



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ELCHE DE LA SIERRA

Segunda serie - Primera edición

813	814	815	816	817	818	819
VILLALVIVA DE VILLANUEVA DE LOS INFANTES	LA FUENTE 21-32	ROBLEDO 23-32	MIRAS DE SAN PEDRO 24-32	POZO CARABA 25-32	MONTALEGRE DEL CASTILLO 26-32	CAURETE 27-32
839	840	841	842	843	844	845
TOPO. DE JULIA MAD	BENICERDÓN 22-33	ALCARAZ 23-33	LIEBOR 24-33	25-33	26-33	TECLA
864	865	866	867	868	869	870
VENTA DE LOS SANTOS 21-34	SOBES 22-34	ESTE 23-34	ESTE 24-34	25-34	26-34	PIÑOS
886	887	888	889	890	891	892
PLAS DE TERRIBA 21-35	BEREDA 22-35	VALLE DE ASABE 23-35	ALBONAL 24-35	VALDEPARAÍSO 25-35	TRIZA 26-35	CORTONA 27-35
907	908	909	910	911	912	913
VILLALARIBILLO 21-36	SANTIBÁ U-1934 22-36	ALCUBIA 23-36	FAJAYACA 24-36	EDISON 25-36	MOLÍA 26-36	GRADÍA 27-36



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ELCHE DE LA SIERRA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Memoria es una síntesis de la Tesis Doctoral de su autor (L. JEREZ, 1973) puesta al día, para el área concreta que se refiere a la Hoja de Elche de la Sierra. Cualquier ampliación al respecto para esta zona y otras consideraciones regionales las localizará el lector en el texto original: «Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia»). Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

Los estudios de Micropaleontología fueron realizados por los siguientes especialistas:

- Dr. C. Martínez y Ldo. L. F. Granados, revisión general y actualización.
- Dr. E. Fourcadé de la Facultad de Ciencias de la Universidad de París, los Foraminíferos de las series del Cretácico Inferior.
- Dr. M. Jaffrezo, las Algas de las series anteriores.
- Dr. J. L. Saavedra, un estudio original de toda la microfauna de la zona.
- Dr. L. Hottiger de la Universidad de Basilea (Suiza), las Olveolinás y Nummulites.
- Dr. L. Grambast de la Universidad de Montpellier (Francia), las Algas del Oligoceno.

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 - 38.753 - 1980

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

1 INTRODUCCION

1.1 LA ZONA PREBETICA Y SUS LIMITES

La Zona Prebética ocupa el ámbito más septentrional de las Cordilleras Béticas.

Desde el punto de vista estratigráfico dominan los sedimentos marinos más próximos al continente (facies de plataforma, neríticas y marino-lagunales). No obstante existen también representaciones genuinamente continentales (fluviales) y, asimismo, coexisten sedimentos y faunas pelágicas con neríticas en determinadas formaciones.

Desde el punto de vista estructural constituye un cuerpo fundamentalmente autóctono, donde los acortamientos de la cobertura mesozoica se producen generalmente por la sumatoria de cabalgamientos de menor envergadura, o por simple plegamiento de sus materiales. Pero también en este aspecto parecen existir excepciones a esta regla general de autoctonía. Así, por los datos más recientes que pudimos constatar sobre el terreno, existirían zonas donde el prebético es totalmente autóctono y zonas donde esta cuestión entra en controversia e, incluso, donde parece existir ciertamente un prebético interno y meridional alóctono. Pues mientras que desde el meridiano de Alicante hasta el Mediterráneo, el Prebético es completamente autóctono y se encuentra aflorando completamente en sus facies más internas, entre la transversal de Caravaca y la de Alicante, existen por el contrario numerosos datos para estimar la existencia de un «manto prebético interno», cuyos límites son difíciles de precisar en las transversales intermedias debido a

los recubrimientos del Mioceno «postmantos», pero que los datos de sondeos (entre Sierra Larga y Sierra de la Pila, v. gr.), y los acortamientos repentinos entre las facies prebéticas, que al Este y al Oeste presentan tránsitos mucho más graduales en el espacio, sugieren esta idea de alocución.

Asimismo, por datos geológicos regionales comparados, nos reafirmamos en nuestra anterior hipótesis sobre la alocución del Prebético meridional de la Sierra de la Puerta (L. JEREZ, 1973), y no sólo afirmamos esto sino que, rectificándonos a nosotros mismos, estimamos hoy que este corrimiento sobrepasaría los 5 kilómetros y posiblemente alcanza los 20 km. Fundamentamos esta idea en la «paleogeografía comparada» con otras transversales de Alicante y de Cazorla.

En la transversal de Cazorla-Huéscar, la Sierra de Marmolance, bajo el Subbético y bajo la «unidad intermedia», representaría con esta hipótesis una pequeña esquirla arrastrada de un Prebético meridional, o lo que es lo mismo un pequeño testigo (ventana tectónica) del manto prebético antes citado entre las transversales de Caravaca y Alicante.

El Prebético interno limita al Sur con las denominadas «unidades intermedias» y el Subbético s. str.

De otra parte no se conocen afloramientos prebéticos al Oeste de la transversal de Jaén, aunque es sumamente presumible su existencia, debajo no ya solamente del Subbético s. str. sino de las «unidades intermedias» que sí afloran bajo el mismo, y que han sido confundidas hasta ahora, bien como la cobertura del propio Subbético, bien como unidades subbéticas corridas por otras más meridionales, y esta confusión obedecería a que las «unidades intermedias» sólo presentan afinidades con el Prebético en sus series más septentrionales (Jurásico y Cretácico de Fontcalén en Alicante; margas con Orbitolinas y areniscas del frente de corrimiento de esta unidad) mientras que hacia el Sur las afinidades, lógicamente, son progresivamente subbéticas. Es la razón por la que nosotros venimos desde hace tiempo ligando la denominación «unidades intermedias» a la denominación «Subbético externo», reservando el nombre del Subbético s. str. para el resto del Subbético de procedencia más meridional (L. JEREZ, 1973). Hay que advertir que el Subbético s. str. se superpone al Subbético externo (unidad intermedia) de un extremo a otro entre el afloramiento del Prebético y del Máláguide.

Hacia el Noroeste el Prebético se extiende bajo el Mediterráneo hasta enlazar con Ibiza, mientras que las series de Mallorca pertenecerían en parte al menos a las «unidades intermedias» (Subbético externo), como autóctono relativo del Subbético s. stricto.

El límite septentrional de los afloramientos más occidentales del Prebético no ofrece dificultades, pues se establece directamente sobre el Paleozoico de la Meseta y con el Mioceno del Valle del Guadalquivir.

Por el contrario, más difícil y relativamente artificial a nuestro juicio, es

la separación entre el Prebético más oriental y la propia Cordillera Ibérica. Toda tentativa a este respecto está marcada por un alto índice de subjetividad, pues tal límite queda indefinido en sus aspectos tectónico y sedimentario. En el primer aspecto, tectónico, existe sin duda un dominio estructural «Beti-Ibérico» (R. STAUB, 1934; FOURCADE, 1970; L. JEREZ, 1973), es decir, una «subzona» donde las direcciones estructurales béticas (o viceversa, las ibéricas) han sido giradas con respecto a su situación primitiva, obedeciendo sin duda a la acción de desgarres profundos entre los diferentes paneles del zócalo paleozoico. En el aspecto sedimentario, las facies que bordean la Meseta y su evolución hacia el Sur y Sureste (Prebético) como hacia el Este (Ibérica) no difieren absolutamente en nada. Las series son prácticamente las mismas.

En el aspecto estructural, tan sólo el Prebético interno se adapta casi siempre a directrices béticas, con excepciones locales que precisamente estudiamos en la Hoja de Yetas.

1.2 SUBDIVISION DE LA ZONA PREBETICA. SU JUSTIFICACION Y SUS RELACIONES CON LAS UNIDADES SUBBETICAS

La zona Prebética, se puede considerar bajo dos aspectos: sedimentario y estructural. Toda tentativa de subdivisión nos lleva a la conclusión de que ambos procesos geológicos están íntimamente ligados. La tectónica preparó la paleogeografía (etapa preorogénica) y el resultado de la misma, los sedimentos, condicionan en gran parte el estilo tectónico durante las fases orogénicas.

Se distinguen dos dominios tectosedimentarios:

- PREBETICO EXTERNO
- PREBETICO INTERNO

Estas denominaciones se hacen en el sentido de su proximidad más o menos exterior (externa) hacia la Meseta o interior (interno) en sentido de «mar hacia dentro», es decir, situado al Sureste del anterior.

El «Prebético meridional» sería simplemente la parte más meridional del Prebético interno o de su surco paleogeográfico, que denominaremos «surco norcitrabético».

Estos dos dominios se diferencian en dos aspectos fundamentales:

- Espesor netamente diferente de sus coberturas.
- Facies distintas, al menos a partir del Jurásico Superior.
- Presencia del Paleógeno y, en general, de un Terciario marino y marino-lagunal desarrollado y potente, sólo en el dominio interno.
- Estilo tectónico marcadamente diferente.

Conviene señalar otras diferencias importantes: la erosión avanzada y el desmantelamiento de la cubierta cretácica en el PREBETICO EXTERNO, lo que ha permitido que el Jurásico aflore ampliamente y constituya en él los mejores acuíferos. Por el contrario, y también muy importante, el contado número de afloramientos jurásicos en el PREBETICO INTERNO, lo que resulta muy importante para fundamentar nuestra esperanza en las prospecciones petrolíferas.

En síntesis, la división de la Zona Prebética la expresamos en el cuadro adjunto, donde el PREBETICO EXTERNO y el PREBETICO INTERNO se corresponden, respectivamente, con las subzonas IV, III, II para el primero y I para el segundo.

Debemos de destacar que la subzona I, PREBETICO INTERNO, es la única donde dominan las grandes estructuras de plegamiento y eventualmente pliegues-falla, lo que coincide con el dominio tectosedimentario que posee unas potentes cubiertas mesozoica y terciaria.

En contraposición, el PREBETICO EXTERNO coincide, aparte de la cubierta tabular propia de la subzona IV, con las subzonas estructurales más tectonizadas III y II.

El juego tectónico de las tres subzonas externas se realiza sobre una cubierta por lo general de tres a cuatro veces inferior a la subzona I.

La subzona IV es la cubierta tabular triásica y jurásica del Paleozoico de la Meseta, cuya relación se establece mediante una discordancia erosiva y angular. Es la de espesor más moderado.

La subzona III, inmediata al Sureste, de cubierta también poco potente, pero además en parte cretácica, está afectada al Norte por sistemas de fallas normales dispuestas a modo de «teclas de piano» y al Sur por pliegues-falla de estilo similar a los de la subzona II. La inclusión de estos últimos accidentes en la subzona III y no en la II, como parecería apropiado, viene justificada por quedar al Norte del gran accidente diapírico y al mismo tiempo falla regional de desgarre que nos sirve para delimitar II y III como dos grandes conjuntos.

La separación entre IV y III se pone en evidencia sólo por un simple cambio de estilo tectónico, sin duda debido al aumento de la importancia del juego del Keuper, más yesífero hacia el Sureste. Por el contrario, el límite III-II viene marcado por dos accidentes de dimensión regional, superpuestos: alineación diapírica y falla de desgarre. No obstante su importancia regional, estos accidentes son de menor orden y entidad que los que separan las subzonas II y I.

La subzona II es la que ha sufrido mayor acortamiento tangencial dentro del autóctono, pues se compone de un sinnúmero de escamas tectónicas apiladas en el doble arco desde Cazorla hasta Hellín, relevado al Noreste desde Hellín a Jumilla por un sistema de pliegues-falla. Este relevo se produce

aparentemente por coincidir con el aumento progresivo hacia el Noreste del espesor de la cobertura prebética exterior.

Las inflexiones «beti-ibéricas» (subzona II, principalmente), en las series de transición al Prebético interno (subzona I) estarían relacionadas con los desgarres del zócalo paleozoico. No solamente los desgarres regionales que delimitan las subzonas III-II-I, sino también otros de orden menor, oblicuos a los primeros. Los movimientos en sentido diferente de los paneles del zócalo habrían provocado los giros que han dado lugar a las «inflexiones beti-ibéricas», que denominamos así por participar de los rumbos que caracterizan a ambas cordilleras Ibérica y Bética.

Finalmente, el límite Prebético interno (subzona I) queda indefinido hacia el Sur debajo del alóctono subbético, salvo en las transversales al este de Alicante, donde el Prebético interno aflora prácticamente completo, y su parte meridional autóctona (Prebético meridional) enlaza paleogeográficamente con la «Unidad intermedia» (serie de Fontcalén) que podemos denominar ya «Subbético externo» según las consideraciones anteriores.

Las «unidades intermedias», de contactos generalmente mecánicos entre el Prebético y el Subbético, constituirían cuerpos no autóctonos, al menos a partir de la transversal de Alicante hacia el Oeste. Se trataría de un material citrabético, paleogeográficamente situado entre el Prebético y el Subbético s. str., pero corrido ampliamente hacia el Norte entre 20 y 40 km. según las transversales.

El «Surco citrabético» (LAZEMA et al., 1973), no sería para nosotros único sino que estaría compuesto por varios surcos: «Prebético interno», «Unidad intermedia» o mejor «Subbético externo», «Subbético s. estricto», etc... hacia el Sur, donde el Maláguide sería un «surco simétrico» al Prebético interno, y de ahí sus relativas similitudes de facies.

El «flysch de Gibraltar» no sería posiblemente una unidad tan extraña como se ha considerado hasta ahora, sino que podría estar relacionada paleogeográficamente con el «Subbético externo» que también posee la misma «facies flus» e idéntica litología en sus formaciones cretácicas y jurásicas, cuestión que viene siendo ignorada. En otro supuesto, el «flysch de Gibraltar» podría ser, si no ella misma (*), un surco simétrico al de la «Unidad intermedia», de forma semejante a la simetría Prebético-Maláguide. Los terciarios del flysch» e idéntica litología en sus formaciones cretácicas y jurásicas, cuestión unidad parcialmente independiente, aunque a nuestro parecer en ningún caso «ultrabética» sino más bien «cobertura bética» desplazada gravitatoriamente.

Queremos dejar constancia que estas últimas ideas son originales y no las hemos expresado con antelación, por lo que aprovechamos esta ocasión para su divulgación.

(*) Idea original y comunicación verbal de mi colega y hermano F. JEREZ, quien realiza su Tesis Doctoral en las Cordilleras Béticas.

DIVISION DE LA ZONA PREBETICA

DOMINIOS TECTOSEDI- MENTARIOS	ESTRUCTURA DE LA ZONA PREBETICA	
	SUBZONA	ESTILOS TECTONICOS
PREBETICO INTERNO	I	Grandes pliegues y eventualmente pliegues-falla.
ALINEACION DIAPIRICA Y GRAN FALLA REGIONAL DE GRANDES SALTOS HORIZONTAL Y VERTICAL		
SERIES DE TRANSI- CION AL NOR- OESTE	II	<ul style="list-style-type: none"> — Doble Arco de Escamas y Pliegues-falla desde Cazorla a Hellín y desde Hellín a Jumilla respectivamente. — Inflexiones beti-ibéricas en las áreas de transición nororientales.
ALINEACION DIAPIRICA Y FALLA DE DESGARRE REGIONAL DE SEGUNDO ORDEN		
PREBETICO EXTERNO	III	<ul style="list-style-type: none"> — Fallas normales, en «teclas de piano», al Norte. — Pliegues falla al Sur.
SIMPLE CAMBIO DE ESTILO POR AUMENTO DEL JUEGO E IMPORTANCIA DEL KEUPER		
	IV	Cobertera tabular, no plegada, de la Meseta.
CONTACTO DISCORDANTE SOBRE EL PALEOZOICO DE LA MESETA		

GRANDES ACCIDENTES

1.3 ANTECEDENTES Y ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

1.3.1 ANTECEDENTES

Entre los datos generales referentes a las Cordilleras Béticas el trabajo de P. FALLOT (1948) nunca perderá el mérito extraordinario de ser la primera síntesis coherente de estas Cordilleras.

El área concreta de esta Hoja pertenece a la Tesis Doctoral del autor (L. JEREZ, 1973) y el trabajo que aquí se presenta es un resumen puesto al día de aquella investigación.

Entre los estudios regionales que se refieren a las áreas próximas, al Oeste, las Tesis Doctorales de LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971), y DABRIO, C. (1972), que cubren las Hojas de Orcera (887) y Siles (865) así como las de Santiago de la Espada (908) y Nerpio (909), y que han sido ya editadas en formato MAGNA, y también la Hoja de Yeste (866) realizada por RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Además, la Hoja de Yetas de Abajo (23-35), en curso de realización (L. JEREZ, 1978). De otra parte los datos del Mapa Geológico de España, Síntesis de la Cartografía Existente, a escala 1/200.000, que recoge entre otras las aportaciones de la Tesis Doctoral de Hidrogeología de AGUEDA VILLAR, J. A. También una excelente descripción de algunos cortes del Cretácico Inferior de FOURCADE, E.; PENDAS, F., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).

Otros datos más o menos relacionados con los temas aquí tratados son los de los trabajos que mencionamos en la relación bibliográfica.

1.3.2 ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL Y SUBDIVISION DE LAS CORDILLERAS BETICAS

La Hoja de Elche de la Sierra (24-34) está enclavada íntegramente en la zona Prebética, fundamentalmente en la «subzona II» constituida por arcos de escamas y pliegues falla. Sólo en su extremo SO está representado el Prebético interno, «subzona I», según la división y características definidas en el capítulo anterior. Hacia el Sur se extiende ampliamente esta última «subzona» en la Hoja de Moratalla, y más al Sur se extendería bajo el alóctono al menos unos 15 ó 20 km. más cubierta bajo los materiales subbéticos de la Hoja de Caravaca (24-36).

Recordemos brevemente la subdivisión clásica de las grandes unidades de la Cordillera Bética, alargadas en general OSO-ENE, que son de más externa a más interna:

- Zona Prebética
- Zona Subbética | Zonas Externas
- Zona Bética (Zona Interna)

En la parte sur de la Hoja de Moratalla (al sur de ésta de Elche de la Sierra) están ampliamente representados los materiales de la Zona Subbética s. str. y los que venimos denominando «Unidad intermedia» entre el Prebético y el Subbético que, como hemos manifestado ya, podríamos asignar al «Subbético externo» en una concepción distinta a la aplicada hasta ahora a este término por otros autores (v. gr. GARCIA DUEÑAS, 1966-67) a unos materiales muy distintos que pasarían a constituir (proponemos) las

series septentrionales del Subbético s. stricto, o como muy bien los denominó VERA, J. A. (1966), «series del Subbético con jurásico calizo», entendiendo tal Subbético en sentido estricto.

El término «Unidad intermedia» ha sido históricamente una denominación provisional ante la duda de «dónde» situar el paso entre el Prebético y el Subbético, ya que en cada transversal el Prebético queda oculto con diferente cuantía y envergadura. Así la «Unidad intermedia de Sierra Seca» (FOUCAULT, A., 1960-61), fue asignada posteriormente por el mismo autor (FOUCAULT, A., 1971) al Prebético. La «Unidad intermedia de la Sagra» (FOUCAULT, A., 1960-61), que nosotros proponemos hoy asignar al «Subbético externo» o al menos mantener como «Unidad intermedia», su propio autor no sabía después (como se ve en sus sucesivas publicaciones) si asignarla al Prebético o a las «unidades intermedias» (FOUCAULT, 1971); y posteriormente (AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., 1973) en transversales más orientales asignan estos mismos materiales al «surco citrabético» integrándolos en el mismo conjuntamente con el Subbético s. stricto. Pero para nosotros esto sería un error de planteamiento, pues tal «surco citrabético» no sería único, sino compuesto por varios «surcos», uno prebético, dos subbéticos al menos y otro maláguide al Sur.

La «Unidad intermedia» de la Sierra de la Puerta (PAQUET, J., 1963-1969) fue asignada por cierto muy coherentemente por este autor, al Prebético meridional; al igual que su homóloga la «Serie intermedia de la Garrapacha» (AZEMA, J., 1971) al «Prebético meridional». Más tarde (AZEMA, J., 1977) ha cambiado de parecer, y en nuestra opinión confunde en una misma unidad facies muy semejantes de unidades distintas, cuya solución por observación lateral hacia el Oeste puede verificarse muy bien a escala regional.

Por nuestra parte, después de revisar los conceptos y terminologías (BLUMENTHAL, H., 1927; FALLOT, P., 1928-45; STAUB, R., 1934; BUSNARDO, 1960; FOUCAULT, A., 1960-61; FOURCADE, E., 1970, y AZEMA, J., 1971-73), y conocidos sobre el terreno los hechos mencionados por los diferentes autores, hemos observado las relaciones de conjunto entre las distintas unidades y las contradicciones entre autoctonía y aloctonía referidas por distintos autores para algunas unidades. De todos estos datos y referencias, y de nuestra propia experiencia en el área de nuestra Tesis Doctoral y sus zonas adyacentes, proponemos la siguiente subdivisión de las Cordilleras Béticas.

ZONA PREBETICA (constituida de Norte a Sur):

- «Prebético externo», equivalente simplemente a un área de plataforma muy externa «norcitrabética».
- «Prebético interno», que formando parte de la «plataforma norcitrabética» a la vez constituye un primer «surco norcitrabético» donde dominan también las facies de plataforma. El «Prebético meridional» sería su porción más meridional, «umbral» de separación con el Subbético.

ZONA SUBBETICA s. lato:

Se compondría de dos «surcos citrabéticos centrales»:

- «*Subbético externo*», donde su porción más septentrional sería la de su actual frente de corrimiento, antes «*Unidad intermedia*» de «*Sabinar-Moratalla*» (L. JEREZ, 1973). Sería el segundo surco citrabético o el más septentrional de los «surcos citrabéticos» del Subbético con desarrollo de «*facies flysch*» desde el Albense al Oligoceno. En ningún caso esta unidad sería la cubierta del Subbético s. str. como algunos autores tienden a interpretar, ni tampoco sería el Prebético interno, como sugieren algunos autores franceses. En efecto esta unidad tiene su propio Jurásico, si bien rezagado en el corrimiento.
- «*Subbético interno*», o «*Subbético s. stricto*», que constituiría el «surco axial o central citrabético», con un «*Subbético con Jurásico calizo*» al Norte, un «*Subbético con Jurásico margoso*» como facies central o axial, y un umbral meridional constituido posiblemente por el hasta ahora denominado «*Penibético*».

ZONA BETICA s. stricto (de Norte a Sur):

- «*Maláguide*», constituiría en realidad la «plataforma surcitrabética» al Sur, y un «surco surcitrabético» en su parte norte, del cual formarían parte la unidad de Mula («*facies flysch*») y las «*Unidades de Sierra Espuña*», quedando ocultas en todo el ámbito de las Cordilleras, al parecer, las unidades o eslabones de enlace entre la «*unidad de Mula*» y el «*Subbético s. str.*».
- «*Alpujárrides*».
- «*Nevadofilárides*».

El «*Flysch de Gibraltar*» podría equivaler en parte al propio «*Subbético externo*» y en parte (*) al «surco surcitrabético» del Maláguide en sus desconocidas facies más septentrionales, cuestión que habrá que resolver, pero en ningún caso serían unidades extrañas ni ultrabéticas, como se ha venido considerando. En todo caso, cuanto más, el Aquitaniense-Oligoceno del «*Flysch de Gibraltar*» sería (**) una cubierta «bética» alóctona, pero no ultrabética.

1.3.3 CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS

El Prebético externo (autóctono) está generalmente constituido por un Jurásico incompleto en su parte superior (Kimmeridgiense Superior-Portlan-

(*) Idea original y comunicación verbal de F. JEREZ.

(**) Interpretación originalmente compartida por F. JEREZ y L. JEREZ.

diense), un Cretácico poco potente con su parte inferior en facies continental «Weald-Utrillas», y su parte superior marino lagunal. Otra característica es la ausencia del Paleógeno.

El Prebético interno es generalmente autóctono, salvo en nuestro supuesto «manto de Alicante», manto prebético hipotético cuyo frente de corrimiento quedaría prácticamente oculto por el Mioceno «postmantos» entre la Sierra Larga y la Sierra de la Pila (testificado por sondeos) y más al Oeste oculto por el propio Subbético, salvo en el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta y en la ventana tectónica de la Sierra de Marmolance en la transversal de Huéscar-Cazorla. Este Prebético interno constituye un «surco norcitrabético» caracterizado por un Jurásico completo muy potente; Cretácico Inferior potente y nerítico (facies recifales y arenas) Neocomiense margoso pelágico; Albiense en facies continental con una pasada marina (calizas en el Albense Superior); Cenomanense-Turonense dolomíticos en la parte septentrional de este «surco norcitrabético», calizo en la parte meridional, y calizomargoso en el extremo meridional (Prebético meridional); Senonense marino-lagunal al Norte y pelágico al Sur. Finalmente, Eoceno Inferior y Medio neríticos, presentes y bien desarrollados únicamente en la mitad meridional, y un Oligoceno Superior en facies marino-lagunal.

El Prebético meridional o porción meridional del Prebético interno, autóctono al este de Alicante, alóctono posiblemente en las demás transversales (Garrapacha, Sierra de la Puerta, Sierra de Marmolance) se caracteriza por un Jurásico (Sierra de Cabezón del Oro, Alicante) afín al Prebético interno, pero con un Dogger masivo ya no exclusivamente dolomítico, sino calizo-dolomítico, y con *Calpionellas*, recordando ya afinidades subbéticas, en la serie carbonatada del Malm Superior. El Cretácico Inferior difiere del Prebético interno tan sólo en que los terrígenos ceden paso a las margas parcialmente pelágicas en el Barremiense-Aptiense y Albiense, pero conservando esporádicamente la influencia continental propia de los niveles de arena silícea, areniscas y sobre todo calizas con Rudistas y Orbitolinas. Se mantienen en la misma facies los tramos carbonatados recifales y pararrecifales del Barremiense, Aptiense y Albiense. El Cretácico Superior, margocalizo y pelágico, es común al Prebético interno y al Subbético, mientras el Nummulítico con barras calizas masivas es más afín al Prebético interno.

El «Subbético externo» (antes «Unidad intermedia») siempre alóctono al Oeste de la transversal de Alicante, nada tiene que ver, insistimos, con el «Subbético externo» en el significado de otros autores (GARCIA DUEÑAS, V., 1963-64), que dan este nombre a los materiales del «Subbético con jurásico calizo» (VERA, J. A., 1966) y que constituyen en realidad la parte septentrional de nuestro Subbético s. str.

Efectivamente, el «Subbético externo» en el sentido aquí expresado, que debe considerarse como «Subbético s. lato» para diferenciarlo del «Subbético s. estricto» de procedencia y situación paleogeográfica más meridional,

comprendería en su parte norte los materiales de unidades que han sido definidas como «intermedias» («Unidad intermedia de la Sagra» de FOUCault, 1960-61; la «Serie de Los Villares» de Busnardo, 1960-61; los materiales definidos por BLUMENTHAL como «Prebético de Jaén», la «Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla» definida por nosotros, L. JEREZ, 1973; la «Serie intermedia de Corque», de AZEMA, J., 1965; etc.) mientras que hacia el Sur este dominio «Subbético externo» se mantiene como autóctono relativo debajo del «Subbético s. stricto», que se dispone a manera de «icebergs», más o menos extensos, flotando sobre el mismo justo desde su corrimiento sobre el Prebético hasta la zona límite con el «Maláguide». Del «Subbético externo» —así considerado— afloran generalmente los materiales cretácicos y paleógenos en «series flyschoides». El Jurásico correspondiente de esta gran unidad afloraría en pocos puntos y, con seguridad hasta ahora, sólo en las porciones septentrionales («Serie de Corque», AZEMA, 1965, y «Prebético de Jaén») donde, desde el Lías al Neocomiense, es totalmente comparable al «Subbético con jurásico calizo», o parte septentrional de lo que aquí denominados «Subbético s. stricto». Más al Sur, pudiera aflorar confundido con las demás series del «Subbético s. stricto» en las transversales de Granada y próximas al Oeste de la de Guadix.

Por el contrario el Albirense constituye «series de enlace» paleogeográfico con las propias del «Prebético meridional» arriba definido, con margas pelágicas que eventualmente intercalan areniscas y, a veces, hasta calizas y margocalizas con *Orbitolinas*, niveles éstos que desaparecen o disminuyen progresivamente hacia el Sur. Completan la serie un Cenomaniano-Turoniano margocalizo y pelágico y el Nummulítico en «facies flysch» idénticas a las del Prebético Meridional.

Subbético interno (s. str.), dominio paleogeográfico de procedencia inmediatamente meridional al anterior, cuyas series jurásicas frontales corresponderían al hasta aquí denominado «Subbético con Jurásico calizo» (VERA, J. A., 1969). El Jurásico de sus series más septentrionales sería comparable, según se ha visto, al del Subbético externo. Sus series más internas corresponderían al denominado «Subbético con Jurásico margoso» (VERA, J. A., 1969), mientras las más meridionales vendrían a corresponder a un nuevo subbético con Jurásico calizo o «Penibético».

El área geográfica correspondiente a la Hoja de Elche de la Sierra, dentro de la subdivisión antedicha, estaría encuadrada en el Prebético externo y parcialmente en el Prebético interno.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 RASGOS DIFERENCIALES DEL PREBETICO EXTERNO EN RELACION CON EL PREBETICO INTERNO

En la Hoja de Elche de la Sierra están representados los dos dominios

estratigráficos del Prebético: el *Prebético externo* y el *Prebético interno*, si bien este segundo dominio únicamente aparece en el sector SO e incompletamente representado. No obstante, haremos referencia breve a las características diferenciales de conjunto entre ambos.

Se diferencian por la naturaleza diversa de sus respectivos materiales, sobre todo a nivel del Cretácico Inferior y parte del Superior, además de un Jurásico semejante, pero completo únicamente en el dominio interno. En el Prebético externo solamente existen materiales mesozoicos y neógenos, faltando por completo los paleógenos. El Neógeno y el Paleógeno adquierieron gran desarrollo y potencia hacia el centro y sur del Prebético interno.

El Lías y el Dogger, esencialmente dolomíticos con pasos locales a calizas, constituyen los afloramientos y el armazón principal de las cadenas montañosas prebéticas externas, mientras que no afloran en el Prebético interno. El Kimmeridgiense Superior-Portlandiense-Valanginiense Inferior, constituye una potente formación caliza en el dominio interno, mientras que en el externo no existe generalmente salvo en algunas series ya limítrofes al Prebético interno que no están representadas en la Hoja de Elche de la Sierra.

El Cretácico Inferior se presenta en facies continental y azoica en el dominio externo, donde generalmente no supera los 150 m. de espesor. Por el contrario, en el Prebético interno, donde supera generalmente los 700 m. de espesor y frecuentemente los 1.000 m., está constituido por cuatro ciclos sedimentarios que se inician en facies terrígenas y/o margosas y que culminan en importantes formaciones carbonatadas ricas en Algas, Rudistas y Orbitolíndos propios de ambientes neríticos y en parte marino-lagunales o restringidos. Estos ciclos sedimentarios comprenden los episodios cronoestratigráficos siguientes:

- a) Valanginiense inferior-Hauteriviense (pelágico + nerítico)-Barremiense y Bedouliense (nerítico + costero).
- b) Bedouliense-Gargaslense (nerítico + costero + marino lagunal o de albufera).
- c) Finiaptiense-Albiense Superior (costero-continental + nerítico).
- d) Albiense Superior continental en «facies Utrillas» que culmina en un Wraconiense carbonatado nerítico.

El Cretácico Superior presenta un complejo dolomítico cenomaniense-turoniano de igual facies en ambos dominios, pero notablemente más potente en el interno. A nivel del Senoniense vuelven a diferir notablemente en sus facies, pues mientras el Prebético externo recibe una potentísima sedimentación carbonatada de ambiente restringido marino-lagunal, el Prebético interno desarrolla una sedimentación pelágica con coexistencia nerítica dominando el ambiente pelágico cada vez más hacia el Sur. De otra parte, la parte más septentrional del Prebético interno posee una amplia franja sin restos de sedimentación senoniense, correspondiente posiblemente a una zona de umbral

y al norte de la misma los sedimentos marino-lagunales que caracterizan al dominio externo pero que alcanzan las primeras series internas.

El Paleógeno, que según hemos visto no está representado en el Prebético externo, en el interno está constituido sucesivamente por calizas y margas no arenosas (Paleoceno Inferior y Medio); calizas arenosas silíceas, areniscas y margas arenosas, e incluso arenas (Eoceno Inferior y Medio). Falta, al parecer, el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior y Medio, que en otra hipótesis no habrían sido caracterizados y podrían estar condensados en la base de un Oligoceno Superior (Chattiene) en facies nuevamente marino-lagunal o restringida.

Referente al Neógeno, el Mioceno Inferior y Medio son marinos en ambos dominios, con pasadas de margas pelágicas muy raras o eventuales en el dominio externo y muy frecuentes en la parte media y sur del Prebético interno, donde puede ser mejor caracterizado y datadas sus discordancias. Estas discordancias, bien datadas en el interno, nos permiten correlacionar en el Prebético externo los episodios carbonatados que separan utilizándolas como niveles guías y admitiendo un sincronismo para las mismas, que por datos regionales parece ciertamente existir.

2.2 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO EXTERNO

2.2.1 TRIASICO (T_{C3}^S); (T_{C3}^Y)

Los contactos con las demás formaciones mesozoicas son siempre mecánicos.

Sólo llegan a aflorar las facies del Keuper, que presentan dos variantes:

(T_{C3}^S) «facies más terrígena» que en los demás afloramientos en la parte norte (Fuente del Taif; norte de Elche de la Sierra; Isso), arcillas limosas, limolitas, algunos nivelitos de arenas. Esta facies, tanto más terrígena hacia la Meseta, hacia el Oeste, entre Siles y el Embalse del Tranco, Fábricas de Riopar, Alcaraz y Villacarrillo, recuerda allí las facies detríticas «wealdenses» con las que llegó a ser confundida durante algún tiempo por algunos autores. En esta facies el yeso está más diseminado y presente en escasa proporción.

(T_{C3}^Y) «facies más yesifera», con terrígenos más finos, arcillas y limolitas, margas yesíferas, etc. Se llegan a diferenciar paquetes de yeso cuando sus afloramientos son importantes. Esta litología ha favorecido el diapirismo en el sector sureste del Embalse del Cenajo. Su espesor es grande, pero imponderable; colores ocres, rojos y verdosos, y blanco-grisáceos, grises y a veces rojos, para el yeso. Esta facies es análoga a la del Subbético.

No se han encontrado vestigios de fauna, ni tampoco de los cortejos clásicos de ofitas que le acompañan en otras regiones.

En las regiones próximas se han puesto de manifiesto los términos más inferiores del Triásico, justamente en el Embalse de Talave el Muschelkalk

(FERNANDEZ RUBIO et al., 1966) y la serie triásica completa en Orcera, Siles y Embalse del Tranco (LOPEZ GARRIDO, A. C., 1971).

2.2.2 JURASICO

A) Rasgos generales

El Jurásico se compone de un «*complejo dolomítico basal*», compendio del Lías y del Dogger y un conjunto superior de formaciones esencialmente calizo-margosas, pero intercalando también dolomías, correspondientes al Malm.

Los criterios de separación del Lías y del Dogger son imprecisos, estableciéndose el límite en el cambio litológico que experimenta la serie.

El conjunto Lías-Dogger cuenta con un espesor mínimo del orden de 500 metros, y su espesor total debe considerarse algo mayor, pues no llega a aflorar el muro.

Las series presentan una gran monotonía, tanto vertical como lateral, que se pierde de modo eventual sólo a nivel de la parte superior del Lías y a veces también en el Dogger.

El Dogger presenta ciertas diferencias de facies; «*facies dolomías granudas*», la más frecuente regionalmente, masiva; recristalizadas en grano grueso a medio, de formas romboédricas que se pueden observar a simple vista. Estructura de aspecto brechoide, posiblemente debida a los procesos de recristalización habidos en la masa carbonatada durante la dolomitización; «*facies de dolomías con arena y grava*», que únicamente difieren de la anterior por su contenido en terrígenos silíceos, localizada únicamente al Sur en el sector del Embalse del Cenajo; finalmente «*facies calizas*», casi siempre en el techo de la serie y con afloramientos de poca extensión que pasan lateral y rápidamente a la facies «dolomías granudas».

Dado el grado de cristalización es difícil saber si se trata de dolomías primarias o secundarias; estimamos que secundarias por la estructura y los pasos locales a calizas, cuyos oolitos frecuentemente presentan cristalizaciones romboédricas en su núcleo con procesos de dolomitización.

Por las mismas razones serían secundarias las dolomías superiores del Lías, que pasan a calizas en condiciones semejantes a las del Dogger.

El Malm presenta sus series generalmente incompletas. Únicamente en las series meridionales del sector oriental de la vecina Hoja de Isso están presentes los términos más superiores, es decir, la formación carbonatada que comprende el Kimmeridgiense Superior-Portlandiense, así como parte superior del Kimmeridgiense Medio y parte inferior del Valanginiense. Esta formación no está presente en esta Hoja de Elche de la Sierra. En las series más noroccidentales faltan incluso las dolomías del Kimmeridgiense Medio.

En resumen, el Malm presenta en Elche de la Sierra:

— «*Conjunto calizo margoso inferior*» (Oxfordiense Superior-Kimmeridgiense).

se Inferior, parte del Kimmeridgiense Medio: se inicia con 0-5 metros de calizas nodulosas, con Ammonites, rocas en *Protoglobigerinas*, seguidas de 40-90 metros de margas y margocalizas con Ammonites del Kimmeridgiense Inferior en la base y *Alveosepta powersi* (REDMOND) poco frecuente hacia la parte media y superior, indicaría Kimmeridgiense Medio.

— «Conjunto dolomítico», 0-2 y hasta 20 m. de dolomías, que hacia el Este (Hoja de Isso) pasan parcialmente a calizas de pisolitos. Dolomías masivas análogas a las del Dogger, sin fauna característica, que del techo de las series completas del Malm encontramos aún *Alveosepta powersi* en los niveles de base.

En la vecina Hoja de La Melera y del Embalse de Camarillas, al SE y E de la Hoja de Isso (L. JEREZ, 1973, p. 256) se ha podido caracterizar bien la formación calizo-margosa superior del Malm con episodios afortunados en biofacies que permiten datar su base como Kimmeridgiense Medio, la parte media como Kimmeridgiense Superior y la parte media-superior como Portlandiense. En el Prebético interno (Sierra de la Muela) se ha visto además que el techo de esta formación alcanzaría el Valanginiense Inferior.

B) Lías

En general, el conjunto liásico diferencia dos formaciones: una inferior, exclusivamente dolomítica, que atribuimos al Lías Inferior-Medio (J₁₁₋₁₃), y otra superior (J₁₃₋₁₄), que asignamos al Lías Medio-Superior. Los restos de fauna y las «sombras» de fósiles son generalmente banales en ambos casos, por lo que la suposición de edades se fundamenta en la microfacies y en la posición relativa en la serie.

Las diferencias entre las formaciones (J₁₁₋₁₃) inferior y (J₁₃₋₁₄) superior, estando las dos constituidas fundamentalmente por dolomías muy estratificadas generalmente de grano fino, se deben únicamente a la intercalación de margas o arcillas verdes, rojas y amarillentas en la formación superior. En la Hoja de Elche de la Sierra los niveles margosos de la formación superior están exiguamente representados (J₁₃₋₁₄). La complicación estructural general de esta zona impide precisar si esta laminación es tectónica o estratigráfica, o lo que es más probable, si se debe a ambas causas conjuntadas.

Para obtener una idea de la constitución clásica de esta parte superior de la serie liásica nos remitiremos a un punto próximo al límite oriental de esta Hoja, km. 12 de la carretera de Hellín a Elche de la Sierra, en Loma Fajarde (L. JEREZ, 1973, pp. 81-85), donde en los 60 m. superiores de la serie liásica son frecuentes y gruesas las pasadas de arcillas verdes y margas rojas en la formación (J₁₃₋₁₄).

La serie más representativa del Lías en esta Hoja la encontramos en

Cerros del Campillo (L. JEREZ, 1973, pp. 87-90), a 5 km. al E de Elche de la Sierra:

- (J₁₁₋₁₃): 165 m. visibles en total; se inicia con 5 m. de dolomía cristalina en bancos más gruesos, textura de microsparita y esparita brechoide; 60 m. de dolomías tableadas, microsparita beige a marrón oscuro; 10 m. de bancos más gruesos de dolomía cristalina; 90 m. de dolomías tableadas.
- (J₁₃₋₁₄): 20 m. de dolomías tableadas de aspecto y pátina arcillosa y algunas pasadas de margas amarillentas.

En la citada descripción se acompañan resultados gráficos de calcimetrias y compleximetrías, superando generalmente el 50 por 100 de dolomita con respecto a la calcita siempre inferior en los niveles carbonatados.

Las dolomías tableadas, pobres en fauna reconocible, contienen *Ostrácodos*, *Algias*, *Favreina*, *Nautiloculina*, *Eggerella*, restos de *Equinodermos*, de *Lamelibranquios* y *Espículas*.

La parte superior del Lías presenta eventuales pasos laterales de los niveles dolomíticos a calizas. Al N de «Loma de los Aznachares, en el extremo oriental del cordón montañoso de Cerros del Campillo-vértice Buitre (965 m.), junto a la Rambla del Algarrobo, al SSO del manantial de este nombre debajo de las dolomías masivas del Dogger encontramos 20 m. de calizas y margas verdes; calizas oolíticas, oosparíticas, biosparitas, biosparrudíticas y micríticas, con recristalización y dolomitización incipiente en algunos niveles, con *Ostrácodos*, *Favreina*, *Eggerella*, *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *Crinoides* y *Equinodermos*.

Otro afloramiento menos importante que el anterior con niveles calizos en el Lías, 500 m. al NE de la cota 847, en las estribaciones orientales del Cerrón de la Gamella.

C) Dogger (J₂), (J₂^s), (J₂^c)

Se compone fundamentalmente de dolomías masivas o estratificadas en bancos muy gruesos.

Este conjunto queda limitado al techo por un «hard-ground» que ocasionalmente ha librado *Gregoryceras*, del Oxfordiense Superior, dolomitizado pero con forma excepcionalmente bien conservada. Sobre este nivel, las calizas nodulosas con *Ammonites* del Oxfordiense Superior. Anteriormente (L. JEREZ, 1973, p. 79) habíamos apuntado la posibilidad de que la presencia de *Protopeneroplis striata* (Weynschenk) en la facies caliza (J₂^c) del techo y muro de esta formación, como frecuente en el Bathoniense y que no parecía existir en el Bajociense, pudiera significar una posible falta del Bajociense por laguna estratigráfica, pero esto no debe tomarse como argumento, pues es sólo un dato impreciso.

Así pues, entre el Lías y el Dogger los límites serían siempre imprecisos, y se hará generalmente su separación basándose en el brusco cambio textural y estructural que experimenta la serie sobre las dolomías finas con margas verdes y rojas.

(J₂) «Facies dolomías granudas»

En la serie de Cerros del Campillo, citada en el apartado A, sobre el Lías, vienen 230-250 m. visibles de esta formación del Dogger, posiblemente incompleta por estar biselada al techo por una escama tectónica. De muro a techo se distinguen:

- 30 m. de dolomías granudas, blancas, grano romboédrico a simple vista, bancos de 1 a 3 m.
- 25 m. de dolomías masivas, bancos de 2 a 5 m., textura brechoide, color blanco.
- 180 m. dolomías sin rasgos aparentes de estratificación (es la facies normal), cristalinas, frecuente grano romboédrico observable a simple vista, textura y estructura brechoide posiblemente originada en el proceso de recristalización de las dolomías, colores blanco, beige, claros y oscuros.

Ninguno de estos tramos ha librado restos de fauna reconocible. El contenido de dolomita es siempre superior al 60 por 100 y a veces hasta el 80 por 100 con respecto a la calcita, según los resultados de las calcimetrias y complexometrias (L. JEREZ, 1973).

(J₂^s) «Facies dolomías con arena y grava»

Al sur del río Segura, en las inmediaciones del embalse del Cenajo, existen unos relieves montañosos dolomíticos con altas proporciones de terrígenos en tamaños de arena y grava, y naturaleza de cuarzo y cuarcita.

En el sinclinal de la Sierra del Buho, próximo a la zona de estudio, en la vecina Hoja de Isso, en su flanco norte subvertical afloran las facies del Lías Medio-Superior, por lo que los 350-400 m. de dolomías masivas y granudas que se le superponen se pueden atribuir sin duda al Dogger. Son también dolomías masivas, granudas como la facies (J₂), de la que difieren únicamente por contener ciertas proporciones de impurezas terrígenas, y en el flanco sur de la Sierra (X = 38° 21'; Y = 1° 51' 40'') una pasada de gravas de cuarzo de gran tamaño, con cantos de hasta 1 dm. de tamaño. Otro punto en el que llega a apreciarse arena suelta es el de coordenadas X = 32° 21' 52'', Y = 1° 51' 10''. En los demás itinerarios por esta sierra no se encontraron gravas de cuarzo y en las muestras ensayadas los porcentajes oscilaron entre el 5 y el 50 por 100.

Las precisiones anteriores obedecen a que en la Sierra del Buho es el

único lugar donde la facies (J_2^s) llega a aflorar la facies del Lías, pudiendo argumentar que las dolomías superiores pertenecen al Dogger.

En Sierra Maraña y Cerros del Algibe, que penetran en la Hoja de Elche de la Sierra, afloran hasta 200 m. de dolomías masivas esta vez muy cargadas de arena y grava silícea. No llega a aflorar el Lías, por lo que suponemos un espesor total semejante al de la vecina Sierra del Buho. La distribución de los terrígenos es muy irregular tanto lateral como verticalmente. Se trata de grava bien calibrada de hasta 2 cm. y porcentajes de arena entre el 0 y el 50 por 100 con feldespato potásico generalmente inferior al 5 por 100.

Sobre estas dolomías (L. JEREZ, 1973, p. 96; p. 202) se han encontrado esporádicos residuos de las calizas nodulosas del Oxfordiense Superior, con *Protoglobigerinas* y *Espongiarios*.

(J_2^c) «Facies calizas»

Dentro de la escasez habitual de esta facies caliza, lo normal es localizarla siempre al techo del Dogger, pero en una ocasión hemos encontrado sus pasos laterales a las dolomías granudas también al muro de la serie.

Esta facies caliza (J_2^c) se ha observado en la Hoja de Elche de la Sierra únicamente en su parte nororiental:

a) En las inmediaciones de la Rambla del Derramadero y del Cortijo de la Fuente, al N del km. 33 de la carretera de Hellín, calizas oolíticas y pisolíticas, intrasparíticas e intrasparrudíticas que han librado restos de *Briozoos*, *Equinodermos*, *Lamelibranquios*, *Gasterópodos*, *Nautiloculina* sp. y *Lituosepta* sp.

b) Km. 33,5 de la misma carretera, donde además han dado *Protopeneroplis* sp. y *Gaudrina* sp.

c) Al norte del Cortijo del Cerrón y al sur de la carretera, bajo la cota 726 m., con calizas más o menos oolíticas que han dado además *Miliólidos*, *Polygonella* sp., *Labyrinthia mirabilis* (Weynschenk), *Protopeneroplis striata* (Weynschenk), *Protopeneroplis cribans* (Weynschenk) y *Trocholina* sp.

d) Otros varios afloramientos del mismo tipo, en la alineación montañosa fundamentalmente dolomítica comprendida entre Elche de la Sierra y el Cerrón de la Gamella.

Un paso lateral a calizas a partir de los niveles próximos al muro de las dolomías del Dogger y también hacia el techo de su serie, al este de la cota 866 del extremo oriental del Cerrón de la Gamella, 1 km. al NO de la cabecera de la Rambla de Las Tinajas. A pocos metros del muro (L. JEREZ, 1973, pp. 99-100) las calizas han librado *Protopeneroplis striata* (Weynschenk), *Ostrácodos* y *Lamelibranquios*. En niveles ya más altos, además, restos de *Equinodermos*, *Lenticulina* sp., *Trocholina* sp., *Epistomina* sp., *Esponjas*, *protoconchas*, *Miliólidos*, *Gaudryna* sp., *Lithoporella* sp. y *Gasterópodos*.

D) Oxfordiense Superior-Kimmeridgiense Inferior-Medio (J₃₁₋₃₂³⁻²), (Js₃₁₋₃₂³⁻²)

La serie tipo del Malm en la Hoja de Elche de la Sierra la estudiamos en la Sierra de Peñas Rubias, km. 44,2 de la carretera de Hellín a Yeste, en el camino a la Casa del Alcalde, en el barranquito que lo cruza a unos 500 m. de iniciado el camino.

Sobre las dolomías del Dogger:

D₁) OXFORDIENSE SUPERIOR.

Superficie de oxidación o «hard-ground» con *Gregoryceras* sp., ejemplar dolomitizado formando parte de la litología del Dogger, del Oxfordiense Superior. Puesto que encima vienen *Ammonites* de la zona *transversarium*, parece posible una interrupción de la sedimentación durante el Oxfordiense Inferior.

D₂) OXFORDIENSE SUPERIOR (extrema base del conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm.)

— 7 m. de calizas nodulosas microcristalinas, textura de biomicritas y pelmicritas, color gris, abundantísima macrofauna de *Ammonites*, *Braquiópodos*, *Belemnites*, *Espónulos*, *Lamelibranquios*, restos de *Equinodermos*, etc.

Este yacimiento de *Ammonites* ha sido intensamente explotado (L. JEREZ, 1973, pp. 108-109). Sólo se encuentra representada, y muy bien por cierto, la «zona *transversarium*» del Oxfordiense Superior. Entre los ejemplares más representativos, *Divisosphinctes* cf. *bifurcatus* (Qu.), *Ochetoceras canaliculatus* (Buch.), *Divisosphinctes elisabethae* (del Riaz), *Sobervyceras tortisulcatum* (d'Orb.) y *Divisosphinctes bifurcatus* (Qu.) asociados a 3,5 m. del muro datarían ya la parte alta de la zona de *transversarium*; igual que *Orthosphinctes polygyratus* (Qu.) en el metro 4. Finalmente, al techo de las nodulosas, *Divisosphinctes* sp. también del Oxfordiense Superior.

Al microscopio las «calizas nodulosas» dan abundantes restos de *Espónulas*, *Equinodermos*, *Ostrácodos*, *Lagénidos* (*Lenticulina* sp., *Astacolus* sp. y *Sarcenaria* sp.), *Ammodiscus* sp., *Gasterópodos*, *Ophthalmidium* sp., *Nubecularia* sp., *Epistomina* sp., *Conicospirillina* sp., *Serpula* sp. y *Protoglobigerina* sp.

D₃) KIMMERIDGIENSE INFERIOR-MEDIO (conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm).

Para su detalle remitimos al lector a las páginas 109-113 de nuestra Tesis (L. JEREZ, 1973).

Se inicia la serie con 7 m. de margas (hacia el techo, acompañadas de margocalizas) con limo de cuarzo y mica en pajuelas finas abundantes, en

las que E. FOURCADE ha localizado próximas a este punto Ammonites del Kimmeridgiense Inferior (comunicación personal). El resto de la serie está constituida por 70 m. de calizas y margas, predominando de nuevo hacia el techo las margas y margocalizas. En las calizas se observan grandes *Perisphinctes* sp. Al microscopio la biofacies se compone, entre otras formas, de restos de *espículas*, *Ostrácodos*, *Ataxophrágmidos*, *Equinodermos*, *Gasterópodos*, *Epistomina*, *Miliólidos*, *Lenticulina*, *Lamelibranguios*, *Glomospira*, *La-génidos*, *Sérvula*, *Ammodiscus*, *Nodosaria*, *Inoceramus*, etc.

Hacia el Oeste algunos niveles calizos son arenosos, distinguiendo esta facies (J_{31-32}^{3-2}) de la general de calizas y margas (J_{31-32}^{3-2}).

E) **Kimmeridgiense Medio** (conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm, cuando ésta se halla completa) (J_{32}^2), (J_{32}^2)

En la Hoja de Elche de la Sierra este término es el más superior del Malm porque la serie se halla incompleta, según hemos visto anteriormente.

En este sector dicho tramo tiene además una potencia menor de los 25-40 metros, que viene a representar por término medio, reduciéndose su espesor a unos 3-4 m. de dolomías recristalizadas en grano grueso, marrón oscuro a pardo oscuro, sin fósiles y de aspecto areniscoso. Se distingue la facies dolomítica (J_{32}^2) de la facies dolomítica arenosa (J_{32}^2) en cartografía.

Al noroeste de la Hoja de Elche de la Sierra la serie del Malm se halla con frecuencia parcial o totalmente erosionada en algunos puntos, hasta el punto de que en algunos lugares el Cretácico Inferior se ha depositado directamente sobre las dolomías del Dogger (L. JEREZ, 1973, p. 115).

En las escamas entre la Sierra de Peñas Rubias y el río Segura la serie es semejante a la anterior, pero las dolomías del Kimmeridgiense Medio cuenta ya con 20 m. de espesor.

Entre el río Segura y la Sierra de la Solana (L. JEREZ, 1973, p. 125) el Oxfordiense Superior se reduce a 1,5 m., al que siguen 100 m. de calizas y margas con la misma facies que las anteriores y 25-30 m. de dolomías al techo.

En Elche de la Sierra (L. JEREZ, 1973, p. 146), sólo se observan unos decímetros de calizas nodulosas del Oxfordiense Superior, mientras el Kimmeridgiense Inferior y Medio consta de poco más de 30 m. de espesor dividido en dos tramos: 15 m. de calizas y margas, como la facies anterior más occidental, y otros 15 m. de calizas oolíticas arenosas y areniscas, con porcentajes de arena de cuarzo de hasta el 30 por 100 que han librado *Ammonites* (inclasificable), *Braquiópodos*, *Equinodermos*, *Lamelibranguios*, pequeños *Lituólidos*, *Protopeneroplis*, *Gasterópodos* y *Algas*. Las dolomías del Kimmeridgiense Medio parecen faltar.

En la serie de escamas entre la Sierra de la Solana y la Abeja y el

rio Segura (L. JEREZ, 1973, p. 159), las calizas nodulosas del Oxfordiense Superior no sobrepasan los 2 m., seguidas de 100 m. del conjunto calizo margoso Kimmeridgiense que ha librado *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) aff. *polyplocus* (Qu.), que data el Kimmeridgiense Inferior. Como en Elche de la Sierra, en su parte media intercalan calizas oolíticas arenosas.

En la vertiente sur de Monte Hierro (L. JEREZ, 1973, p. 163) la serie es parecida a la anterior, con la salvedad de que esta vez las calizas oolíticas arenosas se intercalan hacia la parte inferior del conjunto calizo margoso Kimmeridgiense (110-120 m.), conjunto también menos margoso que en las series anteriores. Las calizas oolíticas arenosas tienen hasta un 30-40 por 100 de arena de cuarzo. Las dolomías del Kimmeridgiense Medio alcanzan 35-40 m. de espesor.

En la parte noreste de la Hoja, al N de la carretera desde Elche de la Sierra a Hellín, sobre las dolomías y calizas del techo del Dogger viene directamente la «facies Weald-Utrillas» del Cretácico Inferior, faltando generalmente la serie del Malm.

2.2.3 CRETACICO INFERIOR (Cw₁)

Se compone de un espesor variable, entre los 20, 40 y hasta 200 metros, aumentando generalmente hacia el Sur; de terrígenos silíceos finos y gruesos, de colores vistosos y diversos, en facies continental «Weald-Utrillas», generalmente azoica, salvo en un punto donde encontramos una valva de ostreido, al sur de la Hoja y al norte de Monte Hierro.

La atribución de esta facies al conjunto del Cretácico Inferior y no sólo al Albense, por lo que la denominamos adrede «facies Weald-Utrillas» y no «facies Utrillas», se hace teniendo en cuenta el contexto regional del Prebético, con importantes episodios de arenas mar hacia adentro no sólo durante el Albense sino también en el Barremiense, Bedouliense y Gargasiense, y en menor proporción incluso desde el Portlandiense.

Estos terrígenos, que disminuyen de tamaño generalmente hacia el Sur, desde el Prebético externo al interno y de este a la Unidad intermedia o Subbético externo, procederían pues de la Meseta, por lo que aunque en su mayor parte cuantitativamente hablando puedan corresponder más al Albense, resulta lógico admitir como posible su acumulación sucesiva en distintas avalanchas sobre las facies jurásicas en el Prebético externo.

Uno de los lugares de mayor afloramiento que nos permitieron el estudio detallado de esta serie, es en el flanco norte del sinclinal de la Sierra de la Solana, al N de Férez (L. JEREZ, 1973, p. 126).

Se observa allí un espesor de 150 m. dividido en varios tramos:

- 60-70 m. de conglomerados de cuarzo y cuarcita intercalando arenas que tienden a prevalecer hacia el techo.

- 75-80 m. constituidos exclusivamente por arenas y arcillas de colores rojos, amarillentos y blancos.

Los ensayos de granulometrías permiten constatar un predominio del ambiente de depósito de tipo fluvial (L. JEREZ, 1973, p. 131) con fluctuaciones hacia el ambiente de playas y recurrencias fluviales.

En los ensayos sobre minerales pesados se observó un rápido e importante aumento de la mena metálica a partir de la parte media de la serie. Lo mismo sucede con la turmalina; mientras el zircón aumenta y vuelve a disminuir al igual que la anatasa y el rutilo en fracciones menos importantes.

2.2.4 CRETACICO SUPERIOR

En las series más meridionales del Prebético externo, el tránsito del Cretácico Superior al Prebético interno se realiza mediante unas calizas dolomíticas muy estratificadas y muy arenosas, con numerosos fantasmas de Orbitolinas, y unos 10-15 m. de espesor máximo. Estos niveles son perfectamente identificables con los que en el Prebético interno de la serie del Sifón de Socovos, al SE de Férez, dan Orbitolinas y otros foraminíferos que permiten caracterizar la biozona con *Neairaqua n. sp.* del Vraconiente.

El Cretácico Superior se divide en dos conjuntos litológicos:

- Complejo dolomítico del Cenomaniense-Turoniente.
- Conjunto calcáreo superior del Senoniense.

A) Complejo dolomítico del Cenomaniense-Turoniente

40 a 150 metros, aumentando su espesor generalmente y de forma gradual hacia el Sur.

Se diferencian dos secuencias litológicas:

- (Cd₁₆₋₂₁³⁻²), conjunto dolomítico, masivo, en la base, y
- (Cdm₂₁₋₂₂), conjunto de calizas dolomíticas bien estratificadas.

Las dolomías masivas basales son cristalinas, de grano medio, con espesores mínimo y máximo de 10 m. al Norte y 30 m. al Sur. Eventualmente presentan «sombras» de Orbitolinas en la base, y se atribuyen al Cenomaniense s. lato.

La secuencia de calizas dolomíticas bien estratificadas, de grano generalmente muy fino, intercala a veces aparentes niveles de margas, que no son sino niveles dolomíticos de grano extremadamente fino y que por su aspecto y en sentido figurado denominamos «margas dolomíticas». Contiene restos de faunas generalmente banales, «sombras» de Lamelibranquios y Gasterópodos, *Marssonella* sp., *Cyclammina* sp., *Dicyclina* sp., *Miliólidos* y pequeños *Valvulinidos*. Sólo en una ocasión, en Cerro Gordo, hacia el límite de las Hojas

de Elche de la Sierra, Moratalla y Calasparra, han librado moldes de *Cerithium gallicum* D'Orb. (L. JEREZ, 1973), por lo que atribuimos esta formación al Cenomaniense-Turoníense, además de por su situación estratigráfica relativa.

En Elche de la Sierra (L. JEREZ, 1973, pp. 150-153) al sur del vértice geodésico Cuevas Blancas, en el Arroyo de la Anchura, hemos realizado un corte detallado del Cretácico Superior. Las dolomías basales (Cd_{16-21}) no superan los 12 m. Los ensayos de complejometría de este tramo han dado de un 76 a un 79,5 por 100 de dolomita y de un 3,2 a un 5,2 por 100 de calcita, al muro y al techo respectivamente. Encima vienen unos 80 metros de dolomías microcristalinas y margas dolomíticas de la formación (Cdm_{21-22}). Las complejometrías han dado para los niveles de dolomías porcentajes de dolomita de 82,9 por 100 y de calcita de un 15 por 100. En otro tramo un ensayo por calcimetria en los niveles de «margas dolomíticas» dio un 72,1 por 100 de CO_3Ca y en un nivel dolomítico duró un 71 por 100 de CO_3Ca . Un ensayo por complejometría en otro tramo de «margas dolomíticas» dio 86,5 por 100 de dolomita y 12,5 por 100 de calcita. De lo que se deduce que la proporción de arcilla y limo en estas falsas margas no superaría en este caso el 1 por 100.

Al techo, existe un nivel de 2 m. de dolomía masiva cristalina, análoga a la del tramo basal. Un ensayo de complejometría dio un 81,2 por 100 de dolomita frente a un 11 por 100 de calcita.

Este último tramo recuerda el término superior del Complejo dolomítico Cenomaniense-Turoníense de Jumilla y Yecla (FOURCADE, 1970), donde el espesor del paquete masivo superior de la «trilogía dolomítica» llega a contar con 200 m. por sí solo; o también al oeste en las Hojas de Yetas y Yeste, donde lo hemos localizado con varias decenas de metros al techo de las dolomías estratificadas.

En Elche de la Sierra no sería cartografiable por sus reducidas dimensiones, como tampoco lo es frecuentemente el tramo basal que incluimos entonces en la cartografía junto al paquete (Cdm_{21-22}) sin diferenciar ambos términos: Cd_{16-22} .

B) Conjunto calcáreo superior del Senoniense (C_{23-26})

B.1.—CONSIDERACIONES GENERALES

En los casos en que la serie ha sido más salvaguardada de la erosión su espesor supera los 275 m. En algunos casos el espesor se reduce a pocos metros.

El hecho más frecuente es observar en la serie un tramo basal que contrasta en su aspecto con el resto de la misma. Este tramo, de 10 a 30 metros de espesor, de caliza blanca, masiva, recristalizada en parte, aspecto marroño y textura de micrita a microsparita, lo hemos podido diferenciar en la

cartografía del Prebético interno en la Hoja de Moratalla al Sur y en la de Calasparra al SE, donde le asignamos la sigla Cc_{23} y lo atribuimos al Coniaciense.

El resto de la serie, a escala regional en todo el Prebético externo, corresponde a una alternancia de calizas microcristalinas en facies marino-lagunal, con textura de micritas, intramicritas, biomicritas e intrasparitas. Su mitad inferior está datada ocasionalmente como Santoniense (L. JEREZ, 1973, pp. 234, 236) con la presencia de *Globotruncana sigali* (Reichel), *Globotruncana fornicata* (Plummer), *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger y *Lacazina* sp., como se ha puesto de manifiesto en los sectores orientales de la Hoja de Isso. En Calasparra, en la Sierra del Puerto y 600 m. al norte del vértice Rotas (491 m.) intercalada en la serie caliza, viene una pasada de caliza arenosa silícea, rica en *Siderolites calcitropoides* que data el Senoniense s. lato, pero que nosotros pensamos que corresponde al nivel detrítico silíceo que atribuimos en la Hoja de Yetas al Campaniense, por consideraciones regionales sobre la posición estratigráfica de las avalanchas de terrígenos silíceos intrasenonienses, que coinciden con una «ruptura sedimentaria», que en algunos lugares provoca una laguna estratigráfica del Senoniense Inferior. Así, en la Sierra de Cabeza del Asno, en su extremo SO (Hoja de Calasparra, L. JEREZ et al., 1974) el nivel calizo inmediatamente superior a las calizas coniacienses (Cc_{23}) contiene ya *Orbitoides media* y *Siderolites calcitropoides*, indicando ya Campaniense Superior-Maestrichtiense. Igualmente falta el Senoniense Inferior en la Hoja de Moratalla (L. JEREZ, 1973).

Estas consideraciones nos llevan a opinar que en la Hoja de Elche de la Sierra, todo el Senoniense existente es anterior a la avalancha de terrígenos silíceos intracampanienses, y por tanto representa el Senoniense Inferior solamente. El Senoniense Superior, que en la Hoja de Yetas, al Oeste, es perfectamente discordante sobre el Senoniense Inferior, y éste de igual facies que en Elche de la Sierra (L. JEREZ, 1978, en prensa), faltaría, pues, en esta última Hoja.

Es preciso hacer estas consideraciones de correlación basada en criterios sedimentológicos, de persistencia regional, porque en Elche de la Sierra no se han encontrado faunas características que permitan precisar dataciones en el Senoniense.

B₂.—SERIE TIPO EN ELCHE DE LA SIERRA

La serie tipo del Senoniense en Elche de la Sierra (Arroyo de la Anchura), que según las consideraciones antes expuestas sería Senoniense Inferior, se compone de más de 300 metros de calizas:

- a) 35-40 m. de caliza blanca masiva; micrita parcialmente recristalizada en microsparita. Restos de *Rudistas*, *Equinodermos* y *Pithonella* sp.
- b) 60 m. de «calizas trufadas», intramicritas e intrabiosparitas, con *coprolitos*, pequeñas *Rotalina* sp., *Pithonella sphaerica* (Kauffmann), *Pithonella ovalis* (Kauffmann), *Gasterópodos*, *Ostrácodos*, *Algas*, *Lamelibranquios*, *Miliólidos*. Colores gris, beige y rosado.
- c) 35-40 m. de calizas blanco grisáceas, biomicritas, localmente recristalizadas en grano romboédrico, con igual biofacies que las anteriores, y además, *Discorbis* sp., oogonios de *Charáceas* (grandes cantidades), *Nummofallotia* sp., *Heterohelix* sp., *Cuneolina* sp., *Rotálidos*, *Cibicides* sp., *Ophthalmidiidios*.
- d) 15-16 m. calizas muy blancas (biomicritas) plegadas de motas oscuras a simple vista, que se deben al enorme contenido en oogonios de *Charáceas*.
- e) 60-70 m. de calizas blancas semejantes al tramo c).
- f) 50 m. de calizas trufadas análogas al tramo b).
- g) 50 m. de calizas blancas con *Gasterópodos*, *Charáceas*, *Rotalina* sp., *Pithonellas*, *Ostrácodos*, *Miliólidos* y *Lamelibranquios*.

Todas las calizas, excepto las masivas de base, se presentan muy bien estratificadas.

En la parte NO de la Hoja de Elche de la Sierra, en Monte Garzón (L. JEREZ, 1973, p. 115) esta serie marino-lagunal del Senoniense es directamente discordante sobre la facies «Weald-Utrillas» al acuñarse el Cenomaniente-Turoniente.

2.3 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL PREBETICO INTERNO

Para una descripción detallada del Prebético interno remitimos al lector a la Hoja de Moratalla y al texto de nuestra Tesis Doctoral (L. JEREZ, 1973).

Describimos aquí únicamente los términos del Cretácico Inferior y parte del Superior representados en esta Hoja, en su esquina SO, y en su límite S, en Socovos.

2.3.1 CRETACICO INFERIOR EN LAS INMEDIACIONES DE PEÑARRUBIA

En el área correspondiente al límite de la cartografía de la Hoja de Elche de la Sierra próximo a Peñarrubia, la serie del Cretácico Inferior está bas-

tante recubierta, por lo que para realizar el corte correspondiente basta adentrarse unos cientos de metros al Oeste, penetrando en el extremo oriental de la Hoja de Yeste.

De Sur a Norte, partiendo del km. 53 de la carretera de Hellín a Yeste, encontramos la serie que hemos detallado anteriormente (FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L., 1972) y cuyas características principales resumimos aquí:

A) Aptiense inferior (Cc_{15}^1)

Formación estratigráfica de unos 600 metros de espesor aproximado, fundamentalmente constituida por calizas microcristalinas, con algunas pasadas detríticas silíceas en la base y en la parte media, y algunos dolomíticos hacia la base.

Las calizas, generalmente muy inmaduras, están muy bien estratificadas, con textura de biomicritas y micritas, ocasionalmente con oolitos y «graveles» y son de colores generalmente grises.

La presencia de «*Orbitolinopsis praesimplex*» (SCHROEDER) desde los niveles de base de esta formación carbonatada permite atribuirlos ya al Aptiense Inferior. Por otra parte, la presencia de *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER) en los últimos 100 metros de la serie hasta unos 30 m. del techo, indicaría que el límite Aptiense Inferior-Aptiense Superior se sitúa por encima de este nivel. Así, atribuimos esta formación en su conjunto al Aptiense Inferior.

De muro a techo se distinguen:

- 10 m. de calizas «subnudosas» gris y beige biomicritas con *Orbitolinopsis praesimplex* (SCHROEDER), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Debarina* sp., *Pseudocyctammina* sp., *Miliólidos*, *Gasterópodos*, *Lamelibranquios* y *Equinodermos*.
- 10 m. de margas areniscosas ocre-amarillentas, que intercalan un metro de caliza oolítica arenosa con *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), etcétera.
- 25 m. de areniscas pardas y amarillentas con *Orbitolinas*.
- 15 m. de dolomías recristalizadas en grano grueso, con *Rudistas* y *Orbitolinas*.
- 50 m. de calizas microcristalinas, micritas y biomicritas estratificadas, con *Rudistas*, *Gasterópodos*, *Iraqia simplex* (HENSON) y *Orbitolina* sp.
- 120 m. de calizas microcristalinas con pisolitos y guijarros de caliza negra en la base y muy abundantes *Charáceas* hacia la parte inferior y superior («facies de agua dulce»). Textura general de micritas y biomicritas, excepto en algunos bancos con biosparita en la base. Se observan *Rudistas*, *Gasterópodos*, *Equinodermos*, *Ciliadroporella* sp., *Permocalculus* sp., *Pseudocyctammina* sp., *Boueina* sp., *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER).

- BERGER), *Miliólidos*, *Sabaudia minuta* (HOFKER); en los 10 m. superiores, *Pianella muehlbergii* LORENZ, etc.
- 50 m. margas areniscosas blanco amarillentas, con algunos niveles intercalados de calizas microcristalinas de igual textura que las anteriores, la misma biofacies y además «*Orbitolinopsis*» *praesimplex* (SCHROEDER), *Neotrocholina* sp., *Charophyta gyrogonita*, etc.
 - 12 m. de arenas silíceas, areniscas silíceas con paso eventual a caliza arenosa y margas arenosas, *Rudistas*, *Palorbitolina* sp., *Choffatella* sp., *Equinodermos* y *Gasterópodos*.
 - 10 m. de calizas, micritas, biomicritas, intrasparitas y oosparitas hacia el techo. Igual biofacies a las calizas y margas precedentes.
 - 50 m. de arenas (a veces con estratificación cruzada), areniscas y margas arenosas, con ciertas intercalaciones de calizas arenosas, biosparitas con *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Boueina* sp., *Orbitolina* sp., *Choffatella* sp., etc.
 - 220-230 m. de calizas microcristalinas, micritas, biomicritas y biointramicritas arenosas, grises a beige claro. Algún nivel contiene pisolitos y en general con *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *Rudistas*, *Toucasia* sp., *Sabaudia* sp., *Boueina* sp., *Miliólidos*, *Ophthalmidiólidos*, *Choffatella* sp. y *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER). Una pasada de 80 m. hacia la parte media de este tramo sólo contiene *Charáceas* y *Ostrácodos*, episodio importante, pues, en «facies de agua dulce».

B) Consideraciones sobre las atribuciones cronoestratigráficas de las formaciones de la parte superior del Cretácico Inferior

El hecho más normal en la región prebética interna es que sobre la formación carbonatada del Bedouliense (Aptiense Inferior) venga un nuevo ciclo sedimentario que se inicia con un fuerte aporte de terrígenos en el paso bedouliense-gargasiense y que culmina con una formación predominantemente carbonatada, generalmente muy potente a nivel del Gargasiense.

En Peñarrubia y desde aquí hasta Arroyo Bravo, al Norte de Yeste y también más hacia el Sur hasta Sege, en la Hoja de Yetas, nos encontramos con series del Cretácico Inferior cuyos términos carbonatados del Aptense Superior (Gargasiense) están poco desarrollados y son difíciles de datar. Unicamente en Sege ha podido ser bien datada esta barra carbonatada que corona la serie detritica aptiense (FOURCADE et al., 1977), aún con el espesor reducido propio de estas series más septentrionales.

Sucede algo parecido con la pasada carbonatada marina del Albiense Superior, que aquí en Peñarrubia estaría totalmente dolomitizada; que en Arroyo Bravo, cinco kilómetros al norte de Yeste, es caliza y ha librado sólo *Sérvulas* (FOURCADE et al., 1977, p. 370, «tramo g»), que en Sege se reduce a unas

pasadas areniscosas carbonatadas, en la parte media de los 160 m. de arenas con que termina la serie del Cretácico Inferior; pero que en numerosas ocasiones, en las vecinas Hojas de Moratalla, Yeste y Yetas se compone de un tramo calizo que ha podido ser bien caracterizado con la presencia de *Neorbitolinopsis conulus* DOUVILLE.

Estas circunstancias de falta de datación precisa en estas más series septentrionales del prebético interno, donde las pasadas carbonatadas Gargasiense y Albiense Superior, respectivamente, son poco potentes y a veces están dolomitizadas, puede llevarnos a confundir una con otra, y, en rigor científico, para algunos a no aceptar la atribución cronoestratigráfica que aquí se propone para estas formaciones.

Al hablar anteriormente (apartado 2.1) de las diferencias estratigráficas del Prebético interno con respecto al externo, aludíamos a que regionalmente el Cretácico Inferior del dominio interno está constituido por cuatro ciclos sedimentarios, que se inician con facies terrígenas y culminan en formaciones carbonatadas. Cada vez que se inicia una formación terrígena, ocurre violentamente, según una «ruptura sedimentaria» (*). Estos ciclos sedimentarios han sido datados con precisión en las numerosas series prebéticas, pues siempre que ha existido fauna característica se han determinado los mismos episodios cronoestratigráficos, iniciándose siempre a una edad determinada y finalizando también al mismo tiempo. De otra parte se corresponden con los mismos ciclos sedimentarios puestos de manifiesto en el Pirineo, en la Tesis de A. GARRIDO, lo que denota un mayor interés.

Cuando ocasionalmente una determinada formación carbonatada del Prebético no ha sido bien datada por falta de fauna característica, su situación estratigráfica relativa respecto a los demás niveles caracterizados, no contradice en modo alguno la existencia de estos cuatro ciclos sedimentarios que proponemos para el Cretácico Inferior del Prebético.

Pues bien, es apoyándonos en la existencia para nosotros bien probada de estos cuatro ciclos sedimentarios de valor cronoestratigráfico, que nos valemos para cumplimentar con estos criterios sedimentológicos de valor regional la falta de dataciones precisas de algunas series. Este sería el criterio de fondo. Luego, además, la comparación estratigráfica relativa con las series locales más próximas que han podido ser bien datadas, nos llevaría a confirmar nuestras suposiciones.

En todo caso, ante la falta de otros medios, incluso los más ortodoxos, convendrán en que conviene admitir al menos estos hechos como hipótesis de correlación.

(*) En el concepto de rupturas que viene desarrollándose en la estratigrafía peninsular a iniciativa de nuestro compañero ALBERTO GARRIDO (Hispanoil) y que nosotros, al aplicar a las Cordilleras Béticas, no podemos sino confirmar que da resultado, al igual que lo hemos visto en la C. Ibérica.

C) Aptiense Inferior-Aptiense Superior (Cs_{15}^{1-2} , Cc_{15}^2)

Este ciclo sedimentario, tal como hemos dicho, se inicia en Peñarrubia con una formación terrígena (Cs_{15}^{1-2}) de 120-130 metros de espesor, que se habría depositado entre el Bedouliense y el Gargasiense a escala regional. Se trata de una alternancia de arenas y arcillas rojas silíceas, de colores vistosos y diversos, blancos, rojos, amarillos y violáceos que en nada difieren de la facies «Weald-Utrillas» más superiores, y que se inicia en este punto con unos 10 m. de conglomerado con grava gruesa y media, de cuarzo y cuarcita y de color predominantemente blanco.

Algunos niveles hacia el techo contienen eventuales impregnaciones de mineralizaciones amarillentas que nos recuerdan los óxidos de uranio.

La formación carbonatada del techo (Cc_{15}^2) se compone de una alternancia de 50-60 metros; en su parte inferior, calizas con arenas y arcillas sabulosas y en su parte superior niveles dolomíticos intercalados entre terrígenos análogos. De muro a techo, esta formación carbonatada s. lato se compone así:

- 2 metros de calizas microcristalinas arenosas, beige claro y gris, meteorización amarillenta, con *Miliólidos* y *Sabaudia minuta* (HOFKER).
- 10 metros de arenas y arcillas versicolores. Minerales pesados: 40-50 por 100 mena metálica; 5-10 por 100 turmalina; 40-50 por 100 granate; trazas o menos del 1 por 100 de zircón, anatasa, rutilo, corindón y biotita.
- 4-5 metros de calizas microcristalinas, micritas y biomicritas parcialmente recristalizadas o dolomitizadas, más o menos arenosas, con *Rudistas*, *Gasterópodos*, *Sabaudia minuta* (HOFKER) y *Miliólidos*.
- 5 metros de arenas blancas y amarillentas que intercalan calizas arenosas, micritas y biomicritas, con *Miliólidos* y *Sabaudia*.
- 4 metros de calizas muy arenosas y areniscas silíceas amarillentas.
- 30 metros parcialmente recubiertos, observándose una alternancia de arenas blancas que parecen predominar sobre los niveles carbonatados pardo-amarillentos, areniscas dolomíticas, dolomía arenosa y caliza dolomítica arenosa. Estas dolomías han dado 77,9 por 100 de dolomía y un 9,1 por 100 de calcita en pruebas de complejometría. Por calcimetría, un 49 por 100 de CO_3Ca . La dolomitización es irregular y secundaria por tanto. Las granulometrías dan ambientes entre fluvial y playa marina.
- 0,5 metros de calizas, micritas en parte dolomitizadas, donde únicamente se han reconocido *Miliólidos*.

Una serie prebética interna de este tipo más septentrional, análoga a la anterior, pero donde el término carbonatado del Aptense superior ha podido ser bien caracterizado, en la vecina Hoja de Yetas, en Sege, unos kilóme-

etros al SO de Peñarrubia (FOURCADE et al., 1977, tramo «g», pp. 372-375). A pesar de su reducido espesor, esta formación carbonatada del Aptiense superior ha sido allí excepcionalmente bien caracterizada; en cinco metros de calizas grises, micríticas, con *Pseudotoucasia* sp. y *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. A. FOURCADE y RAOULT, en cuyo techo se observan dos niveles arenosos entre las calizas.

Dentro del mismo corte anterior de Sege, la formación detrítica bedoulien-se-gargasiense que aquí denominamos (Cs_{15-16}^{1-2}), estaría a nuestro juicio allí contenida en el tramo «f» (FOURCADE et al., 1977, p. 375) con 35 metros de arenas.

D) Finiaptiense-Albiense (Cw_{15-16}^{2-3})

En Peñarrubia, sobre las calizas anteriores viene un conjunto litológico casi exclusivamente terrígeno de unos 400 metros de espesor, donde distinguimos:

- a) 150 metros de arenas blancas y amarillentas y arcillas rojas y verdosas en bancos de varios metros de espesor.
- b) 20-30 metros de una alternancia de arenas amarillentas que intercalan frecuentes y delgados bancos de dolomía de 0,5 a 1,5 metros como máximo, grano grueso, color gris plomizo en fresco y pardo rojizo en superficie. Las dolomías, por complexometría dan un 90,3 por 100 de dolomita, 4,3 por 100 de calcita. Por calcimetría, un 79,3 por 100 de CO_3Ca .
- c) 220-240 metros de terrígenos. En su mitad inferior, arenas silíceas blancas y amarillentas, con eventuales pasadas de areniscas pardo rojizas, de cemento ferruginoso y bancos gruesos de arcillas sabulosas rojas. La mitad superior, sin areniscas y con menos pasadas de arcillas versicolores, está constituida fundamentalmente por arenas silíceas blancas y amarillentas. Minerales pesados: 90 por 100 mena metálica; 1-5 por 100 de turmalina; «trazas» de zircón, corindón y estaurolita. Los ensayos de granulometría dan como resultados máximos de ambiente fluvial, al contrario que en las arenas aptienses más próximas a playa marina.

Para nosotros, el tramo carbonatado b), aquí totalmente dolomitizado, correspondería al tramo calizo «g» con *Sérpulas* de Arroyo Bravo, cinco kilómetros al N de Yeste (FOURCADE et al., 1977, p. 370, y bastante más al SO en el río Zumeta, al tramo «m» (FOURCADE et al., 1977, p. 364) definido como: «40 m. de calizas micríticas beiges y ocres con *Orbitolinidos* e incluso una intercalación margosa donde hemos encontrado *Neorbitolinopsis conulus* DOUVILLE, *Hensonia lenticularis* HENSON, *Marinella lugeoni* PFENDER, *Sérpulas* y *Briozoarios*.»

La presencia de *Neorbitolinopsis conulus* DOUVILLE es constante en este tramo carbonatado que se superpone a los terrígenos finiaptienses-albenses; y caracteriza el Albense Superior en esta formación, de constancia regional, en las Hojas de Yetas y Moratalla v. gr. donde la hemos cartografiado como (Cc₁₆³).

El tramo «a» de esta «formación comprensiva» en Peñarrubia (Cw₁₅₋₁₆²⁻³), pertenecería al que en la Hoja de Yetas atribuimos al finiaptiense-albense (Ccs₁₅₋₁₆¹⁻³); mientras el tramo «c» correspondería al que en Yetas y Moratalla denominamos (Cw₁₆³) Albense Superior en «facies Utrillas».

2.3.2 FORMACION CARBONATADA DE PASO ENTRE EL ALBENSE SUPERIOR Y EL CENOMANIENSE INFERIOR (Ccd₁₆₋₂₁³⁻¹), (Cc₁₆₋₂₁³⁻¹)

Mientras en el corte de Peñarrubia, al techo de la formación (Cw₁₅₋₁₆²⁻³) antes definida, y al muro de las dolomías masivas cenomanienses, viene un tramo de unos 25-30 m. de dolomías tableadas, muy bien estratificadas, con «sombras» de *Orbitolinas* no caracterizables (Ccd₁₆₋₂₁³⁻¹), en Socovos, justo en el límite entre esta Hoja de Elche de la Sierra y la de Moratalla hemos podido caracterizar bien el paso lateral de estas dolomías a calizas, como correspondiente a la biozona con *Neoiraqia* n. sp. (E. FOURCADE, L. JEREZ, T. RODRIGUEZ y M. JAFFREZO, 1972), definida por E. FOURCADE (1970) y que se atribuye al Vraconiense por la asociación con *Ammonites* característicos (A. FOUCault, 1971, pp. 272-275), *Mortoniceras* aff. *inflatum* (SOW.) y *Mortoniceras* aff. *fissicostatum* SPATH.

En efecto, en Socovos (L. JEREZ, 1973, pp. 279-281), sobre las arenas blancas y amarillentas del Albense Superior, vienen:

— 60 metros de calizas a veces dolomitizadas, bastante más frecuentes las calizas, con dolomitización muy irregularmente distribuida tanto lateral como verticalmente, y en consecuencia dolomitización secundaria. Las calizas son «gravelosas», con cemento cristalino, ocasionalmente oolíticas, y estratificadas en bancos de 0,1 a 1 metros.

Estas calizas han librado: *Trocholina lenticularis* HENSON, *Hedbergella washitensis* CARSEY, *Neoiraqia* cf. *convexa* DANILOVA, *Neoiraqia* n. sp., *Orbitolina* gr. *concava* LAMARCK, y *Marinella lugeoni* PFENDER; asociación que corresponde a la mencionada biozona de *Neoiraqia* n. sp.

2.3.3 CRETACICO SUPERIOR (Cd₂₁¹), (Cdm₂₁₋₂₂²⁻⁰)

El Cretácico Superior del Prebético interno se compone de un «Complejo

dolomítico del Cenomaniense-Turoniano», y, no siempre representado como es el caso de la Hoja de Elche de la Sierra y generalmente incompleto sobre todo a nivel del Santoniense-Campaniense Inferior, un «*Conjunto superior calizo margoso*» rico en *Orbitoides*, *Siderolites*, *Globotruncanas*, *Inoceramus* y, eventualmente, hasta *Ammonites* en las series más suroccidentales del prebético de Moratalla (Sierra de Umbría de la Mata). En las series más septentrionales, por el contrario, puede participar de la facies marino-lagunal, restringida, rica en Charáceas, propia del Prebético externo. Pero entre ambas facies existe siempre una zona desprovista de sedimentos senonienses, que por su constancia y por coincidir con el paso de una facies a otra bruscamente, sin sedimentos de litología mixta, opinamos que corresponde a una «zona de umbral» donde lo más probablemente no llegó a consolidarse la sedimentación senoniense.

Este último parece ser el caso del prebético interno de la Hoja de Elche de la Sierra, donde sobre las dolomías cenomanienses-turonianas al sur de la Falla dextrorsa de Socovos, que la separa bruscamente del Prebético externo, no existe el Senoniense. Ya que, de otra parte, las calizas senonienses marino-lagunales del Norte en contacto con tales dolomías, serían ya al parecer pertenecientes al Prebético externo y por tanto en contacto mecánico.

En todo caso, la posible constatación de algunas capas del Senoniense lagunal en posición estratigráfica sobre el complejo dolomítico en estos lugares no sería, según se ha dicho, un hecho anormal. Efectivamente, en la Hoja de Yetas, al SO, la parte noroeste del Prebético interno cuenta con un fuerte desarrollo del Senoniense marino-lagunal, con una discordancia intracampaniense.

El «*Complejo dolomítico del Cenomaniense-Turoniano*» cuenta como en el Prebético interno de dos formaciones dolomíticas, una masiva basal y otra de dolomías estratificadas y eventualmente «margas dolomíticas», igual que en el Prebético externo. La única diferencia es el mayor desarrollo en potencia de la formación masiva basal, que mientras en el Prebético externo cuenta con no más de 30-40 metros, en el Prebético interno sobrepasa los 150-200 metros. Las litofacies y biofacies es similar:

(Cd₂₁¹) «*Facies dolomías masivas inferiores*»

Las denominamos «inferiores» porque al Este, hacia la región de Jumilla, y al Oeste, hacia Yetas y Nerpio, existe otro miembro de dolomías masivas al techo al complejo dolomítico.

Esta formación consta en la Hoja de Elche de la Sierra de unos 150-200 metros de dolomías masivas o estratificadas en bancos generalmente muy gruesos, de 2 a 5 m. y hasta más de 20 metros, no siempre visibles, de color pardo oscuro a más claro.

Los ensayos realizados para esta formación en la vecina Hoja de Moratalla, en las Sierras de la Muela y de Umbría de la Mata respectivamente (L. JEREZ, 1973, pp. 318-319 y 324), dieron por complejometría resultados variables del 72,2-64,5-79,5-88,7-81,2-88,6 por 100 de dolomita frente a 11,6-26-11-4,5-18,5-12,6 por 100 de calcita. En ensayos por calcimetria, porcentajes de CO_3Ca variable entre 76,5-54,9-70,6-74,5 por 100.

Estas dolomías, generalmente azoicas, excepto en la base, que pueden contener «sombras» de Orbitolina, eventualmente contienen también restos banales apenas reconocibles de *Equinodermos* y *Lamelibranquios*, *Gasterópodos*, *Celentéreos*, *Ataxophrágmidos*, *Textularia* sp., *Ataxophrágmidos*, *Cuneolina* sp., *Daxia* sp.

(Cdm₂₁₋₂₂²⁻⁰) «*Facies dolomías microcristalinas estratificadas*»

Formación que cuenta con unos 100-120 m. de espesor en esta parte SO de la Hoja de Elche de la Sierra, disminuyendo hacia el Sur, esto es, hacia la Hoja de Moratalla, donde al Norte tiene 40-50 metros y al Sur (Sierra del Zatán y de la Muela) oscila entre 0-20 metros de potencia.

Esta secuencia, es, pues, aquí enteramente semejante, en espesor y facies a la misma formación del Prebético externo de Elche de la Sierra.

Su estratificación es muy neta, en bancos muy delgados. Algunos niveles de grano extraordinariamente fino meteorizan dando aspecto de «margas».

Aunque casi siempre banales, en casi todos los niveles se hallan restos orgánicos, frecuentemente reconocibles, de *Textularídos*, *Textularia* sp., *Cuneolina* sp., *Ataxophrágmidos*, *Gasterópodos*, *Lamelibranquios*, *espículas* y restos de *Espongiarios*.

De esta formación hemos realizado esporádicos ensayos por complejometría y calcimetria en la Sierra de Umbría de la Mata, inmediatamente al sur de esta zona, en la Hoja de Moratalla (L. JEREZ, 1973, p. 324), donde de muro a techo, por calcimetria obtuvimos resultados del 84-96,1 y 60 por 100 de CO_3Ca ; y por complejometría, un solo ensayo de muestreo, a título orientativo, dio 95,3 por 100 de dolomita y 2,7 por 100 de calcita.

2.4 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL TERCARIO

2.4.1 CONSIDERACIONES PREVIAS

El Terciario de la Hoja de Elche de la Sierra cuenta con una variada gama de formaciones continentales, marino-neríticas, y hasta lacustres con influencia fluvial lateral, desde el Aquitaniense hasta el Plioceno, faltando por completo el Paleógeno.

Generalmente las dataciones (salvo contadas ocasiones) no son muy

precisas, ni aún en las facies marinas por predominar en ellas casi absolutamente los niveles calizos donde es difícil estudiar los Globigerinidos, frente a los episodios de margas pelágicas, margas que están representadas excepcionalmente en el único y pequeño retazo del Mioceno Superior marino de la zona.

No obstante, de modo indirecto podemos correlacionar estas formaciones, pues más al Sur, en la Hoja de Moratalla, existen frecuentes y potentes intercalaciones de margas pelágicas que nos permiten ya dataciones muy precisas del Neógeno a nivel del Mioceno Inferior y Medio. Estas dataciones permiten también obtener la edad de las discordancias internas del Mioceno y de las formaciones carbonatadas que intercalan, y extrapolarlas al Prebético más externo de la Hoja de Elche de la Sierra, ya que suponemos una isocronía de los respectivos ciclos de sedimentación en estas áreas tan próximas.

De otra parte, esta suposición de isocronía parece cierta a escala regional más amplia, pues en los pocos casos que en el Prebético externo de las Hojas de Elche de la Sierra y de Isso, al Este, hemos datado las calizas o bien localizado pasadas de margas pelágicas entre las calizas neríticas predominantes, estas dataciones se adaptan perfectamente a los supuestos estratigráficos generales establecidos en la cuenca de Moratalla.

Así, en Moratalla hemos establecido tres discordancias: aquitaniense basal; intraburdigaliense e intraserravaliente. En la Hoja de Elche de la Sierra, además, la discordancia del Tortoniense.

Queremos recordar, a fin de evitar aparentes contradicciones con lo que dijimos en trabajos anteriores, que últimamente los especialistas han bajado los límites cronoestratigráficos en relación con las zonaciones de Globigerinidos, razón por la cual las referencias de edad que hicimos anteriormente (L. JEREZ, 1973; L. JEREZ et al., 1974, Hojas Magna) habría que adaptarlas a los nuevos límites. Así, atendiendo a la zonación de BLOW (1967), el límite aquitaniense-burdigaliense, antes a mitad de N.6, pasará ahora a N.5 y N.6; el límite Burdigaliense-Langhiense, antes entre N.8 y N.9, ahora un poco por encima del límite entre N.7 y N.8; el límite Langhiense-Serravaliente, ahora un poco por encima del límite entre N.9 y N.10; el límite Serravaliente-Tortoniense actualmente un poco por encima de la base de N.16.

Con estas referencias el lector podrá reconvertir las asignaciones de edades de los miocenos de nuestros anteriores trabajos en las Hojas de Cieza, Calasparra, Isso, Elche de la Sierra y Moratalla, atendiendo a la tabla de conversión de edades entre las zonaciones de BLOW (1967), POSTUMA (1967) y BOLLI (1966), intercalada en el texto de nuestra Tesis, en el «Cuadro de Equivalencias entre las diferentes zonaciones del Neógeno» (fig. 69, pp. 450-451; L. JEREZ, 1973). Esta tabla seguiría siendo válida tan sólo con modificar las edades de BLOW (1967) a los criterios arriba expresados.

El Neógeno lacustre y fluvial más moderno que los anteriores por estratigrafía relativa, no ha dado faunas características. Por su «facies pontien-

se» s. lato, lo atribuimos al Mioceno Superior, admitiendo la posibilidad de que llegue hasta el Plioceno. Lo mismo puede indicarse de la formación continental superior, azoica, de edad imprecisa.

En las zonas vecinas de Cieza, Moratalla, Calasparra, Yetas, etc., hablamos de formaciones miocenas «premantos» y «postmantos». Aquí hablaremos de formaciones «preorogénicas» y «postorogénicas» por no alcanzar los mantos de corrimiento las latitudes de esta Hoja.

En sentido bastante aproximado hay una cierta coincidencia entre las formaciones «postmantos» y las «postorogénicas», pues una vez finalizadas las fases serravalienses que dieron lugar a los pasos últimos de la puesta en lugar de los mantos gravitatorios, se había configurado ya la forma general de las cadenas montañosas, que no obstante la acción geomorfológica posterior ha remodelado, sin duda profundamente.

Así pues, cuando hablamos de «preorogénicas» o «postorogénicas», nos referimos a los rasgos orogénicos heredados de fases tectónicas tangenciales y gravitatorias importantes a escala general de las Cordilleras, prescindiendo de las motivaciones geomorfológicas del relieve.

2.4.2 FORMACIONES «PREOROGENICAS» O «SINOROGENICAS»

Incluimos aquí las formaciones del Neógeno marino desde el Aquitaniense al Burdigaliense-Serravaliense, excluido el Serravaliense Medio y el Mioceno Superior.

No obstante, queremos hacer la aclaración de que durante el Serravaliense Medio y el Tortoniense hubo también movimientos gravitatorios locales de las unidades alóctonas, aunque no generalizados en todas las Cordilleras Béticas y movimientos verticales que dieron lugar a importantes discordancias angulares en el Tortoniense de las regiones meridionales.

De la misma manera parece lógico asignar la formación del Serravaliense Medio al «postorogénico», ya que únicamente y de modo excepcional en la transversal de Moratalla ha sido sobrepasada ampliamente por las unidades alóctonas, cuyos movimientos generalizados o más importantes, en las demás transversales de las Cordilleras Béticas habrían finalizado inmediatamente antes.

Así pues, el límite entre lo «orogénico» y lo «postorogénico» es ciertamente discutible a escala local, pero no a escala regional.

A) «Formación continental roja» (Ts_{11}^{Ba1})

En contra de nuestra propia y anterior opinión (L. JEREZ et al., 1974, Hojas de Cieza y Calasparra, Magna), esta formación no sería un equivalente lateral de la formación marino-lagunal del Prebético interno que atribuímos entonces al Oligoceno-Aquitaniense, error debido a que los recubrimientos impiden generalmente ver el límite entre lo que son en realidad dos for-

maciones discordantes. Efectivamente, al norte de Nerpio, iniciado el camino forestal a Yetas de Abajo, hemos encontrado como sobre el Chattiene calizo-margoso marino-lagunal vienen, en discordancia angular y mediante un conglomerado basal, unas arenas y areniscas rojas, en la base de las «calizas de algas» aquitano-burdigalienses. Esta superior sí sería el equivalente lateral de la «formación continental roja» habitual en el Prebético externo, que no sería pues oligocena, sino solamente Aquitaniense Inferior s. lato.

Se compone de gravas de cuarzo y cuarcita, en grandes lentejones indentados con areniscas y arenas silíceas de matriz arcillosa-limosa fuertemente férrica y color rojo.

B) Aquitaniense-Burdigaliense (Tc_{11-12}^{Ba-Ba1})

Calizas masivas muy blancas, que por su abundancia en *Algas*, *Melobesias*, denominamos «calizas de Algas» que en la Cuenca de Moratalla han sido datadas entre episodios de margas aquitanienses y burdigalienses.

En la Hoja de Elche de la Sierra están muy bien representadas en dos barras verticales bajo otras horizontales de una discordancia muy vistosa entre *Loma de los Castilicos* y el *Cortijo de Collado alto* (Km. 249 Cra. de Ciudad Real a Murcia, entre Elche de la Sierra y Férez).

Las calizas son de aspecto marmórico, parcialmente recristalizadas, textura variable entre biomicritas y biomicrerruditas. Se reconocen restos de *Melobesias*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Elphidium* sp., *Balanus* sp., *Textularia* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Cibicides* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. y *Globigerinidos*.

C) Burdigaliense-Langhiense-Serravaliente ($Tc_{12-12}^{Ba-Bb'}$)

Calizas bioclásticas masivas, discordantes sobre las anteriores o bien directamente sobre el Mesozoico, eventualmente mediante un conglomerado poligénico mal diferenciado.

Las calizas sinorogénicas correspondientes a esta formación son de carácter molásico y aspecto organodetrítico, con textura de biomicrerruditas y biosparruditas más o menos arenosas. Con cierta frecuencia contienen fragmentos de calizas del Mesozoico y del propio Mioceno Inferior. Contienen además restos de *Briozos*, *Equinodermos*, *Melobesias*, *Lamelibranquios*, *Pecten* sp., *Ostreas*, *Globigerinidos*, *Dentalium* sp. y *Globigerinidos* generalmente no identificables. En una ocasión tan sólo, en la vertiente sur de la Sierra de la Solana de la Abeja, al N. del río Segura, se han podido reconocer (L. JEREZ, 1973, p. 494) los *Globigerinidos* *G. trilobus*, Reuss y más importante *Globigerinoides bisphaericus*, Todd, forma restringida entre la zona *G. Insueta* y la base de la zona *G. barisanensis* de Bolli (1966); lo que equivale en la zonación de BLOW (1967) a las zonas N.7, N.8 y parte inferior de N.9, que actualmente se asignan al Burdigaliense-Langhiense.

Estas calizas, como las anteriores aquitano-burdigalienses, están incluidas en la tectónica de escamas, es decir, vienen frecuentemente cabalgadas por el Mesozoico. Se diferencian de las calizas postorogénicas superiores (Tc_{12}^{Bb2}), de igual textura y biofacies, únicamente en que aquellas «sellan» las escamas y se presentan generalmente horizontales y discordantes sobre éstas. Es por lo que, cuando eventualmente encontramos unas calizas bioclásticas miocenas no implicadas en la tectónica de escamas, ni circunstancialmente sellándolas, ni en discordancia unas sobre otras, corremos ciertamente el riesgo de confundirlas. No obstante, en este caso concreto hemos optado por atribuirlas a unas u otras calizas según los criterios de correlación cartográfica y según su disposición geométrica estructural, es decir, según tengan un fuerte buzamiento o estén completamente horizontales, que es el caso general de las calizas superiores.

2.4.3 FORMACIONES POSTOROGENICAS DEL MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR

A) **Serravaliense Medio (Tc_{12}^{Bb2}), (Tcg_{12}^{Bb2})**

Se compone de calizas y, eventualmente, de un conglomerado basal. Según hemos visto estas calizas tienen igual textura y biofacies que las sinorogénicas superiores, de las que se diferencian por no estar implicadas en la tectónica de escamas, a las que «sellan» frecuentemente, y por estar prácticamente horizontales.

Se trata de calizas organógenas, a veces areniscas calcáreas, que constituyen biolititos de *Algas* y *Briozoos*. Su textura es variable entre biomicritas, biosparruditas y biomicrarruditas. Contienen más o menos fragmentos de calizas mesozoicas y arena de cuarzo en porcentajes variables entre el 5 por 100 y más del 50 por 100. Se observan restos de *Melobesias*, *Briozoos*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Balanus* sp., *Cibicides* sp., *Rotalia* sp., *Microcodium* sp., *Planulina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Globigerina* sp., *Gypsina* sp.

La base de esta formación discordante ha podido ser caracterizada para el dominio Prebético externo más al Este, en la Hoja de Isso, en la discordancia interna del Neógeno marino del Collado de los Lobos (L. JEREZ, 1973, pp. 488-499) donde la base de las calizas es algo más margosa y ha permitido liberar abundante fauna y, entre otras formas, la presencia de *Globorotalia praemenardii*, Cushman y Stainforth que se extiende desde la parte extrema superior de la zona *G. barisanensis* a la parte superior de la zona *G. lobata robusta* de Bolli (1966), lo que equivale a las zonas de BLOW (1967) N.10, N.11 y N.12, que actualmente se asignan al Serravaliense.

Por comparación con la discordancia intraserravaliense de Moratalla, se trataría probablemente del Serravaliense Medio.

B) Andaluciense (Tm_{12}^{Bc}), (T_{12}^{Bc})

Entre la aldea de la Abejuela, al Este, y el vértice geodésico Corbalán, al Oeste, al Norte de la carretera de Férez a Letur, aparecen unos retazos parcialmente recubiertos del Mioceno Superior en facies marina, discordante sobre las calizas y el conglomerado silíceo rojo del Aquitaniense. Se compone de dos tramos:

- (Tm_{12}^{Bc}), 15-20 metros de margas y margocalizas blanquecinas con impurezas de limo y arena de cuarzo, en proporción variable de hasta el 20 por 100. Estas margas han dado abundante fauna, entre la que se ha reconocido la asociación *Pulleniatina primalis* Banner y Blow; *Globorotalia pseudomicenica*, Bolli y Bermúdez; *G. ruber* D'Orbigny; *G. plesiotumida* Blow y Banner, que correspondería a la zona *G. margaritae* de Bolli-Postuma (1966-1967), es decir, a la zona N.18 de BLOW, que se asigna al Andaluciense.
- (T_{12}^{Bc}), 10-15 metros de calizas más o menos arenosas y areniscas que contienen algo de sílex, frecuentes restos de *Radiolarios*, espículas y pequeños *Globigerináceos*, *Briozoos*, *Equinodermos*, *Melobesias*, *Dentalium* sp., *Elphidium* sp. y *Sphaerogypsina* sp.

El episodio inferior margoso es muy interesante, pues permite atribuir este pequeño y aislado afloramiento al Mioceno Superior marino, único punto donde estaría representado en la Hoja de Elche de la Sierra, a modo de un vestigio residual de un «entrante marino» hacia el Oeste, donde la vecina cuenca oriental de Calasparra donde el Mioceno Superior se desarrolla ampliamente.

2.4.4 FORMACIONES POSTOROGENICAS DEL MIOCENO SUPERIOR-

PLIOCENO, EN FACIES LACUSTRE Y CONTINENTAL (T_{c1-c2}^{Bc-B})

En su conjunto, el Mioceno Superior-Plioceno del área estudiada presenta las características de la «*facies pontiense*» en sentido lato, pero localmente, hacia el Oeste, se indentan con otra de tipo fluvial.

A) Facies lacustres y sus indentaciones fluviales

La «*facies lacustre*» es predominantemente carbonatada, en la que es posible diferenciar varios miembros litológicos que se indentan entre sí, tales como:

- (T_{c1-c2}^{Bc-B}), calizas en bancos o «*facies pontiense* en sentido estricto, con

textura de micritas y biomicritas»; recuerdan las «calizas de los páramos» de otras regiones de la Meseta y de la Ibérica.

- (Tm_{c1-c2}^{Bc-B}), calizas tableadas y margas, estratificación muy fina, «en lajas», ocasionalmente con capas finas de materia carbonosa entre el lignito y la turba.
- (Tsm_{c1-c2}^{Bc-B}), calizas lacustres, margas, margas arenosas, areniscas y conglomerados. Se trata de la indentación o paso lateral del miembro anterior a la facies fluvial.
Además, en la base de esta formación lacustre, ocasionalmente aflora un conglomerado o brecha poligénica.

En los niveles lacustres de los respectivos miembros es frecuente encontrar *Gasterópodos*, (*Hidrobia* y *Planorbis*), *Algas* (*Clorofíceas*, *Cianofíceas* y *Charáceas*), así como *Ostrácodos*.

B) Facies fluvial (Ts_{c1-c2}^{Bc-B})

Conjunto litológico de areniscas, limos, margas limosas y eventualmente conglomerados, con color de meteorización ocre-amarillento. Esta es su facies más típica en las inmediaciones de Letur, con continuidad hacia la Hoja de Yetas por el curso del río Taibilla.

A partir de Férez hacia el Este y especialmente al sur de Sierra Seca, se indenta con las calizas y margas lacustres, dando el miembro mixto antes considerado.

Esta facies ha resultado azoica, cuando es puramente terrígena.

2.4.5 PLIOCENO-CUATERNARIO ANTIGUO (Tcg₂^B-Q₁)

Se atribuyen al Plioceno-Cuaternario antiguo, los materiales de una formación continental de conglomerados polígenicos generalmente de color rojo ladrillo, y eventualmente limos, arcillas sabulosas y areniscas del mismo color, en discordancia sobre los materiales más antiguos considerados.

2.5 CUATERNARIO

2.5.1 CUATERNARIO ANTIGUO (Q₁-T_r)

Atribuimos al Cuaternario antiguo los retazos de travertinos que resaltan en el relieve de la mitad meridional de Elche de la Sierra y que por su

morfología pudieran confundirse en observación panorámica con calizas masivas del Neógeno; sobre las dos formaciones anteriores se ha marcado un proceso de erosión, profundo, que continúa en la actualidad.

No obstante, las atribuciones cronológicas al Plioceno y Cuaternario de los conjuntos referidos, es necesario indicar la ausencia de argumentos paleontológicos que las avelen.

2.5.2 CUATERNARIO RECIENTE (Q_a), (Q_c), ($Q_{c'}$)

Los terrenos más modernos que completan el cuadro litoestratigráfico son los aluviales y coluviales, que continúan depositándose en la actualidad en las depresiones intramontañosas y sobre las laderas montañosas, así como en las terrazas del curso fluvial del río Segura.

3 TECTONICA

3.1 GRANDES UNIDADES Y SU LIMITE TECTONICO

En la Hoja de Elche de la Sierra sólo están representadas unidades autóctonas del Prebético externo y del Prebético interno, si bien entre ambas existe un importante desgarre dextrorso (Falla de Socovos) que las separa. Esta gran falla supondría un desplazamiento relativo de hasta 38-40 kilómetros, si se considerase simplemente como referencia la traslación del «límite» entre ambos dominios prebéticos externo e interno desde las proximidades de Fábricas de Riopar y el Nacimiento del río Mundo, hasta la Sierra del Puerto al norte de Calasparra. No obstante, esto pudiera no ser exactamente así, puesto que ya antes del desgarre principal lo que hoy es la zona de la Falla no era sino una zona límite ya muy arqueada, en lo que sería el borde del Golfo de Yeste, tal como nos sugiere la evolución paleogeográfica de las facies, e isopacas, de las distintas formaciones del Cretácico Inferior que configuran este golfo. Esta configuración previa arqueada permitiría reducir la traslación del límite Prebético externo-Prebético interno, o lo que es lo mismo, la envergadura del desgarre de la «Falla de Socovos». Si además, consideramos que la falla no es un solo plano de falla, sino especialmente del lado Prebético externo múltiples planos asociados en una amplia «zona de falla», el desplazamiento total puede ser considerado como el resultado de una sumatoria de desplazamientos menores o más moderados al igual que ocurre en el «hojaldre» de planos de las cartas de una baraja que se estira: desplazamientos cortos entre dos cartas o planos continuos y desplazamiento mayor en el conjunto.

En estas circunstancias, para precisar el salto horizontal del desgarre habría que establecer una reconstrucción paleogeográfica muy fina previamente. No obstante, aún con la salvedad de que el Golfo de Yeste estaba configurado como una línea curva, opinamos que el desgarre de la «Falla de Socovos» habría sido sumamente importante, sobrepasando quizá un mínimo de 20 kilómetros y un máximo de 30 en esta «*sumatoria de saltos más pequeños*» a lo largo de una zona de falla de varios kilómetros de anchura.

El movimiento podría haber ocurrido en varias fases desde el Aquitaniense hasta el Serravaliense, y quizá también anteriormente desde el Cretácico y desde el Eoceno-Oligoceno, pero estos últimos posibles movimientos no se han podido constatar. Son meramente hipotéticos y basados en la idea del giro de la Península Ibérica. El Serravaliense Medio estaría sellando ya dicha falla, mientras el desgarre habría implicado a las margas aquitano-burdigalienses (más bien ya burdigalienses).

La «*Falla de Socovos*», tradicionalmente denominada «*Falla de la Línea Eléctrica*» por los geólogos que hemos trabajado en la zona, por coincidir muy toscamente con dicho trazado, representa pues el gran accidente en parte con significado paleogeográfico que separa el Prebético externo y el Prebético interno.

La individualización tectónica de estas dos grandes unidades proviene de la existencia de dos dominios estratigráficos diferentes en la naturaleza y espesor de la cobertura.

Además, la situación del *Prebético externo* de las Hojas de Elche de la Sierra y de Isso, en la intersección con las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica, ha tenido importantes consecuencias al adaptarse los pliegues y fallas tanto a las direcciones béticas ENE-OSO como a las ibéricas NO-SE, subdividiéndose el Prebético externo a su vez en dos unidades. Las denominaremos «*Unidad bética del Prebético externo*» y «*Unidad beti-ibérica del Prebético externo*», compuestas respectivamente por elementos estructurales béticos (de dirección bética) e ibéricos (de directriz ibérica NO-SE, con inflexiones E-O). Para información más amplia véase nuestra Tesis Doctoral (L. JEREZ, 1973).

Por su parte, el *Prebético interno* constituye una gran unidad indivisible en sí misma, generalmente siempre con pliegues de orientación bética ENE-OSO y sólo excepcionalmente, en la Hoja de Yetas, precisamente en el seno del Golfo de Yeste, con inflexiones de algunos pliegues a direcciones N-S y E-O (véase Hoja y Memoria de Yetas de Abajo, 23-35).

3.2 RASGOS TECTONICOS DEL PREBETICO EXTERNO

3.2.1 CARACTERISTICAS MECANICAS DE LA COBERTERA

El armazón fundamental de las estructuras está constituido por una cober-

tera mesozoica poco potente, lo que unido al predominio de formaciones mecánicamente competentes (calizas y dolomías) sobre las incompetentes (margocalizas, margas y arenas), son factores que han condicionado el estilo tectónico con un sinnúmero de cabalgamientos, de pliegues y escamas tectónicas, estilo tan diferente al del Prebético interno con grandes pliegues regularmente orientados.

La cobertura no es solidaria del zócalo, por la naturaleza plástica del Keuper.

Los despegues mecánicos intracobertera se producen a distintos niveles de la serie según las dimensiones de las estructuras y amplitud de los cabalgamientos, que oscilan generalmente entre 0,5 y al parecer nunca más de 4 km.: en las mayores dimensiones, despegues a partir de los niveles plásticos o semiplásticos más inferiores de la serie mesozoica (margas del Lías Medio-Superior, v. gr.); pero en las estructuras de menores envergaduras de cabalgamiento que se agrupan en haces de escamas en los lugares más comprimidos, se producen despegues a nivel de todos los tramos incompetentes de la serie. En estos últimos casos vemos cómo pliegues muy apretados han evolucionado, mediante estadios intermedios de pliegues-falla, a apretados «haces» de escamas tectónicas, proporcionando al conjunto una gran complicación estructural.

3.2.2 CARACTERISTICAS TECTONICAS DEL CONJUNTO

El Prebético externo bordea la Meseta, no pudiendo precisarse su límite hacia el Norte con la Cordillera Ibérica.

La tectónica de este ámbito regional resulta más complicada que lo que cabría esperar, por la diversidad de estructuras, escamas, pliegues y fallas de todo tipo, cambios bruscos de dirección, etc.

Para su estudio lo hemos dividido (L. JEREZ, 1973) en dos grandes conjuntos o unidades:

- UNIDAD BETI-IBERICA del Prebético externo.
- UNIDAD BETICA del Prebético externo.

Ambas convergen bruscamente, con rumbos distintos a un lado y a otro de la línea NO-SE que sigue el río Mundo entre los embalses de Talave y Camarillas, en la vecina Hoja de Isso, al Este.

Todo el Prebético externo de la Hoja de Elche de la Sierra pertenecería a la primera unidad, es decir, al BETI-IBERICO.

Esta *Unidad Beti-ibérica* se prolonga hacia el Norte y Oeste, hacia las Hojas de Alcaraz, Liétor y parte norte de Yeste, con sus rumbos estructurales dominantes ONO-ESE, con frecuentes inflexiones hacia el NO-SE. Eventualmente existen desviaciones N-S y ocasionalmente NO-SO.

Por el contrario, la *Unidad Bética del Prebético externo*, al E del río Mundo, fuera del área estudiada, se orienta generalmente NE-SO con frecuentes inflexiones E-O. Hacia su límite con la *Unidad Beti-ibérica* sufre una rápida inflexión a NNE-SSO, acompañada por el desplazamiento hacia el Sur de cierto número de escamas tectónicas (Hoja de Isso, al Este).

Ambas unidades del Prebético externo presentan los desplazamientos y vergencias de los pliegues con predominio de componente hacia el Norte (NNO y NNE, respectivamente). No obstante, existen abundantes escamas desplazadas hacia el Sur y, en ocasiones, hacia el Este y Oeste.

El número de estructuras es muy grande por unidad de superficie, por lo que predominan las de pequeñas dimensiones y entre éstas las escamas tectónicas.

El acortamiento que ha sufrido la cobertura prebética externa en estas regiones es muy grande, debido a los apilamientos muy apretados de numerosas escamas con cabalgamientos que oscilan entre los 500 metros y los cuatro kilómetros, siendo más frecuentes los términos menor y medio (0,5-2 kilómetros); y también debido a los fuertes buzamientos de los flancos de los pliegues y en general a su pequeña anchura y mayor longitud.

No obstante, el acortamiento de la cobertura resulta bastante mayor en la *Unidad Beti-ibérica*. En todo caso no resulta posible un cálculo exacto del acortamiento con los datos disponibles en superficie y por la complejidad tectónica del conjunto, pues téngase en cuenta que a la par que movimientos y acortamientos en dirección perpendicular a las estructuras, se han producido desplazamientos laterales de componente horizontal o de desgarre a lo largo de muchos de los mismos planos que han actuado como fallas inversas. Y es posible que muchos de estos movimientos hallan sido simultáneos en muchas «escamas tectónicas», durante las mismas fases orogénicas que habrían producido los desgarres a nivel del zócalo. Es más, estos desgarres a nivel del zócalo, podrían haber producido (o inducido en la cobertura) de una parte movimientos de acortamiento o compresión (cabalgamientos o fallas inversas, pliegues y pliegues falla o compresión, y de otra parte desgarres horizontales numerosos. Los planos de desgarre, probablemente inducidos a la vez que el acortamiento vertical a las direcciones de los pliegues, serían a la vez planos cobijantes y/o cabalgantes.

La relación estructural entre las *Unidades Bética y Beti-ibérica* del Prebético externo, a lo largo de la línea NO-SE del río Mundo, coincide con una antigua zona axial de un umbral paleogeográfico delatado por el ambiente sedimentario del Kimmeridgiense Inferior-Medio, que refleja un entrante de la zona costera hacia el SE (L. JEREZ, 1973). El cambio brusco de las estructuras a un lado y a otro de la línea, y las inflexiones de los pliegues béticos «arrastrados» al rumbo NNE-SSO, junto en el límite de las dos unidades, sugieren la existencia de un desgarre a nivel del zócalo. La independización de los respectivos bloques del substrato habría posibilitado la

acción de empujes de distinta dirección y la reacción de distintos esfuerzos rompiendo la solidaridad lateral de la cobertura. El juego del Keuper parece haber tendido a diversificar más los rumbos de las estructuras.

3.3.3 SISTEMAS DE PLIEGUES Y FALLAS

En la Unidad Beti-ibérica que constituye el Prebético externo de la Hoja de Elche de la Sierra se distinguen tres sectores con estilos tectónicos propios:

A) Sector comprendido entre Picorzos-Fuente del Taif-Elche de la Sierra-Vicorto-Cortijo de Hijar y Férez

Este sector, que ocupa 150-200 kilómetros cuadrados de tercio centro-occidental de la Hoja, se caracteriza por el apilamiento de escamas tectónicas que se agrupan en haces apretados. Aunque el conjunto tiende a orientarse NO-SE, se acusa una inflexión E-O en la parte media del sector.

El acortamiento general de la cobertura en este sector es muy considerable, siendo los sistemas más comprimidos los constituidos por escamas muy apretadas; algo menos comprimidos los constituidos por escamas y pliegues, y por último, uno de los sistemas, al NE de la Hoja, se ve afectado por una gran distensión.

La vergencia de los pliegues y el sentido de los cabalgamientos varía de un sistema a otro, indicando el alabeamiento profundo de los grandes planos de falla.

B) Sector comprendido entre Elche de la Sierra, el río Mundo y el Embalse del Cenajo

Este sector nororiental se caracteriza por la generalización de los cabalgamientos de sus estructuras hacia el Sur y Suroeste, lo que le diferencia del anterior.

Casi todas las fallas inversas y pliegues se orientan NO-SE, salvo en Elche de la Sierra, con bruscas inflexiones de más de 90° a la dirección N-S, inflexión acompañada de cobijaduras hacia el E y hacia el O.

El acortamiento de la cobertura de este sector es también muy importante, con cabalgamientos hacia el Sur, que posiblemente alcancen los 3-4 km. en algún punto. Interesa constatar que el máximo acortamiento se produce aquí hacia el Sur, en contraste, y precisamente en las estructuras enfrentadas al área de acortamiento máximo hacia el Norte del sector «C» inmediatamente meridional.

Se caracteriza por la marcada independencia y gran heterogeneidad de rumbos estructurales y sentido de los cabalgamientos. Unas veces, pliegues

E-O con inflexiones ONO-ESE y OSO-ENE. Otras veces los rumbos varían caprichosamente, desordenadamente. No es ajena seguramente a estos hechos la presencia del diapirismo entre Almirez, Sierra del Baladre, Collado de los Colorados y Presa de Basili, que forma parte de una gran alineación diapírica que se prolonga hacia el NE en la *Unidad bética del Prebético externo*.

C) Pliegues por acomodación a bloques mesozoicos subyacentes en el Mioceno Superior lacustre

En la mayor parte de las depresiones donde se instalan las calizas y margas del Mioceno Superior-Plioceno, en facies lacustre, sus estratos por lo general se encuentran subhorizontales excepto hacia los bordes, donde generalmente buzan suavemente hacia el centro de la cuenca.

Pero existen casos en que estas facies están suavemente plegadas y llegan a constituir anticlinales y sinclinales. Tal ocurre al sur y norte de la carretera de Hellín a Elche de la Sierra y a la altura de los kms. 13 a 17. Al Norte, entre Loma Fajarde y Loma de los Medianiles al Oeste, se diferencian dos suaves pliegues NO-SE. Al Sur, entre la Cumbre de las Bragas y la Cañada de Guerrero, se localizan otros dos pliegues, anticlinal y sinclinal, con la misma orientación.

La estructura anticlinal última se adapta a la corrida dolomítica del Dogger de Loma de Pinoverde. El sinclinal, ajusta sus capas entre el «horst» anterior y otro más occidental de Loma de Casarejo.

Las capas del Mioceno Superior lacustre están sellando siempre las fallas inversas y cabalgamientos, lo que permite desechar la intervención de fases de compresión para estas estructuras. Más lógicamente, estos pliegues se habrían producido a consecuencia de los reajustes gravitatorios de los bloques mesozoicos subyacentes.

3.3.4 CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRUCTURA DEL PREBÉTICO EXTERNO EN EL ÁREA ESTUDIADA

A) Relaciones zócalo-cobertera

El Prebético externo del área estudiada forma parte de una de sus dos grandes unidades: la *Unidad Béti-ibérica*. Esta unidad cuenta con más de 500 km² sólo en el área de las Hojas de Elche de la Sierra e Isso, prolongándose hacia el Norte y Noroeste, donde habría que definir sus límites que posiblemente no tendrían un carácter rígido.

La característica fundamental es la orientación de sus pliegues y escamas según rumbos NO-SE, ONO-ESE, y E-O, en este orden de prioridad; es decir, en direcciones no precisamente béticas, dentro de un área tradicio-

nalmente considerada prebética. Otras direcciones e inflexiones N-S, e incluso NE-SO, resultan casos aislados y locales que no rompen la tónica general.

La orientación de esfuerzos parece tener un origen inmediato y otro más profundo: de una parte directamente la compresión de la cobertura en dirección perpendicular a los ejes de las estructuras; de otra parte, como causa profunda, los desgarres a nivel del zócalo que arrastran más o menos parcialmente a la cobertura. En una imagen ciertamente compleja, pudieran existir movimientos de compresión de cobertura causados como reacción o consecuencia de un acortamiento de los bloques del substrato que la soportan; acortamiento de espacio posiblemente motivado a base de desgarres entre distintos bloques, y en dirección distinta. Si esta hipótesis fuera cierta, tendría explicación que los planos de fallas cabalgantes y cobijantes hubieran funcionado según un doble movimiento: vertical a la dirección de los pliegues y lateral, de desgarre, en la dirección de los pliegues; y una misma causa, común, en los desgarres profundos a nivel de zócalo.

Esta complejidad relativa de desgarres a nivel del zócalo explica toda la tectónica de giros bruscos de cobertura en todo el Prebético y la Ibérica y explicaría también la orientación variable de los esfuerzos de compresión máxima; así como la variación de la mayor intensidad del esfuerzo máximo en relación con la vergencia de los pliegues y el frecuente sentido variable de la orientación de las estructuras.

Obsérvese el hecho curioso de cómo todos los giros en «Z» de la cobertura Ibérica y Prebética dan la imagen del efecto de un «par de fuerzas». Los casos más gráficos serían el Trías de la Canal de Navarrés (Valencia) y el Arco de escamas Cazorla-Hellín-Yecla, entre otros muchos.

El acortamiento general de la Unidad Betti-ibérica es muy desigual en cada área considerada.

La estructura de conjunto, sumamente dislocada y complicada, con predominio de escamas tectónicas de dimensiones extraordinariamente variables, de envergaduras también muy variables, generalmente moderadas, entre los 0,5 y 4 km.

En orden de abundancia, siguen a las escamas los pliegues-falla y pliegues sencillos y finalmente las fracturas de distensión concentradas al NO y SO de la Hoja.

B) Fases orogénicas

La datación de las fases orogénicas es en cierto grado problemática por la ausencia de sedimentos paleógenos.

Por correlación con las facies de la Hoja de Moratalla, la base de la «formación roja continental» (primeros sedimentos terciarios implicados en la tectónica de escamas) pertenecería al *Aquitaniense Inferior basal o finiolítico*.

goceno (zona G. Kugleri) y toda ella al Aquitaniense. Esta formación se dispone en discordancia erosiva regionalmente sobre el mesozoico prebético externo y sobre el Oligoceno Superior del Prebético interno respondiendo a una importante fase de plegamiento. Sería posible la fase orogénica más importante en un primer proceso de formación de pliegues, quizá anterior a la tectónica de escamas.

Anteriormente pudo existir una fase de plegamiento intraluteciense, detectable por una discordancia de esta edad allí donde se ha depositado el Eoceno, al Sur, en el Prebético interno. Por falta de sedimentos, no sería constatable en el Prebético externo. Posteriormente, las fases de plegamiento más importantes en el proceso de formalización de las escamas, así como en los movimientos de desgarre de la falla de Socovos, se habría producido simultáneamente a las discordancias *intraburdigaliense* e *intraserravaliense*, bien datadas en el Prebético interno y correlacionables con las mismas discordancias intramiocenas del Prebético externo.

Los movimientos verticales habrían provocado la emersión de toda la región prebética externa e interna durante el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior-Medio, continuando esta emersión en el Prebético externo durante el Oligoceno Superior. En este amplio margen de tiempo, la erosión habría profundizado su acción.

Las fases de distensión que afectaron a la *Unidad Betic-ibérica* serían las siguientes:

- Distensiones tempranas durante el Cretácico Inferior y Superior, proporcionando discordancias locales, simultáneas posiblemente a los de una posible falla de zócalo entre el Prebético externo e interno.
- Distensión general más importante, antes y después del depósito de las facies lacustres del Mioceno-Plioceno.

3.3 RASGOS TECTONICOS DEL PREBETICO INTERNO

El Prebético interno es una gran unidad autóctona que difiere en su estilo tectónico del Prebético externo, separada del mismo por la gran falla dextrorxa de Socovos.

La característica fundamental del hábito estructural es la marcada tendencia de los pliegues a la orientación ENE-OSO con desviaciones al NE-SO.

El acortamiento de la cobertura es moderado en su conjunto si se compara con el Prebético externo a causa del estilo tectónico general en amplios pliegues.

La orientación de los esfuerzos de compresión máxima es en las direcciones NO-SE y NNO-SSE.

Los esfuerzos verticales de distensión posterior al plegamiento princi-

pal tienen gran importancia y se produjeron también en parte durante el depósito del Neógeno marino.

Aparte los movimientos verticales causantes de una mayor subsidencia del área prebética interna, y del depósito de los cuatro ciclos sedimentarios potentes del Cretácico Inferior, así como de la existencia de umbrales durante esta etapa preorogénica, los esfuerzos durante la etapa orogénica se ajustaron a las mismas fases que hemos anotado para el Prebético externo: primera fase de compresión *intraaquitaniense basal* o *fini oligocena*, seguida de una fase *intraburdigaliense* y otra posterior *intraserravalienense*. Estas fases son deducidas por la datación de discordancias en el Prebético interno y por la implicación en la tectónica de escamas de los materiales correlacionables con los términos basales de estas discordancias en el Prebético externo.

El Prebético interno de la Hoja de Elche de la Sierra se limita al sector comprendido entre Peñarrubia y Socovos, donde los pliegues están afectados por un amplio campo de fallas normales paralelas o subparalelas a los ejes de los pliegues.

En el conjunto se distinguen:

- *Sistema de pliegues suaves NE-SO entre Peñarrubia y Letur*, cuyos ejes son casi perpendiculares a la Falla de Socovos, que separa ambos prebéticos, externo e interno, y aparecen como truncados por la misma.
- *Sistema de fallas normales entre Letur y Socovos*, que forman la parte más septentrional de un amplio campo de fallas normales, sobrepuerto a una amplia estructura en anticlinorio que se extiende hacia el Sur hasta la Sierra del Zácatín y hacia el Oeste hasta el río Taibilla, en la Hoja de Yetas.

4 GEOLOGIA HISTORICA Y PALEOGRAFIA

4.1 TRIASICO Y JURASICO

Durante el Keuper se generaliza una regresión marina y un clima extraordinariamente cálido influye sobre una cuenca somera de aguas salobres. La región NO del Prebético externo recibe una mayor avalancha de terrígenos silíceos desde la Meseta.

La cuenca liásica habría fluctuado entre ambientes de sedimentación marina y marino-lagunal, muy restringida en sus primeros estadios, con una comunicación más o menos eventual con el mar abierto. Finalizaría su historia con un régimen de tipo albufera, con «charcas» salobres que se irían deseando progresivamente.

Durante el Dogger sobreviene una transgresión marina, pero entre los depósitos que se atribuyen al Líás y al Dogger pudiera haber existido un

intervalo no bien preciso con interrupción de la sedimentación. La dolomitización del Dogger es claramente secundaria y sus calizas en parte oolíticas presuponen un ambiente de plataforma con fluctuaciones del nivel de energía (micritas y esparitas). La subsidencia es importante, pero el ritmo de colmatación mantiene quizá en su conjunto las características del depósito. La presencia de terrígenos silíceos en el prebético suroriental y su ausencia hacia la Meseta, permiten plantear la hipótesis de un umbral paleozoico o permotriásico emergido o al alcance de la erosión marina más al Sur del Prebético externo (L. JEREZ, 1973).

Durante el Oxfordiense Inferior y parte del Superior, y probablemente también durante el Calloviense se produce una laguna de sedimentación, con un «hard-ground» al techo de las dolomías del Dogger. Sigue una importante transgresión marina durante el Oxfordiense Superior, invadiendo la fauna pelágica ampliamente el Prebético externo con persistencia de faunas neríticas: mar abierto, no demasiado profundo y escasamente subsidente. En la parte oriental de la Hoja de Elche de la Sierra no se deposita el Oxfordiense Superior o solamente residuos del mismo, al igual que en la parte occidental de la Hoja de Isso. Comienza así a perfilarse un umbral con zona axial en el río Mundo (Hoja de Isso) que se va a acentuar durante el Kimmeridgiense.

En efecto, en la parte sur de este umbral (Sierra Maraña y Cerro del Algibe) falta el Kimmeridgiense Inferior y la parte más septentrional pudo quedar parcial o totalmente emergida, pues en muchos puntos las facies «Weald-Utrillas» viene directamente sobre el Dogger en la parte NE de la Hoja de Elche de la Sierra.

Alrededor de esta zona de umbral se produce una sedimentación con episodios claramente costeros (calizas oolíticas arenosas) entre otros. Al este y oeste de la zona de umbral, respectivamente, en las Hojas de Isso y Elche de la Sierra, la sedimentación marina restringida con un bajo nivel de energía sugiere mayor profundidad y lejanía de costa.

No obstante estas diferencias, el Kimmeridgiense Inferior se inicia siempre con una pasada de margas finamente areniscosas muy pobres en Foraminíferos, que no habrían sobrevivido fácilmente ante las avalanchas limosas.

Durante el Kimmeridgiense Medio se conserva esta situación en líneas generales, pero hacia la parte superior del mismo, se depositan posiblemente calizas de oncolitos (zonas orientales) que por dolomitización secundaria pasan a dolomías. Las calizas originales, ricas en Algas, evocan sedimentación costera generalizada con profundidad no superior a los 20 metros (FOURCADE, 1970, p. 81) como los oncolitos actuales de Florida o las Bahamas.

De este modo, durante el Kimmeridgiense Medio se generaliza una regresión marina. También durante este período provienen avalanchas silíceas de procedencia meridional, como en el Dogger, y con explicación semejante. La parte NO de la Hoja de Elche de la Sierra pudo estar en gran parte

totalmente emergida como la zona de umbral antes referida, que quedaría ampliada. Al final de este episodio toda el área de la Hoja de Elche de la Sierra queda marginada de la sedimentación, retirándose el mar (en ambiente restringido) al Prebético interno y ocasionalmente a las áreas más meridionales del Prebético externo (Serio de la Melera, Hoja de Isso). Estas condiciones perduran allí hasta el Portlandiense, en que sobreviene sobre las calizas marino-lagunales una avalancha de terrígenos silíceos (conglomerado silíceo de La Melera, Hoja de Isso; niveles de calizas arenosas silíceas intraportlandienses en el Prebético interno). Posteriormente, hasta iniciado el Valanginiense prosigue la misma sedimentación carbonatada marino-lagunal, con ambiente marino interrumpido en ciertos episodios de incomunicación con el mar abierto en ambiente de agua dulce (Charáceas).

Según se ha visto, la tendencia a la emersión del área prebética externa no fue simultánea en todos sus sectores durante el Jurásico Superior. Para compensar este movimiento se acentúa la subsidencia en el Prebético interno, que comienza a hundirse a ritmo rápido según se estudia más al Sur (L. JEREZ, 1973).

4.2 CRETACICO INFERIOR

Completamos esta paleogeografía con los datos de afloramientos inmediatos al sur de esta Hoja de Elche de la Sierra, en la Hoja de Moratalla, desde el Neocomiense al Aptense.

Durante el Cretácico Inferior continúan los mismos movimientos diferenciales entre el Prebético externo, que permanece alzado en ambiente fluvial próximo a playa marina hacia el Sur (Facies «Weald-Utrillas»), y el Prebético interno, muy subsidente con depósito de hasta cuatro episodios cíclicos que se inician con terrígenos silíceos y culminan con barras carbonatadas, en líneas a grosso modo generales.

Durante el Neocomiense en el Prebético interno, sobre el «hard-ground» intravalanginiense inferior y tras una interrupción sedimentaria durante el resto del Valanginiense, sobreviene una importante transgresión marina con margas limosas ricas en Ammonites.

Entre el Barremiense y el Albense, la cuenca prebética interna cambia continuamente de un lugar a otro los máximos y mínimos de sedimentación, seguramente debido a procesos halocinéticos a nivel de las migraciones laterales del Keuper subyacente.

El paso brusco de las condiciones de sedimentación del Prebético externo al interno, a pesar de la acción posterior del desgarre dextrorso de Socovos, difícilmente sería explicable sin suponer la existencia de un importante accidente de zócalo, jugando ya desde el Jurásico Superior y/o Cretácico Inferior.

Dada la importancia cada vez mayor de los terrígenos procedentes de la Meseta (en cada ciclo sedimentario «terrígenos-carbonatos» y en el conjunto estratigráfico conforme ascendemos en la serie) se supone una elevación de la misma cada vez mayor hacia los episodios finales del Cretácico Inferior.

El clima sería cálido y húmedo, por el alto grado de oxidación de los terrígenos siliceos y por la necesidad de invocar una red fluvial importante para su transporte.

En el Prebético interno el ritmo de sedimentación, sin ser uniforme, estaría más o menos equilibrado con el de subsidencia, salvo en ciertos episodios principalmente del Barremiense y Vraconiense, en los que al aumentar el ritmo de colmatación de la cuenca sobre el de subsidencia se produciría un aumento del nivel de energía del medio y una acción de lavado sobre el barro cristalino carbonatado.

4.3 CRETACICO SUPERIOR

Las sombras de Orbitolinas y Lamelibranquios de las dolomías vraconienses y cenomanenses, sugieren una zona costera o plataforma exterior. En todo caso, después del depósito continental generalizado en los niveles más superiores del Albense Superior, tanto en el Prebético externo como en el interno, sobreviene una transgresión marina que durante el Vraconiense alcanza incluso la parte meridional del Prebético externo y que se generaliza durante el Cenomaniense.

Durante el Cenomaniense Superior-Turonense, con escasos restos de organismos y rocas carbonatadas dolomíticas muy inmaduras, parece volver a dominar el ambiente restringido marino-lagunal, y se rompe la configuración de los dos dominios paleogeográficos prebéticos, externo e interno, donde se presenta el mismo ambiente sedimentario.

Durante el Senonense el Prebético externo continúa en el dominio de una sedimentación marino-lagunal, esta vez carbonatada. Por el contrario, en el Prebético interno de la Hoja de Elche de la Sierra no existen sedimentos senonenses. Seguramente este sector formaba parte de una franja de umbral que separaría el ambiente marino-lagunal del depósito del Senoniense marino pelágico y nerítico depositado más al Sur.

4.4 PALEOGENO

Durante el Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, al parecer, toda la región de Elche de la Sierra estuvo posiblemente emergida. Al menos, no se han conservado restos de estos sedimentos.

4.5 AQUITANIENSE-BURDIGALIENSE INFERIOR

Durante el Aquitaniense Inferior se deposita un episodio importante de gravas gruesas de cuarzo y cuarcita, y arenas rojas que predominan tanto más hacia el Sur, episodio de marcada influencia continental que rememora el ambiente fluvial y clima cálido húmedo de las facies del Cretácico Inferior.

Asimismo, al iniciarse el Aquitaniense Inferior o bien a finales del Oligoceno Superior, se produce una fase orogénica de plegamiento que lleva toda la región hasta los límites de emersión total o casi total, y que causaría las principales estructuras de plegamiento del Prebético, sin perjuicio de una remodelación posterior de las mismas en fases posteriores también importantes. Igualmente, antes del Aquitaniense, esta región podría estar ya al menos moderadamente plegada por la fase intraluteciense, manifiesta poco más al sur en la discordancia intraluteciense de la Hoja de Moratalla.

Durante el Aquitaniense-Burdigaliense el mar invade las regiones septentrionales, pero posiblemente existen abundantes islotes resguardados del área de depósito. Se depositan calizas en ambiente nerítico, recifal y seguro más restringido en las calizas de Algas del Aquitaniense que en las biocárticas, superiores, del Burdigaliense con mayor índice de madurez textural.

4.6 BURDIGALIENSE-SERRAVALIENSE

Comienza este episodio con una nueva fase orogénica, con una nueva redistribución del mar, en esta «cuenca festoneada» por islotes emergidos o fuera del área de sedimentación.

Entre el Serravaliense Inferior y el Serravaliense Medio, los materiales miocenos antes depositados se ven afectados por una nueva fase orogénica (posiblemente simultánea al gran desgarre dextrorso de la falla de Socovos, que limita los dos prebéticos) e implicados en una tectónica de escamas. Estas fallas inversas quizás podrían estar en parte ya constituidas desde la etapa anterior, reactivándose en esta ocasión y constituyéndose otras nuevas.

A consecuencia de esta fase se redistribuye nuevamente el mar y se producen las discordancias intramiocenas marinas más espectaculares en esta zona.

Esta fase coincide con el último avance gravitatorio importante del corrimiento subbético (aunque en la transversal de Moratalla hubo otro movimiento postserravaliense medio), que es muy posible que coexistiese con una fase de compresión que afectase al propio autóctono relativo del Subbético, como de hecho afecta al Prebético, lo que habría que demostrar no obstante.

4.7 SERRAVALIENSE MEDIO-ANDALUCIENSE

Durante el Serrivaliense Medio-Superior persiste una sedimentación marina carbonatada con alto índice de madurez textural.

Veamos a continuación qué sucede en el entorno regional después del Serrivaliense Medio y hasta el Andaluciense, intervalo con sedimentación en la Hoja de Elche de la Sierra. Al final del Serrivaliense, movimientos verticales importantes comienzan a crear las «depresiones internas» de las Cordilleras Béticas, como la cuenca tortoniense-andaluciense de Calasparra, Mula, etc. En la Cuenca de Calasparra (L. JEREZ et al., 1974, Hoja de Calasparra, p. 21) los conglomerados basales son probablemente del Serrivaliense Superior pues, por estratigrafía regional relativa, son posteriores al Serrivaliense Medio de la Sierra del Cerezo (Hoja de Moratalla), y anteriores al Tortoniense, ya que contienen Foraminíferos que no pasan del Serrivaliense (*Globorotalia praemenardii* y *Globorotalia aff. miozea*, asociados). Por esto, es muy posible, que los movimientos verticales finiserrivalienses que dieron lugar a la iniciación del hundimiento de la Cuenca de Calasparra fuesen simultáneos al último paso del corrimiento gravitatorio de las unidades subbéticas en la transversal de Moratalla (Sierra del Cerezo), mientras que estos movimientos del alóctono habían finalizado antes en la mayor parte de las demás transversales, salvo en la transversal de Cieza. En efecto, los movimientos verticales prosiguen en las depresiones internas y, en otros puntos como la transversal de Cieza, al compás de estos movimientos, el Subbético se desliza gravitatoriamente si bien con moderada envergadura (0,5-1 km.) sobre el Tortoniense invirtiendo sus capas en el borde de cuenca (L. JEREZ et al., 1974, Hoja de Cieza).

Durante el Andaluciense vuelve a existir sedimentación marina en la Hoja de Elche de la Sierra, al menos en el pasillo entre Calasparra-Socovos, hacia Letur, como demuestra la existencia de un pequeño afloramiento en la carretera de Férez a Letur.

4.8 MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO

Durante el Mioceno Superior-Plioceno se instala sobre el Prebético externo una importante cuenca lacustre, que rellena las depresiones producidas durante las anteriores fases de distensión, adaptándose a un relieve con numerosos entrantes y salientes. El límite de este lago con el mar se localizaba en la barrera montañosa situada al norte de Calasparra, en las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno, Sierra del Algadón, y desde el OSO penetraba en este lago un río importante que posiblemente tenía su cabecera en la zona de la actual Sierra de Taibilla, pues gran parte de estos sedimentos

fluviales se encuentran hoy en la Hoja de Yetas en el mismo valle del actual río Taibilla. Sus aguas se veían frenadas al penetrar en el lago, disminuyendo bruscamente su energía de transporte y descargando cerca de la desembocadura importantes cantidades de arenas, gravas y limos.

4.9 PLIOCENO-CUATERNARIO

Posteriormente la región se eleva más aún, al tiempo que los materiales lacustres depositados se adaptan al relieve infrayacente en un proceso de elevación desigual que impone la red de fracturas heredada en sus nuevos movimientos.

La erosión se acentúa sobre las áreas más realzadas, rellenándose las depresiones de conglomerados cuyos cantos se vieron arrastrados por aguas torrenciales.

Finalmente, prosigue la elevación regional mientras se encaja la actual red fluvial.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Los aspectos más interesantes se centran en los recursos hidrogeológicos, materiales de construcción y yacimientos minerales exógenos (L. JEREZ, 1973). Se resumen aquí las posibilidades en este campo.

5.1 YACIMIENTOS EXOGENOS

Se limitan a ciertos yacimientos de «diatomitas» o margas ricas en restos de diatomeas, lo que en la región se denomina «tierra blanca», del Mioceno Superior lacustre.

Se trata de acumulaciones de diatomeas entre la sedimentación caliza y margosa, que deben sus propiedades a su caparazón o valvas de sílice amorfá, de origen bioquímico. Entre estas propiedades su alta porosidad, baja densidad, gran elasticidad, capacidad de absorción de 1,5 a 4 veces su peso en agua), baja conductividad térmica (excelente dieléctrico), etc., que permiten múltiples usos: filtración, absorbentes, aislamientos térmicos y acústicos, como refractario, material de relleno en la formulación de diferentes productos industriales para homogeneizarlos y abaratarlos (fertilizantes, pesticidas, pinturas, barnices, caucho, papel, abonos, cerámica, materiales de construcción, etc.).

Se trata de intercalaciones delgadas (unos centímetros) de diatomitas en la facies de calizas tableadas y margas lacustres.

Esta cartografía y la recomendación y orientaciones prácticas sobre estas reservas exógenas (L. JEREZ, 1973) fue utilizada posteriormente en el Proyecto del INI «Investigación de diatomitas en Albacete», realizado por ENA-DIMSA-Febrero, 1978.

5.2 MATERIALES DE CONSTRUCCION Y MATERIAS PRIMAS PARA CEMENTOS

Para el firme de carreteras, en orden de importancia teniendo en cuenta vías de acceso, calidad, etc., del Prebético externo, interesan las calizas senonenses, calizas en bancos del Mioceno Superior en facies lacustre, calizas del Kimmeridgiense Inferior y Medio. Las dolomías del Dogger y Lías son de peor calidad por sus posibilidades de alteración rápida. En el Prebético interno, las calizas aptenses.

Para fines ornamentales, ofrecen un relativo interés ciertos episodios de las calizas senonenses en el Prebético externo y de las capas calizas aptenses en el Prebético interno.

Materias primas para cementos, existen en cantidades apreciables en las calizas y margas del Oxfordiense-Kimmeridgiense, y asimismo serían utilizables las calizas senonienses y las calizas del Aptiense de Peñarrubia. De otra parte, las margas del Mioceno Superior-Plioceno en facies lacustre como material de relleno serían excelentes, en la parte norte de la Hoja de Elche de la Sierra; no así al sur, donde existen impurezas de terrígenos fluviales. Una fábrica de cemento en Elche de la Sierra, tendría a mano las materias primas del Senoniense y Mioceno Superior y potenciaría la economía deprimida de esta región.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La red fluvial está constituida por el río Segura, el río Taibilla y sus afluentes principales. El río Segura varía su caudal medio entre los Embalses de la Fuensanta y del Canajo, respectivamente de Oeste a Este, entre 10,5 m³/seg. y 13 m³/seg. El río Toibilla desemboca en el río Segura, en el extremo SO de la Hoja de Elche de la Sierra, aportando en este punto un caudal medio anual inferior a 2 m³/seg. después de drenar fundamentalmente las dolomías cenomanicas del anticlinorio entre Letur-Socovos-Sierra del Zácatán, bordeándolo por el Oeste y cuadruplicando su caudal desde su origen en la Hoja de Nerpion y su desembocadura.

Las precipitaciones medias son del orden aproximado de los 400-500 mm. anuales. A escala regional más amplia, las precipitaciones medias anuales oscilan entre 300 y 500 mm. para el Prebético externo y entre 700 y 1.000 mm. para el Prebético interno.

La evapotranspiración, en relación con los caudales que reciben los em-

balses y las salidas de los mismos, cuatro veces inferior, sería teóricamente del orden de un 75 por 100. Pero este dato está muy lejos de ser exacto, pues por ejemplo los embalses de la Fuensanta y del Cenajo tienen grandes pérdidas subterráneas debido a situarse respectivamente sobre las dolomías del Cenomaniense y del Dogger. Todo esto sin contar la infiltración a lo largo del curso del río Segura, principalmente en las dolomías del Dogger.

Los almacenes potenciales más importantes en función de las características estratigráficas y de fracturación mecánica son principalmente las potentes dolomías del Dogger (300-400 m.) en el Prebético externo y las del Cenomaniense (100-200 m.) en el Prebético interno.

El coeficiente de almacenamiento de las dolomías del Dogger es del orden del 5 por 100 y su transmisibilidad específica oscila entre 2.10^{-2} m²/seg. y 4.10^{-2} m²/seg., según datos del Instituto Geológico y Minero de España-Instituto Nacional de Colonización.

Otros acuíferos de cierta importancia los tenemos en las dolomías del Lías, y las del Complejo Cenomaniense-Turonense del Prebético externo, así como en las calizas senonenses.

Las formaciones impermeables más importantes, aparte del Keuper que constituye la base impermeable del conjunto mesozoico, las margas y margocalizas del Malm y en menor grado los niveles arcillosos del Lías Medio-Superior.

En cuanto a posibilidades de explotación en la Hoja de Elche de la Sierra, queremos señalar primero a título de curiosidad que sería interesante un sondeo en la ventana tectónica de «Utrillas», próxima a la explotación de diatomitas del Cortijo de los Gasparés, al pie de la cuerda montañosa entre Cabrero Buñuelos y el Cerrón de la Gamella. Debajo de las arenas, cabalgadas por el Jurásico, tendríamos otra vez las dolomías del Dogger, que localizaríamos a la cota de 200 m. y hasta los 350-400 h. sobre el nivel del mar, en un acuífero posiblemente muy importante y extenso, útil para la desértica depresión del corredor mioceno que se extiende entre Elche de la Sierra y Hellín (L. JEREZ, 1975, p. 715, Q₂). Las fallas inversas hacia el sur de la Cuerda de Santa María son muy tendidas, y las estructuras son aquí láminas potentes de grandes dimensiones.

Los Villares, al sur de Elche de la Sierra, donde se cruza una importante red de fallas normales mediante las cuales las formaciones del Cretácico se han hundido fuertemente respecto al Dogger del Cerro de San Blas (871 m.). El objetivo, caso de necesidad, podría ser el Senonense y las dolomías cenomanienses, entre los 300 y los 500 metros.

La «zona de falla» de Socovos, en el límite Prebético externo y Prebético interno, por la gran fracturación mecánica, podría ser otro objetivo a considerar. Sería una importante franja alargada y estrecha con circulación hidrogeológica asegurada gracias a la milonitización intensa, y se podrían poner en regadío miles de hectáreas en el cuadrante NE de la Hoja.

6 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A., y FOURCADE, E. (1975).—«Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques». I. Essai de coordination. I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 de noviembre de 1973). *Enadimsa. Trab. Congr. Reun.*, pp. 159-217.
- AZEMA, J. (1977).—«Etude Géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)». Tesis Doctoral. *Fac. Sc. Paris*, 393 pp.
- BAENA PEREZ, J. (1972).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (24-36) Caravaca». Primera edición. *IGME*.
- BLUMENTHAL, M. (1933).—«Sur les relations tectoniques entre les zones bétiques, penibétiques et subbétiques du SW de l'Andalousie». *C. R. Ac. Sc.*, t. 197, pp. 1, 138.
- BOUSQUET, J. C., y MONTENAT, CH. (1974).—«Le néotectonique dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne)». *2^{ieme} Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Pont-a-Mousson.
- BRINMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«Der betische Aussensand in Sud-Oeste Spanien». *Beitr. Geol. Westl. Mediterr.*, núm. 6, 108 pp. Berlín.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prébétique et l'Iberique coiters dans le Sud de la province da Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)». Tesis Doctoral, Nancy, *Sciences de la Terre*, mém. núm. 24, 170 pp.
- DABRIO, C. J. (1972).—«Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)». Tesis Univ. de Granada, 388 pp.
- DABRIO, C. J., y GARCIA HERNANDEZ, M. (1975).—«Facies y paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética)». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 nov. 1973). *Enadimsa. Trab. Congr. Reun.*, pp. 21-33.
- DABRIO, C. J. (1975).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (23-36) Nerpio». Segunda serie. Primera edición.
- DURAND DELGA, M. (1960).—«Introducción a la seance sur les Cordillères Bétiques». *Bull. Sc. Géol. France* (7), t. III, pp. 263-266. París.
- EGELER, C. G. et SIMON, D. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique (Cordilleres bétiques, Espagne)». *Verhandl. Konned. Akad. Wet., Afd. Nat.* (1), 15, núm. 3, 90 pp., 16 figs., 3 pl.
- FALLOT, P. (1928).—«Le limite septentrionale des carriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura». *C. R. Ac. Sc.*, t. 187, pp. 1150-1152.
- (1948).—«Les Cordillères bétiques». *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 83-172. Madrid.
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R. (1933).—«Observations géologiques entre Casas de Ves y Cieza» *Ass. Est. Méditer. Occid.*, vol V (Géologie des chaînes bétiques et subbétiques), partie, núm. 1, 9 pp. Barcelona.

- FERNEX, F. (1968).—«Tectonique et paléogeographie du Bétique et du Penibétique orientaux. Transversale du la Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques. Espagne meridionale)». Thèse Paris, 576 pp.
- FONTBOTE, J. M. (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 71-78.
- FOUCAULT, A. (1971).—«Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaen et de Granada, Espagne méridionale)». *Fac. Sc. de Paris*, Tesis, 633 pp.
- (1975).—«Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques IV. Le Prebétique et le Subbétique de Cazorla a Huescar». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 nov. 1973). *Enadimsa, Trab. Congr. Reun.*, pp. 245-256.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Iberiques (Sud-Est de Espagne)». Tesis Doctoral, *Fac. Sc. de Paris*, 427 pp.
- FOURCADE, E.; JEREZ MIR, L.; RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y JAFFREZO, M. (1972).—«El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la Sierra de la Muela (prov. de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con Foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España». *Rev. Esp. de Microp. núm. Extra. 30 Aniv. E. N. Adaro*.
- FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L. (1973).—«El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarrubia (Zona Prebética, prov. de Albacete)». *Rev. Esp. de Micropal. E. N. Adaro*.
- FOURCADE, E.; PENDAS, F., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).—«El Jurásico superior y el Cretácico inferior en los alrededores de Yeste (Zona Prebética, Sudeste de España)». *Rev. Esp. de Microp.*, vol. IX, núm. 3, pp. 361-380.
- GARCIA HERNANDEZ, M. (1974).—«Los materiales detríticos del Cretácico inferior en el sector de Cabanas (zona prebética). Relaciones estratigráficas». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, pp. 117-134.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, R. C., y PULIDO BOSCH, A. (1973).—«Observaciones sobre el contacto subbético-prebético en el sector de Nerpio». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4, pp. 77-94.
- GARCIA RODRIGO, B. (1965).—«Estudio geológico de la Zona Prebética al Norte de Alicante». Tesis. Univ. de Granada, 456 pp.
- GONZALEZ DONOSO, J. M., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1975).—«Características bioestratigráficas y paleogeográficas del Cretácico superior de la Sierra de Segura (NE de la prov. de Jaén, zona Prebética)». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 de nov. de 1973). *Enadimsa, Trab. Congr. Reun.*, 45-61.
- HILLEBRANDT, A. VON (1974).—«Bioestratigrafía del Paleógeno en el sureste

- de España (provincias de Murcia y Alicante)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5, pp. 135-153.
- HOEDEMAEKER, PH. J. (1973).—«Olitostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain)». *Scripta Geol.*, 19, 207 pp.
- HOTTINGER, L. (1963).—«Quelques Foraminifères porcelanés oligocènes dans la série sédimentaire prébétique de Moratalla (Espagne méridionale)». *Ecl. geol. Helv.*, 56, pp. 963-972, 4 figs., 5 pl.
- JEREZ MIR, L. (1971).—«Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra y Moratalla». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81-2, pp. 117-131.
- (1971).—«Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertura en un sector de la Zona Prebética (provincias de Albacete y Murcia)». I Congr. Hisp.-Luso-Amer. de Geología Económica. Sec. de Geol., t. I, Apart. 8-1-24, 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 Doctoral, Univ. de Granada, 750 pp.
- JEREZ MIR, L.; JEREZ MIR, F., y GARCIA-MONZON, G. (1974).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (26-35) Cieza». Segunda serie. Primera edición. IGME.
- JEREZ MIR, L.; GARCIA-MONZON, G., y JEREZ MIR, F. (1974).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (25-35) Calasparra». Segunda serie. Primera edición. IGME.
- JEREZ MIR, L.; JEREZ MIR, F., y GARCIA-MONZON, G. (1974).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (26-36) Mula». Segunda serie. Primera edición. IGME.
- KAMPSCHUUR, W. y RONDEEL, H. E. (1975).—«The origin of the Betic orogen, southern Spain». *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la zona Prebética al NE de la provincia de Jaén». Tesis, Univ. de Granada, 317 pp.
- (1973).—«Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (22-35) Orcera». Segunda serie. Primera edición. IGME.
- PAQUET, J. (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». *Mém. S. G. F.*, N. S., t. 48. París.
- PERCONIG, E. y MARTIN, L. (1971).—«Estratigrafía del Cretácico de la zona de Ontur y Yecla (Zona Prebética)». I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Madrid-Lisboa, pp. 331-341.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y GRANADOS, L. F. (1975).—«El Cretácico superior de las Hojas de Alcaraz y Yeste, Zona Prebética». I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España (Bellaterra-Tremp, 5-9 de nov. de 1973). *Enadimsa, Trab. Congr. Reun.*, pp. 129-140.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).—«Estudio Hidrogeológico del Bajo Segura. Características Tectónicas de la Zona Prebética». *Enadimsa*. Inédito.
- VAN VEEN, G. W. (1969).—«Geological investigations in the region West of Caravaca. South-Eastern Spain». Tesis Doctoral, Amsterdam, 143 pp.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA