente.

Se trata de depósitos formados en cubetas y depresiones desconectadas entre sí, pero con un ambiente común de off-shore de baja energía.

Los afloramientos del borde sur de la Hoja están relacionados con los situados al oeste de Campotejar concretamente en Dehesas Viejas. En ese área y discordante, bien sobre el mesozoico, bien sobre las biocalcarenitas burdigalienses, se observa una extensa mancha constituida a grandes rasgos por margas, a veces de colores verdosos, y que en detalle corresponden a margas grises y blancas (moronitas a veces), margas arenosas y pequeños niveles de biocalcarenitas que apenas tienen continuidad lateral.

Estos rasgos litológicos uniformes resultan una de las características más notorias de esta unidad, así como el progresivo aumento hacia techo del tamaño arena, que cuando se hace muy notable permite diferenciar la unidad 38, equivalente lateral y superior de esta unidad, aunque dentro de la Hoja no sea visible esta relación. El abundante contenido fosilífero de estas margas, permite sin duda alguna su datación, que como ya se ha citado abarca desde el Tortoniense inferior hasta la base del Tortoniense superior, sin descartar la posibilidad de que en algunos sectores pudiera estar representado el Serravalliense sup., en los tramos basales de la unidad.

A continuación se cita parte del alto contenido faunístico de esta unidad, tanto del área de la Cartuja de Los Morales, como de Dehesas Viejas: *Globoratalia acostaensis* (BLOW), *G. sutula* (BRADY), *G. obesa* (BOLLI), *G. duterri* (D'ORB.), *G. plisiotumida* (BLOW/BANNER), *G. menardii* (D'ORB.), *G. pseudomiocenica* (BOLLI/BERMUDEZ), *G. mediterranea* (CATAL/SPROV), *Globoquadrina altispira* (CUSHM./JARUSS), *Orbulina universa* (D'ORB.), *O. suturalis* (BRONN), *Globigerionides obliquus* (BOLLI), *G. Sacculifer* (BRADY), *G. quadrilobatus* (D'ORB.), *G. ruber* (D'ORB.), *G. extremus* (BOLLI), *G. trilobus* (REUSS), *Globigerina apertura* (CUSHM), *G. bulloides* (D'ORB.), *G. brady* (WIESNER), *G. falconensis* (BLOW), *G. nepenthes* (TODD), *G. cf. foliata* (BOLLI), *Cibicides boveanus* (D'ORB.), *C. lobatulus* (WALK/JAC), *C. cf. pseudoungerianus* (CUSHM), *Boliviana alata* (SEC.), *B. punctata* (D'ORB.) y *B. placentina* y *Sphaeroidina bulloides* (D'ORB.).

Entre el nanoplancton estudiado se ha podido diferenciar *Discoaester challengerii* (BRAMLETT y RIEDEL), *D. deflandrei* (BRAMLETT y RIEDEL), *Cocolitus pelagicus* (WALLICH), *Melicosphaera carteri* (NALLICH), *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Pontosphaera multipara* (KAMPTNER), *Cyclococcolithus leptoparus*, *Discoaster aff. bollii* y *D. variabilis* *Spmenorolitmus aff. abies* que ratifican la edad Mioceno superior para esta unidad que representa el último episodio transgresivo en la región.

2.3.2.2. **Margas blancas y capas de biocalcaremita** (38). **Tortoniense**

Esta unidad está representada por un pequeño afloramiento situado en el borde este de la Hoja y que se prolonga por la vecina de Huelma (970). Su litología está compuesta por unos 50 m de margas blancas (equivalente a la unidad anterior, de difícil separación cartográfica), que se van cargando a techo en detriticos de naturaleza bioclástica. Las capas de calcarenita son de color beige, de orden decimétrico y presentan grano clasificación negativa; en la base de una capa se observa un posible *Conostichus*, traza orgánica debida a la actividad de fauna bentónica.

Su contenido micropaleontológico presenta elementos resedimentados, además de los propios del ciclo sedimentario neógeno al que pertenece la unidad. Se encuentran entre otras especies y géneros: *Siphoninia reticulata* (ZJZEK y MACFAD), *Uvigerina barbatuda* cf., *U. schwageri* (BRADY), *Valvularia bradyana* (FORNAS), *Nonion boveanum* (D'ORBIGNY), *Boliviana arta* (MAC FAD), *Elphidium crispum* (LINNE), *Bolivinoides miocenicus* (GRANOTTI), *Cibicides mexicanus* (NUTT), *Bulimina* sp., *Ellipsonodosaria verneullii* (D'ORBIGNY), *Rotalia beccarii* (LINNE), *Gyroldina soldanii* (D'ORBIGNY), *Laicarinina pauperata* (PARK/JONES), *Cibicides labatulus* (WALK/JAC), *Sphaeroidina bulloides* (D'ORBIGNY), *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Virgulina schreibersiana* (CZIZEK), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), *G. memotumida* (BLOW/BANNER), *G. acoastaensis* (BLOW.), *Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY), *G. apertura* (CUSHM.), *G. afufalconensis* (BLOW.), *Globorotalia incompta* (CIFFELLI), *Globigerinoides obliquus* (BOLLI), *G. trilobus* (REUSS) y *Plectofrondicularia* cf. *raricosta* (KARRER), asociación que indica una edad Tortoniense para esta unidad.

2.3.3. **Turoliense superior-Plioceno inferior**

A finales del Mioceno, concretamente durante el Turoliense sup., tiene lugar el inicio de una marcada continentalidad en la región que va a ser la tónica dominante durante todo el Plioceno e incluso el Cuaternario.

Esta continentalidad se pone de manifiesto por la presencia de aparatos deposicionales (abanicos aluviales) importantes instalados al inicio de una etapa distensiva, que da lugar a la creación de cubetas y depresiones en la región; durante esta época comienza a configurarse lo que luego resultará la Depresión de Granada.

Este ciclo equivale a la unidad 6 de RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) y a la UTS Ne-5 de GARRIDO MEGIAS et al. (1983).

2.3.3.1. Margas, margas yesíferas y calizas limolíticas (39)

Se presentan en un pequeño afloramiento de discordante, situado en el borde sureste de la Hoja, en el Barranco del Toro, donde no existe ningún buen corte que permita describirla, por lo que las características de estos materiales responde a las observaciones realizadas en la Hoja de Iznalloz (991), situada al sur. Dicho afloramiento conecta en dicha Hoja con una serie de afloramientos, que se extienden por la mitad septentrional de la cuadrícula, desde Dehesas Viejas hasta el río Colomera, al oeste de Benalúa. Esta unidad también está presente en las cercanías de Ribera Alta a ambos márgenes del río Frailes.

Litológicamente es un conjunto de características bastante homogéneas constituido por margas y margas yesíferas blancas que dan tonalidades grises. Ocasionalmente pueden aparecer intercalados delgados niveles detriticos, siendo frecuentes las calizas blanquecinas, en ocasiones detriticas, y que constituyen el techo de las secuencias de colmatación.

Su contenido faunístico es muy escaso y banal, encontrándose resedimentados fósiles del Cretácico y Paleógeno. Son frecuentes los gasterópodos *Hydrobia*, además de *Haplocytheridea sp.* y *Candonia cf. praecox* (STRAUB).

Las relaciones con los depósitos neógenos infra y suprayacentes invita a pensar que si bien el medio de depósito es claramente continental de tipo lacustre, puede corresponder en algunas áreas, como en el sector de Frailes, a zonas distales o laterales de los sistemas de abanicos o bien a pequeñas cuencas lacustres, localizadas a favor de accidentes importantes y que han dado lugar a la creación de depresiones según las direcciones estructurales principales.

Los criterios anteriormente expuestos, así como el hecho de encontrarse bajo depósitos pliocenos más modernos, invitan a pensar también en una posible edad Turoliense sup.-Plioceno inf. para esta unidad.

2.3.4. Plio-Cuaternario

Constituye este ciclo, que se inicia en el Plioceno superior (Villafranquiense), el último episodio deposicional continental de carácter expansivo, que termina de colmatar las cubetas y depresiones creadas a finales del Mioceno superior, por lo que puede llegar a ser considerado como una unidad tectosedimentaria a nivel cuencal, última, previa al encajamiento de la red fluvial.

Se diferencian facies fluviales, grandes áreas de inundación, secuencias lacustres e importantes aportes procedentes de relieves próximos. Los cambios laterales de facies e interdentaciones son muy frecuentes.

Los materiales se encuentran en general suavemente deformados o poco basculados, si bien existen áreas donde se pueden observar formas geométricas motivadas principalmente por movimientos del zócalo.

Este ciclo neógeno, queda también incluido dentro de la unidad 6 de RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982), si bien GARRIDO MEGIAS et al. (1983) la incluyen en la UTS Ne-6.

2.3.4.1. ***Conglomerados, gravas y arcillas rojas con cantos*** (40)

Se incluye en este apartado un conjunto litológico muy heterogéneo de carácter detrítico y ubicado en el sector sureste de la Hoja adosado a los relieves de las sierras meridionales, es decir, Sierras de Montillana, Lucena-Alta Coloma y Cuerda de la Gitana.

La proporción entre los distintos componentes (cantos-lutita) es muy fluctuante. La naturaleza de los cantos es muy variable, aunque fundamentalmente de origen jurásico (incluso rocas volcánicas) y en menor proporción, cretácico inferior.

Al sur, en la Hoja de Iznalloz, en ocasiones los niveles basales se encuentran cementados y contienen cantos de calizas bioclásticas del Mioceno, como es el caso del corte del río de Las Juntas o el de la carretera a Montillana. En la vertical se pasa a niveles arcillosos sin cementar constituidos por gravas y lutitas en diferente proporción. Los niveles basales cementados podrían corresponder al Turolense, si bien no existe ningún criterio para asignar tal edad, ya que no parece existir dentro del conjunto ninguna discontinuidad que se ponga claramente de manifiesto.

El medio de depósito corresponde a un sistema de abanicos, instalados al pie de relieves importantes, que rellenan suaves depresiones, por lo que lateralmente todos los depósitos groseros suelen pasar a términos finos (arcillas) de colores rojizos, frecuentemente edafizados, y lacustres.

2.3.4.2. ***Calizas blancas oqueras con gasterópodos*** (41)

Se encuentran al sureste de la Hoja, en la zona de Las Mesas y cerca del Cortijo del Jailón. Con esta unidad termina el ciclo sedimentario pliocuaternario y su posición a techo de las unidades detríticas menos resistentes a la erosión conforma un relieve estructural de planicies basculadas ligeramente hacia el sureste, donde se encajan el Arroyo Cucarrete y el Barranco de los Lobos.

Está compuesta por una calizas blancas de aspecto oquero, con abundantes gasterópodos. Es frecuente encontrar cantos y pequeños niveles de conglomerados en los tramos basales de estas calizas, que representan pequeños paleocanales dentro de un ambiente lacustre, en relación con las zonas distales de los abanicos pliocuaternarios procedentes de la Sierra de Lucena-Alta Coloma y la Cuerda de la Gitana.

2.3.5. **Pleistoceno**

El establecimiento de límites cronológicos en el Cuaternario resulta problemático dentro del área de estudio. Además, la falta de argumentos paleontológicos de detallada precisión impide, al menos por ahora, una datación precisa.

Por tales motivos, para la redacción de la presente memoria y para los depósitos cuaternarios, se ha hecho una división entre aquellos que aparecen claramente desconectados respecto a los procesos actuales (depósitos pleistocenos) y los que tienen una conexión más o menos directa con dichos procesos (depósitos holocenos).

2.3.5.1. **Brechas con matriz roja** (42)

Están relacionados con el desmantelamiento de los relieves desarrollados en los materiales más competentes de algunos sectores de la Zona Subbética (dolomías y calizas del Lías). El mejor corte de esta unidad se sitúa al sur de Valdepeñas de Jaén, al pie de la alineación Alto de Cornicabra-Alto de Noguerones. También son frecuentes estos depósitos en las laderas norte y este de la Sierra del Ventisquero, en casi todas las vertientes de la Sierra de la Pandera, cercanías del Cortijo de los Prados, etc. Estas son las zonas donde los competentes materiales liálicos de las unidades 6 y 7 adquieren su máxima potencia (200-700 m).

Están compuestas por megablockes jurásicos (y a veces cretácicos) y bloques de similar naturaleza, algo redondeados y empastados en una matriz arcillosa roja, localmente gris y verde, cuya relación con los clastos no está muy clara. Podría ser, además de matriz sinsedimentaria de estos materiales, el resultado de la alteración de los clastos carbonatados que constituyen la unidad.

Están claramente disectados por la red fluvial actual y presentan una morfología alomada cuando son los suficientemente extensos. A veces están relacionados con bloques travertínicos, que podrían ser posteriores a la sedimentación de esta unida, resultado de la circulación de aguas cargadas en carbonatos a favor de estos materiales como consecuencia de su elevada permeabilidad.

2.3.5.2. **Gravas y arcillas. Glacis con depósitos** (43)

Esta unidad pleistocena está representada por un pequeño afloramiento, en el borde sureste de la Hoja, disectado por el Barranco del Toro. Al sur, en la Hoja de Iznalloz, este tipo de depósitos, adquieren mayor desarrollo.

Se trata de depósitos detríticos con cantos de calizas y dolomías jurásicas y cretácicas, así como de rocas volcánicas. Tienen un origen fluvial y se encuentran actualmente desconectados de la red fluvial, obedeciendo su génesis, probablemente, a la instalación de antiguos aparatos fluviales de carácter divagante, de escaso desarrollo superficial y poco espesor, que darían lugar a un marcado pediplano de suave pendiente que se interpreta como depósitos de glacis. Posteriormente, diversos procesos los han modelado, retocándolos y configurando su morfología actual.

2.3.5.3. **Tobas y travertinos** (44)

En las cercanías de Arbuniel, al noreste de la Hoja se desarrollan unos depósitos de naturaleza travertínica y tobácea, que dan lugar a superficies y terrazas desarrolladas a unos 900-1.000 m de altitud. Actualmente se encuentran desconectadas de la red fluvial.

En el afloramiento más extenso está enclavado el pueblo de Arbuniel. Al este, se desarrolla una superficie travertínica, ya en el límite con la Hoja de Huelma (970). En esta unidad los restos vegetales son muy frecuentes, y a veces presentan niveles detríticos. Estos depósitos están asociados a antiguas surgencias, desarrolladas a favor del contacto de materiales jurásicos permeables con la unidad 31, que al estar constituida en su mayor parte por materiales arcillosos constituye un conjunto impermeable. Su espesor puede alcanzar hasta 30-40 m.

2.3.6. Holoceno

Se incluyen en este apartado los depósitos más recientes observados y cartografiados en la Hoja. Presentan una escasa representación superficial.

2.3.6.1. **Cantos y bloques con lutitas. Coluviones** (45)

Asociados generalmente a la red fluvial, como depósitos de ladera y modelando el perfil de los valles, aparecen con frecuencia acumulaciones de cantos y bloques empastados en margas o arcillas, dependiendo de la zona donde se encuentren instalados dichos depósitos.

Destacan por su extensión los situados al norte de Campillo de Arenas, desarrollados sobre una superficie de unos 1.000 m de altitud, disectada por la red fluvial actual, así como los situados en la cabecera del Río Frío, en la ladera N-NE de la Sierra de la Pandera.

2.3.6.2. **Tobas y travertinos** (46)

Son materiales con similares características litológicas a los de la unidad 44. Sus afloramientos están relacionados con la red fluvial y tienen morfología de terrazas elevadas entre 10 y 60 m sobre la red fluvial actual. Esta unidad aflora cerca de la confluencia de los ríos Arbuniel y Cambil, al noreste de la Hoja y en Valdepeñas de Jaén. En la Ermita de Chircales, al este de Valdepeñas de Jaén, la unidad está relacionada con una surgencia actual.

2.3.6.3. **Arcillas rojas. Cubetas de descalcificación** (47)

Se trata de depósitos de poco espesor, que incluyen cantos jurásicos, destacando más por la morfología de la depresión en que se encuentran que por los propios depósitos. Se localizan en pequeñas depresiones de origen kárstico asociadas a fracturas y situadas en la Sierra de Montillana, Hoya de Navalcán y Sierra de Lucena-Alta Coloma.

2.3.6.4. **Limos y arcillas rojas. Depósitos aluviales efímeros** (48)

En diversas zonas de la Hoja y en relación con áreas de carácter endorreico o de difícil conexión con la red fluvial aparecen depósitos de naturaleza limosa y/o arcillosa asociados

a una antigua red fluvial de carácter efímero, con escorrentía actual muy esporádica.

Son varias las zonas donde se observan este tipo de depósitos: en Montillana, donde se pone de manifiesto un mayor carácter endorreico, en la Hoya de Navalcán, Pico del Calal, etc.

2.3.6.5. ***Limos y cantos. Conos aluviales*** (49)

Esta unidad está representada por pequeños conos aluviales que desaguan en el río Susana, al este de Valdepeñas de Jaén, y en el río Carbonero, cerca del Cortijo de este nombre. Están cargados de fracción fina y cantos heterométricos de litología variable, fundamentalmente jurásicos, y provenientes de la unidad 42 (brechas con matriz roja). En la Hoja hay multitud de pequeños aparatos de este tipo, que por sus dimensiones no han sido representados en la cartografía.

Es de destacar el alto grado de inestabilidad de estos depósitos, al igual que en el caso de los coluviones, ya que en épocas de lluvia pueden provocar serios trastornos en la infraestructura de la región.

2.3.6.6. ***Gravas, arenas, limos y arcillas. Depósitos aluviales*** (50)

Este tipo de depósitos, están escasamente representados en la Hoja. Los valles suelen ser estrechos, de vertientes escarpadas y sometidos a intensos procesos erosivos, lo que no permiten el desarrollo de depósitos de esta naturaleza en la mayor parte de los cauces. Sólo en los ríos y valles de mayores dimensiones se han podido distinguir cartográficamente estos materiales (Susana, Guadalbullón, Cambil, etc.).

Dentro de este apartado se incluyen todos los depósitos de origen fluvial asociados a la red actual. Litológicamente son muy variados, ya que dependen de la naturaleza de los materiales por donde discurren. Los depósitos cartografiados corresponden tanto a las facies de llanura de inundación como a la primera terraza. Por último, es de destacar, el carácter incisivo y encajante de la red fluvial, relacionado con los procesos neotectónicos acaecidos en la región.

3. TECTONICA

El sector comprendido en la Hoja de Valdepeñas de Jaén está condicionado al igual que todas las Zonas Externas y en concreto la Zona Subbética y el Dominio Intermedio por dos acontecimientos a escala continental: por un lado la apertura del Atlántico norte que condiciona la paleogeografía durante el Mesozoico y por otro, la Orogenia Alpina cuyos efectos compresivos estructuran el edificio Bético desde el Oligoceno terminal hasta el Mioceno superior. A partir de ese momento diversos períodos distensivos son los responsables de la configuración definitiva de la Cordillera.

El primer acontecimiento tectónico generalizado de carácter distensivo tiene lugar durante el Carixiense medio-Domeriense inferior. En esos tiempos tiene lugar una fracturación cortical, dibujándose una paleogeografía de zonas con una subsidencia diferencial muy acusada. Este fenómeno está ligado a la generación de una zona de *rifting* de dirección N 60° E, coincidente en el tiempo con la apertura del Atlántico norte y en el espacio con la falla transformante de Azores-Gibraltar.

Como consecuencia de esta distensión en el sector central de la zona Subbética se facilita la emisión de rocas volcánicas básicas que se intercalan con rocas sedimentarias marinas hasta comienzos del Cretácico inferior.

A comienzos de éste tiene lugar una fase de inestabilidad que se pone de manifiesto en muchas áreas por la presencia de brechas, *slumps*, niveles turbidíticos discordancias y lagunas estratigráficas. Este hecho se repite desde el Barremiense, hasta el Cenomaniense con posible extrusión en los fondos marinos de materiales triásicos por efectos halocinéticos incorporando a la sedimentación materiales salinos y arcillosos que se intercalan con los depósitos autóctonos marinos.

A finales del Cretácico y durante el Paleógeno tienen lugar otros momentos de inestabilización que motivan la presencia de aparatos turbidíticos, *slumps*, megaturbiditas, etc., en la cuenca. Es en el Oligoceno superior cuando acontece un importante fenómeno geodinámico: la colisión de las placas europea y africana con la Zona Bética situada entre ambas. Este evento marca el comienzo de la Orogenia Alpina cuyos efectos más espectaculares parecen producirse durante el Mioceno inferior y medio con el avance de mantos de corrimiento hacia el norte en toda la Zona Subbética. El acortamiento principal de la cadena se debió realizar a favor de superficies de cabalgamiento o corrimiento que fueron evolucionando de norte a sur en una o más fases. Los mantos se desplazan por mecanismos gravitacionales, favorecidos por la presencia de los materiales triásicos de los términos basales de las series. A partir de ese momento se evoluciona a un cinturón de cabalgamientos, con la peculiaridad de poseer una potencial superficie de despegue de gran espesor que facilita la ruptura de las competentes series jurásicas en láminas individualizadas.

Cada lámina sufrió al mismo tiempo un intenso plegamiento alternando anticlinales muy apretados y sinclinales laxos. Los anticlinales en numerosas ocasiones llegaron a romper, facilitando la fragmentación de cada lámina en porciones menores, dentro de las cuales lo más normal es

encontrar un sinclinal muy laxo, flanqueado por anticlinales muy apretados y rotos. Durante el Neógeno tienen lugar diferentes etapas de deformación de mayor o menor intensidad que construyen el edificio bético al mismo tiempo que condiciona la paleogeografía regional.

El intentar establecer una cronología de las diferentes traslaciones con los datos objetivos de una Hoja resulta difícil, motivo por el cual hay que utilizar datos regionales y hacer referencia a otras áreas conocidas a fin de hacerlo de la forma más precisa posible. La ausencia de depósitos paleógenos y la escasa representación de terrenos neógenos, dentro de la Hoja, impide incluso hacer estimaciones locales de las edades de las traslaciones, por lo que en este caso, la necesidad anteriormente expuesta, de hacer referencia a observaciones regionales es especialmente importante para comprender la evolución tectónica del área comprendida dentro de la Hoja.

El apilamiento de unidades más importante, que se puede apreciar en la Hoja, es la superposición de la Zona Subbética sobre las Unidades Intermedias, como puede observarse de forma espectacular en la "Ventana de Valdepeñas". Dentro de la Zona Subbética comprendida en la Hoja, se observan aloctonías relativamente menos importantes que la anterior, como la superposición de la alineación Cornicabra-Noguerones-Cerro Altomiro sobre la Sierra del Ventisquero, la de Sierra de la Marceral-Loma de Pérez, en la zona de Navalcán, o la de la Sierra de la Pandera sobre la de Grajales, observable en la zona del Castillo de Otiñar y la Cañada de la Azadilla.

El deslizamiento entre unidades se produce a favor de las arcillas y yesos del Triásico, que aparecen jalonando todas las superficies de cabalgamiento. Estas superficies se presentan en general muy poco tendidas u horizontales en algunos puntos y algo más inclinadas en otros, como corresponde a un modelo de "rampas" y "planos" de progradación de un cinturón de cabalgamientos.

Como se ha expuesto, la superficie de despegue principal son los materiales plásticos del Triásico; sin embargo ésta no es la única, ya que existen otros niveles de la columna estratigráfica que facilitaron el despegue relativo de las series que se encontraban por encima de ellos. Dentro de estos, y en la región el más característico es el constituido por los niveles margo-arcillosos del Aptiense-Albiense. Este nivel de despegue es el responsable de que en numerosas ocasiones el Cretácico superior aparezca en láminas individualizadas del resto (Cortijo de los Prados, Cortijos de los Rosales), etc.

Los estudios realizados en Hojas vecinas llevados a cabo simultáneamente con la presente (Lucena, Alcalá la Real e Iznalloz) indican que los acortamientos presentes en este área de la Zona Subbética son del orden del 30 al 50%, que coinciden aproximadamente con los estimados por SANZ DE GALDEANO (1973).

Un rasgo característico de la estructura general de la Hoja es la presencia de cabalgamientos con sentido de movimiento completamente opuesto al general. Estos "retrocabalgamientos" tienen un sentido de movimiento por tanto hacia el sureste. En el resto de la Zona Subbética son muy comunes especialmente en el sector más interno, donde constituyen un sentido de movimiento muy característico.

Los retrocabalgamientos se generarían como consecuencia de la propia evolución de la cadena descrita anteriormente. Es posible que bien por una sobrecarga tectónica, consecuencia del apilamiento de unidades, bien por la reactivación de un accidente o accidentes corticales (la "franja triásica de Carcabuey" en la Hoja de Lucena (989) podría ser uno de ellos) en una fase posterior, se produjera un colapso en la progresión de los movimientos hacia el noroeste, pasando a resolverse estos en sentido opuesto.

Este proceso se pudo dar varias veces en el tiempo y en el espacio, aunque parece que queda restringido al dominio Subbético Medio y a los estadios finales de la evolución de la cadena.

La acomodación de una unidad cabalgante sobre otra parece que se vio facilitada por fracturas normales paralelas a las directrices principales. Estas fracturas se producirían por relajación y/o distensión, nada más producirse el apilamiento y afectarían exclusivamente a la lámina cabalgante. En impulsos posteriores fueron trastocadas y/o transformadas en retrocabalgamientos. Nuevamente parecen actuar con componente normal en la etapa distensiva principal que sigue a la de la formación de la cadena.

Las principales directrices de las estructuras, son de orientación NE-SW. En el norte de la Hoja, estas direcciones cambian, tomando una orientación aproximada E-W. No se observan dentro de la Hoja relaciones entre estos dos sistemas principales de estructuras.

Es difícil saber a qué se deben estos cambios en las directrices aunque pueden responder a la actuación los accidentes profundos a los que se hizo mención anteriormente. Estos accidentes, con direcciones predominantes NE-SO, actuarían como zonas de cizalla en determinados momentos a lo largo del apilamiento de las unidades, controlando en algún caso éste y modificando las directrices de las unidades próximas a él.

Hay que destacar las figuras de interferencia que la cartografía pone en evidencia en las áreas de Cerro Boleta, Puerto Verde, Cerro Prieto, etc. Se interpretan como la consecuencia de la interferencia de dos sistemas de pliegues. El primero de ellos de dirección aproximada NE-SW, se debe formar en relación con la formación de rampas laterales, en mantos de corrimiento que se desplazan hacia el norte. El segundo sistema posee una orientación NW-SE y se produjo en una etapa posterior.

Las primeras translaciones, parecen tener lugar a finales del Oligoceno superior. Esto está de acuerdo, con los trabajos regionales de diversos autores en otras áreas. De esta edad es el complejo tectosedimentario localizado al noreste de la Hoja y relacionado con el emplazamiento de estos primeros mantos. La superposición de la Zona Subbética sobre las Unidades Intermedias, visible al noroeste de la Hoja, debió de comenzar en este momento, progresando este emplazamiento en etapas posteriores.

En la Hoja de Iznalloz (991), en el sector de Sierra Harana en el límite oriental de la zona y durante el Paleógeno se registra una importante etapa de compresión con translaciones hacia el norte, etapa que afecta tanto al Subbético Interno como al Medio y que da lugar a la caída de grandes masas olistostómicas (COMAS *et al.*, 1978). Estos depósitos están relacionados con la aloctonía de Sierra Harana hacia el norte y corresponden al desarrollo

de un importante complejo tectosedimentario datado entre el Oligoceno terminal y Burdigaliense.

En cuadrante sur-occidental de la Hoja de Iznalloz ocurre también algo semejante. A finales del Oligoceno terminal y durante el Aquitaniense tiene lugar la instalación o emplazamiento de la unidad de Parapanda-Moclín. Esta, también de carácter alóctono a modo de manto gravitacional, da lugar a la caída de masas olistostómicas y olistolitos jurásicos visibles entre Puerto López y Limones, desarrollándose así un complejo tectosedimentario del que hoy quedan sólo pequeños retazos. Su edad de emplazamiento está de acuerdo con la de las primeras traslaciones y acortamientos citados por diferentes autores (VERA, 1966; GARCIA DUEÑAS, 1967 y SANZ DE GALDEANO, 1973), tanto en las Zonas Externas de las Béticas como en las Internas aunque en estas últimas, importantes traslaciones debieron tener lugar probablemente durante el Paleógeno lo que motivó una inestabilidad en la Zona Subbética reflejada en el tipo de depósito (turbiditas) en ese sector.

Es a partir del Mioceno inferior cuando comienza a dibujarse la estructura de la Cordillera mediante plegamiento, fracturación y traslaciones. Así parece ser un hecho incuestionable, la existencia de una fase de deformación intraburdigaliense, que da lugar a importantes desplazamientos hacia el norte y noroeste.

En la Hoja de Lucena (989) situada algo más al oeste se observan también importantes aloctonías que afectan a materiales marinos del Burdigaliense inferior, lo que demuestra que los emplazamientos hacia el norte de las unidades más septentrionales son un hecho generalizado e importante en la Zona Subbética.

No obstante, en cualquier caso resulta complejo evaluar la magnitud de los desplazamientos que fueron motivados por el acercamiento entre la placa europea y africana y que en el área en concreto da lugar a plegamientos de dirección NE-SW/N 60°-70° E) y vergencia hacia el N-NW. Por otro lado, la individualización de algunas de las unidades se podría ver favorecida por determinadas zonas de discontinuidad creadas ya durante el Jurásico.

Durante el Langhiense hay una etapa de deformación, relacionada con la actuación de fallas de desgarre, que debe explicar la compleja estructura de algunas zonas de la Hoja. En zonas más meridionales, se encuentran deformados mediante pliegues y fallas, depósitos de edad Burdigaliense superior-Langhiense, fosilizando a su vez el emplazamiento de la Unidad de Parapanda-Moclín. En la región de la Sierra de Cabra (Lucena) se observan importantes deformaciones en relación con esta etapa, que se manifiestan mediante cabalgamientos con traslaciones relativamente importantes. En la Hoja de Valdepeñas se observa a las brechas y conglomerados con intercalaciones de margas blancas (unidad 35), del Burdigaliense superior-Langhiense inferior cabalgadas por las dolomías (unidad 5) de la Sierra de la Pandera.

Durante el Mioceno superior, ya en el Tortoniense se registra otra fase de deformación importante y que motiva sin duda alguna las vergencias de plegamiento y cabalgamiento contrarias a las hasta ahora formadas.

Esta fase de retrocabalgamientos y fallas inversas de vergencia SW y dirección NE-E-W-SW resulta más compleja. Es espectacular en la parte meridional de la hoja donde se registran importantes aloctonías e interferencias de pliegues tales como el cabalgamiento de la Sierra del Trigo.

No obstante hay que advertir que en estas estructuras parte de las vergencias hacia el SE sean quizás heredadas, es decir han sido originadas probablemente por la fase anterior y favorecidas por la halocinesis de los materiales triásicos. Esta halocinesis previa, también podría ser la causante de las llamativas inversiones, del Ventisquero-Alto de las Cuevezuelas, Cornicabra, Marroquí, Cerro del Espino, Sierra del Trigo, etc. SANZ DE GALDEANO (1973) las interpreta como originadas de este modo. En las proximidades de Charilla (Hoja de Alcalá la Real) se puede observar como los materiales triásicos cabalgan hacia el sur sobre las margas tortonienses y como por encima de ellos se sitúan discordantemente las biocalcareitas del Tortoniense superior. Este hecho marca indudablemente como intratortoniense, esta fase que coincidiría con los mismos movimientos que motivan la discordancia de Montefrío (GONZALEZ DONOSO *et al.*, 1980).

Así pues, la deformación o efectos que motiva la fase intratortoniense son varios: por un lado el plegamiento suave y laxo de las estructuras neógenas hasta ahora no deformadas y por otro es causante de parte de los movimientos retrocabalgantes de corto desplazamiento y de las estructuras de arqueamiento de gran radio.

A finales del Mioceno superior y durante el Plioceno se inicia una nueva etapa distensiva y de acomodación mediante el rejuego como fallas normales de antiguas fallas de dirección o de fallas inversas y cabalgamientos. No obstante durante el Plioceno inferior o finales del Mioceno pueden existir movimientos de acomodación y reajuste que deforman suavemente los materiales depositados. Esta deformación podría obedecer al resultado de movimientos diferenciales de grandes bloques o unidades con respecto a antiguas zonas de extrusión de materiales triásicos relacionadas con importantes fracturas.

A partir del Plioceno se desarrollan grandes fallas que pueden llegar a funcionar alternativamente como fallas de salto en dirección y fallas normales (COMAS *et al.*, 1978), que dan lugar a grandes áreas subsidentes receptivas de materiales como es el caso de la Depresión de Granada.

Las discontinuidades más importantes a nivel regional se pueden agrupar según tres direcciones preferentes N 70°-80° E, N 30°-60° W y N 10°-30° E. Estas afirmaciones pueden realizarse a partir de las observaciones de diferentes mapas geológicos, de los trabajos regionales sobre neotectónica realizados en los últimos años (SANZ DE GALDEANO, 1980, 1983 y 1985), así como por las observaciones de campo llevadas a cabo en las zonas de contacto de los materiales plio-cuaternarios con el Mesozoico.

La familia de dirección N 70°-80° E se asocia con el importante accidente de Crevillente o de Cádiz-Alicante y en la región de estudio al borde norte de la Depresión de Granada. Las otras familias de fracturas son el resultado de un campo de esfuerzo N-S desarrollado durante el Mioceno medio-superior.

También cabe señalar que aunque la última fase tectónica importante y de carácter compresivo como se ha descrito se registra en el Mioceno superior, la actividad en el Cuaternario no ha cesado tal como se refleja en los materiales plio-cauternarios deformados o basculados, existiendo etapas compresivas jalónadas por intervalos en los que predomina la distensión con rejuegos de las superficies o planos de fallas según desplazamientos de componente vertical preferente (COMAS *et al.*, 1978). Al sur del Cortijo de los Prados, en el centro de la Hoja, se observa una terraza fluvial, con pequeñas fracturas normales, que desplazan las láminas de estos depósitos holocenos.

Por último, el reconocimiento de compresiones cuaternarias recientes de direcciones E-W y N-S, aproximadamente en algunas zonas de la Depresión de Granada (SANZ DE GALDEANO, 1980), así como la frecuente actividad sísmica a la que se ve sometido ese área, son un reflejo de que la región en concreto y el sector mediterráneo en general es activo hoy día.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En la Hoja de Valdepeñas de Jaén aparece una gran diversidad de materiales de litología, facies y edad muy variada, estructurados de tal forma que es difícil establecer una historia geológica en base a estos datos absolutos y ceñida a la cuadrícula objeto de estudio resulta difícil de realizar y puede conllevar ciertos errores. Por tal motivo para la redacción de este apartado se tienen en cuenta muchos de los datos geológicos de carácter evolutivo puesto de manifiesto tanto en trabajos en áreas próximas como por las observaciones regionales de campo llevadas a cabo por el Equipo de Trabajo.

Por último, resulta interesante destacar que los grandes acontecimientos de carácter diastrófico, tal y como expone COMAS *et al.* (1978), pueden llegar a correlacionarse con hiatos estratigráficos concretos, existiendo a veces una imprecisión cronológica que está motivada por el grado de ambigüedad de alguna de las dataciones disponibles.

Los materiales más antiguos aflorantes son de edad triásica y corresponden a un ambiente deposicional tipo *sabkha* bajo condiciones climáticas áridas con intercalaciones de episodios correspondientes a llanuras de mareas cuya posición actual dista del área donde se depositaron, debido a las importantes alocotonías existentes en la región.

Es a principios del Jurásico o finales del Triásico pues no hay criterios que establezcan cronológicamente en momento preciso, cuando se produce un cambio notable, instalándose a nivel peninsular una amplia plataforma carbonatada. Este importante cambio paleogeográfico pudo estar quizás relacionado con movimientos epirogénicos y cambios del nivel del mar (VERA, 1979). En dicha plataforma se individualizan áreas de llanuras de mareas en el Carixiense (GARCIA HERNANDEZ *et al.*, 1976) aunque anteriormente predominan depósitos de plataforma somera.

En relación con una etapa de expansión del margen continental tiene lugar la fragmentación de la plataforma, compartimentación que tiene un ligero carácter heterocrónico fluctuante en las Béticas entre el Carixiense medio y el Domeriense inferior. Esta fragmentación, en algunas zonas, aparece asociada a procesos de emersión, motivo por el cual puede estar justificado la presencia en algunos puntos de la Hoja de pequeños niveles detríticos en los tramos superiores de este ciclo carbonatado. En algunas zonas de la Hoja, se mantienen las condiciones sedimentarias previas a esta ruptura, algún tiempo más, hasta el Toarciano inferior-medio (Cortijo Casablanca, Sierra de Montillana, etc.).

La interrupción asociada a los procesos de fracturación y compartimentación de la plataforma está en relación con la apertura del Atlántico Norte. Este evento crea fallas trascurrentes y distensivas que separan zonas con subsidencia diferencial, orientada según N 60°-E, dirección que parece ser continuación de la falla transformante Azores-Gibraltar.

Entre estas áreas más o menos subsidentes cabe destacar: las de la Zona Subbética en la que se encuentran sectores fuertemente subsidentes, incluso con vulcanismo asociado (Subbético Medio) y grandes diferencias de espesor de unas zonas a otras (VERA, 1966), frente a otros

mucho menos subsidente con niveles de condensación y facies tipo *ammonítico rosso* (Subbético Externo e Interno), y los de las Unidades Intermedias, representadas en la Hoja por la potente serie de la Unidad Jabalcuz-Los Villares, de la que sólo aflora el Cretácico.

Desde el Domeriense al Aaleniano se desarrolla una gran diversidad de ambientes, en general de plataforma interna restringida, donde se combinan áreas fuertemente subsidentes con o sin vulcanismo asociado al sureste de la Hoja, con áreas menos subsidentes e incluso con fuertes ralentizaciones en la sedimentación. En ocasiones existen importantes lagunas estratigráficas, como la intratoarciente (RIVAS, 1972) entre el sector del Zegrí y Colomera, en la vecina Hoja de Iznalloz.

Durante el Dogger, al sureste de la Hoja, parece existir una monótona y potente continuidad sedimentaria en el tipo de depósito, coexistiendo materiales carbonatados calizo-margosos, con vulcanismo. En el norte y noroeste de la Hoja (Subbético Externo) en el Dogger tiene lugar la sedimentación de series condensadas, calizas con filamentos, peloides y ooides.

En el área sureste de la Hoja la emisión de rocas volcánicas submarinas alternando con diferentes períodos sedimentarios es un hecho muy frecuente, que motiva importantes cambios sedimentarios tanto litológicos como de facies ya citados en otras áreas por COMAS (1978).

En observaciones hechas en las vecinas Hojas de Iznalloz y Alcalá la Real, situadas al sur y sureste respectivamente se ha observado que la presencia de estructuras de oleaje en estas series carbonatadas intercaladas con el vulcanismo e incluso con frecuentes *hummocky* que invitan a pensar en áreas fuertemente subsidentes pero de una batimetría relativamente pequeña para la plataforma y a cuyo fondo era capaz de llegar el efecto del oleaje. Las secuencias de *hummocky* y turbiditas e incluso de niveles oolíticos removilizados deben relacionarse con procesos de tormentas, inestabilidad de los fondos y destrucción de los sistemas de barras situadas en un entorno relativamente próximo.

En algunas zonas de la Hoja, el Dogger se encuentra muy condensado o mal representado. Sobre él se observan, en algunos puntos apenas unos metros de calizas con "filamentos", e inmediatamente encima las margas radiolaríticas cuya sedimentación puede tener lugar a finales del Dogger (VERA, 1979), pero que bien ya pueden corresponder al ciclo sedimentario del Malm. Esta hipótesis aquí planteada sin argumentos paleontológicos que la confirmen hasta el momento se basa, a pesar del carácter heterócrono de las facies, en la existencia clara de una serie de ciclos deposicionales en el Jurásico, correlacionables en este sector central de la Zona Subbética.

A finales del Dogger existe un acontecimiento generalizado a nivel peninsular. En la zona de estudio tiene lugar una sedimentación de tipo radiolarítico y/o carbonatada, existiendo una clara transición de un tipo de materiales a otros tanto en la vertical como en la horizontal. La batimetría de este tipo de depósito es un hecho muy discutido (VERA, 1984). Se han propuesto desde profundidades incluso por debajo del nivel de compensación de la calcita a otras menos profundas (1.000 ó 2.000 m) según los diversos autores.

En las Hojas de Iznalloz y Alcalá la Real se observa a veces presencia de estructuras de ola en los niveles carbonatados intercalados en los tramos superiores de las radiolaritas, lo que pone de manifiesto la relativa poca profundidad de estos depósitos en el sector estudiado.

Durante el Malm continúa la sedimentación carbonatada. En la Hoja de Iznalloz, en un área que se extiende desde Sierra Pelada a Campotejar, durante el Tithónico-Kimmeridgiense se desarrollan y acumulan importantes capas de tormenta, así como niveles turbidíticos derivados de tal efecto. Hacia el norte este tipo de depósito desaparece, predominando al sur y sureste de la Hoja de Valdepeñas facies de calizas tableadas alternando con finas capas de margas de tipo radiolarítico con frecuentes señales de inestabilidad en la zona más septentrional e incluso pequeños niveles de condensación del tipo "*ammonítico rosso*".

La presencia de brechas y ocasionalmente de niveles turbidíticos da paso a la sedimentación cretácica; este tipo de materiales es consecuencia de la inestabilidad de la cuenca y el movimiento de fracturas. Junto a las unidades brechoides aparecen olistostromas, conglomerados y frecuentes *slumps*. Asociadas a este período de inestabilidad tienen lugar las últimas manifestaciones volcánicas que coinciden en la Hoja de Iznalloz con el eje del sinclinal del Cortijo de las Monjas.

En general, durante el Malm la sedimentación muestra progresivamente un carácter más homogéneo, culminando esta uniformización en la cuenca a principios del Cretácico.

Posteriormente, durante el Neocomiense tiene lugar una sedimentación carbonatada con fuerte subsidencia y carácter sedimentario bastante uniforme, si bien en detalle, dentro de la Hoja existe una clara diferenciación de facies entre los sectores surorientales y centrales (Sinclinal de Campillo de Arenas) y suroccidentales (Ventisquero, Cerro Boleta, etc.). En la base del Cretácico se desarrollan niveles de brechas y *slumps* localmente importantes (brechas del Puerto del Carretero) debidas al movimiento de fallas sinsedimentarias, que condicionan la sedimentación.

Durante el Albien-Cenomaniense se produce de nuevo una inestabilidad en la cuenca que en áreas situadas al sureste (Montes Orientales), parece tener un carácter tectogenético (COMAS *et al.*, 1978) que da lugar a la creación de zonas de surco y estructuras positivas ubicadas en zonas meridionales y cubiertas en la actualidad por unidades desplazadas hacia el norte. En algunos sectores de la Hoja están presentes unidades con carácter turbidítico, depositados en ambientes de talud y pie de talud (Formación Areniscas del Cerrajón al noreste de la Hoja) o en cubetas aisladas con un ambiente de depósito anóxico (unidades 27 y 28). Al noreste de la Hoja y dentro de la unidad 34 se observan olistolitos triásicos procedentes de extrusiones de materiales de esta edad, originadas por los procesos tectónicos anteriormente citados.

Durante el Cretácico superior tiene lugar la sedimentación de las capas rojas, depósitos de plataforma externa (*offshore distal*) muy extendidos y homogeneizados en todo el ámbito bético que en algún área de forma local pueden llegar a apoyarse directamente sobre términos del Jurásico (COMAS *et al.*, 1978). Este tipo de sedimentación continúa hasta finales del Maastrichtiense o del Eoceno inferior según las zonas, si bien a partir del Paleoceno tiene ya

lugar un cambio en las condiciones de sedimentación, ya que depósitos turbidíticos asociados a las partes altas de las capas rojas son observables en algunas áreas. Dentro de la Hoja sólo se encuentran representando este ciclo, términos del Cretácico superior.

Prácticamente no existen depósitos paleógenos dentro de la Hoja. En áreas vecinas durante esta época, la sedimentación tiene un carácter preorogénico (turbiditas, discordancias y lagunas estratigráficas locales, etc.).

A finales del Oligoceno y en el Mioceno inferior comienza la Orogenia alpina como consecuencia del acercamiento de las placas europea y africana y el consiguiente desplazamiento hacia el oeste de la Zona bética a favor de fallas transcurrentes creadas ya en el Jurásico.

El resultado es una importante compresión con generación de mantos vergentes hacia el NNW, desplazados por mecanismos gravitacionales en los que el Triásico, situado en la base de las escamas cabalgantes, juega un importante papel que en ocasiones, podría ser protagonista principal dentro del complejo tectosedimentario en el que se viese involucrado, de acuerdo con las ideas de BOURGOIS (1978) y como de hecho parece estar, relacionado con el emplazamiento de mantos en la región de Huelma o al SW en la Zona de Antequera. Esto se pone de manifiesto en la Hoja por la presencia de espectaculares megabrechas en su sector noreste.

En el Burdigaliense tiene lugar un nuevo emplazamiento de mantos acompañado de plegamiento con directrices béticas. Esto da lugar a una configuración paleogeográfica diferente, con formación de áreas emergidas.

Este evento tectónico se pone de manifiesto a nivel regional en numerosos puntos donde la creación de pequeños relieves provoca depósitos brechoides de borde dentro de la sedimentación margosa que caracteriza ese área, como en las vecinas Hojas Moreda (Fm "Moreda", COMAS *et al.*, 1970), Alcalá la Real y Lucena (Sierra de los Judíos o Sierra de Cabra) y ya dentro de la Hoja de Valdepeñas los depósitos del Cortijo Palomares.

Este ciclo de sedimentación marina se prolonga durante el resto del Burdigaliense superior y del Langhiense inferior, momento en el cual comienza una etapa regresiva en la región, motivada probablemente por el movimiento de fallas de dirección NW-SE. Esta fase tiene doble efecto por un lado, el plegamiento y traslación hacia el norte de unidades y por otro la nueva configuración de la cuenca neógena, dibujándose de esta forma el Estrecho Nordbético. En la región se crean pequeñas áreas o depresiones durante el Serravalliente siendo probablemente a finales de este y/o en el Tortoniense inferior cuando la región queda invadida por las aguas teniendo lugar una sedimentación margosa que caracteriza este período.

En el Tortoniense tiene lugar el último gran acontecimiento compresivo generándose retrocabalgamientos de vergencia SSE, que llegan a veces a enmascarar las estructuras primitivas. Así entre los fenómenos más espectaculares se encuentran el cabalgamiento hacia el sur de la Unidad de Vadillo Alto sobre las margas tortonienses en la región de Charilla, en

la Hoja de Alcalá la Real, o bien los cabalgamientos y fallas inversas de la Sierra del Zegrí e incluso las vergencias hacia el SE de las Sierras de Montillana, del Trigo y norte de Frailes si bien en parte dichas vergencias, como ya se ha expuesto en el apartado de tectónica pueden ser heredadas de fases anteriores.

A finales del Tortoniense tiene lugar una etapa claramente regresiva con el inicio de una etapa de continentalización en toda la región. En la Hoja tiene lugar un levantamiento de los marcos montañosos que da lugar al desplazamiento de las facies marinas.

Durante el Turoliense superior tiene lugar la instalación de cuencas endorreicas lacustres a favor de alineaciones preferentes NE-SW, con sedimentación arcillosa-carbonatada y salina, comenzando a construirse las grandes depresiones continentales.

Una importante etapa distensiva acaecida probablemente en el Plioceno (Rusciniense?), da lugar a la reactivación de fallas y la configuración de pequeñas cuencas intramontañosas, así como al inicio de la construcción de depresiones como la de Campotejar-Dehesas Viejas y la Depresión de Granada.

De esta forma, se inicia la instalación de un complejo sistema continental con aportes procedentes de relieves destacados en esta zona (Sierra de Lucena-Alta Coloma, Sierra de Montillana,Cuerda de la Gitana) que contribuyen con sus aportes al relleno de estas depresiones. Este relleno se lleva a cabo con la instalación de un medio fluvial con desarrollo de abanicos al pie de los relieves y creación de zonas lacustres, coincidentes, a veces con la traza en superficie de grandes accidentes.

El relleno final de la cuenca debió tener lugar probablemente a finales del Villafranquiense-Pleistoceno inferior coincidiendo con la etapa de colmatación de las grandes cuencas continentales de la Península.

Durante el Cuaternario existe una reactivación tectónica. Se instalan aparatos fluviales que se van encajando por procesos neotectónicos. Tanto los procesos climáticos actuales como los fluviales y los de vertiente son los causantes de la configuración morfológica de esta región, activa tectónicamente hoy día.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

La Hoja de Valdepeñas de Jaén presenta desde el punto de vista minero muy poca actividad ya que las mineralizaciones existentes, al margen de ser escasas, hoy día no presentan interés, motivo por el cual han sido abandonadas.

En principio, los materiales que mayores posibilidades tienen de concentrar elementos o minerales de interés en minería, son las rocas subvolcánicas del Triásico y las volcánicas del Jurásico. Precisamente en estas últimas, al norte de Campotejar, al este y oeste de la C.N. 323, se desarrollaron pequeñas explotaciones, que pretendían aprovechar las mineralizaciones dispersas en estos materiales ígneos. Hay indicios en estos puntos de mineralizaciones de cobre.

Como materiales canterables destacan las dolomías masivas del Lías inferior, las rocas volcánicas jurásicas y con menor importancia, los yesos del Trías, las calizas oolíticas del Dogger y como materiales de grava depósitos pliocuaternarios (coluviones, aluviales, etc.). Otros materiales como las rocas subvolcánicas (ofitas) del Trías explotadas en Hojas vecinas no son aprovechadas en esta Hoja.

Las dolomías del Lías inferior se explotan en el Puerto Viejo de Valdepeñas, en las afueras de Valdepeñas de Jaén y explotadas para la construcción del embalse de Quiebrajano. Las canteras de estas rocas destacan por el alto volumen de explotación que se ha llevado a cabo (excepto la más pequeña de Valdepeñas de Jaén).

Las rocas volcánicas jurásicas son aprovechadas, como base y subbase de carreteras, siendo importante la explotación de las mismas, al norte de Campotejar.

Los yesos del Triásico fueron explotados cerca del Cortijo Ranera al noreste de la Hoja y al este de Arbuniel. Las calizas oolíticas del Dogger se explotaron cerca del Cortijo de Campobajo al norte de la Hoja. Por último una pequeña explotación que aprovecha un coluvión, se localiza en la ladera oeste del Cerro Paredón en la Sierra del Trigo.

5.2. HIDROGEOLOGIA

En la Hoja de Valdepeñas de Jaén, la escorrentía superficial, vierte sus aguas principalmente hacia la cuenca del Guadalquivir excepto pequeños arroyos y barrancos que en el borde sur desaguan hacia la Depresión de Granada. El primer factor condicionante de la hidrogeología de la zona es la irregularidad pluviométrica, tanto en lo que se refiere a su carácter estacional como a su distribución espacial. Debido a la irregularidad pluviométrica estacional (inviernos y veranos lluviosos) los caudales de los pequeños ríos y arroyos varían de forma considerable.

Existen dos períodos claramente diferenciables en cuanto a la intensidad de las lluvias: por un lado los meses comprendidos entre Octubre y Marzo, ambos inclusive, sobrepasan con frecuencia los 100 mm/mes, mientras que en los meses restantes las precipitaciones disminuyen considerablemente, existiendo un acusadísimo estiaje durante los meses de Julio y Agosto, en los que no resulta extraño la ausencia total de precipitaciones en algunos sectores, a excepción de las intensas tormentas de verano y principio del otoño.

Por otra parte, lo abrupto del relieve condiciona que las lluvias, cuando las hay, se concentren principalmente en las zonas elevadas. Así en lo alto de las Sierras se llegan a sobreponer los 1.000 mm/año, mientras que en los valles pueden no alcanzar los 700 mm/año. A la vista de lo expuesto y de la complejidad litológica y estructural de la Hoja resulta fácil comprender la desigual distribución del agua subterránea en la zona.

Los materiales más permeables son las dolomías y calizas del Lías inf.-medio, que constituyen los niveles hidrogeológicos más importantes. La disposición estructural de estos materiales en determinados cabalgamientos da lugar en algunos casos, a la configuración e acuíferos colgados, que desaguan por manantiales favorecidos por la presencia del Triásico en la base, como ocurre en la Sierra de la Pandera, Ventisquero, etc. Son numerosos los manantiales existentes dentro de la Hoja, destacando a nivel anecdótico las surgencias canalizadas (fuentes) localizadas generalmente junto a los cortijos y que ofrecen buenos caudales. Las áreas con litologías arcillosas y margosas están desprovistas prácticamente de manantiales, siendo abastecidas por medio de pozos.

Los acuíferos se recargan por medio del agua de lluvia y se descargan por medio de manantiales y pozos resultando muy difícil establecer el comportamiento hidrogeológico dada la complejidad tectónica y estructural que caracteriza a esta región. No obstante para una mayor información se recomienda al lector la consulta de los trabajos realizados por el IGME y la FAO donde se recoge una importante información sobre las características hidrogeológicas de la región.

6. BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; FOUCault, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Scre. Public. Univ. Granada.*
- BAENA, J. y PEREZ, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s. str. *Colección informe. IGME.*
- BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935): Observations sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Histo. Nat. Vol. 17.*
- BOURGOIS, J. (1978): Le transversale de Ronde. Données géologiques pour una modele d'évolution a l'arc de Gibraltar. *Tesis Univ. Besançon. (Publ. Annales Scient Univ. Vol. 30).*
- BRAGA, J.C. (1978): Contribución al estudio paleontológico y bioestratigráfico del Domerense inferior y medio en la Zona Subbética. *Tesis Lic. Univ. Granada.* (Inédita).
- BRAGA, J.C.; COMAS, M.C.; DELGADO, F.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; JIMENEZ, A.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1981): The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbético Zone (Spain) Genetic consideration. In. A. FARINACCI y S. ELMI (eds): *Proc. Rosso Ammonitico Symposium, Ed. Thechonoscienza, Roma*, pp. 61-76.
- BRAGA, J.C.; GARCIA GOMEZ, R.; JIMENEZ, A.P. y RIVAS, P. (1981): Correlaciones en el Lías de las Cordilleras Béticas. *Progr. Inter. Correl. Geol. (PICG) Madrid*, pp. 162-181.
- BRAGA, J.C.: (1982): Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). *Tesis Univ. Granada.*
- BUSNARDO, R. (1964): Hypothèses concernant la position des unités structurales et paleogeographiques de la transversal de Jaen-Grenade (Andalousie). *Geol. Min. T. XLIII*, pp. 264-267.
- BUSNARDO, R. (1975): Prebétique et Subbétique de Jaén à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 65.
- CALIZ, F. (1968): Estudio geológico de la Sierra de Albayate y Sierra de Los Judíos. *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético. *Bol. Geol. Min. 89.* p. 407-426.
- CANO, F. (in litt): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.007 (Rute) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, *IGME* (pendiente de publicación).

- 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 Univ. Bilbao*.
- COMAS, M.C.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1978): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 992 (Moreald) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- DABRIO, J.C. y VERA, J.A. (1970): Características sedimentarias del Jurásico Subbético en la región de Algarinejo-Rute. *Act. Geol. Hisp.* I-V. pp. 8-11.
- DABRIO, C.J.; FERNANDEZ, J.; PEÑA, J.A.; RUIZ BUSTOS, A.; SANZ DE GALDEANO, C. (1978): Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada. *Estudios Geol.* 34, pág. 89-97.
- ESPEJO, M. (1968): Estudio geológico de una zona situada al S. de Alcalá la Real (Jaén). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- ESTEVEZ, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; ALBERDI, M.T. y RUIZ-BUSTOS, A. (1982a): Sur l'age miopliocene des series detritiques de la terminaison orientale du bassin de Grenade (Espagne meridionale). *C.R. Ac. Sc. Paris*, Vol. 294. pp. 1189-1190.
- ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982b): Evidencia de una fase comprensiva de edad Tortoniana en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, Vol. 11, pp. 2.29.
- ESTEVEZ, A.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN-ALGARRA, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; SERRANO, F. (1984): El cabalgamiento finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Serie de estudios geológicos. MEDITERRANEA N° 3*.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*; vol. 8, pp. 83-172.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J.E. (1964): Estudio geológico de la zona Sur de la provincia de Córdoba. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, T. LXXV, pp. 111-209.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Essai de systematisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaînes Bétiques. *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 226, pp. 186-189.
- FOUCAULT, A. y PAQUET, J. (1970): La Structure de l'Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, vol. 271, pp. 16-19.
- FOUCAULT, A. (1976): Complements sur la géologie de l'Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), Vol. 18, pp. 649-658.

- GARCIA-DUEÑAS, V. (1966): Individualización de diversas unidades alóctonas en la Zona Subbética (transversal de Granada), *Acta Geol. Hisp.* I, nº 3, pp. 11-14.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Not. y Com. IGME*. t. 101-102, pp. 73-100.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967b): La Zona Subbética al Norte de Granada. *Tesis Univ. de Granada*. (Inédita).
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1968): Hipótesis sobre la posición tectónica de la Sierra Arana (Granada). *Acta Geol. Hisp.*, t. III, pp. 29-34.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969): Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, t. XI, pp. 211-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969b): Consideraciones sobre las series del Subbético interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética). *Acta. Geol. Hisp.*, t. IV, nº 1, pp. 9-13.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Hoja geológica a escala 1:50.000, nº 991 (Iznalloz). *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970): Estructuras sobreimpuestas al N de la S^a de Montillana (Zona Subbética, Granada). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*. Nº 1, pp. 47-50.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1972): Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 5-10 (Jaén) del Mapa 1:200.000; síntesis de trabajos existentes. *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1970): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.009 (Granada) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1970): Contribución al estudio bioestratigráfico del liásico del Zegrí (Zona Subbética, prov. de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. I, pp. 11-6.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y LINARES, A. (1970): La serie estratigráfica de Alta Coloma. Serie del tipo Subbético medio, en la transversal de Granada., t. I, pp. 193-210. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; NAVARRO-VILA, F. y RIVAS, P. (1970): Estudio geológico de Puerto López (Granada, Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.*, t. V, nº 3, pp. 82-87.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética, *Secr. Publ. Univ. Granada*, pp. 125-175.

- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 557-569.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979a): El Lías infracarxiense de la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 367-374.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b): El Carxiense de la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 375-382.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Miembouw*. Vo. 59, pp. 155-168.
- GARCIA YEBRA, R. (1971): Datos geológicos de Lojilla (Zona Subbética). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada*. (Inédita).
- GARCIA YEBRA, R.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1972): Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.*, t. VII, nº 5, pp. 133-137.
- GARRIDO-MEGIAS, A.; LERET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1980): La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *IX. Congreso Nacional de Sedimentología*. Salamanca. Resúmenes, pp. 110-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1967): Estudio geológico de la Depresión de Granada. *Tesis Univ. Granada*. (Inédita).
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1971): Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 55-57.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1971): La serie liásica de Sierra Pelada (Zona Subbética, N. de Granada). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 205-226.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y RIVAS, P. (1975): El Lías inferior y medio de Poloria (Serie del Zegrí. Zona Subbética. Norte de Granada). *Est. Geolg.* Vol. XXX, (Homenaje Prof. Martín Vivaldi), pp. 639-654.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1977): Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 8-9, pp. 191-204.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SERRANO, F. y VERA, J.A. (1980): Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortoniense de Montefrío. **Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)**. Vol. 78, pp. 101-111.

- GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MOLINA, E. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1981): Presencia de materiales de edad Burdigaliense-Langhiense en la Depresión de Alcalá la Real (Sector central de las Cordilleras Béticas). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 79, pp. 115-124.
- JEREZ, F. (1981): Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, vol. 92, pp. 1-18.
- LINARES, D. (1968): Estudio geológico de una zona situada al W. de Alcalá la Real (provincia de Jaén, Zona Subbética). *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada.* (Inédita).
- LINARES, A. y RIVAS, P. (1973): El Lías medio en la parte sur de la Zona Subbética (Sierra Elvira, Illora e Iznalloz, provincia de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 4, pp. 141-154.
- MAÑAS, C. (1969): Estudio geológico del sector Alcalá la Real-Almedinilla. *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada.* (Inédita).
- MARTIN, J.M. (1979): La dolomitización basal del Lías superior subbético. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 583-589.
- MARTINEZ DEL OLMO, W. et al. (1984): Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. / Congreso Esp. de Geol. Tomo I, pp. 199-213.
- MOLINA, R. (1971): Estudio geológico del Valle de Valdepeñas de Jaén. *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- MOLINA, J.M.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A: (1984): Colonia de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético externo, prov. de Córdoba). *Est. Geol.* 40, pp. 455-461.
- OLORIZ, F. y TAVERA, J. (1971): La serie de Cornicabra. *Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada.* (Inédito).
- OLORIZ, F. (1978): Kimmeridgiense-Tithónico inferior en el Sector central de las Cordilleras Béticas, Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía. *Tesis Univ. Granada* (Publ. Scrc. Publ. Univ. Granada 758, pp. 1978).
- OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1981): Correlaciones en el Jurásico superior de las Cordilleras Béticas. El límite Jurásico-Cretácico.
- PEYRE, Y. (1962): EL "Subbético con Jurásico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 67, pp. 133-144.
- PEYRE, Y. (1974): Geologie d'Antequera et de sa region (Cordilleres Betiques). *Tesis Univ. Paris* (Public. Inst. Agronom. Paris, 522 pags.).

- PINEDA VELASCO, A. (1985): Las Zonas Internas y Externas Béticas como partes meridionales de la Placa Ibérica: una nueva interpretación para el área límite Atlántico-Mediterránea. *Studia geológica Salmanticensia*. XXI, pp. 87-113.
- PUGA, E. y RUIZ-CRUZ, M.D. (1980): Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 11, pp. 127-156.
- RIVAS, P. (1969): Estudio geológico de la región de Carcabuey. *Tesis de Licenciatura. Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada*. (Inédita).
- RIVAS, P. (1972): Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías en el sector central de la Cordillera Bética. *Tesis. Univ. Granada*. 2 tomos. (Inédita).
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1979): Itinerario geológico por las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario Granada-Jaén y Cabra-Loja. *Scr. Publ. Univ. Granada*, 80 pp.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982): EL Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 224 págs.
- RUIZ-CRUZ, M.D. y LUNAR, R. (1982): Datos mineralógicos relativos a las "ofitas" triásicas del sector central de la Cordillera Subbética y a los sedimentos arcillosos que las engloban. *Bol. Geol. y Min.* T. XCIII-II, pp. 255-261.
- RUIZ-ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1979): Turbiditas calcáreas del Jurásico superior de las Cordilleras Béticas. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol. 10, pp. 571-582.
- RUIZ-ORTIZ, P. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril. Prov. de Granada y Jaén). *Tesis Univ. Granada*, 272 págs.
- RUIZ-ORTIZ, P. (1981a): Carbonate turbidite Upper Jurassic Betic Cordillera. South Spain. 2º European Meeting. I.A.S.
- RUIZ-ORTIZ, P. (1981b): Sedimentación turbidítica del Cretácico de las Unidades Intermedias.
- SANDOVAL, J. (1983): Bioestratigrafía y Paleontología del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 613 págs.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Univ. Granada*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1980): La Neotectónica del norte de la Depresión de Granada. *Est. Geol.* 36, pp. 255-261.

- SANZ DE GALDEANO, C. y ESTEVEZ, A. (1981): Estriaciones tectónicas en cantes de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Est. Geol.* 37 pp. 227-232.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.* 39, pp. 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1985): La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25-XII-84). *Est. Geol.* 41, pp. 59-68.
- SEQUEIROS, L. (1970): Estudio geológico del borde sur de Cabra (Córdoba). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada.* (Inédita).
- SEQUEIROS, L. (1974): Paleobiogeografía del Calloviano y Oxfordiano en el Sector Central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología. *Tesis Univ. Granada.*
- VAIL, P.R.; MITCHUM, J.R. y THOMPSON, S. (1977): Seismic Stratigraphy and changes of Sea Level. Part. 4 Global cycles of Relative changes of Sea Level. In: *Seismic Stratigraphy. A.A.P.G. Memoir.* 26, pp. 83-97.
- VERA, J.A.: (1966a): La unidad "Parapanda-Hacho de Loja". Su individualización estratigráfica y tectónica en la Zona Subbética. *Acta Geológica Hispánica*, vol. 1, pp. 3-6.
- VERA, J.A. (1966b): Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Tesis Univ. Granada* (pub. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo-72, 192, págs. 1969).
- VERA, J.A. (1969): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. *IGME*, (primera serie).
- VERA, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: Programa Internacional de Correlación Geológica. *P.I.C.G. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, vol. 2, pp. 219-260.
- VERA, J.A.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, M.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTIN-ALGARRA, A. (1982): El Cretácico de las Cordilleras Béticas. In: *El Cretácico de España, Universidad Complutense, Madrid*, pp. 515-630.
- VERA, J.A.: (1984): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sánchez de la Torre. *Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología*, Barcelona, vol. 22, pp. 25-54.
- VERA, J.A.; MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo).

In: A. OBRADOR (ed): Libro homenaje al Prof. Sánchez de la Torre. *Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología*, Barcelona, vol. 22, pp. 141-162.

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



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