



IGME

816

24-32

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PEÑAS DE SAN PEDRO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PEÑAS DE SAN PEDRO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOCISA (Geotecnia y Cimientos, S. A.), con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En *Geología de Campo*: Longares Alonso, V.

Como *Asesor*: Arche Miralles, A.

En *Revisión de campo*: Elizaga Muñoz, E.; Esnaola Gómez, J. M. y Espejo Molina, J.

En *Supervisión*: Elizaga Muñoz, E.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 36.528 - 1979

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Peñas de San Pedro se encuentra situada en la provincia de Albacete, y en ella enlaza la comarca de Los Llanos de Albacete con la Sierra del Sahúco, al Oeste, y la Sierra de San Juan, al Este.

Toda la Hoja está situada por encima de los 800 m. de altitud, siendo los puntos más altos Isabela (1355 m.) y El Roble (1257 m.).

Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada se encuentra en la confluencia de dos grandes dominios estructurales: La Meseta y el Prebético.

La Meseta está constituida, fundamentalmente, por sedimentos terciarios y cuaternarios, dispuestos discordantemente sobre los materiales de edad secundaria, que a su vez configuran el dominio Prebético.

La sedimentación realizada en ambiente continental y epicontinental, presenta como característica fundamental los rápidos cambios de facies que experimentan las series en dirección Este a Oeste.

No afloran en toda la región estudiada ni los sedimentos paleozoicos que componen el zócalo hercínico ni los sedimentos triásicos.

Dentro del marco tectónico del Prebético la Hoja se encuentra entre la zona de plataforma, que abarcaría el sector norte y noreste de la Hoja, y la zona de escamas, que ocuparía el sector suroeste.

Los pliegues de gran radio y las fracturas normales constituyen los elementos estructurales más característicos de la zona de plataforma, mientras que los pliegues encofrados, cortados por escamas tectónicas que se apilan unas sobre otras, y las fracturas de desgarre, serían los elementos estructurales que definirían la zona de escamas.

En estos plegamientos se encuentran involucrados tanto los sedimentos mesozoicos como terciarios, y sólo los depósitos del Cuaternario presentan una disposición horizontal, sin verse afectados por ningún tipo de esfuerzos.

De los trabajos realizados con anterioridad en esta región, merecen la pena destacar el estudio de BRINKMANN y GALLWITZ (1933) por su carácter regional, pues a pesar de su antigüedad conserva su vigencia en algunas observaciones. El trabajo de FOURCADE (Le Jurasique et le Cretacè aux confins des chaines Betiques et Iberiques, 1970), por su interés desde el punto de vista estratigráfico. LOPEZ GARRIDO (1971), DABRIO (1973) y JEREZ MIR (1971-1973) con sus respectivas tesis, aportan interesantes datos estratigráficos y tectónicos en el contexto regional.

Desde el punto de vista hidrogeológico es fundamental destacar el «Estudio Hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla», realizado por el IGME en 1971.

La Hoja objeto de estudio geológicamente es muy compleja; sus principales dificultades se podrían resumir en los siguientes puntos:

a) Complejidad estratigráfica.—La similitud en las facies dolomitizadas que presenta el Lías Inferior y el Lías Superior-Dogger en la zona suroeste de la Hoja hace que ambas puedan confundirse con facilidad, al no poder contar prácticamente con el apoyo de los estudios paleontológicos debido a la escasez de fauna o dificultad de datación por la dolomitización. Por ello se ha tenido que recurrir en alguna ocasión, a la hora de cartografiar, a criterios puramente litoestratigráficos. Sin embargo, en el resto de la Hoja las diferencias entre las dos formaciones aparecen más claras, y se han podido concretar mejor los criterios en la cartografía.

Por otra parte, las definiciones de techo a muro que se intentan utilizar, partiendo del claro nivel de referencia que constituye el Lías Medio, no dieron ningún resultado, pues la complejidad tectónica, provocada por el apilamiento de escamas, lleva a estructuras muy complejas coherentes con el marco tectónico regional en el que está encuadrada la zona.

Otra similitud de facies también se da entre los sedimentos del Cretácico Inferior y los del Plioceno, y aunque inicialmente parezca absurda la posibilidad de confusión entre los dos sedimentos por el carácter postectónico de los sedimentos del Plioceno, tal confusión existe cuando los afloramientos son aislados, sin otros materiales a techo. La formación de cantos, cuarcita, arenas y arcillas rojas sólo la hemos datado como Cretácica en el caso de encontrarse sobre el Lías Superior-Dogger, debajo de las formaciones del Cenomanense y libre de toda duda.

b) Complejidad tectónica.—La abundancia y variedad de fallas que se producen en la zona, y sobre todo la presencia de fallas de desgarre con fenómenos secundarios de fracturación y plegamiento complican la interpretación de la Hoja.

En la mayor parte de los casos faltan afloramientos buenos que permitan

detectar la inclinación de los planos de falla, por lo que en la cartografía presentada y en la posterior interpretación faltarán datos que hagan dar con una comprensión total de la Hoja. En alguna ocasión se ha optado por la búsqueda de una interpretación geométrica coherente, más que por el logro de reflejar fielmente la realidad aparente.

c) El estrecho marco de una hoja geológica y la escasez de anteriores estudios de detalle en la misma.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS GENERALES

Los materiales más antiguos que aparecen en la región estudiada corresponden al Lías Inferior, mientras que los más modernos, aparte de los sedimentos cuaternarios y actuales, corresponden al Plioceno o más exactamente a una edad Mioceno Superior-Plioceno. Durante este período la sedimentación no ha sido ni continua ni homogénea y se presentan diversas lagunas estratigráficas, discordancias y variaciones de facies a lo largo y ancho de la zona estudiada.

La laguna estratigráfica de mayor interés se produce entre el Dogger y el Cretácico Inferior, sin poder especificar el piso del Cretácico Inferior en el que comienza de nuevo la sedimentación. Es probable la ausencia de sedimentación durante el Neocomiense-Barremiense, aunque como se verá más adelante faltan datos de tipo paleontológico que confirmen esta hipótesis y sólo se apoyaría esta afirmación en datos de tipo litológico.

También se produce con cierta claridad la ausencia de sedimentación durante el Paleógeno, aunque al presentarse discordantes los depósitos del Mioceno sobre los del Mesozoico, cabe la posibilidad de que los sedimentos Paleógenos no afloren en superficie en ningún punto de la Hoja. Para solucionar esta duda, sería necesario un estudio regional más amplio o bien la realización de una serie de sondeos de investigación, pero tanto una solución como otra se salen de las posibilidades de este estudio.

Las discordancias más importantes se localizan entre los sedimentos del Lías Superior-Dogger y el Cretácico Inferior, y entre los sedimentos mesozoicos y los del Mioceno. Pero estas dos discordancias tienen en principio un carácter diferente. La discordancia del Cretácico Inferior es de tipo erosivo, mientras que la discordancia del Mioceno tiene un carácter orogénico, y está producida por la creación de formas estructurales previas al depósito de los sedimentos del Neógeno.

Dentro de este período existen discordancias menores de tipo transgresivo, provocadas más por cambios en la configuración de la cuenca de sedimentación que por movimientos orogénicos creadores de estructuras.

Por último, es digno de mención la discordancia clara que se presenta entre los sedimentos del Plioceno y del Cuaternario y los sedimentos de los períodos anteriores.

También conviene hacer notar la existencia de cambios de facies de Este a Oeste en las formaciones del Lías Superior-Dogger.

La mayor parte de los sedimentos que forman la Hoja se han depositado en un ambiente epicontinental, o marino lagunar, exceptuando los sedimentos del Cretácico Inferior que tienen un claro carácter continental, así como los sedimentos del Plioceno y Cuaternario. Localmente en la base de los depósitos pliocenos existen sedimentaciones de tipo lacustre.

1.2 MESOZOICO

1.2.1 LIAS INFERIOR (J_1^1)

Las formaciones del Lías Inferior afloran en diversos puntos de la Hoja, aunque en ningún caso aparece el muro de la formación. Las características litológicas de este tramo son muy similares a las del Lías Superior en la zona suroeste de la Hoja, por lo que uniendo este carácter a la complejidad tectónica de la zona de escamas, se han encontrado serias dificultades para poder diferenciar un tramo de otro en este sector.

Al variar las facies del Lías Superior en la zona Este, la diferenciación es mucho más clara, por lo que se han elegido cortes de esta zona para establecer la columna representativa de la Hoja.

De todas formas, los puntos más claros para la observación de este tramo se localizan en la ladera del Roble (Sierra del Sahúco), en la que el Lías Inferior aparece en el centro de un anticlinal, en el Royo, al sur de Peñas de San Pedro, antes de la bifurcación con la carretera de La Fuensanta, en el pueblo de La Solana, y en la carretera del Berro a el Berrueco, aproximadamente en el Km. 13.

A partir de estos afloramientos se puede definir esta formación como un conjunto de calizas dolomitizadas de tonos rojizos, de grano medio a grueso, que a veces presentan una clara microestratificación.

La dolomitización es muy irregular, por lo que las dolomías granulares de tonos rojizos pasan lateralmente a calizas azuladas, con aspecto brechoide y a calizas arcillosas de tonos blancos y grisáceos.

Característico de esta formación son las calizas dolomitizadas de tonos rosáceos, con unas zonas alveolares rellenas de arcilla blanca, que dan a la roca un aspecto general cavernoso.

El análisis petrológico de esta formación indica que está constituida por micritas con cristales idiomorfos de dolomía, que a veces presentan una fina microestratificación a partir de bandas de intraesparita. No presenta restos fósiles.

Hacia el techo de esta formación aparecen unas dolomías de tonos grisáceos y blancos de aspecto brechoide a consecuencia de una dolomitización secundaria. Presenta un aspecto masivo, y localmente pasa a dolomías granudas de aspecto arenoso y de tonos oscuros (dolomicritas y dolosparitas). En este tramo del techo aparecen restos epigenizados de moluscos, equinodermos y ostrácodos, que aunque no sirven para datar claramente la formación, sí han servido como criterio para distinguir esta formación de la del Lías Superior.

Al no aparecer el muro de la formación no se puede dar un espesor total para el Lías Inferior en esta zona, siendo el máximo espesor de esta formación el que aparece en el corte del Roble con 127 m.

El techo de esta formación viene marcado por la aparición de sedimentos arcillosos, pertenecientes a las formaciones del tramo intermedio del Lías.

1.2.2 LIAS MEDIO (J_1^2)

La formación del Lías Medio está muy bien representada en la Hoja, siendo de las formaciones del Lías la más fácilmente distinguible por su carácter fundamentalmente arcilloso, material ausente en el resto de las formaciones liásicas.

En el corte realizado en El Roble hemos podido distinguir los siguientes niveles (de muro a techo):

1.2.2.1 Tramo Inferior

- 3,00 m. de calizas sublitográficas de tonos pardos, que se presentan en estratos de 20 cm. de espesor y alternan con arcillas de tonos ocres.
- 2,00 m. de calizas nodulosas de tonos azulados con brechas intraformacionales.
- 0,70 m. de calizas pardas sublitográficas.
- 0,50 m. de arcillas verdes.
- 0,80 m. de calizas grises azuladas, que presentan finos niveles de arcillas verdes muy compactas.
- 4,00 m. de alternancia de arcillas verdes con niveles de calcita de exudación, que alternan con calizas arcillosas blancas. Las calizas se presentan en estratos de 10 a 30 cm. de espesor, mientras las arcillas se presentan en lechos de 60 cm.
- 3,00 m. de calizas arcillosas blancas con tonos amarillentos y rosáceos, con clara microestratificación y localmente con estructura brechoide a causa de recristalizaciones. Presenta finos lechos de arcillas verdes.
- 6,00 m. de alternancia de arcillas verdes y calizas nodulosas azuladas.

Los estratos de calizas presentan espesores de 80 cm., mientras las arcillas se presentan en lechos de 40 cm.

- 11,00 m. de calizas arcillosas blanco-amarillentas, microestratificadas, con estructuras brechoides que presentan finas pasadas de arcillas.
- 8,00 m. de calizas nodulosas azules con finas pasadas de arcillas verdes.
- 10,00 m. de arcillas verdes y de tonos vinosos con vetas de calcita recristalizada y finas pasadas de calizas arcillosas que se presentan en lechos de pocos centímetros.
- 3,00 m. de calizas arcillosas blanco-amarillentas, que se presentan en estratos de 10 cm. de espesor.

Aunque el espesor total de este tramo medio en este punto alcanza los 50 m., la potencia de este tramo varía mucho de unos puntos a otros. Pero esta variación no parece deberse a diferencias reales en el espesor de la serie.

En efecto, las señales de tectonización que presenta este tramo, calizas abudinas, trozos de calizas fracturadas englobadas dentro de paquetes arcillosos, variación en los espesores de paquetes de las arcillas que indican la emigración de éstas hacia las zonas de menor compresión dentro de los pliegues, hace pensar en que las diferencias de espesor se deban a la tectonización posterior sufrida por este tramo del Lías Medio, que lógicamente actuaría como tramo incompetente ante los esfuerzos que actuaron en esta zona.

Así pues, teniendo en cuenta los distintos espesores medidos, podríamos marcar un espesor de este tramo que oscilaría entre los 50 m. y los 75 m.

El análisis petrológico de esta formación indica que está formado por un conjunto de micritas arcillosas con intercalaciones de oolitos y pelets; localmente presenta cristales de yeso lenticular, en su mayoría disueltos y reemplazados por esparita.

Hacia el techo va apareciendo una progresiva dolomitización con cristales romboédricos de dolomita.

La microfauna, no suficientemente característica como para datar con exactitud la formación, arroja restos epigenizados de Ostrácodos, Gasterópodos, Ophthalmidiidos, *Favreina* y tubos de filamentos de algas.

Los levigados realizados con muestras de dos niveles arcillosos no arrojan ningún resto fósil.

1.2.2.2 Tramo Superior

El tramo superior del Lías Medio está representado por una formación de calizas oolíticas blandas dolomitizadas, de aspecto exterior arcilloso, que alterna con finos niveles de arcillas verdes.

Las calizas se presentan en bancos de 1-2 m. de espesor, mientras que los niveles arcillosos se emplazan en finos niveles que rara vez sobrepasan

los 10 cm. Sólo hacia el techo de esta formación aparece una capa de arcillas verdes que presenta un espesor de 75 cm.

El carácter oolítico de esta formación varía de unos puntos a otros, pues junto a formaciones de este tramo, que presentan los oolitos grandes y bien desarrollados, encontramos zonas en las que los oolitos apenas se distinguen por estar fuertemente epigenizados.

Así pues, según este carácter y aunque la formación presenta las mismas características generales en toda la zona, se podrían distinguir dos variantes dentro de ésta.

En el sector Suroeste, que viene a coincidir con la zona de escamas, esta formación se presentaría como un conjunto de calizas oolíticas, con oolitos grandes y bien formados, que alterna con lechos intensamente dolomitizados que convierte las calizas blancas en dolomías granudas de tonos oscuros. Las arcillas están prácticamente ausentes y aparecen abundantes geodas de gran tamaño que alcanzan en algunos puntos los 35 cm. de diámetro.

En el resto de la Hoja los oolitos son pequeños, borrosos, difíciles de observar. La dolomitización es más general y no está concentrada en bancos, no apareciendo las dolomías oscuras, aunque sí se presentan dolomías de tonos rosáceos. Los niveles arcillosos son claramente visibles y las geodas presentan menor tamaño, nunca superior a los 10 cm. de diámetro.

El espesor total de esta formación alcanza los 70 m. de espesor.

El análisis petrológico de este tramo define una formación de dolomicritas y dolosparitas con oolitos más o menos epigenizados, con aparentes intraclastos que serían zonas que no han sido recrystalizadas por la dolomitización.

Contiene una fauna de Moluscos, Equinodermos y *Labyrinthina*, aunque con respecto a este último ejemplar a causa de la dolomitización se duda en distintas muestras si puede ser también *Orbitopsella* o *Haurania*.

En cualquier caso esta microfacies parece pertenecer al Lías Medio.

El techo de esta formación no está claramente delimitada, y en la mayor parte de los casos se pasa insensiblemente a las formaciones del Lías Superior-Dogger. De todas formas, se ha adoptado el criterio de establecer el techo en una formación de dolomías de tonos amarillentos y rojizos, que podrían constituir la base de la sedimentación para el Lías Superior-Dogger.

Así pues, e intentando resumir las formaciones del Lías Medio, estarían diferenciadas en dos tramos claramente distintos uno de otro. El inferior, formado por un conjunto de arcillas verdes que alternan con bancos de calizas pardas o azuladas, y el tramo superior, formado por calizas oolíticas con las que alternan irregularmente finos niveles de arcillas verdes.

1.2.3 LIAS SUPERIOR-DOGGER (J_1^3)

El conjunto sedimentario del Lías Superior-Dogger es el que presenta

mayor complejidad de las formaciones sedimentarias que aparecen en la Hoja debido a los cambios de facies que presenta.

Así pues, en las zonas del Noreste el Lías Superior-Dogger estaría representado por un conjunto de dolomías de grano medio-grueso de aspecto masivo, aunque localmente pueda percibirse una cierta estratificación. Superficialmente presenta un aspecto brechoide, consecuencia de una dolomitización secundaria.

En otros puntos de esta zona aparece formado por unas dolomías de grano fino de tonos grises, que localmente adquieren un bandeado de franjas claras y oscuras que dan un criterio claro con respecto a la estratificación de esta formación. Localmente también presentan un aspecto brechoide.

Estas dos facies no se sitúan entre sí con una posición estratigráfica clara, pues su posición relativa varía de unos puntos a otros, y según nuestro criterio, varía según la intensidad de la recristalización, producida por la dolomitización secundaria.

Petrológicamente es un conjunto de dolosparitas, que localmente presentan un aspecto brechoide, o restos de oolitos borrosos y muy epigenizados.

En el cerro Sabina, al sur de Nava de Arriba, esta formación presenta en su base un conjunto calizo dolomitizado, de textura sublitográfica, que alterna con dolomías granudas blancas, formación a la que se puede dar un espesor por encima de los 80 m., sin poder concretarse con exactitud, pues en este punto no aparece el muro de la formación. Y desde este punto hacia el noroeste de las formaciones de este período, antes descritas, aparecen alternando con formaciones calizas de textura sublitográfica y de tonos pardos y azulados. Estas intercalaciones aparecen con carácter esporádico, aunque generalmente son más abundantes hacia la base de la formación.

Ya en la Sierra del Sahúco las facies de esta formación han variado claramente, presentándose la siguiente sucesión de tramos (de muro a techo):

- 10,00 m. de dolomías de grano medio a grueso, con tonos amarillentos y rojizos.
- 12,00 m. de dolomías granudas blancas.
- 4,00 m. de calizas sublitográficas de tonos pardos y gris-azulado.
- 2,00 m. de dolomías de grano fino de tonos rojizos con oolitos pequeños y borrosos de color blanco.
- 8,00 m. de dolomías acarnioladas con vetas y alvéolos arcillosos.
- 3,00 m. de dolomías granudas blancas, que localmente presentan un aspecto versicolor.
- 20,00 m. de calizas sublitográficas de tonos claros.
- 7,00 m. de dolomías granudas blancas.
- 8,00 m. de calizas sublitográficas color crema.
- 2,00 m. de dolomías acarnioladas con vetas y alvéolos arcillosos.

Encima aparece la formación areno-arcillosa con cantos de cuarcita del Cretácico Inferior.

El análisis petrológico de esta formación indica que los tramos dolomíticos están formados por dolosparitas y dolomicritas con oolitos mal conservados, y los tramos calizos corresponden a oosparitas dolomíticas con intraclasos de dolomicritas y a micritas con pellets y cristales idiomorfos de dolomita. Tanto las dolomías como las calizas presentan oolitos incipientes, borrosos y deformados.

Las formaciones calizas presentan microfauna formada por Ataxophragmiidos, Moluscos, Equinodermos, Ostrácodos, Textuláridos, *eggerella*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* y Coprolitos (*Favreina*), que marcan en conjunto una edad de Lías Superior-Dogger.

Así pues, y a la vista de los datos obtenidos, la formación del Lías Superior-Dogger presenta en esta Hoja un cambio de facies con dirección NO.-SE., que transforma un conjunto fundamentalmente dolomítico en otro fundamentalmente calizo, haciéndose patente en toda la Hoja todos los estados posibles de transición de uno a otro.

El techo de la formación del Dogger en otras regiones más orientales (Hoja 817), está constituido por una formación de calizas rosadas con fauna de ammonites datada como Oxfordiense Superior. Sin embargo, en esta zona tanto las formaciones del Oxfordiense como las del Kimmeridgiense no aparecen representadas, situándose los sedimentos del Cretácico directamente sobre el Lías Superior-Dogger. Esta circunstancia, unida al carácter continental de la formación del Cretácico Inferior, y las diferencias de espesor que sufre en toda la Hoja el Lías Superior-Dogger, hace suponer en principio en la existencia de una discordancia erosiva que separe los sedimentos del Jurásico de los del Cretácico. Sin embargo, al N. de la Morra del Tesoro afloran calizas nodulosas rosadas que quizá representen el Oxfordiense.

1.2.4 LA DISCORDANCIA JURASICO-CRETACICO

Esta discordancia se puede analizar de la siguiente forma:

1.º La sedimentación del Malm no aparece en la Hoja, lo cual plantea la alternativa de que durante dicho período no se haya producido sedimentación en esta zona o bien de que estos sedimentos hayan sido erosionados anteriormente a la sedimentación del Cretácico. Existe una tercera posibilidad o proceso conjunto de tipo lagunar y erosión, el cual parece más probable. En efecto, el análisis de los sedimentos en regiones más orientales (Hoja 817) indica que hacia el Este hay un paso progresivo a las características regionales de los sedimentos del Kimmeridgiense. De facies claramente marinas en el Este (de la Hoja 817) pasamos a facies litorales y costeras en el Oeste, lo cual marca un progresivo acercamiento al borde de la cuenca hasta interrumpirse la sedimentación, que en este período se colocaría aproximadamente en el borde entre las dos hojas (816 y 817).

Sin embargo, no ocurre lo mismo con la formación caliza del Oxfordiense,

que no varía ni en espesor ni en facies en estas zonas orientales, lo cual hace pensar en la posibilidad de que haya podido depositarse en esta zona o por lo menos en parte de ella, y sin embargo luego haya sido erosionada.

2.º En toda la Hoja se presentan las formaciones del Lías Superior-Dogger con considerables cambios de espesor. Así pues, mientras en cerro Infierno (NE. de la Hoja) la potencia alcanza espesores superiores a los 200 m., en las proximidades de Peñas de San Pedro sólo alcanza los 125 m., y en distintos puntos siguiendo en mismo contacto las variaciones de espesor son notables.

En el contacto Jurásico-Cretácico del cerro del Lituerto, al este de la aldea abandonada del Sargal, el Lías Superior-Dogger varía en espesores oscilando entre los 90 m. y los 20 m.; por otra parte, en la Sierra del Sahúco esta formación alcanza los 130 m. en el centro de un sinclinal en el que sobre la formación del Lías Superior-Dogger aparece el Cretácico Inferior. Esta variación de espesores parece indicar un proceso erosivo.

3.º La mayor parte de los contactos entre estas dos formaciones son contactos sinuosos, en absoluto rectilíneos, en los que aparecen formaciones de arcillas rojas con características de arcillas de decalcificación. Por otra parte, siempre en las zonas de contacto el Lías Superior-Dogger presenta un aspecto cavernoso, muy alterado, con resto de arcillas y marcas de recristalización, mientras que en el Cretácico Inferior es frecuente encontrar bloques de dolomías pertenecientes a la formación inferior englobadas en las arcillas arenosas que constituyen la sedimentación de este período (discordancia erosiva).

Los puntos que confirman esto son: el contacto Jurásico-Cretácico de Peñas de San Pedro, el contacto Jurásico-Cretácico junto a la carretera de Peñas al Sahúco, cerca del cruce con el camino que va a Fontanar de Alarcón, y el contacto entre estas formaciones, en esta misma carretera, en el cerro de Los Majanos, poco antes del cruce con el camino que va a El Colmenar.

4.º El carácter claramente continental que presentan las formaciones del Cretácico Inferior en esta Hoja, lo cual es lógico ante la presencia en zonas más orientales de paleocauces y lentejones de cantos cuarcíticos dentro de formaciones típicas del Cretácico Inferior (Hoja de Pétrola-Casas de Balsaín). En definitiva, se trata de unos materiales de origen continental depositados sobre terrenos emergidos.

Por consiguiente, parece lógico relacionar la discordancia entre Lías Superior-Dogger y Cretácico Inferior, o un proceso de pausa sedimentaria (por límite de cuenca en la época Kimmeridgiense que afecta incluso a los tramos más inferiores del Cretácico, Neocomiense-Barremiense) y una consiguiente erosión de los terrenos subyacentes al quedar emergidos, que afectaría al Oxfordiense y de una manera parcial o discontinua al conjunto Lías Superior-Dogger.

Se carece de datos para definir el alcance de esta discordancia, incluso no se descarta la posibilidad de la existencia de algún punto en que el Cretácico se haya depositado sobre el Lías Medio.

1.2.5 CRETACICO INFERIOR (C₁)

La formación del Cretácico Inferior está representada por un conjunto de areniscas cuarcíticas blancas que presenta englobados multitud de cantos de cuarcita, subredondeados, de aspecto superficial violáceo.

Hacia el muro de esta formación van desapareciendo las arenas y el depósito se convierte en una formación de arcillas con cantos de cuarcitas, mientras que hacia el techo van desapareciendo progresivamente los cantos y convirtiéndose en una formación de areniscas cuarzosas blancas de facies Utrillas.

Esta formación carece de restos fósiles, pero su aspecto externo así como la estructura del depósito indica su carácter continental.

El espesor de esta formación es muy dudoso, pues sólo en dos puntos se encuentra limitada entre el Lías Superior-Dogger y el Cretácico Superior, y en uno de ellos sólo aparece la facies arenosa de techo y no se presenta la facies de cantos. Se calcula un espesor de unos 50 m.

1.2.6 CRETACICO SUPERIOR (C₂)

El Cretácico Superior se presenta en pocos puntos de la Hoja, y sólo en Peñas de San Pedro se puede establecer una serie bastante completa. En este corte podemos distinguir los siguientes tramos, de muro a techo:

— *Primer tramo*

Alternancia de dolomías y areniscas dolomitizadas. Este tramo representaría una serie de transición entre la formación arenosa del Cretáceo Inferior y la formación dolomítica del Cenomaniense.

La alternancia se presenta en estratos de 0,70 a 1,00 m. de espesor, teniendo una potencia total de 17 m.

El análisis petrológico marca una composición de dolomicrosparitas arenosas y dolomicritas arenosas. La microfacies presenta fauna de Moluscos muy epigenizados.

— *Segundo tramo*

Está constituido por una alternancia de dolomías y arcillas blancas dolomitizadas. En las dolomías de la base de esta formación se distinguen todavía granos de cuarzo y cierto carácter arenoso, mientras que en las arcillas dolomíticas aparecen óxidos de hierro.

Se presenta en bancos de un metro de espesor y la potencia total alcanza los 42 m.

Petrológicamente esta formación está compuesta de dolomicritas y micritas dolomitizadas con intraclastos y pellets que contiene una fauna de Ataxophragmiidos, Ostrácodos, Moluscos, Textuláridos y Miliólidos.

— Tramo tercero

Está constituido por un conjunto fundamentalmente dolomítico de calizas cristalinas dolomitizadas, y dolomías de grano medio, que presenta en su techo una formación de arcillas amarillentas que toman colores rojizos localmente. Se presenta en bancos de 0,50 a 0,70 m. y toda la formación presenta tonos blancos y grisáceos.

El espesor total de la formación es de 80 m., de los cuales 16 m. constituyen las arcillas amarillentas del techo y 64 m. la formación de dolomías y calizas dolomíticas.

Petrológicamente es un conjunto de dolomicritas, esparitas y microsparitas dolomíticas, que presentan oolitos finos a veces borrosos y siempre recristalizados.

Presenta microfauna de Moluscos muy abundante, Miliólidos, Equinodermos y algunos Foraminíferos Inclasificables. La microfauna que presentan estos primeros tramos no es suficiente como para poder datarla con exactitud, y por tanto se tendría que colocar en principio todo este conjunto entre el Cenomaniense y el Turoniense.

— Cuarto tramo

Conjunto de calizas sublitográficas muy blancas y estructura subnodulosa. Aspecto muy masivo, presentando siempre una estratificación muy incierta. El espesor total de este tramo alcanza los 27 m. y petrológicamente se presenta como un conjunto de micritas con microfauna de Moluscos, Ataxophragmiidos y Dasycladáceas.

En una de las muestras se ha logrado clasificar una Dasycladácea, como *Heteroporella lepina*. Esta alga se considera del Turoniense Inferior, aunque es posible que en la península su existencia pase de esta edad. Así pues y por ahora esta formación se data como del Turoniense.

— Quinto tramo

Calizas grises azuladas, localmente gris pardas, de estructura brechoide y aspecto sublitográfico.

Se presenta en estratos de pocos centímetros de espesor (5 a 10 cm.) y el espesor total de esta formación no se puede calcular, pues se presentan sobre ella y discordantes las formaciones del Terciario.

En este punto tiene, hasta la base de los sedimentos del Mioceno, 53 m. Petrológicamente está formado por un conjunto de micritas peletíferas con intraclastos que arrojan una microfauna de Ostrácodos, Microcodium, Moluscos, *Rotalina cayeuxi*, Ophtalmidiidos y Charáceas.

Esta microfauna y sus características similares de microfacies con otros trabajos realizados en zonas adyacentes, permiten datar este tramo como del Senoniense Inferior.

1.3 Terciario

1.3.1 Neogeno-Mioceno

El Mioceno de la zona estudiada está formado por tres unidades claramente separables y discordantes los dos superiores sobre el inferior fundamentalmente, así como todo el conjunto con respecto a los terrenos mesozoicos.

Tramo Inferior (T₁^{Ba})

La primera unidad o tramo inferior está formado por un conjunto de conglomerados calizos y brechas calizas. Los cantos de esta formación son angulosos o subangulosos, sus tamaños varían de unas zonas a otras; de dimensiones medias hacia el este de la Hoja pasan a tamaño pequeño en las zonas centrales y orientales. La composición es fundamentalmente caliza y están englobados en una matriz de tipo químico de igual naturaleza. Estas brechas se interestratifican con sedimentos de arcillas rojizas y areniscas calcáreas. Los bancos nunca pasan de los 10 cm. de espesor, y sólo son visibles en cortes buenos del terreno.

Hacia el techo de esta formación empiezan a hacerse más frecuentes los estratos arenosos, pudiendo decir que en estas zonas tienen un marcado carácter de microconglomerados.

La ausencia de fauna en estos depósitos impide datarlos con exactitud, habiéndole atribuido una edad de Mioceno Inferior por su posición relativa con respecto a los otros depósitos del Mioceno.

Tramo Medio (T₁₁)

En el techo del tramo anterior y discordante con él, se presenta una formación arenosa en la que hemos podido establecer la siguiente serie (de muro a techo):

- 1,00 m. de calizas con ostreas gigantes, localmente arenosas, que petrológicamente están clasificadas como biomicritas arenosas.
- 2,50 m. de conglomerados de cantos de cuarcita con marcas como de uña en su superficie y englobadas en una matriz arcillo-arenosa.

— 40,00 m. de areniscas blancas, con matriz arcillosa, caliza (biomicritas arenosas).

El nivel inferior es el más constante de toda la serie realizada, pues en los otros dos aparecen frecuentes cambios de espesor en toda la zona, presentándose en muchos casos sólo formaciones de conglomerados cuarcíticos y en otros sólo las formaciones arenosas.

Este tramo contiene fauna de *Orbulina universalis*, *Bolivina*, *Anomalínidos*, ex. gr. *scitula*, *Globorotalia aff. obesa*, *Globorotalia aff. gr. menardii*, *Giobigerinoides ruber*, *Cibicides*, *Anomalina*, *Lagenonodosaria*, *Uvigerina*, *Globigerina*, *Praeorbiculina glomerosa*.

Esta asociación ha permitido datar la formación como Langhiense Inferior, aunque es muy probable que pertenezca a todo este piso.

Tramo Superior (T_{12}^{Bb-Bc})

Sobre ella y presentando una discordancia de tipo transgresivo aparece una formación muy homogénea de areniscas calcáreas de caliza (moladas o maciños), que varía de espesor según los distintos puntos de la Hoja y que el máximo espesor alcanzado es de 120 m.

Esta formación presenta una microfauna de Equinodermos, Briozoos, Lithothamnium, *Globorotalias*, *Anomalínidos*, Textuláridos, *Globigerinas*, *Heterostegina*, *Elphidium aff. crispum*, *Cibicides aff. pseudoungeriamus*, *Globigerinoides*, *Ammonia becarii*, *Globoquadrina aff. altispira*, *Epónides*, Rotálidos y Melobesias.

Esta microfauna, aunque abundante, no sirve para datar con exactitud esta formación, y por tanto se presentaría como una formación de tipo compresivo que abarcaría desde el Helvetiense Superior al Andaluciense.

1.3.2 NEOGENO-PLIOCENO (T_2^B) (T_{C2}^B)

Discordantes con todas las formaciones anteriores aparecen unos sedimentos de arcillas rojas (T_2^B), que hacia la zona Suroeste se cargan de cantos de cuarcitas de tamaño medio-grueso (T_{C2}^B). Contienen fauna de *Ammonia becarii*, *Elphidium*, Algas, *Globigerina eggeri*.

Esta formación se depositaría sobre un relieve ya formado, no cubriendo totalmente el relieve y quizá aislado en cuencas más o menos grandes comunicadas entre sí. Lateralmente y hacia las zonas de borde cambia a facies arenosas, que presentan localmente cantos de cuarcita y que arrojan una fauna de Moluscos, Equinodermos y Auxineas.

El conjunto de esta formación pertenecería al Plioceno.

Su espesor total es muy difícil de calcular, pero estaría por encima de los 60 m.

1.4 CUATERNARIO (Q) (Q₁) (QCu) (QCo) (QAI)

Pertencen al Cuaternario los sedimentos de terrazas fluviales que siguen depositándose actualmente, así como los coluviones y aluviones de las laderas de las montañas y de las depresiones intermontañas.

También en algunos puntos existen costras carbonatadas tipo caliche, que a veces alcanzan los 3 m. de espesor, en reducidos afloramientos.

En el borde norte de la Hoja los sedimentos cuaternarios comienzan a tener cierto espesor, pero sin que todavía dentro de ella se puedan establecer divisiones y correlaciones por la discontinuidad de los niveles y no existir datos a nivel regional.

2 TECTONICA

2.1 CARACTERISTICAS TECTONICAS REGIONALES

La Hoja de Peñas de San Pedro se encuentra enclavada entre dos grandes dominios estructurales: la Meseta y el Prebético.

Estos dos dominios se articulan en esta zona de una forma más o menos progresiva, diferenciando en el Prebético distintas unidades tectónicas.

— Zona de plataforma. En toda ella hay una marcada influencia del zócalo, condicionando las estructuras y la sedimentación de la cobertera mesozoica.

— Zona del Prebético externo. En esta zona la sedimentación de la cobertera adquiere progresivamente mayor espesor, carácter que hace distinguir en esta zona dos dominios estructurales, separables de Norte a Sur.

El primero viene caracterizado por un apilamiento de escamas tectónicas, que cabalgan superponiéndose a la zona de plataforma. El segundo queda caracterizado por una evolución de estas escamas hacia cabalgamientos y pliegues.

Más hacia el Sur una alineación de afloramientos triásicos, a veces con carácter diapírico, y otras veces ocultos en el núcleo de pliegues en champiñón, marca el paso hacia el otro dominio estructural.

— Zona del Prebético interno. Está caracterizada por una tectónica de plegamiento de directrices constantes con vergencia hacia la plataforma.

Al sur de esta zona el Subbético se presenta cabalgando sobre el conjunto descrito anteriormente.

En la Hoja estudiada, al norte y noreste se sitúa el enlace de la zona de plataforma del Prebético con la unidad tectónica de la Meseta. Hacia el suroeste, aparece claramente representado el Prebético externo, en su zona

de escamas, y empezando a configurarse, ya al sur de la Hoja, el dominio más meridional del Prebético externo.

Dentro del Prebético externo y de la zona de plataforma, conviene mencionar la variación de directrices que experimenta la cobertera. Mientras que en las regiones occidentales se presentan direcciones NE.-SO., en esta Hoja las direcciones varían hacia NO.-SE. describiendo un arco, que ha sido denominado arco Cazorla-Alcaraz-Hellín.

Más hacia el Este y ya en la Hoja de Pétrola, las direcciones de la cobertera vuelven a ser NE.-SO.

2.2 DOMINIOS ESTRUCTURALES

Dentro de las unidades tectónicas que se presentan en la Hoja se describen las características más acusadas de estos dominios estructurales.

2.2.1 LA COBERTERA MESOZOICA DE LA PLATAFORMA

En este dominio la característica más acusada es la influencia del zócalo hercínico sobre la cobertera.

La actividad del zócalo ha sido continua durante toda la historia geológica de la región, pues su influencia se hace patente tanto en el período preorogénico como en el orogénico.

En la etapa preorogénica la influencia viene marcada por el control sobre la sedimentación, configurando los diferentes ambientes sedimentarios y originando umbrales, que modifican la configuración de la cuenca, y producen cambios de facies y diastemas, dentro de las series sedimentarias.

En la etapa orogénica, la actividad del zócalo configura las estructuras de la cobertera, pudiéndose distinguir dos subdominios, condicionados principalmente por la potencia de la sedimentación mesozoica.

En el primero, el más septentrional, la cobertera, menos potente, presenta una disposición tabular, viéndose afectada sólo por una tectónica de fractura.

Los pliegues de gran amplitud y las fallas normales constituyen los elementos más característicos de este subdominio.

Las direcciones de estos pliegues son N.-S. y NNO.-SSE., mientras que las fallas se presentan en las direcciones NO.-SE. (predominante en el sector noroccidental) y NE.-SO. (predominante en el sector nororiental de la Hoja).

Estas fracturas actúan como fallas normales, y presentan hundido, generalmente, el bloque más oriental, factor que puede tener relación con el aumento de espesores que experimentan las series en estas zonas.

Algunas de estas fallas actuarían posteriormente como desgarres sinestrales y dextrales.

Hacia el Sur aparecen dentro de la zona de plataforma distintas características tectónicas que nos harían definir el otro subdominio. De la disposi-

ción más o menos tabular se pasa a estructuras de pliegues encofrados con ligeros cabalgamientos en las charnelas, normalmente no cartografiados.

Estas estructuras se presentan en algunos sitios con cierta amplitud, separadas entre sí por un plegamiento suave que crea estructuras de pliegues simétricos.

Las direcciones que presentan las estructuras de este subdominio son NO.-SE., aunque localmente pero con bastante frecuencia se presentan direcciones anómalas, debido a incurvaciones que sufren los pliegues por la actuación de desgarres sinestrales.

Las fallas normales que actúan en el subdominio anteriormente descrito se prolongan también en éste, actuando de la misma forma y produciendo las mismas estructuras.

2.2.2 LA ZONA DE ESCAMAS DEL PREBETICO EXTERNO

Este dominio estructural se encuentra representado en el cuadrante suroeste de la Hoja.

Está caracterizado por un apilamiento de escamas tectónicas que se presentan cabalgando sobre la plataforma e involucrando en ellas estructuras características del dominio meridional de la zona de plataforma.

Estas estructuras son el resultado de la formación de una serie de fallas inversas de bajo ángulo que afectan a distintas formaciones según la zona sobre la que actúan.

Así pues, al emplazarse estas escamas tectónicas sobre la cobertera tabular, los materiales involucrados en las estructuras son fundamentalmente el Lías Superior-Dogger y Lías Medio, junto con los sedimentos terciarios depositados discordantes sobre ellos. En estas zonas posiblemente actúe como nivel de despegue local el Lías Medio, eliminando por su carácter incompetente cualquier señal de tectonización de los planos de fracturas.

Sin embargo, al emplazarse las escamas tectónicas sobre los pliegues encofrados de la plataforma, las fallas inversas adquieren mayor buzamiento y envuelven en estas estructuras a todos los materiales de la cobertera mesozoica y terciaria, disminuyendo el carácter de nivel de despegue atribuido al Lías Medio.

Así pues, mientras en los cerros Morcillares, El Campanario, Piedra Galindo (al suroeste de Cañada Juncosa, al oeste de la Hoja) los materiales involucrados en las escamas son el Lías Superior y el Lías Medio, presentándose ocasionalmente pinzado el Mioceno Superior, más al Sur y en regiones más orientales aparecen las formaciones del Lías Inferior cabalgando sobre sedimentos posteriores, como claramente se puede observar en Fuente Armejía, entre otros puntos.

El mecanismo de deformación es exclusivamente la cizalla, por lo que no

se aprecian otras charnelas que las que corresponden a los pliegues encofrados propios de la zona de plataforma.

Cortando las escamas tectónicas y siguiendo las direcciones NO-SE. y NE-SO., aparecen desgarres sinestrales y dextrales en relación con antiguas fallas directas reactivadas en una época posterior, y que cortan la cobertera según planos subverticales.

Estos desgarres ejercen una clara influencia sobre la cobertera, modificando las direcciones de los pliegues, produciendo rotaciones de bloques y creando fallas paralelas de desigual carácter.

La disposición superficial dentro de la Hoja de la zona de escamas es muy irregular, y no mantiene la continuidad que presenta en otras zonas más occidentales.

Así pues, se puede decir que este dominio estructural acaba de una forma más o menos brusca, siguiendo una dirección NO-SE.

A partir de aquí se presentan otras zonas de escamas más reducidas y siempre relacionadas con desgarres dextrales y sinestrales.

En las zonas occidentales las vergencias de las estructuras son centrífugas hacia la plataforma, mientras que en las regiones más orientales, donde las zonas de escamas son más locales y sin continuidad, las vergencias no son tan uniformes, pudiendo presentarse en cualquier dirección.

La falta de homogeneidad en las vergencias, el emplazamiento desigual de estas estructuras, presentándose tanto en la zona tabular como en la zona de pliegues encofrados, su irregular distribución espacial en esta Hoja y su relación con desgarres, hace pensar en la posible relación que tengan éstos en la formación de estas estructuras en escamas.

Al conjugarse en una zona desgarres sinestrales (NE-SE.) con desgarres dextrales (NO-SE.), podría contribuir (en regiones de plataforma, con una cobertera de poco espesor y sin individualizarse la actuación del zócalo de la actuación de la cobertera), a la formación de un apilamiento de escamas tectónicas con características similares a las que se presentan en la zona.

Cortando todas las estructuras anteriormente descritas, aparecen fallas de descompresión, que actúan como fallas directas.

Presentan una dirección aproximada E-O., con algunas incurvaciones, producidas en las proximidades de los desgarres sinestrales, que aunque los cortan no dejan de estar influenciados en su traza por estos accidentes.

Estas fallas se producirían en una época posterior como reacción ante la acumulación de material que ha sufrido la plataforma.

2.2.3 ZONA DE CABALGAMIENTO Y FALLAS DEL PREBETICO EXTERNO

Hacia el sur de la zona cartografiada, comienza a esbozarse el dominio más externo del Prebético externo, caracterizado por la presencia de pliegues asimétricos de vergencia Norte, cortados por cabalgamientos.

En este dominio las fracturas inversas evolucionan a cabalgamientos propiamente dichos, notándose una evolución lenta y una variación gradual en el paso de uno a otro dominio.

Las causas que al parecer producen esta evolución hay que buscarlas en un engrosamiento de la serie mesozoica hacia el Sur, a la vez que en una diferencia de comportamiento del Trías subyacente, que empezaría a actuar como capa de despegue. De esta forma comenzaría a individualizarse la cobertera del zócalo, aunque la actuación de éste quede todavía manifiesta por la presencia de fallas de desgarre, que cortan y condicionan la cobertera.

Las direcciones son más constantes, pudiéndose observar algunas charnelas producidas simultáneamente a los cabalgamientos.

Por ser la zona más meridional y la que está peor representada en la Hoja, no se puede definir totalmente las características completas de este dominio.

2.2.4 LOS DESGARRES DEXTRALES Y SINISTRALES

Un elemento estructural común a todos los dominios presentes en la Hoja son los desgarres dextrales y sinestrales, que por la importancia que tienen en la configuración de las estructuras de la cobertera se describe con más detalle.

Estos desgarres se presentan en dos direcciones: NO.-SE. (dextrales) NE.-SO. (sinestrales). Los más frecuentes en la Hoja son los desgarres dextrales, apareciendo desgarres sinestrales en la región suroeste, quizá como asociados a los anteriores.

Las fallas son subverticales con cierta componente normal no habiéndose observado planos netos sino más bien zonas de trituración, mitigadas localmente por encontrarse involucrado en Lías Medio, que con su carácter arcilloso borra toda señal de tectonización.

Estos desgarres, producidos en una etapa posterior a los pliegues, cabalgamientos y fallas inversas, condicionan claramente la cobertera teniendo una clara influencia en la configuración actual de la cartografía geológica de la Hoja.

El accidente más importante de estas características que se presenta en la Hoja corresponde a una falla de desgarre dextral que pasa por el este del Roble y continúa hacia el ONO. por los cerros de Hariñuela.

Estas fallas, por ser su dirección muy aproximada a la de los pliegues encofrados de la zona de plataforma, no introducen grandes variaciones en las direcciones de plegamiento, no siendo así en las fallas transversales a estos pliegues, a las que reactiva, invirtiendo a veces el carácter de la deformación.

Así pues, en la falla Lituero-El Sargal, que actúa como directa en el Lituero, se presenta como inversa en la aldea abandonada de El Sargal, y des-

aparece en el otro labio del desgarre. Esta estructura no puede corresponder a otro efecto que a una rotación de un bloque a partir de un plano inclinado de una falla preestablecida. Esta misma estructura se presenta también en el mismo desgarre más al Noroeste, en la falla que se presenta como directa al sur de Rambla de Abajo y pasa a ser falla inversa en las proximidades del desgarre dextral.

Por otra parte, en la zona de escamas del Prebético modifica la dirección primitiva de las escamas, pronunciando el desplazamiento del bloque superior y presentando una disposición superficial, que haría recurrir a esfuerzos centrífugos para explicar la presencia de estas estructuras. Probablemente la dirección de las escamas sería perpendicular a la dirección de los esfuerzos, al tiempo que esta dirección se encuentra modificada en algunos puntos por estos desgarres dextrales. Para la producción de este segundo desplazamiento que sufren las escamas, han podido actuar como superficie de lubricación las formaciones del Lías Medio y el Cretácico Inferior, pues es corriente observar en las zonas de fracturas o bien las formaciones arcillosas del Lías Medio, o bien cantos pulimentados procedentes del Cretácico Inferior.

Los desgarres no se presentan en superficie como una estructura única, sino que se encuentran acompañadas por desgarres paralelos que producen los mismos o parecidos efectos. Posiblemente todos estos desgarres paralelos corresponden a un único desgarre en el zócalo, que queda difractado al llegar a la cobertera.

También se percibe en algunos desgarres un cambio de dirección al llegar a las zonas de plataforma (con menos espesor de cobertera), donde van adquiriendo una dirección más norteada.

Así pues, resumiendo las características estructurales que producen los desgarres dextrales en la cobertera, se puede decir:

- Modificación de los ejes de pliegues en el dominio de cabalgamientos y pliegues del Prebético externo. Esta modificación de ejes no se produce en la zona de plataforma por ser coincidentes las direcciones de los ejes con las de los desgarres dextrales.

- Rotación de bloques a partir de fallas anteriores.

- Transformación de antiguas fallas directas en cabalgamientos en las proximidades del desgarre.

- Aumento en el salto de las escamas tectónicas, favorecido por la composición litológica del Lías y Cretácico, que puede actuar como superficie lubricante.

Los desgarres sinestrales (NE.-SO.) al cortar transversalmente los pliegues de la plataforma y los del Prebético externo, modifican invariablemente los ejes de las estructuras de plegamiento. Sin embargo, no está clara en la Hoja la relación con las estructuras de cabalgamiento y de fallas inversas.

quizá porque en esta zona los desgarres no son en ningún caso de primer grado y se presentan normalmente como desgarres de segundo y tercer orden asociados a los desgarres dextrales.

Aparte de este efecto sobre las estructuras de plegamiento habría que estudiar los efectos que produce en la cobertera, en las zonas donde estos desgarres se presentan con mayor importancia.

2.3 EVOLUCION TECTONICA

Los primeros movimientos que se producen en la zona son los movimientos de zócalo que cambian durante la época sedimentaria la configuración de la cuenca.

No existen indicios de que estos movimientos iniciales provoquen deformaciones claras en la cobertera, y posiblemente actúen las grandes fracturas como fallas directas, haciendo aumentar el espesor de las formaciones hacia las zonas más meridionales.

Entre estos movimientos conviene destacar la emersión general que se produce en la cuenca durante el Jurásico Superior, que impide la deposición de sedimentos durante este período, y da paso a la transgresión del Cretácico Inferior, transgresión que no ocuparía toda la extensión de la antigua cuenca sedimentaria, dejando en las zonas más occidentales sedimentos de carácter continental. Posteriormente se produce una nueva transgresión, que daría paso a las formaciones del Cretácico Superior.

Este juego de transgresiones y regresiones hace pensar en un zócalo permanentemente activo durante toda la etapa sedimentaria, y que posteriormente tendría una clara influencia en la configuración de las estructuras presentes en la zona.

Las primeras estructuras se formarían durante el Neógeno, que produciría un plegamiento de fondo suficiente para que la sedimentación del Mioceno se presente discordante sobre las formaciones mesozoicas.

En el resto de las estructuras se presentan involucrados todos los términos de las formaciones del Mioceno, lo que coloca como postmiocenos a los movimientos que configuran la cobertera de la región.

En una etapa inicial se emplazarían los pliegues encofrados que caracterizan la zona más externa de la plataforma, y actuando a continuación unos esfuerzos en dirección NO.-SE. que producirían los pliegues y cabalgamientos con vergencia hacia la plataforma, y más hacia el Norte se emplazaría la zona de escamas, cortando las estructuras formadas anteriormente.

En una etapa posterior actuarían los desgarres dextrales y sinestrales, que modificando las estructuras anteriormente formadas configurarían la disposición actual de la cobertera Mesozoica-Terciaria.

En una fase de decompresión se producirían las fallas directas que cortan las estructuras previas.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la región viene definida por los cambios en la configuración de la cuenca sedimentaria, mientras se producía la sedimentación, y por los movimientos creadores de estructuras que modelan los sedimentos antes depositados.

El análisis de las columnas estratigráficas establecidas, indica un cambio brusco en la cuenca sedimentaria posterior a la deposición de los sedimentos del Lías-Dogger, mostrándose a partir de éstos una cuenca muy inestable, con claras variaciones de uno a otro período.

El análisis de las estructuras y del estilo de plegamiento, muestra la situación de la zona estudiada, dentro de diferentes dominios estructurales, que se entrelazan y superponen entre sí a lo largo de una transversal NO.-SE.

En la historia geológica de la zona podemos distinguir diferentes fases.

3.1 ETAPA PREOROGENICA

3.1.1 PERIODO DE SEDIMENTACION DE LIAS INFERIOR AL DOGGER

A lo largo de este período la zona estudiada se encontraba situada dentro de las mismas características de cuenca, por lo que no se distinguen grandes variaciones en las formaciones de cada período.

Durante el Lías Inferior la sedimentación se produce en la zona marina dentro de un ambiente de plataforma restringida y de escasa profundidad. Posteriormente estas formaciones sufren diversos procesos metasomáticos, que las configuran en su disposición actual.

La sedimentación del Lías Medio se produce en un ambiente de características similares, también en zona marina de poca profundidad con un ambiente restringido, pero en comunicación con mar abierto. Este mismo ambiente se prolonga durante la deposición del Lías Superior, aunque con aguas algo salobres y ligeramente batidas.

Durante el Dogger permanece una zona epicontinental, manteniéndose constante el ambiente durante este período. Al finalizar éste, se produce una interrupción en la sedimentación acompañada por una posible emersión en la cuenca, situando a la zona en un ambiente continental.

Esta emersión impide la sedimentación durante el Jurásico Superior, favoreciendo la erosión de los materiales sedimentados anteriormente, sobre todo los del Lías Superior-Dogger.

Sobre ellos y separados por una discordancia erosiva aparecen en las distintas columnas establecidas los materiales del Cretácico Inferior.

3.1.2 LA SEDIMENTACION DURANTE EL CRETACICO

Los sedimentos del Cretácico Inferior presentan de Este a Oeste una transición hacia zonas más continentales. En las zonas del Este, los sedimentos cretácicos son claramente arenosos, con facies y fauna de régimen lagunar, con intercalaciones de formaciones continentales dentro de un ambiente litoral muy costero.

Hacia el Oeste se pasa a formaciones claramente continentales de arenas arcillosas y cantos cuarcíticos, que cubren la mayor parte de la zona estudiada, aunque la ausencia de afloramientos de este período en las zonas más occidentales hacen pensar en la posibilidad de que el borde de la cuenca Cretácica se presentaría precisamente hacia el oeste de la zona estudiada, sin poder precisar el límite exacto de dicha cuenca.

Los sedimentos del Cretácico Superior, aunque escasos, presentan facies homogéneas en toda la Hoja.

El carácter de estos sedimentos hace interpretar en esta época una transgresión que homogeniza la cuenca, aunque no se puede precisar si esta transgresión fue general para toda la cuenca o si deja zonas aisladas.

El ambiente de sedimentación acusa un régimen costero o marino restringido.

3.2 ETAPA OROGENICA

La ausencia de sedimentos del Paleógeno indica una región emergida durante este período. Los movimientos alpinos pliegan los sedimentos de la cobertera, produciendo una configuración nueva de la cuenca, pero sin modelar definitivamente la estructura de la zona.

Una nueva transgresión marina invade las cuencas residuales produciendo sedimentos fundamentalmente detríticos, con ligeras variaciones en las facies dependiendo de la proximidad o lejanía a los umbrales creados por los movimientos orogénicos.

Existen ligeras oscilaciones en la cuenca durante todo el Mioceno de un ambiente a otro y de una facies a otra, dependiendo de la colmatación de la cuenca en ese punto.

Posteriormente y durante el Tortoniense, una nueva transgresión más general que la anterior da lugar a una sedimentación detrítica de tipo costero, tras la cual se producen los principales movimientos orogénicos que con una clara orientación NO.-SE. forman las principales estructuras que presenta la cobertera de la zona estudiada.

Ya constituida la estructura regional se produce la sedimentación de depósitos continentales, de arcillas, y comenzando a labrarse el relieve actual de la zona.

4 MINERIA Y CANTERAS

No existe en la Hoja ninguna labor minera actual o abandonada. Tampoco se han observado durante el estudio indicios minerales dignos de mención.

Las canteras para explotación de áridos o materiales de construcción para obras públicas, constituyen puntos muy aislados, sin importancia, utilizadas para necesidades muy locales en la zona.

De todas maneras, esta escasez de canteras no radica tanto en la naturaleza de los materiales presentes en la zona como en la ausencia de una infraestructura que facilite la explotación industrial de estos materiales, así como en la escasa solicitud de los mismos por una región con un bajo índice de población y pobres recursos industriales.

En efecto, los conjuntos carbonatados del Lías Inferior y Lías Superior-Dogger, son utilizables a pesar de su carácter dolomítico como áridos para hormigón, material de subbase en carreteras, etc. Las arenas silíceas del Cretáceo Inferior con su amplia gama granulométrica, cumpliría perfectamente como material de filtros para cualquier tipo de drenajes, así como las zahorras de las zonas de bolos de esta edad y del Mioceno alto para construcción de carreteras.

Actualmente se están realizando algunas labores de cara a las obras del transvase Tajo-Segura, correspondientes al túnel del Talave, que atraviesa la Hoja cartografiada en su región oriental. Con este fin, y buscando el tramo arcilloso del Lías Medio, se han realizado numerosos sondeos y se han abierto algunas canteras para explotar materiales del Lías Medio-Superior.

En algún otro punto, y destinadas a la construcción de carreteras se han abierto canteras, donde se han explotado las formaciones arenosas del Langhiense. Estas canteras están hoy día abandonadas.

5 HIDROGEOLOGIA

La complicación tectónica de la zona estudiada, dificulta considerablemente el emitir juicios sobre las posibilidades hidrogeológicas de la región.

Posiblemente se encierran en el subsuelo de la Hoja grandes manantiales de agua, posibles de localizar en diferentes formaciones sedimentarias, entre las que las más importantes podrían ser:

- El tramo dolomítico calcáreo del Lías Superior-Dogger.
- La formación arenosa con cantos del Cretácico Inferior.
- La formación de areniscas calcáreas del Mioceno Superior.

Estos acuíferos podrían encontrarse localizados a distintas profundidades, que varían según los sitios, pudiendo también localizarse debajo de formaciones posteriores a consecuencia de los numerosos cabalgamientos y fallas inversas que actúan sobre la cobertera.

No se puede dar normas generales, y sería cuestión de hacer un trabajo más profundo en este sentido en el caso de que fuese necesario.

Por el momento, se hace referencia para los datos de tipo más general sobre la hidrogeología de la región al trabajo «Estudio Hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla», realizado para el IGME.

6 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J. (1966).—«Géologie des confins des Provinces d'Alicante et Murcie». B. S. G. F., 7, VIII, p. 80-86. Cartografía inédita.
- BRINKMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«Der Betische Aussenrad in Südost-Spanien». *Beitr. Geol. West. Medit.*, núm. 10 (Traducción española 1950. *Pub. ext. geol. España*, t. V, pp. 167-290).
- DABRIO, C. J., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1970).—«Estructura en escamas del sector Noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la Depresión del Guadalquivir (provincia de Jaén)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. 1, núm. 3.
- DABRIO, C. J. (1972).—«Geología del sector del Alto Segura, zona Prebética». Tesis Universidad de Granada, 388 pp.
- DUPUY DE LOME, E. (1936).—«Hoja Geológica núm. 841 del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (Alcaraz)». *IGME*.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 83-172.
- FERNANDEZ RUBIO, R.; SAAVEDRA, J. L.; ESTERAS, M., y ESNAOLA, J. M. (1966).—«Hallazgo del Muschelkalk al Norte del Embalse de Talave (Albacete)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Secc. Geol., 64, pp. 123-127.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la Historia Preorogénica de las Cordilleras Béticas» *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, t. 1, núm. 1, pp. 71-78.
- FOUCAULT, A. (1962).—«Problèmes paléographiques et tectoniques dans le Prébétique et la Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Granada)». *Livr. Mem. Prof. P. Fallot*, pp. 175-181.
- (1971).—«Etude Geologique des environs des Sources du Guadalquivir (Prov. de Jaén et de Granada)». *These de Doctorat. Univ. de Paris*, VI, 2 tomos, 633 pp., 193 fig.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)». *These fac. Soc. de Paris*, 397 pp.
- GARCIA PALOMERO, F. (1969).—«Estudio Geológico de la región de Alcaozo (Albacete)». *Cuad. de Geol. Iber.*, vol. I, pp. 149-189, 5 fig.

- GARCIA RODRIGO, B., y PENDAS, F. (1971).—«Consideraciones sobre el Jurásico Inferior y Medio de Albacete». *Cuad. de Geol. Iber.*, núm. 2, pp. 255-272.
- GONZALEZ DONOSO, J. M., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1970 b).—«El Mioceno pretectónico del extremo oriental de la Depresión del Guadalquivir (provincia de Jaén)». *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, t. 1, núm. 3.
- I. G. M. E. IRYDA (1971).—«Estudio Hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla». Informe de recopilación y síntesis.
- JEREZ MIR, L. (1971).—«Bosquejo estratigráfico y paleográfico de la Zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra-Moratalla (provincia de Albacete y Murcia)». *Bol. Geol. y Min.*, t. 1, LXXXI, núm. II, pp. 117-131.
- (1971).—«Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (provincia de Albacete y Murcia)». *I Congr. Hispano-Luso-Americano. Geol. Econ.*, 1 (1), pp. 249-264.
- (1973).—«Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)». Tesis Universidad de Granada.
- LINARES GIRELA, L., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1973).—«Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo (zona Prebética, prov. de Albacete)». *Bol. Geol. y Min.*, t. 84, núm. 6, pp. 13-19.
- ELIZAGA, E.; LONGARES, V., y SANCHEZ BLANCO, M. (1975).—«Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Hoja núm. 817 (Pétrola)». *I. G. M. E.*
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971).—«Sobre la posición de los terrenos de "facies Utrillas" en la Zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII-I, pp. 47-51.
- (1971).—«Geología de la Zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén». Tesis doctoral. *Secretariado de publicaciones. Univ. de Granada*, 317 pp.
- NAVARRO y SAAVEDRA, J. L. (1966).—«Estudio general de un área de la provincia de Albacete (pare superior)». *N. y C. del IGME*, 1966, núm. 86/7-30.
- PAQUET, J. (1969).—«Etude Géologique de l'ouest de la province de Murcia». *Mém. S. G. F. Bil. ser.*, t. XLVIII, pp. 1-17, núm. 111, pp. 1-270.
- PENDAS, F. (1971).—«Definición morfológica de embalses subterráneos del alto SE. español». *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ.* 2 (3), pp. 529-550.
- PENDAS, F., y LINARES, L. (1971).—«Estudio de la formación Chorro-IV». *Jornadas Minero-Metalúrgicas de Cartagena*.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y M. LAINEZ, J. L. (1971).—«Estudio de las formaciones Quesada-Franco-Benejama». *IV Jornadas Minero-Metalúrgicas de Cartagena*.
- RIOS, L. M. (1969).—«Trabajos inéditos de ENPASA-ENPENSA». Comunicaciones orales.
- SEPESA-CIEPSA (1963-1968).—«Trabajos inéditos».

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA