

MEMORIA EXPLICATIVA DEL MAPA GEOLOGICO  
DE LA COMUNIDAD AUTONOMA DE  
LA REGION DE MURCIA

Escala 1:200.000

MEMORIA EXPLICATIVA DEL MAPA GEOLOGICO DE LA COMUNIDAD  
AUTONOMA DE LA REGION DE MURCIA, A ESCALA 1:200.000

Director del Proyecto: V. GABALDON (ITGE)

Dirección técnica y realización: J. BAENA (E.N. ADARO)

Colaboradores: F. ALVAREZ (UNIV. SALAMANCA)

T. BARDAJI (UNIV. COMPL. MADRID)

J.P. CALVO (UNIV. COMPL. MADRID)

E. ELIZAGA (ITGE) F.

J.L. GOY (UNIV. SALAMANCA)

J. RODRIGUEZ-FERNANDEZ (C.S.I.C.)

C. SANTISTEBAN (UNIV. VALENCIA)

P. SILVA (UNIV. COMPL. MADRID)

L. SOMOZA (INST. OCEANOGRAFIA)

C. ZAZO (C.S.I.C.)

Ya finalizado este trabajo, y antes de su publicación, nos dejó para siempre el que fue Director de este Proyecto en sus inicios, y posteriormente animador y colaborador del mismo, Emilio Elízaga -MORTON-. Su profesionalidad, y sobre todo, su talante humano, serán siempre recordados por el Director, realizador y colaboradores de este Proyecto. A él se lo dedicamos.

## I N D I C E

	<u>Págs.</u>
1.- <u>INTRODUCCION</u> .....	1
1.1.- <u>EL MAPA GEOLOGICO DE LA REGION DE MURCIA. ANTECEDENTES</u> .....	1
1.2.- <u>OBJETIVOS. CRITERIOS DE UTILIZACION</u> .....	2
2.- <u>FASES DEL ESTUDIO Y REALIZACION</u> .....	7
3.- <u>RASGOS GEOLOGICOS GENERALES</u> .....	10
4.- <u>ESTRATIGRAFIA Y LITOLOGIA</u> .....	19
4.1.- <u>ZONAS INTERNAS</u> .....	19
4.1.1.- <u>La "Zona Bética s.st."</u> .....	20
4.1.1.1.- <u>Complejo Nevado-Filábride</u> .....	21
4.1.1.2.- <u>Complejo Alpujárride</u> .....	25
4.1.1.3.- <u>Complejo Maláguide</u> .....	34
4.1.2.- <u>La "Zona Circumbética"</u> .....	44
4.2.- <u>ZONAS EXTERNAS</u> .....	48
4.2.1.- <u>Zona Subbética</u> .....	54
4.2.1.1.- <u>Subbético interno</u> .....	58
4.2.1.2.- <u>Subbético medio</u> .....	61
4.2.1.3.- <u>Subbético externo</u> .....	67
4.2.2.- <u>Zona Prebética</u> .....	80
4.2.2.1.- <u>Prebético meridional</u> .....	85
4.2.2.2.- <u>Prebético interno</u> .....	88
4.2.2.3.- <u>Prebético externo</u> .....	100



	<u>Págs.</u>
4.3.- NEOGENO Y CUATERNARIO .....	107
4.3.1.- <u>Neógeno</u> .....	108
4.3.1.1.- Aquitaniense-Burdigaliense inferior (63) ...	115
4.3.1.2.- Burdigaliense sup-Langhiense inferior (64) .	116
4.3.1.3.- Langhiense-Serravaliense (65) .....	118
4.3.1.4.- Mioceno superior .....	121
4.3.1.5.- Plioceno (70) .....	133
4.3.1.6.- Pliocuaternalio (71) .....	135
4.3.2.- <u>Cuaternalio y Geomorfología</u> .....	136
4.3.2.1.- Criterios utilizados .....	136
4.3.2.2.- La Leyenda del Cuaternalio .....	138
4.3.2.3.- Distribución de depósitos cuaternalios .....	139
4.3.3.- <u>Volcanismo</u> .....	151
4.3.3.1.- Mineralogía y Petrología .....	153
4.3.3.2.- Implicaciones geodinámicas .....	154
5.- <u>TECTONICA</u> .....	159
5.1.- TECTONICA Y METAMORFISMO EN LAS ZONAS INTERNAS .	159
5.1.1.- <u>Tectónica compresional y relación metamorfis-</u> <u>mo-deformación</u> .....	159
5.1.1.1.- En los Complejos Nevado-Filábride y Alpujá- rride .....	159
5.1.1.2.- En el Complejo Maláguide .....	166
5.1.2.- <u>Tectónica extensional</u> .....	169
5.1.2.1.- En el contacto Alpujárride-Nevado-Filábride.	170
5.1.2.2.- En el contacto Maláguide-Alpujárride .....	174
5.1.3.- <u>La edad de las deformaciones</u> .....	176
5.2.- TECTONICA Y ESTRUCTURA DE LAS ZONAS EXTERNAS ...	178
5.3.- EVOLUCION GEODINAMICA Y NEOTECTONICA .....	184
6.- <u>BIBLIOGRAFIA</u> .....	202

## 1.- INTRODUCCION

### 1.1.- EL MAPA GEOLOGICO DE LA REGION DE MURCIA. ANTECEDENTES.

La región de Murcia presenta unas características geológicas sumamente ricas e interesantes. No creemos equivocarnos al decir que se trata de una de las regiones de España que reúnen mayor variedad de ejemplos en la mayor parte de las ramas de la Geología, ya sea Estratigrafía y Sedimentología, como en Tectónica, Petrografía, Geomorfología, etc.

Es por todo ello por lo que esta región ha sido, está siendo y será objeto de numerosos trabajos y estudios geológicos, ya sean de investigación pura como aplicada.

Estos estudios realizados, se han publicado en gran cantidad de revistas, tanto nacionales como internacionales, muchos de ellos de difícil acceso para el no especialista. Sería demasiado extenso el realizar la enumeración de todos estos trabajos aquí, por lo que solamente nos referiremos a aquellos que por sus aportaciones cartográficas nos han servido de apoyo a la realización de este Mapa.

En cuanto, a síntesis provinciales o regionales, solo cabe citar la realizada en 1966 por A. NAVARRO y E. TRIGUEROS, y publicada por el Instituto Geológico y Minero de España, a escala 1:200.000. Esta cartografía basada en la Carto-

grafía del Mapa Geológico Nacional a escala 1.50.000 (primera serie) ha constituido un útil de trabajo durante algunos años, aunque su detalle y calidad ha sido superado ampliamente por las investigaciones y trabajos posteriores.

La realización del M.G.N. 1:50.000 (2ª serie), una de cuyas hojas "piloto" fue precisamente de esta región (Caravaca-910), que ha cubierto ya toda la superficie de la Comunidad Murciana, ha aconsejado actualizar el mapa de Síntesis a escala 1:200.000, mejorando en parte algunos de estos mapas, en base a nuevos datos y estudios.

Se han tenido en cuenta también para la revisión cartográfica las recientes tesis doctorales realizadas por MONTENAT, C. (1973); R. ARMIJO (1978); C. de SANTISTEBAN (1981); F.D. LAROUZIERE (1985); F. ALVAREZ LOBATO (1987); P. LUKOWSKI, 81987); J. LOISEAU (1988); L. SOMOZA (1989); E. ELIZAGA (1990).

El resto de las tesis doctorales se han considerado al realizar la memoria, pero su aportación cartográfica estaba ya contemplada en la cartografía correspondiente de los mapas a escala 1.50.000 (2ª serie) del Instituto Geológico y Minero de España.

## 1.2.- OBJETIVOS. CRITERIOS DE UTILIZACION

El objetivo principal de este trabajo es la realización del Mapa Geológico de la región de Murcia a escala 1:200.000, tomando como base la síntesis a dicha escala de la Cartografía Geológica existente del mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (segunda serie) e introduciendo aquellas modificaciones que se han considerado imprescindibles, tanto para adaptarlas a la nueva escala como para mejorar la cali-

dad. Estos cambios se han efectuado a partir de investigaciones realizadas con posterioridad a la fecha de confección de dichos mapas, así como por las aportaciones que se han podido hacer en las continuas salidas al campo por los técnicos responsables en la ejecución de este trabajo.

Otros objetivos perseguidos han sido:

- El análisis y la evaluación de la información disponible.
- La obtención de la Bibliografía fundamental existente sobre la Geología de la región de Murcia, creando un fondo que sirva de base a la formación de una Biblioteca de temas geológicos de interés provincial.
- La realización de una Memoria Explicativa que sirva de complemento imprescindible a la Cartografía que se presenta.

Con todo lo cual se pretende conseguir una referencia lo más exhaustiva posible del estado actual de los conocimientos sobre la Geología de la región murciana, que sirva de base para la planificación de las investigaciones posteriores, en una región en que esta temática tanto influye en aspectos económicos, ecológicos y de seguridad.

La utilidad del mapa geológico a escala 1.200.000 actualizado es obvia. Sin embargo cabe destacar algunas de las áreas en que su utilidad es más inmediata.

- Investigación de yacimientos minerales. Nada hay que resaltar en este aspecto, ya que en algunas comarcas de esta región (La Unión, Cartagena, etc.), ha constituido la explotación minera una de las bases del desarrollo económico del pasado reciente. Tampoco son ajenas a esta región las investigaciones de hidrocarburos.

- Investigación de yacimientos de rocas industriales. Localización previa de las áreas a prospectar para la búsqueda de materiales pétreos ornamentales o de uso en construcción (Arquitectura y Obras Públicas). También este área es de enorme interés para esta región, pues si bien en la actualidad ya es fruto de explotación en algunas comarcas (Cehegin, Caravaca, etc.), creemos que el futuro es aún muy esperanzador.
- Investigación de recursos Hidráulicos, sobre todo los referentes a recursos de aguas subterráneas. Realización de los Mapas Hidrogeológicos a escala 1:200.000, con base en este mapa. Estos estudios están muy avanzados en esta región, y son del máximo interés económico para el desarrollo de esta región preferentemente agrícola.
- Para la realización de Mapas Neotectónicos, Sismotectónicos y de Actividad de falla. De hecho en la actualidad se están realizando dichos documentos cartográficos, basados en este mapa, y en otros datos específicos de Geomorfología y Sismicidad. Estos documentos serán básicos para los cálculos del riesgo sísmico, y para los planes de Ordenación Territorial.
- Estudios previos de Geología Aplicada a las Obras Públicas: Trazado de vías de comunicación, construcción de presas y embalses, conducciones de agua ... etc.
- Estudio de ubicación de vertedero de residuos sólidos, para cuya planificación es imprescindible un conocimiento previo de las características de los materiales que forman el sustrato sobre el que han de situarse dichos vertederos.

- Planificación de la eliminación de las aguas residuales, por los mismos motivos.
- Realización de mapas edafológicos, imprescindibles para una planificación agraria a nivel global, y de las que la Geología es una base fundamental.
- Localización de zonas idóneas para el establecimiento de parques nacionales y delimitación de lugares de interés geológico (científico y didáctico), así como itinerarios claves para un mejor conocimiento geográfico y geológico de la región.

Resumiendo, podemos destacar tres líneas de interés preferenciales:

- Economía
- Ordenación territorial y Planificación territorial y Urbana.
- Ecología, educativa y didáctica.

Como puede deducirse de los puntos señalados, este documento permite tres tipos de lectura:

- a) Una para profesionales o especialistas en las diferentes ramas de la Geología pura o aplicada, o con conocimientos profundos de las mismas.
- b) Otra para técnicos en materias distintas de las puramente geológicas, pero que necesitan de la Geología para sus trabajos: Arquitectos, Ingenieros, Biólogos, Economistas,

etc. Sin olvidar a los numerosos profesores de E.G.B. y C.O.U. que, teniendo una formación no estrictamente geológica, imparten esta disciplina a diversos niveles docentes.

- c) Y una última, no menos importante, para los curiosos, excursionistas, ecologistas y un sinfín de personas, amantes de la naturaleza, y máxime cuando se trata de ese trozo de naturaleza sobre la que viven y aman.

## 2.- FASES DEL ESTUDIO Y REALIZACION

La elaboración del Mapa Geológico de la Región de Murcia a escala 1.200.000 ha sido muy laboriosa y se ha realizado a través de las siguientes etapas:

- Recopilación de bibliografía y cartografía geológica existente.
- Análisis y evaluación de la información obtenida.
- Salidas al campo para solucionar diversos problemas existentes en la información cartográfica, estudiando aquella zona y problemas necesarios para una correlación correcta y homogénea.
- Establecimiento de las unidades lito y cronoestratigráficas a representar a la escala 1.200.000.
- Restitución de la cartografía geológica resultante sobre la base topográfica.
- Elaboración de la explicación gráfica, diseño del mapa y elementos a representar.
- Redacción de la memoria que acompaña al Mapa.



La realización de esta cartografía ha corrido a cargo del siguiente personal:

La Dirección del Proyecto por parte del ITGE ha corrido a cargo de D. Emilio Elízaga (F) y D. Vicente Gabaldón.

La Dirección Técnica, realización, elección de los criterios a seguir, coordinación, etc. ha sido labor desarrollada por D. José Baena Pérez (autor entre otros de las Hojas Geológicas a escala 1.50.000 del MAGNA, de Ontur (844), Jumilla (869), Caravaca (910), Cehegin (911), Zarcilla de Ramos (931), Coy (932), etc.).

Se ha consultado toda la bibliografía existente, y han colaborado en algunos aspectos y regiones los siguientes técnicos y/o científicos.

En la síntesis de las "Zonas Internas", D. Fernando Alvarez Lobato, autor de la tesis "La Tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas", del departamento de Geodinámica de la Universidad de Salamanca.

En la correlación de los Miocenos de las Zonas Internas, y límite con las Externas han colaborado, D. José Rodríguez Fernández, del Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (C.S.I.C.) y D. Carlos de Santisteban, de la Universidad de Valencia, autor de una tesis sobre el Mioceno de la Cuenca de Fortuna.

Los cuaternarios y los aspectos geomorfológicos han sido realizados por D<sup>a</sup> Caridad Zazo, D. J.L. Goy, D<sup>a</sup> Teresa Bardají y D. Pablo Silva, del C.S.I.C. y del Departamento de

Geodinámica de la Universidad de Madrid. Tanto el Sr. Silva, como la Sra. Bardají realizan sus tesis doctorales en temas de Geomorfología y Cuaternario en esta región de Murcia, dirigida por los Sres. Goy y Zazo. También ha colaborado D. Luis Somoza del Instituto Oceanográfico.

### 3.- RASGOS GEOLOGICOS GENERALES

La región murciana se encuentra ubicada desde el punto de vista geológico en la parte oriental de las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas son las cadenas de plegamiento alpino que se extienden al Sur de la península Ibérica, sobre la mayor parte de Andalucía, Murcia y Sur de la región valenciana, prolongándose hacia el Noreste bajo el Mediterráneo hasta reaparecer probablemente en las Islas Baleares.

Por el Noreste la parte septentrional de las Cadenas Béticas, limita con el Sistema Ibérico desde Cullera (Valencia) a las proximidades de Alcaraz (Albacete). Debido a la similitud de facies entre ambas cordilleras en sus límites, estas se fijan exclusivamente por criterios tectónicos y geomorfológicos, pero no estratigráficos.

Por el Sur las Cordilleras Béticas limitan con las costas mediterráneas, pero según todas las opiniones presentan continuidad con las cadenas alpinas del Rif y del Tell al Norte de Africa, por lo que ambas enlazarían bajo el Mediterráneo.

Ya en la síntesis de BLUMENTHAL (1927) se dividían las Cordilleras Béticas en tres zonas: Prebética, Subbética y Bética, ordenadas de más externa a más interna, o lo que es

lo mismo, desde la Meseta hasta el mar. Más tarde se ha aceptado una división en grandes unidades, en dos grandes conjuntos. Las "Zonas Externas", que serían relativamente autóctonas respecto al substrato paleozoico de la Meseta, integradas por las Zonas Prebéticas y Subbética, y las "Zonas Internas", probablemente corridas desde una región más oriental, y a las que pertenecerían la Zona Bética s. st., y la zona Circumbética (BAENA y JEREZ, L., 1982).

En la región de Murcia están prácticamente representados todos los dominios paleogeográficos y/o tectónicos que hemos mencionado.

Así dentro de las denominadas "Zonas Internas" están presentes "La Zona Bética s. st." y la "Zona Circumbética".

Dentro de la "Zona Bética s.st." existen formaciones asimilables a los grandes conjuntos tectónicos superpuestos que ya EGELER y SIMON distinguían en 1969: El Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide. Todos ellos están presentes al Sur de la región de Murcia.

El Complejo Nevado-Filábride, es el conjunto más profundo del edificio interno. Está constituido por potentes series paleozoicas y triásicas, metamórficas, de micasquistos grafitosos, cipolin, gneises con turmalina, metagranitos, anfibolitas, etc. Está considerado como un "autoctono relativo" con respecto a los otros dos Complejos, aunque no tanto si consideramos el conjunto de las Cordilleras Béticas. Tiene su mejor representación dentro de la región de Murcia en la Sierra de Carrasquilla, Almenara y del Algarrobo.

El Complejo Alpujárride contiene terrenos paleozoicos y triásicos, afectados por un metamorfismo de intensidad va-

riable. En él predominan los esquistos, cuarcitas, filitas y sobre todo calizas y dolomías. En este sector de las Cordilleras Béticas, son frecuentes las intrusiones de diabasas. Constituye las alineaciones montañosas de la cornisa litoral del Sur de la región murciana, desde Aguilas a la Unión, siendo su formación carbonatada uno de los metalotectos más importantes de la región minera de Cartagena-La Unión.

Asimismo se localiza en el núcleo de la Sierra de la Torrecilla, al Oeste de Lorca, en la Sierra de la Tercia y en la de Orihuela.

El Complejo Maláguide es el más elevado estructuralmente. Comprende terrenos paleozoicos bien desarrollados y fosilíferos, seguidos de una cobertera permo-triásica que se completa con una serie de depósitos mesozóicos y terciarios que llegan hasta el Paleógeno. A diferencia de los dos conjuntos precedentes, el Complejo Maláguide está prácticamente exento de metamorfismo. Este complejo está muy bien representado en la Sierra Espuña, donde presenta una de las series más completas de las Cordilleras Béticas orientales. También constituye grandes alineaciones al Sur de la Sierra del Gigante y en la Sierra de la Torrecilla. En la cornisa litoral se presenta como manchas aisladas flotando tectónicamente sobre el conjunto alpujárride (caso del Montículo de Cabo Cope).

Todos estos Complejos de la "Zona Bética" están estructurados en un apilamiento de mantos. Sobre la edad de la puesta en lugar de estos mantos, que parece ser fue polifásica (TORRES ROLDAN, 1979), existen controversias, aunque se habría acabado lo más tardar al comienzo del Mioceno. (EGELER y SIMON, 1969).

Lo que aquí denominamos "Zona Circumbética" (BAENA y JEREZ, L., 1982) comprende aquellas formaciones y materiales situados al Norte de la "Zona Bética s.st", y al Sur de la "Zona Subbética", que no pueden ser claramente asimiladas ni a una ni a otra zona. Serían series que en otras transversales de las Cordilleras Béticas han recibido diversos nombres, Dorsales, Predorsales, Unidades del Campo de Gibraltar, etc., y que rodean a la "Zona Bética". Son frecuentes las arcillas y areniscas con secuencias turbidíticas, al menos en el Oligoceno Sup.-Aquitaniense. Serían las formaciones que integran las "escamas de Mula", la Formación de Río Pliego, y aquellas que constituyen el pasillo de Fuensanta-La Parroquia al Sur de la Sierra del Gigante.

En las "Zonas Externas" se distinguen de Norte a Sur la "Zona Prebética y la Zona Subbética". Los materiales de estas zonas se depositaron sobre la margen continental de la placa europea.

La "Zona Prebética" (BLUMENTHAL, 1927) es el dominio tectonopaleogeográfico más externo y de estructura más simple. Solo está representado en la mitad oriental de la Cordillera y puede considerarse autóctono o parautóctono. Se caracteriza porque durante la mayor parte de su historia geológica constituyó un dominio de plataforma adyacente a un continente. En este dominio se depositaron preferentemente carbonatos, aunque también accedían sedimentos terrígenos procedentes de la Meseta Ibérica, que en algunos momentos se extendieron por casi todo el dominio. Hacia el Sur aumenta la potencia de los depósitos, así como sus características, lo que refleja un aumento de la velocidad de subsidencia contemporánea del depósito en el mismo sentido y determina la desaparición del zócalo en profundidad, que no vuelve a aparecer en ningún punto de las Zonas Externas.

La Zona Prebética ocupa la parte más septentrional de la región de Murcia, desapareciendo al ser cubierta por el deslizamiento del Subbético al sur del Sabinar, Moratalla, Calasparra y Cieza.

Para esta cartografía se han diferenciado tres dominios dentro del Prebético: Prebético externo, interno y meridional. Corresponde a los dos dominios tectosedimentarios distinguidos por BAENA y JEREZ, L., (1982). El externo y el interno, más el meridional, que estos consideran un subdominio del interno, pero que por tratarse del tránsito al subbético hemos considerado importante su distinción, algo parecido a lo que hace RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) para la zona de Alicante.

Los criterios litológicos y ambientales de los diferentes dominios o subdominios dentro de la Zona Prebética que han sido utilizados para esta subdivisión, son preferentemente:

- El paso de facies continentales a marinas en el Cretácico inferior.
- El cambio de facies marino-lagunal a facies de mar abierto en el Senoniense.
- La presencia de materiales paleógenos marinos casi exclusivamente en el Prebético interno.

El Prebético externo ocupa el área de sedimentación más próxima a la Cobertera Tabular de la meseta. El espesor de su cobertera mesozóica es moderado en su parte septentrional, e importante en la parte meridional, ya cerca de la transición con el Prebético interno. Este dominio ocupa la parte



Norte de la región de Murcia, terminando hacia el Sur en las Sierras del Algaidon, del Puerto, del Picacho, del Molar y Sierrecica de Enmedio.

El Prebético interno presenta una sucesión estratigráfica mucho más potente, completa, y de carácter más netamente marino que el externo, aunque en general la mayor parte de sus afloramientos pertenecen al Cretácico y al Paleógeno. En la transversal de Murcia, junto con el Prebético meridional cortada la porción del Prebético interno por el Accidente de Crevillente, su anchura no puede ser superior a los 25 km, pero en todo caso una parte importante queda cubierta por recubrimiento neógenos y por los materiales alóctonos del Subbético. En la transversal de Caravaca y al Sur del accidente de Socovos, alcanza 35-40 km, pero su afloramiento es también incompleto. ocupa la Sierra Larga, del Carche, de Salinas, etc.

El Prebético meridional representa la transición de la Zona Prebética a la Subbética, con facies de talud y cuenca profunda en algunos momentos. Sus materiales están representados aquí en las Sierras de la Puerta, de la Pila y del Aguila.

La Zona Subbética (BERTRAND y KILIAN, 1889) representó la continuación del Prebético hacia el interior de la Cuenca. A partir del Lías medio, se produjo la individualización paleogeográfica de ambos dominios y el Subbético pasó a ser una cuenca pelágica de morfología irregular.

Tal vez el rasgo más evidente de la estructura general del Subbético sea la amplia autoctonía que muestran los materiales triásicos con respecto a los postríásicos (FALLOT, 1945, 1948). Además hay que destacar la ausencia de directri-



ces tectónicas netamente definidas, excepto en regiones o unidades determinadas. El estilo de deformación es variado de unos puntos a otras, pero es de destacar la presencia de un intenso plegamiento e imbricación, que suele ser vergente hacia el exterior de la Cordillera, o sea hacia el Norte. Algunos de estos frentes de cabalgamiento determinan superposiciones tectónicas plurikilométricas, entre las que destaca la del Subbético sobre el Prebético, o sobre el neógeno de algunas fosas. Conviene destacar que tanto el Subbético, como el Prebético aparecen disectados por accidentes transcurrentes de gran salto en dirección, que son responsables de la notable fragmentación y discontinuidad tectónica que muestran sus materiales.

Al producirse su individualización tectonopaleogeográfica durante el Lías medio, dentro del Subbético se diferenciaron áreas afectadas por una subsidencia diferencial, determinada por una fracturación que afectó a niveles profundos del zócalo, como lo demuestra la aparición de volcanismo. Debido a esta compartimentación aparecen tres dominios paleogeográficos en los que se depositaron sucesiones principalmente pelágicas, pero de espesor y características litoestratigráficas y sedimentarias bastante diferentes entre sí. Estos dominios (AZEMA *et al.*, 1979) son de más externo a más interno, el Subbético externo, el Subbético medio y el Subbético interno. Sus rasgos sedimentarios, así como las diferencias estratigráfico-paleogeográficas entre ellos variaron a lo largo del tiempo, pero fueron especialmente manifiestas durante el Jurásico y el Cretácico inferior: El Subbético medio constituyó un área de surco, esto es, cuencas profundas y subsidentes en las que se acumularon notables espesores de sedimentos principalmente margosos y calizo-margosos. El Subbético externo e interno constituyeron áreas más reacias a la subsidencia, en la que persistió temporalmente el depósito de

sedimentos de facies nerítica en bancos carbonatados aislados en el seno de una cuenca pelágica. la Zona Subbética ocupa la parte central de la región.

El Subbético externo está representado en el área de Caravaca (Sierras del Gavilán, Quipar, del Burete, etc.). El Subbético medio constituye las Sierras del Cambrón, Ponce, de Ricote, etc.). El Subbético interno únicamente puede localizarse en la Sierra del Gigante.

Todas las "zonas" y "dominios" distinguidos hasta ahora lo han sido considerando los sedimentos anteriores al Aquitaniense o Mioceno basal, pero aparte de estos, existe en la región de Murcia una representación completísima de toda la estratigrafía del Neógeno y Cuaternario.

En cuanto al Neógeno, se han realizado ya algunos ensayos sobre la sedimentación y el análisis tectosedimentario (MEGIAS et al., 1983). En los últimos años, y desde la tesis de MONTENAT (1973), se han realizado numerosos trabajos regionales sobre tectónica y sedimentación en el Neógeno de algunas cuencas, sobre todo en las instaladas en las "Zonas Internas", o en el límite de esta con las Externas. Entre estas se encuentran las de ARMIJO (1978) y LOISEAU (1988). Actualmente existen algunas investigaciones sobre los problemas de conjunto. Lo que parece obvio, es que para entender la distribución y evolución de los sedimentos neógenos es necesario investigar la relación existente entre los procesos sedimentarios y tectónicos, ya que en estas épocas tienen lugar las etapas más importantes de la configuración del orogen béticas, y la formación de las principales cuencas subsidentes, que configuran la forma del relieve tal y como aparece hoy ante nuestros ojos.

Todo lo relacionado con la evolución geológica en este sector de las Cordilleras Béticas, desde el Mioceno a la actualidad, por su marcado interés, será fruto de un capítulo aparte en esta Memoria. Es de destacar la aparición a partir del Mioceno Superior de numerosos focos volcánicos en toda esta región, que ocupan gran extensión en las "zonas Internas", y muchos menos en las "Externas". Su máxima intensidad parece que fue aquí durante el Mioceno terminal, aunque se extendió hasta el Plioceno, y quizás la base del Cuaternario.

En el Cuaternario, tanto la erosión como la sedimentación adquieren gran desarrollo en esta región, estando las formas del relieve y los depósitos muy bien representados y en estrecha relación con la evolución geodinámica reciente, a la vez muy conectada con la actuación de grandes pasillos de fracturación.

#### 4.- ESTRATIGRAFIA Y LITOLOGIA

Para la descripción de la estratigrafía de la región seguiremos el orden establecido en la leyenda, comenzando por la parte inferior. Debido al enorme papel que juegan tanto las fallas de desgarre como los cabalgamientos, que desfiguran la continuidad paleogeográfica y litológica, hemos establecido una leyenda considerando quizás demasiadas unidades tectónicas, para facilitar la lectura e identificación de las distintas formaciones en la cartografía. Los números que acompañan a la estratigrafía y/o litología se refieren a las unidades cartográficas diferenciadas por colores.

##### 4.1.- "ZONAS INTERNAS"

Las "Zonas Internas" se han dividido a su vez en dos grandes conjuntos "La Zona Bética s.str" y la "Zona Circumbética". La primera constituiría la entidad tectónica más profunda, que ha evolucionado en gran parte de su historia geológica en sectores más orientales. La segunda correspondería, por un lado, a sedimentos de talud ligados a la primera y también corridos hacia el Oeste, y por otro a sedimentos de surcos profundos, que han ido evolucionando con el tiempo, depositados más al Sur de las Zonas Externas.

#### 4.1.1.- La "Zona Bética s.st."

Dentro de esta Zona, el Nevado-Filábride (BROUWER, 1926; EGELER, 1963) constituye la entidad tectónica más profunda. Está exclusivamente constituido por rocas metamórficas, dentro de las cuales se suele distinguir un zócalo paleozoico o más antiguo y una cobertera triásica. Su significado paleogeográfico está muy mal conocido, y presenta una estructura interna en mantos de corrimiento. A su vez está recubierto por otro complejo de Mantos formado a partir de otro dominio tectono-paleogeográfico: el Alpujárride (BROUWER 1926; VAN BEMMELEN, 1927).

El Alpujárride constituido por varios mantos, desde un punto de vista litoestratigráfico, está formado por un zócalo pretriásico integrado por rocas metamórficas íntensamente recristalizadas durante la Orogenia Alpina. Es posible que estas rocas hubieran sido afectadas por un metamorfismo prealpino, pero las trazas de este apenas se conocen. La cobertera está predominantemente constituida por rocas carbonatadas más o menos recristalizadas durante el metamorfismo alpino según las unidades y regiones, de edad triásica y de facies alpina, que se depositaron en una extensa plataforma carbonatada somera. La existencia de sedimentos posttriásicos en los Mantos Alpujárrides no ha podido hasta ahora ser demostrada.

El Maláguide (BLUMENTHAL, 1927) constituye el conjunto superior de la pila de mantos de corrimiento de la Zona Bética. Está constituido por un zócalo paleozoico poco o nada metamorfizado sobre el que reposa, en discordancia un Permo-triás detrítico de color rojo y una delgada cobertera mesozóica, esencialmente carbonatada, en la que se detectan influencias pelágicas a partir del Lías medio (al igual que en el Subbético). El Paleógeno es de facies neríticas. En su

conjunto, el Maláguide constituyó un dominio reacio a la subsidencia y poco profundo, que durante varias etapas de su historia fue incluso sometido a emersión.

#### 4.1.1.1.- Complejo Nevado-Filábride

La formación basal de manto de Mulhacén está constituida por esquistos y cuarzoesquistos oscuros. En esta región, las unidades de este manto carecen de esta formación, pues las superficies tectónicas basales se sitúan siempre a un nivel muy alto con respecto a la secuencia litológica, dentro de la formación suprayacente de esquistos. Por esta razón el Paleozoico que se incluye en la leyenda corresponde al del manto del Veleta.

Casi todos los investigadores aceptan un paralelismo entre la sucesión litológica del Manto del Mulhacén y la sucesión-tipo alpujárride: la parte basal de micaesquistos oscuros del Manto el Mulhacén, a la que acabamos de hacer referencia, equivaldría a los micaesquistos y cuarzoesquistos alpujárrides; la formación de micaesquistos claros feldespáticos, a la de filitas y cuarcitas; finalmente, los mármoles micáceos a las calizas y dolomías triásicas.

Las dataciones de los ortogneis del Manto del Mulhacén, a las que haremos referencia a continuación, apoyan esta correlación.

#### Paleozoico (1)

Está representado en el Lomo de Bas, y en la bibliografía es asimilable al grupo del Veleta. Está constituido fundamentalmente por una potente sucesión de rocas metamórficas de composición micácea y cuarcítica, ricas en grafitos. Se trata de la formación más profunda de la región.



En la bibliografía existente sobre estos materiales, se advierte que, desde los primeros trabajos, ha habido siempre una gran confusión tanto en lo que respecta al límite meridional de los mismos como a su relación tectónica y estratigráfica con las rocas triásicas y permo-triásicas que se asientan sobre ellos.

La secuencia que constituye la Unidad del Lomo de Bas se compone, casi en su totalidad, de micaquistos, esquistos cuarzosos y cuarcitas más o menos micáceas, que alternan en niveles cuyo espesor oscila entre unos centímetros y varias decenas de metros. El color de estos materiales, debido a la gran cantidad de grafito que contienen, es siempre gris oscuro o negro, aunque también ocurre que la existencia de óxidos de hierro, concentrados en los planos de esquistosidad y en las fracturas de las rocas, las puede conferir a veces en un tinte marrón rojizo.

También existen, aunque de modo ocasional, otras litologías diferentes. Así en ciertas áreas del Lomo de Bas aparecen intercaladas entre los esquistos algunos niveles poco potentes y discontinuos de rocas de composición aplítica con textura gneísica. También, en la parte superior de la secuencia, cerca del contacto con las Unidades suprayacentes, afloran varias bandas de mármoles grafitosos que, en conjunto, marcan un nivel bastante continuo que se sigue por toda la región. En cualquier caso, tanto los gneises como los mármoles tienen muy poca representación si se comparan, cuantitativamente, con el resto de la secuencia.

La continua repetición de los elementos litológicos principales, con pequeñas diferencias mineralógicas aparentes, y cuyo color resulta así mismo bastante uniforme, con-

fiere a la sucesión un aspecto muy monótono. Sin embargo, tanto en la Almagrera como en la Loma de Bas existe una diferencia bastante acusada entre los materiales que conforman las cumbres de ambas Sierras, y las que, más al N., ocupan las depresiones topográficas por las que discurren las carreteras Aguilas-Cuevas de Almanzora y Aguilas-Mazarrón respectivamente. Las primeras más cuarcíticas tienen buzamientos bastante constantes hacia el ESE. Las segundas sobre las que se asientan el resto de las unidades, son más pelíticas y en el paisaje dan, generalmente, colores más oscuros; en la Sierra Almagrera presentan buzamientos suaves con direcciones variables; en el Lomo de Bas, se da una situación parecida aunque es más frecuente que la esquistosidad esté verticalizada a consecuencia de accidentes tectónicos tardíos.

La separación entre los dos tipos de materiales se da siempre en una zona de falla subvertical, de salto presumiblemente importante. En la Loma de Bas esta tiene una dirección aproximadamente E-O, y es fácilmente reconocible en el paisaje, al S de la carretera Aguilas-Mazarrón.

El estudio metamórfico de estos materiales pone de manifiesto que el grado de recristalización es mayor en los que están situados al Sur de la zona de falla, lo cual permite suponer para ellos un nivel estructural más bajo en la secuencia.

#### Permo-triásico (2). Micaesquistos feldespáticos

Esta formación ofrece una gran variedad de tipos de rocas. La litología más abundante la constituyen unos esquistos, con algunos cuarzoescritos, de colores blanco a verdoso, plateados, ricos en micas blancas, clorita y albita (oligo-



clasa) con epidota, anfíbol y en muchos casos granate; son frecuentes, sobre todo hacia la parte baja, distena y estaurolita.

Este tramo contiene niveles de micacitas blancas, esquistos oscuros, mármoles y algún lentejón de yeso, así como intercalaciones de ortogneis y metabasitas, sobre todo hacia la parte superior. Los gneis son metariolitas que contienen cuarzo, feldespato sódico-potásico, plagioclasa, microclina, fengita y turmalina; los gneis han arrojado edades de  $205 \pm 20$  y  $215 \pm 15$  m.a. (HEBEDA et al. 1980).

Las metabasitas son, en general, anfibolitas. Quizás su aspecto más llamativo es que muestran restos de minerales de metamorfismo que indican facies eclogita. Han sido datadas por los autores antes citados y dan edades de  $146 \pm 3$  m.a.

El conjunto de la formación puede alcanzar los 500 m. de potencia.

### Triásico (3). Mármoles micáceos

La sucesión del manto del Mulhacén está coronada por una sucesión de mármoles calcíticos y dolomíticos, muy cristalinos, frecuentemente fajeados en colores gris y blanco, también amarillentos, en general con mica blanca; localmente son muy puros y de color gris intenso, uniforme (sector de Macael, Provincia de Almería).

En ellos se intercalan niveles de esquistos grises o negros, con glaucófana, cloritoide y granate. Contienen también niveles de ortoanfibolitas.

Pueden alcanzar una potencia de algunos cientos de metros.

#### 4.1.1.2.- Complejo Alpujárride

Está constituido por un conjunto bastante homogéneo de unidades cuya secuencia, salvando diferencias litológicas originales y de grado de metamorfismo, se repite con la suficiente semejanza como para establecer una "sucesión alpujárride tipo" (ALDAYA, 1969). (Fig. 4.1-I).

Para evitar repeticiones innecesarias, resumiremos brevemente los términos de la sucesión tipo y sus edades.

La sucesión alpujárride comienza con una formación de micaesquistos grafitosos y cuarzoquistos que pasa hacia arriba a otra, menos grafitosa y más rica en cuarzo, constituida por micaesquistos, cuarzoquistos y cuarcitas, más o menos micáceas. Al conjunto de ambas se le atribuye una edad paleozoica, sin que existan criterios para estimar un límite inferior para esta edad.

Encima se sitúa una formación de filitas y cuarcitas permotriásicas; las cuarcitas son más o menos micáceas, de espesor y extensión variables.

A través de una transición marcada por calcoesquistos se pasa a una formación calizo-dolomítica datada como Trías medio y superior. Para más precisiones sobre las dataciones de esta formación se pueden consultar las numerosas publicaciones de los autores holandeses (SIMON, 1966; KOZUR et al., 1974, 1980 y 1985; SIMON & VISSCHER, 1983, etc.)

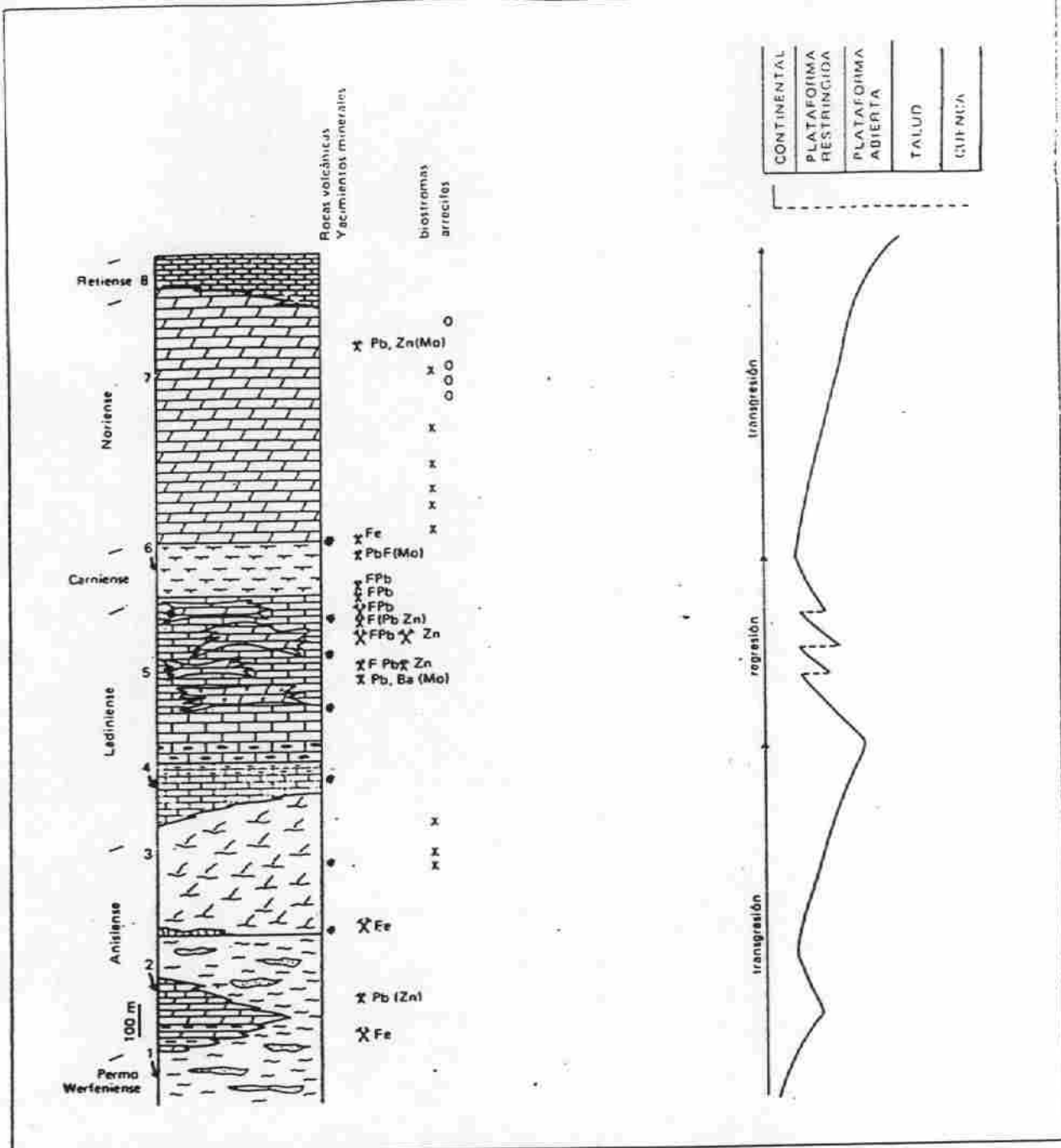


Fig. 4.1-1. Serie sintética alpujarride, según DELGADO et al. (1981).

1º Filitas y cuarcitas; 2º Calizas, calcoesquistos y dolomias que pasan "lateralmente y a techo", a filitas, cuarcita y metaconglomerados; 3º Dolomias inferiores (lateralmente calizas en bancos); 4º Caliza tableada y calcoarenítica en la parte superior; 5º Calizas con sílex y calizas con intercalaciones de dolomias estratiformes (miembro mineralizado); 6º Margas con finas intercalaciones, calizas dolomíticas y arcillosas; 7º Dolomias superiores; 8º Caliza y calizas margosas. Hacia arriba caliza en bancos.

Quando estos miembros están altamente metamorfizados pasan a:

1º Micaesquistos, cuarcitas y anfibolitas; 2º Mármoles dolomíticos (localmente calizas); 3º Mármoles dolomíticos; 4º Calcoesquistos; 5º Mármoles calizas con cuarzo en la base y con intercalaciones de mármoles dolomíticos hacia arriba; 6º Calcoesquistos; 7º Mármoles dolomíticos; 8º Mármoles caliza y calcoesquistos.

Pese a la uniformidad que ha permitido establecer esta secuencia tipo, desde los primeros trabajos de detalle en los alpujárrides muchos autores han encontrado diferencias sistemáticas entre ellos, diferencias que, en tiempos más recientes, han llevado a distinguir grupos de mantos dentro de este conjunto (SIMON et al., 1976; ALDAYA et al., 1979); aquí, al igual que en los mapas geológicos de Andalucía, seguiremos los criterios del último de estos trabajos citados, en el que se subdividen los alpujárrides en inferiores, intermedios y superiores.

Estos grupos, muy resumidamente, se caracterizan por:

Alpujárrides inferiores: escasa recristalización, el metamorfismo no supera el bajo grado, la sucesión calizo-dolomítica suele estar bien desarrollada; la formación de filitas y cuarcitas no es muy potente y contiene abundante yeso. Son frecuentes los filones-capa de rocas volcánicas básicas. No están representadas las formaciones metapelíticas paleozoicas.

Alpujárrides intermedios: mayor recristalización, incluso en la formación calizo-dolomítica, formación de filitas y cuarcitas muy desarrolladas; las formaciones paleozoicas de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarzitas son muy potentes y hacia la base alcanzan metamorfismo de grado medio (granate-estauroлита).

Alpujárrides superiores: formación calizo-dolomítica marmórea con, al menos, moscovita y actinolita-tremolita; las metapelitas permotriásicas no son filitas sino micaesquistos de grano fino con biotita; la secuencia paleozoica, hacia la parte baja, alcanza frecuentemente el grado alto, con sillimanita y migmatitas; las formaciones metapelíticas están muy desarrolladas.

## UNIDADES ALPUJARRIDES INFERIORES

En la región murciana, estos mantos aparecen con un espesor relativamente reducido, con la excepción de los sectores de Cabo Tiñoso y sobre todo la Sierra de Orihuela, donde alcanzan potencias de 2.500 m.

Estos mantos carecen de base de micaesquistos paleozoicos y muestran un grado de metamorfismo bajo e incluso muy bajo.

Se incluye en este grupo el "Complejo Almágride" de los autores holandeses (SIMON & VISSCHER, 1983). La posición y extensión de los afloramientos atribuidos a unidades de este complejo ha ido variando en sucesivas publicaciones de dichos autores. Hasta hace algunos años era el denominado "Complejo Ballabona-Cucharón" (EGELER & SIMON, 1969). Pese a que no es fácil delimitar exactamente estas rocas, marcar sus diferencias con el resto de las rocas alpujarrides y discutir el papel que estas unidades han jugado en el orógeno bético, es evidente que presentan unas características muy peculiares.

### Permo-Triásico (5). Filitas, cuarcitas y yesos

Las filitas y cuarcitas de las unidades inferiores son de grano especialmente fino. Las filitas, en algunos casos, recuerdan o se asemejan mucho a las pelitas rojas maláguides permotriásicas. Son de colores abigarrados, sobre todo hacia la parte superior. Las cuarcitas, siempre más o menos micáceas, son de colores claros, rosáceos o grises. Son frecuentes los lentejones de yeso primario (y), de tamaño superior a los de los mantos intermedios y superiores, y en mayor abun-

dancia. Algunos pueden ser representados a escala 1:200.000. El yeso aparece también asociado a calcoesquistos y niveles finos de dolomías, formando niveles delgados dentro de paquetes de filitas; estos paquetes así definidos pueden alcanzar espesores considerables; el yeso, en ambas formas, es especialmente abundante en las unidades del Complejo Almágride (o Ballabona-Cucharón) de los autores holandeses.

Los minerales que componen estas rocas son cuarzo, micas blancas, clorita, albita y calcita, fundamentalmente.

#### Permo-Triásico (4). Metabasitas o diabasas

Son especialmente abundantes en los mantos inferiores y, más especialmente, en los afloramientos de los mencionados complejos Almágride y Ballabona-Cucharón. Además, mientras que en los mantos alpujárrides pertenecientes a los restantes grupos, las escasas metabasitas que se encuentran están en la formación de filitas y cuarcitas, en los alpujárrides inferiores es frecuente su presencia en la formación calizo-dolomítica, casi siempre en algún término lutítico.

Son rocas subvolcánicas básicas de grano fino a medio. Han sufrido un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo, pero conservan parcialmente los minerales regionales. Se componen de clinopiroxeno incoloro, hornblenda, biotita, plagioclasa (An 37-50) y muy raramente, intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico. Por la composición y textura se han clasificado como diabasas.

KAMPSCHUUR (1972) cita un anfíbol azul con las propiedades ópticas de la crosita. La atribución de este anfíbol a una fase metamórfica de alta presión, encaja con la existen-

cia de carfolita en la venas de cuarzo de secuencias metapelíticas análogas en el sector central de la Cordillera (GOFFE et al. 1989).

Las metabasitas aparecen en filones-capa; en algunos afloramientos se observan "contactos enfriados" en la roca ígnea y huellas de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes.

La potencia de los filones-capa, muy variable, puede alcanzar los 150 m.

#### Triásico (6). Calizas y dolomías

La formación de calizas y dolomías triásicas comienza por unos niveles de calcoesquistos, generalmente amarillentos, que marcan la transición con la formación de filitas y cuarcitas.

La formación carbonatada muestra características muy variables en cuanto a espesor y litología de unas unidades a otras, e incluso, también dentro de la misma unidad.

En general son sucesiones fundamentalmente calizas con intercalaciones dolomíticas, que localmente pueden ser dominantes; en ocasiones, la dolomitización es secundaria. Con frecuencia son rocas masivas, o estratificadas en bancos gruesos, que admiten intercalaciones de calcoesquistos y calizas tableadas. Es frecuente la existencia de delgadas intercalaciones de material filitoso; localmente aparecen tramos pelíticos de varios decímetros a unos pocos metros de espesor.



Son rocas de grano muy fino, con alguna excepción. No es raro encontrar fósiles en un estado deficiente de conservación; los microfósiles, relativamente muy abundantes, son los que han permitido la mayor parte de las dataciones efectuadas. Macro y microfósiles son más abundantes que en la formación equivalente de los mantos alpujárrides intermedios y superiores. Esta formación, en las unidades pertenecientes al complejo Almágride (o Ballabona-Cucharón) muestra intercalaciones de metabasitas y frecuentes intercalaciones de yeso.

#### UNIDADES ALPUJARRIDES INTERMEDIAS

En esta región los alpujárrides carecen de formación carbonatada, o bien es esta de escasa potencia y muy discontinua; la formación de filitas y cuarcitas está muy bien desarrollada así como las formaciones paleozoicas; estas últimas no llegan a alcanzar el grado medio de metamorfismo.

#### Paleozoico (7). Micasquistos y cuarcitas

Bajo este epígrafe se incluyen las dos formaciones inferiores de la secuencia alpujárride. No es fácil efectuar esta separación en cartografía. Además en esta región, la más baja de ambas está poco representada; el conjunto de ambas no alcanza las potencias con que aparece en otros sectores de la cordillera.

Los micasquistos grafitosos con granate solo están bien representados en la Unidad de las Palomas (ALVAREZ & ALDAYA, 1985), al Norte de Aguilas. Es una potente sucesión de micasquistos oscuros o negros, grafitosos, con pequeños granates, en los que se intercalan niveles de cuarzoquistos.



Sobre ella se sitúa en contacto normal y transicional, la formación de cuarzoesquistos, micasquistos y cuarcitas más o menos micáceas. Las tonalidades son más claras que en la formación anterior y es más cuarcítica; existen más intercalaciones de cuarcitas y cuarzoesquistos y estas intercalaciones alcanzan más espesor.

Los minerales que constituyen estas rocas son: cuarzo, micas blancas, biotita, clorita, óxidos de hierro, plagioclasa sódica y, en los niveles superiores, cloritoide. En los micasquistos grafitosos de la parte baja son muy frecuentes grafito y granates. Encima de los primeros niveles con granate aparece la andalucita, en pequeños cristales aciculares, dispuestos en todas las direcciones sobre las superficies de la esquistosidad regional; la andalucita es mucho menos abundante en esta región que en el centro y región occidental de la Cordillera.

#### Permo-Triásico (8). Filitas y cuarcitas

Es una sucesión potente y bastante monótona de filitas que alternan con cuarcitas más o menos micáceas en las que se intercalan niveles de cuarcitas más puras de espesor métrico e incluso de unas decenas de metros.

Hacia la parte superior dominan los tonos abigarrados, frecuentemente rojizos, mientras que las cuarcitas suelen ser blancas o de colores claros. El grueso de la formación es de colores grisáceos o azulados, lo que le confiere su tonalidad característica en el paisaje.

Hacia la parte inferior se intercalan niveles de conglomerados con cantos bien redondeados de cuarzo y cuarcita y, esporádicamente, cantos de material carbonatado, muy deformados y estirados.

Esta formación muestra un grado de recristalización algo superior al de su equivalente en los denominados alpujárrides inferiores.

La formación alcanza potencias considerables; en algunos sectores puede superar los 500 metros.

### Triásico (9). Calizas y dolomías

Se inicia, como es habitual, por una transición representada por niveles de calcoesquistos de colores amarillentos con intercalaciones de filitas, frecuentemente de tonos verdosos.

En general, una característica de los mantos que en esta región han sido atribuidos a los alpujárrides intermedios, es la de presentar una formación carbonatada discontinua, que falta en grandes extensiones. En los casos en que una unidad de posición intermedia carece de base de micaquistos, su atribución a este grupo de mantos es discutible. Tal es el caso de la Unidad de Portmán de OVEJERO et al. (1976); esta unidad si que presenta una formación carbonatada continua y relativamente potente.

Aunque es arriesgado generalizar, suelen ser calizas oscuras o grises, frecuentemente con mala estratificación y abundantes niveles dolomíticos. Los pocos restos fósiles que han aparecido están muy mal conservados y no pueden ser clasificados.

La formación puede superar la centena de metros de potencia.

## MANTOS ALPUJARRIDES SUPERIORES

### Paleozoico (10)

Estos mantos constituyen la totalidad del conjunto alpujárride en el sector más occidental de la Cordillera, en el sector central están bien representados, ocupando la parte más alta de la pila, y falta en el sector oriental, con la única excepción de algunos retazos pequeños y poco potentes esparcidos en los alrededores de Aguilas, que constituyen la denominada Unidad del Cantal (ALVAREZ & ALDAYA, 1985). En ella se han distinguido tres tramos (ALVAREZ, 1987):

Tramo inferior: compuesto por esquistos cuarcíticos con distena y/o sillimanita, gneises migmatíticos y félsicos y algunos niveles de anfibolitas. Este tramo no suele superar los 50 metros de potencia.

Tramo intermedio: compuesto fundamentalmente por micasquistos grafitosos con granate y estaurolita, con intercalaciones de cuarcitas algo micáceas y mármoles micáceos oscuros, epidotitas y anfibolitas. Puede alcanzar una potencia de 150 metros.

Tramo superior: compuesto casi exclusivamente por cuarcitas y cuarzoesquistos entre los que se intercalan algunos niveles finos de esquistos oscuros. Todo el tramo está dentro de la zona de estaurolita. Puede alcanzar 150 metros de potencia.

#### 4.1.1.3.- Complejo Maláguide

El Complejo Maláguide, en su conjunto, ha sido objeto de una monografía realizada por MAKEL (1985). En ella se in-

cluye una completa revisión de los trabajos realizados hasta esa fecha en las Cordilleras Béticas y en el Rif. Remitimos al lector interesado a esta obra de obligada referencia. En las figuras 4.1.-II y III se dan las columnas tipo para la Cordillera Bética, y Triásico del Maláguide de la Sierra de Espuña.

Aquí sólo realizaremos una descripción muy breve de las litologías de cada una de las formaciones o conjunto de formaciones distinguidas en el mapa.

#### Paleozoico (11)

Bajo este nombre se agrupan varios términos litológicos que constituyen un cuerpo con indudable unidad cartográfica y cuyo aspecto en el paisaje es bastante uniforme y característico. Los autores holandeses (GEEL, 1973; MAKEL, - 1985) han denominado a toda la sucesión paleozoica: Formación Piar.

Este conjunto, dentro del sector oriental de la Cordillera muestra su máximo desarrollo en los alrededores de Vélez-Rubio (Provincia de Almería), estando muy bien representado en la Sierra de la Torrecilla al Oeste de Lorca.

Los materiales más bajos son filitas coloreadas, con algunas intercalaciones de lilitas oscuras y calizas muy finas de tonalidades amarillentas, azuladas y grisáceas. Son características las calizas con tentaculites y fragmentos indeterminados de trilobites, crinoideos y equinodermos.

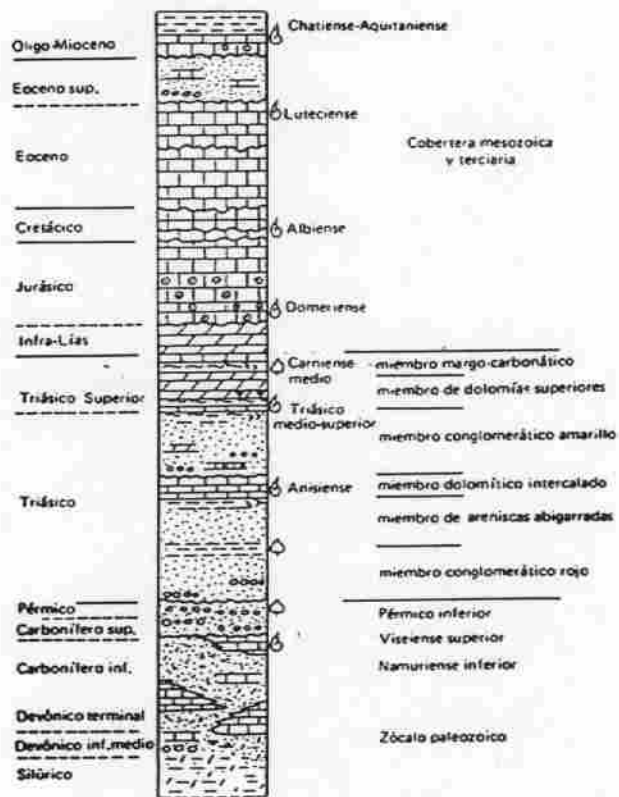


Fig. 4.1-II. Columna litoestratigráfica (esquemática) del Complejo Maláguide en las Cordilleras Béticas y en el Rif (escala libre). Según MAKIL (1985).

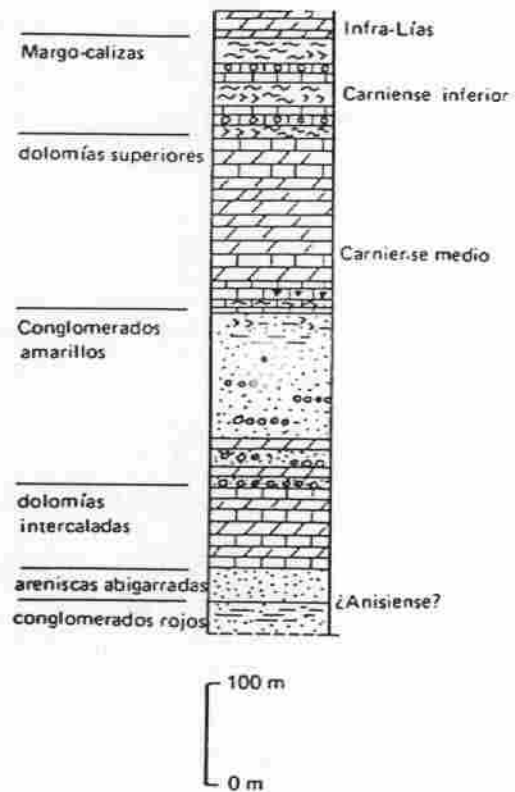


Fig. 4.1-III. Columna estratigráfica del Triásico del Complejo Maláguide (Unidad Morrón de Totana, Sierra España). según KOZUR et al., (1985).

Esta parte basal de la secuencia paleozoica ha sido datada con conodontos, como Silúrico superior a Devónico inferior-medio. En otros sectores de la Cordillera, este término se compone mayoritariamente de lutitas o filitas de tonos marrón grisáceos.

El grueso del conjunto paleozoico está constituido por una alternancia rítmica de lutitas y grauvacas de un color verde oliva muy característico; con ellas se intercalan liditas y calizas muy finamente estratificadas, así como conglomerados.

Las grauvacas muestran estructuras sedimentarias que indican depósito a partir de corrientes de turbidez; están compuestas por granos de cuarzo, cuarcitas, liditas, feldspatos y micas, en una matriz sericítica.

Las lutitas muestran frecuentemente un aspecto de filitas, sobre todo en la proximidad de los contactos tectónicos con las unidades alpujárrides.

Las calizas son de un color verde azulado, en capas muy finas y onduladas, con una fina película arcillosa, amarillenta, en las superficies de estratificación. Son las denominadas "calizas alabeadas".

Los conglomerados son poligénicos, con cantos frecuentemente aislados en una matriz grauváquica. Los cantos miden entre 0,5 y 3 cm., y son de cuarzo, cuarcitas, areniscas, grauvacas, liditas y de fragmentos de rocas metamórficas y, más raramente ígneas.

El conjunto está datado como Devónico superior - Carbonífero pre-viseense.

En la parte alta de este conjunto se sitúa el "Conglomerado de Marbella", un conglomerado poligénico, en bancos gruesos, con cantos de hasta 12 cm de cuarzo, grauvacas, lilitas, esquistos y rocas ígneas; esporádicamente incluyen cantos calizos de tamaño métrico que han proporcionado faunas de edad Viseense; hacia arriba, el conglomerado pasa a grauvacas y lutitas. Su edad es post-Viseense. La potencia puede alcanzar varias decenas de metros.

#### Permo-Triásico (12). Filitas, areniscas y conglomerados

Los autores holandeses (MAKEL, 1985) engloban en una formación los términos detríticos rojos, lo que se ha denominado habitualmente "permotriás maláguide" y los términos dolomíticos inmediatamente suprayacentes del Triás superior. Sin entrar en la discusión de si la definición de formación permite o no englobar en un conjunto ambos términos, nosotros hemos preferido, siguiendo el criterio cartográfico habitual en esta Cordillera, distinguir un conjunto permotriásico y otro dolomítico triásico.

El contacto de los materiales permotriásicos sobre los paleozoicos es discordante, aunque su significado es muy discutido: las opiniones se dividen entre una orogenia importante y, opinión ésta más generalizada, un diastrofismo hercínico suave, que podría ser debido a movimientos epirogénicos. Lo que sí está claro es que supone el paso de un medio marino a un medio continental, con abanicos aluviales depositados sobre una superficie topográfica en la que afloraban diferentes términos de la parte alta de la sucesión paleozoica.

La sucesión permotriásica empieza por un tramo esencialmente conglomerático con intercalaciones de areniscas y lutitas, de un color rojo fuerte, muy característico.



Los conglomerados, de matriz areniscosa, contienen cantos muy redondeados de cuarzo, cuarcitas y liditas de varios milímetros a pocos centímetros de diámetro; este tramo puede alcanzar de 200 a 300 m de potencia.

Hacia arriba se hacen dominantes las areniscas, a veces cuarcitas, generalmente rojas, aunque también las hay de tonos verdosos, amarillentos, blancos o violáceos; son frecuentes las intercalaciones de lutitas rojas. Las areniscas muestran estratificación cruzada, en ocasiones de gran tamaño y con marcas de corriente. El tramo de areniscas puede alcanzar una potencia de 300 m. Sobre las areniscas se sitúa un tramo de dolomías grises con margas intercaladas, de espesor muy variable entre unos pocos metros y 100 metros.

Son dolomías depositadas en medio marino somero, con restos de algas y foraminíferos. Este conjunto termina con un tramo de litología variada que contiene areniscas, conglomerados, lutitas y dolomías con algunas intercalaciones de margas y yeso. Las estructuras sedimentarias indican un medio marino somero. La potencia de este tramo varía desde unas decenas de metros y 200 metros.

Este último tramo, y a veces el anterior dolomítico, faltan frecuentemente. Además, son discontinuos y poco potentes en las unidades maláguides de posición más baja. De este modo es habitual ver descansar sobre los materiales permotriásicos rojos, las dolomías que describimos a continuación.

#### Triásico (13). Dolomías grises

Esta formación dolomítica constituye un potente nivel de 100 a 200 m de espesor que se identifica fácilmente en el paisaje por dar lugar normalmente a resaltes topográficos acusados.



Son de color gris y generalmente están mal estratificadas o muestran estratificación grosera. Hacia la base contienen niveles de calizas tableadas, finas, de color gris. Algunos restos de fósiles, entre ellos Algas y Holoturias, indican para esta formación una edad Carniense. La parte inferior contiene ocasionalmente concreciones y niveles de sílex.

#### Triásico (14). Margas, arcillas y yesos

En la Sierra Espuña, y sólo en las unidades más altas, sobre las dolomías se sitúa un tramo de margas con intercalaciones de calizas, conglomerados y yeso. Su potencia máxima es de 200 m y, frecuentemente, está muy tectonizado e incompleto.

#### Lías (15). Dolomías, calizas oolíticas y calizas arenosas

Esta unidad cartográfica está muy bien representada en la Sierra de Espuña, en la Unidad del Morrón de Totana, donde presenta la siguiente serie, de abajo a arriba:

- 130-150 m de dolomías grises que hacia el techo pasan a calizas dolomíticas.
- 90 m de calizas oolíticas blancas.
- Unos pocos metros de un nivel "guía" de calizas arenosas, ferruginosas, con Braquiopodos y Ammonites, que permiten fijar su edad como Domeriense. Señalemos que es el mismo nivel que se presenta en el Subbético.

- 100-140 m de calizas oolíticas que hacia el techo pasan a calizas microcristalinas de color crema. Pueden constituir el paso del Lías al Dogger.

#### Dogger-Malm (16). Calizas, margas y calizas margosas

Como continuación de la serie anterior se presentan:

- 20-30 m de calizas ligeramente margosas que contienen abundantes "filamentos" y Globochaete alpina. Su microfacies evoca el Dogger.
- Termina la serie jurásica por unos 90 metros de calizas compactas, en bancos netos, a veces algo nodulosos. La macrofauna es escasa, aunque la microfacies se asocia al Malm.

#### Cretácico (17). Calizas, margas y margas arenosas

Entre las calizas anteriores y el Terciario transgresivo se encuentra una formación de unos 100 m de potencia, constituida por:

- 50 m de calizas en bancos netos con sílex y glauconita. Hemos localizado aquí una microfauna de Calpionellas que nos permiten atribuir las al Berriasiense.
- El techo de estas calizas está íntensamente fisurado y agrietado, con un aspecto clásico de superficies karstificada. Rellenando estas fisuras, sobre un metro de espesor por lo menos, se observa un nivel margo-arenoso, guijarroso, extraordinariamente rico en glauconita y en nódulos negros fosfatados, que han sido objeto de explotación.

- 15-20 m de margas arenosas y areniscas poco consolidadas con Ammonites del Aptiense superior y microfauna del Albiense.
- 4 m de calizas, con un nivel conglomerático con nódulos en la base. Su fauna de Globotruncanas indica un Senoniense superior.
- 25-30 m, o más, de margas blancas con Globotruncanas e Inoceramus, que parecen indicar el Cretácico terminal.

Bien representado en Sierra Espuña.

Eoceno inferior-medio (18). Calizas, areniscas calcáreas y margas arenosas

En discordancia transgresiva sobre los distintos tramos del Cretácico ya descritos, se observan 15-20 m de calizas compactas, rosadas, que en su base suelen presentar un nivel conglomerático conteniendo numerosos cuarzos rosados. Su fauna de Alveolinas y Orbitolites indica una edad Eoceno inferior.

Aunque varía de unas zonas a otras, el Eoceno medio suele estar representado por:

- 15-20 m de areniscas calcáreas microconglomeráticas rojas. A veces están ausentes debido a la transgresión local, y otras contienen cantos del Jurásico y Cretácico.
- 100 m de calizas con Lithothamnium y Nummulites de caparazón grueso. Pasadas ricas en Alveolinas y Orbitolites del Luteciense.

- 200-250 m de margas verdes, alternando con bancos calizos o calizo-arenosos, de 2-5 m de potencia, con numerosísimos Políperos, Algas, Gasteropodos y grandes foraminíferos.
- 40 m de margo-calizas y calizas margosas con Nummulites de caparazón grueso.
- 100 m de calizas con grandes Nummulites, entre las que destaca Nummulites millecaput.
- 50-60 m de margas arenosas y calizas arenosas con Nummulites, Assilinas y Equinodermos, del Luteciense superior.

Toda esta serie está muy bien representada en el flanco septentrional de Sierra Espuña.

#### Eoceno superior (19). Conglomerados y calizas de algas

Esta unidad podría haberse situado en la zona Circumbética, ya que es discordante y transgresiva sobre la serie descrita con anterioridad, apoyándose sobre distintos términos de la misma, ya sean jurásicos, cretácicos o eocenos, o sobre distintas unidades tectónicas.

Está constituida, de abajo a arriba, por:

- Conglomerados poco consolidados, muy ricos en cuarzo, y con algunos trazos de elementos paleozoicos, e incluso jurásicos.
- Calizas con gravas de cuarzo, a las que siguen calizas de algas con Nummulites del Eoceno superior

Esta unidad rodea por el Norte la Sierra de Espuña.

#### 4.1.2.- La "Zona Circumbética"

Como ya se dijo en el capítulo 3, incluimos en la "Zona Circumbética" (BAENA y JEREZ, L., 1982), todas aquellas unidades cartográficas que no pueden ser claramente asimiladas ni a la "Zona Bética s.st." ni a la "Zona Subbética", y que por sus características litológicas y de ambiente deposicional corresponden más a series que en otras transversales han sido denominadas Dorsales, Pradorsales, Unidad del Campo de Gibraltar, etc., y que rodean a la "Zona Bética".

En la región de Murcia no existe una secuencia continua, exceptuando el Oligoceno-Mioceno inf. de Río Pliego al N de Sierra Espuña. El resto son afloramientos aislados, o muy tectonizados, como el Cretácico-Eoceno de las escamas de Mula.

#### Triásico (20). Calizas dolomíticas y margas. Dolomías oscuras

En la región oriental, al NO de Zarcilla de Ramos, y O. de las Casas de D. Gonzalo, existen una serie de montículos, tales como Guadaperos, Sordo, Madroñeros y otros, que aún estando rodeados por un Trías germano-andaluz característico del Subbético, presentan facies de Trías alpino, más semejante a los Alpujárrides y Dorsales.

Se trata de:

- 40-50 m de calizas dolomíticas bien estratificadas, en bancos delgados que alternan con algunos niveles de margas con pistas o fucoides.
- 100-200 m de dolomías de grano grueso.

- 50-70 m de dolomías de grano fino, oscuras y bien estratificadas. La fauna de Conodontos apunta a una edad Anisien-se-Carniense.

Deben de representar retazos corridos hacia el Norte de un dominio situado al Sur, y que desapareció por el juego de fallas transcurrentes.

#### Lías (21). Dolomías, calizas y calizas con sílex

Introducimos aquí algunas series liásicas situadas en las cercanías de formaciones que pueden asimilarse a la "Zona Circumbética", y que se encuentran totalmente desligada de otra serie subbética, a la vez que no poseen una secuencia del Jurásico lo suficientemente completa como para signarlas a uno u otro dominio. Por sus características, este Lías puede corresponder a cualquier dominio. Se trata de la serie situada al N. de Zarcilla de Ramos y al Este de Pliego, y que está constituida por dolomías en la base y calizas en la parte alta. Al N de Zarcilla de Ramos, en el Marrajo, termina la serie por calizas con nódulos de sílex.

#### Cretácico superior (22). Margas y margo-calizas

Se trata de margocalizas, calizas y margas blancas o con facies "capas rojas", que afloran en las escamas tectónicas de las cercanías de Mula. Al no poderse asignar a un dominio subbético determinado, y por las características del Terciario, también presente en estas escamas, hemos preferido introducirlas dentro de esta "Zona Circumbética".

Paleoceno-Eoceno (23). Calizas nummulíticas, turbiditas calcáreas y margas verdes y rojas

Toda la serie paleógena ha sido reconstruida mediante cortes parciales, y según los autores de la Hoja Geológica 1:50.000 de Mula (L. JEREZ, F. JEREZ, G. GARCIA-MONZON), presenta las siguientes características:

- 60 m de margas amarillentas con fauna resedimentada del Cretácico superior, a la que siguen margas en las que se intercalan calizas turbidíticas y conglomeráticas, así como margas negras con cantos calcáreos.
- 30-50 m de margas con calizas intercaladas, en las que empiezan a aparecer intercalaciones de margas rojas, que tanto abundan en el Oligoceno. Las margas verdes y rojos-carmín contienen fauna del Luteciense medio-superior, y las calizas son ricas en Nummulites.
- 60-100 m de calizas ricas en Discocyclinas, Nummulites y Asterocyclinas hacia el techo. Encima margas verdes y rojas.
- Después una potente formación ( $\approx$  300 m) en la que alternan calizas y margocalizas con margas verdes y rojas.
- Termina esta serie por unos 150-200 m de margas rojo carmín que intercalan a techo areniscas silíceas rojas. Marcan el peso del Eoceno al Oligoceno.

Los colores rojos y verdes y la presencia de niveles turbidíticos hace que esta serie presente cierta analogía con las turbiditas calcáreas del Campo de Gibraltar, que se enriquecen en sílice hacia la parte alta.

### Oligoceno (24). Pudingas, caliza de algas, margas y areniscas

Al N de la Sierra de Espuña, en la cuenca del Río Pliego, esta formación o unidad cartográfica está muy bien representada por:

- Conglomerados de cemento calcáreo que reposan transgresivamente sobre las distintas unidades tectónicas de la Sierra de Espuña. Su potencia es variable pasando de los 500 m, en el macizo del Bosque a menos de 100 m. unos kilómetros al SO y disminuyendo considerablemente en esa dirección. Son conglomerados con cantos generalmente bien rodados de calizas de grano fino, oolíticas y dolomías oscuras. Los cantos son heterométricos y proceden de Sierra Espuña. No hay fauna.

La formación anterior pasa lateralmente a calizas fosilíferas con cantos cretácicos y eocenos. A estas siguen calizas margosas y margas grises fétidas con microfauna del Oligoceno inferior.

- Sobre lo anterior existen margas azuladas, ligeramente arenosas, margas amarillentas o rojizas y margas ocreas con intercalaciones de bancos calcáreos y fauna del Oligoceno medio-superior.

### Oligoceno superior. Mioceno inferior

Presenta dos facies, una de conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas rojas (25) en el sector al N de Sierra Espuña, y otra de areniscas turbidíticas y arcillas verdes oscuras (26) en el sector occidental al N de la Fuensanta y en el pasillo de la Fuensanta-Vélez-Rubio.



#### Sector N de Sierra Espuña (25)

Comprende margas rojas que incluyen niveles de conglomerados poligénicos con bloques de hasta 1 m<sup>3</sup>. las margas incluyen cantos rodados de calizas del Eoceno. Igualmente las margas rojas, micáceas, y finamente arenosas incluyen intercalaciones de areniscas del mismo color. La fauna indica una edad Oligoceno sup-Aquitaniense inf.

#### Sector de la Fuensanta (26)

Es la "Formación Solana" de los autores holandeses. Se trata de margas y arcillas verde-grisáceas y marrones, areniscas, areniscas cuarzosas, así como areniscas polimícticas amarillentas, rojizas, verdosas y calcarenitas grosera con foraminíferos. Tanto las facies de areniscas cuarzosas, como la de areniscas polimícticas presentan secuencias propias de aparatos turbidíticos, con restos y resedimentaciones de formaciones más antiguas.

#### 4.2.- ZONAS EXTERNAS

Ya en el apartado 3, se describían a grandes rasgos las características geológicas generales de estas Zonas Externas. Igualmente se hacía hincapié en que los materiales depositados en estas Zonas son los propios de la cuenca que se desarrolló al SE del antiguo Macizo Ibérico, cuenca cuya profundidad aumentaba desde el NO de la región hacia el SE. No obstante, la configuración original de esta cuenca ha sido ampliamente trastocada por la compleja evolución tectónica del sector, en la que el funcionamiento de grandes fallas transcurrentes trasladaron gran parte de los sedimentos de la Zona Subbética hacia el Oeste con expulsión parcial de las

series a un lado y otro de las mismas. Al mismo tiempo, y todo ello durante el Terciario (sobre todo el Neógeno) las fuertes componentes comprensivas de dirección casi N-S. provocados por el acercamiento de las Placas Europea y Africana dieron lugar al acortamiento de todos los dominios de la Zona Externa, el Prebético mediante despegues y superposiciones más o menos para-autoctonas, cercana a su dispositivo original, y el Subbético mediante deslizamientos kilométricos de sus materiales sobre si mismo o sobre dominios del Prebético. A todo ello contribuyó el comportamiento mecánico del Triásico margo-yesífero que constituye el basamento de todas las series mesozoico-terciarias de esta región, y que tan ampliamente aflora en superficie, bien como nivel de despegue (en el Subbético), o bien en líneas y puntos de ascenso diapírico (en el Prebético).

Los materiales del Paleozoico no afloran en ningún dominio de la Zona Externa, aunque por los datos geofísicos se puede suponer o deducir que constituiría la continuación del Macizo Hercínico de la Meseta a una profundidad media de 4-5 km.

















La diferenciación entre las Zona Prebética y Subbética ocurrió en el Lías medio merced a la actuación de grandes accidentes que compartimentaron en diferentes dominios paleogeográficos lo que anteriormente era una única plataforma. A partir de este momento en la Zona Prebética continuó la sedimentación en medios marinos someros, costeros y continentales. Emersiones locales en las cercanías del antiguo continente (Macizo Ibérico) daban lugar a frecuentes lagunas estratigráficas. Por el contrario, en la Zona Subbética, los depósitos y facies dominantes hasta el Paleógeno son más profundos, pelágicos, con presencia de episodios turbidíticos y gravitacionales.

Aunque en detalle se pueden presentar numerosos cambios, tanto en la posición de la línea de costa como en la distribución de los medios sedimentarios, se puede apreciar que los dominios paleogeográficos suelen tener gran continuidad, por lo que pueden servirnos para hacernos una idea de la morfología de la cuenca las reconstrucciones palinspásticas realizadas por varios autores en otras transversales.

Antes de continuar debemos hacer algunas precisiones que permitan encajar los cuadros y figuras tomadas de la bibliografía, con nuestra leyenda para la región de Murcia. Entre ellos destacan:

- Lo que en las figuras y gráficos se reconoce como "Unidades Intermedias", está recogido en nuestra leyenda como "Subbético Externo".
- Lo que denominan "Penibético" se contempla aquí como una parte del "Subbético Interno".

Damos en la Tabla I, una explicación de los símbolos y letras utilizados en los distintos cuadros y columnas, para indicar su edad, litología y ambiente sedimentario. Una idea muy aproximada de la evolución paleogeográfica de este sector desde el Lías medio al Neocomiense se puede sacar de la observación de la figura 4.2-I, sacadas como otras muchas del "Libro Jubilar de J.M. Ríos, Geología de España", del apartado correspondiente a la Zona Externa de las Cordilleras Béticas, realizado por J.A. VERA. Igualmente y con la misma intención creemos interesante mostrar aquí la figura 4.2-II, en que esta evolución paleogeográfica se muestra hasta finales del Cretácico.

	DOLOMIAS MASIVAS		CALIZA ARENOSA		MARGAS Y NODULITAS
	DOLOMIAS SECUNDARIAS		CALIZA MARGOSA		CONGLOMERADOS Y BRECHAS
	CALIZAS		CALIZA NODULOSA "AMPLIADA"		ARENISCAS
	CALIZAS OOLITICAS		MARGAS		FLYSCH CALCAREO
	CALIZAS CON NODULOS DE SILEX		MARGAS ARCILLOSAS O ARCILLAS		FLYSCH SILICEO
	CALIZA BRECHOSA O CONGLOMERATICA				

AMBIENTES SEDIMENTARIOS (PARA GRAFICAS)

CONTINENTAL (C)	TRANSICION (T)	MARINO (M)
CA Aluvial	TD Deltaico	MP <sub>1</sub> ARRECHIFE
CF Fluvial	TE Estuario	MP <sub>2</sub> PLATAFORMA EXTERNA
CG Glacial	TL Lagoon	MP <sub>3</sub> PLATAFORMA INTERNA
CE Eólico	TP Playa	MT <sub>1</sub> FACIES PROXIMALES
CL Lacustre	TM Marso	MT <sub>2</sub> FACIES MEDIAS
		MT <sub>3</sub> FACIES DISTALES
		MA Litoral abisal o submarino "basin plane"

PISOS (abreviaturas)

I	inferior
M	medio
S	superior
L	Lias
D	Dogger
M	Malm
MN	Malm-Neocomiense (Berriense-Valanginiense inferior)
N	Neocomiense
B-Ap	Barremiense-Aptiense
Ap-Al	Albiense-Aptiense
C	Cenomanense
C-T	Cenomanense-Turonense
T	Turonense
S	Senoniense
P	Paleoceno
E <sub>in</sub>	Eoceno inferior-medio
E <sub>s</sub>	Eoceno superior
O <sub>s</sub>	Oligoceno superior (Chattense)
O	Oligoceno

Tabla 1. Explicación de los símbolos y abreviaturas que aparecen en los distintos Cuadros y Columnas.

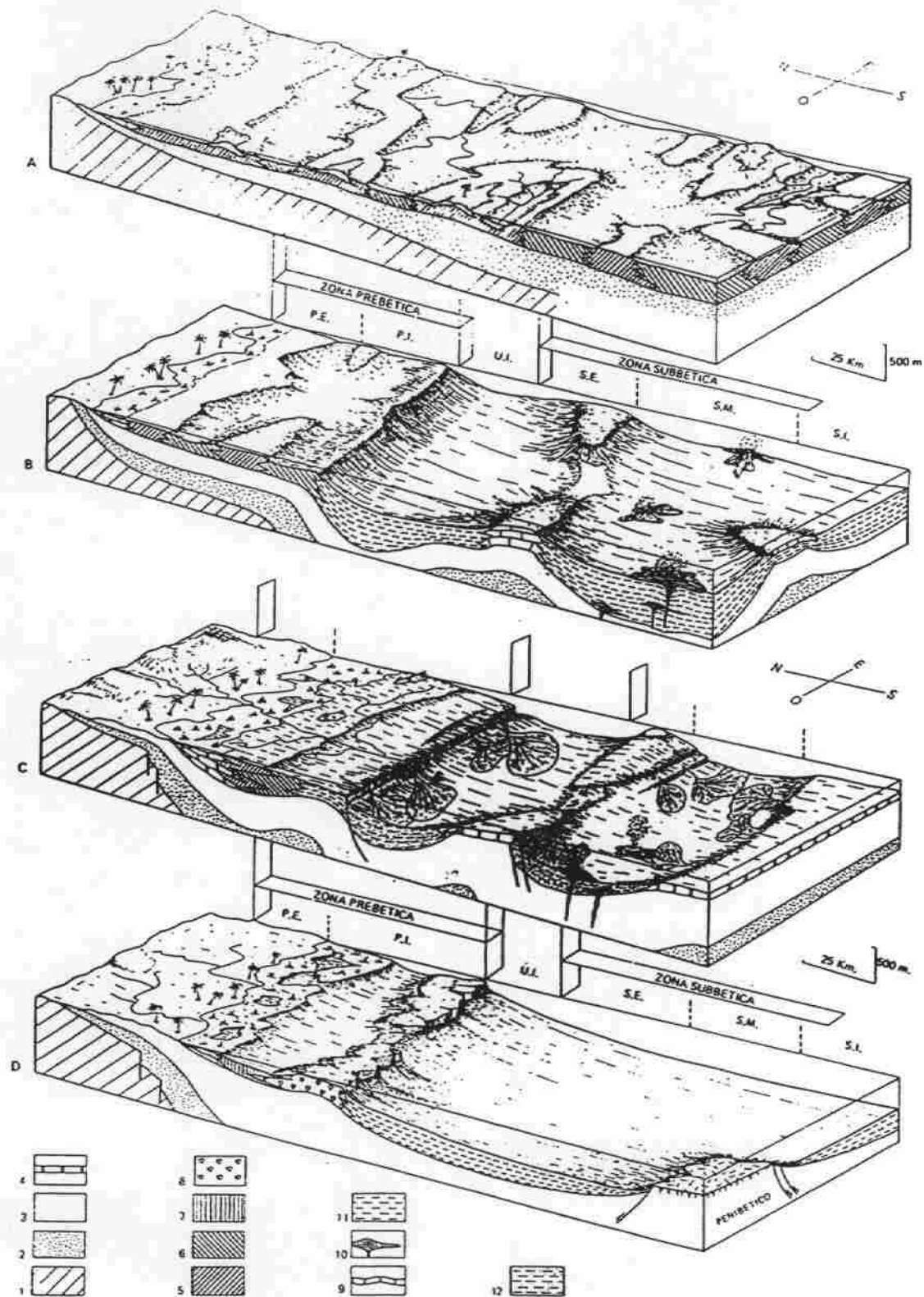


Fig. 4.2-1. Reconstrucción palinspástica, en bloques diagramas, de la cuenca sedimentaria de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas según GARCIA-HERNANDEZ et al. (1980), modificado ligeramente. Los cuatro momentos que se reflejan son: A. Lias medio; B. Lias superior (Toarcense); C. Malm (Kimmeridgiense superior-Tithónico); D. Neoceniense. Leyenda: 1-Basamento paleozoico. 2-Materiales triásicos. 3-Materiales anteriores al intervalo de tiempo referido. 4-Materiales depositados en medios supramareales. 5-Idem, en medios intermareales. 6-Idem, en medios submareales. 7-Idem, en lagoon. 8-Arrecifes. 9-Materiales de facies Ammonítico rosso. 10-Rocas volcánicas. 11-Materiales de facies pelágicas. 12-Idem, de facies turbidíticas, sacado de VERA (1983).

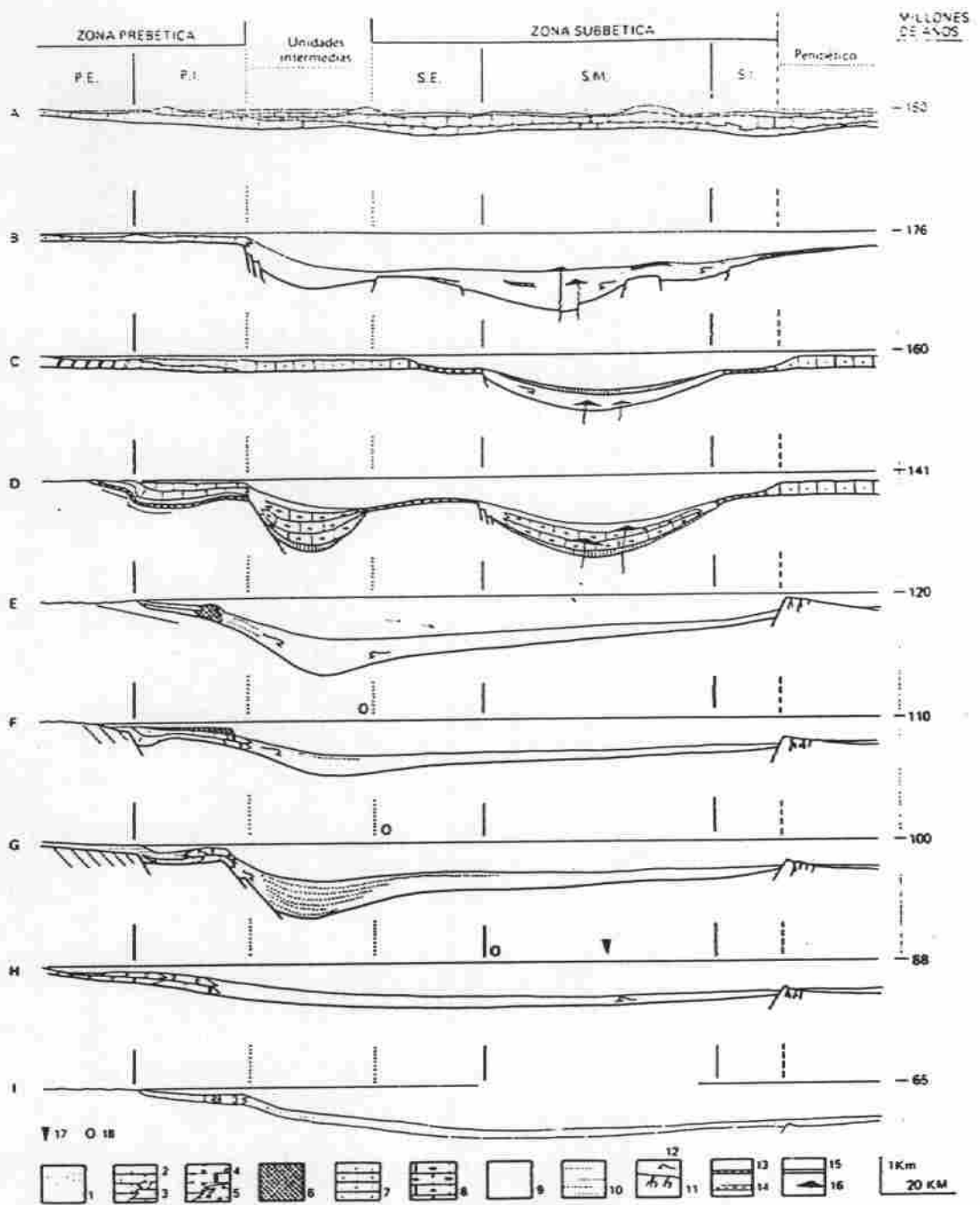


Fig. 4.2-II - Reconstrucción palinspástica de la cuenca sedimentaria de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico y Cretácico (según VERA et al., 1982) y evolución paleogeográfica. Leyenda: A.- Reconstrucción paleogeográfica para el Carixiense y distribución de facies en el Lías predómerense. B.- Reconstrucción paleogeográfica para el límite Lías-Dogger y distribución de facies del Domerense-Toarcense. C.- Reconstrucción paleogeográfica para el Límite Dogger-Malm y distribución de facies para el Dogger. D.- Reconstrucción paleogeográfica para el Tithónico-Berriense y distribución de facies del Malm. E.- Reconstrucción paleogeográfica para el Hauteriviense superior-Valanginiense y distribución de facies para el Neocomiense. F.- Reconstrucción paleogeográfica para el límite Beduliense-Gargasiense (Aptense inferior/superior) y distribución de facies para el Barremense-Aptense inferior. G.- Reconstrucción paleogeográfica para el Albense superior y distribución de facies para el Aptense superior-Albense. H.- Reconstrucción paleogeográfica para el Turonense y distribución de facies para el Cenomanense-Turonense. I.- Distribución de facies para el Maastrichtiense y distribución de facies del Senonense. Leyenda de las facies: 1.- Sedimentos fluviales. 2.- Calizas de llanuras de mareas y lagoon. 3.- Idem, dolomitizadas. 4.- Calizas de plataforma marina somera. 5.- Idem, dolomitizadas. 6.- Arrecifes. 7.- Barras oolíticas. 8.- Calizas turbidíticas con sílex. 9.- Margas y calizas micríticas pelágicas. 10.- Turbiditas terrígenas. 11.- Diques neptúnicos. 12.- Slumping. 13.- Calizas de facies "ammonítico rosso". 14.- Alternancia de calizas y arcillas. 15.- Margas radiolariáticas. 16.- Rocas volcánicas. 17.- Localmente olistotomasas. 18.- Localmente derrames depósitos del Triás en el fondo de la cuenca.



La descripción de las características estratigráficas y litológicas de las distintas formaciones se hará conforme a la estructuración de la leyenda que acompaña al Mapa, y desde abajo a arriba, o sea, desde las dominios meridionales (Subbéticos) a los más septentrionales (Prebéticos).

Pretendemos simplificar las descripciones para lo que nos ayudaremos en muchos casos de figuras y cuadros que sean fácilmente perceptibles para cualquier tipo de lector.

Dado que es prácticamente imposible dar una columna litológica general de toda la Zona Externa de la región para el Mesozóico, la figura 4.2-III nos muestra la correlación de las unidades litológicas de los diferentes dominios paleogeográficos de la Zona Externa de las Cordilleras Béticas, aunque los siguientes apartados se describirán y representarán las características estratigráficas y litológicas de dichas formaciones en la región de Murcia.

#### 4.2.1.- Zona subbética

La Zona Subbética, situada al Sur de la Zona Prebética, y con sedimentaciones pelágicas más o menos profundas desde el Lías medio hasta el Paleógeno, tiene su borde meridional en un contacto tectónico que es el límite entre las Zonas Externas y las Internas, y del que se tratará más adelante.

Aún dentro de esta Zona se han distinguido diversos dominios en base fundamentalmente a las características de las series jurásicas y del Cretácico inferior. Aunque se han realizado varias subdivisiones, en esta Memoria se sigue la realizada por BAENA y JEREZ, L. (1982) en su "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética

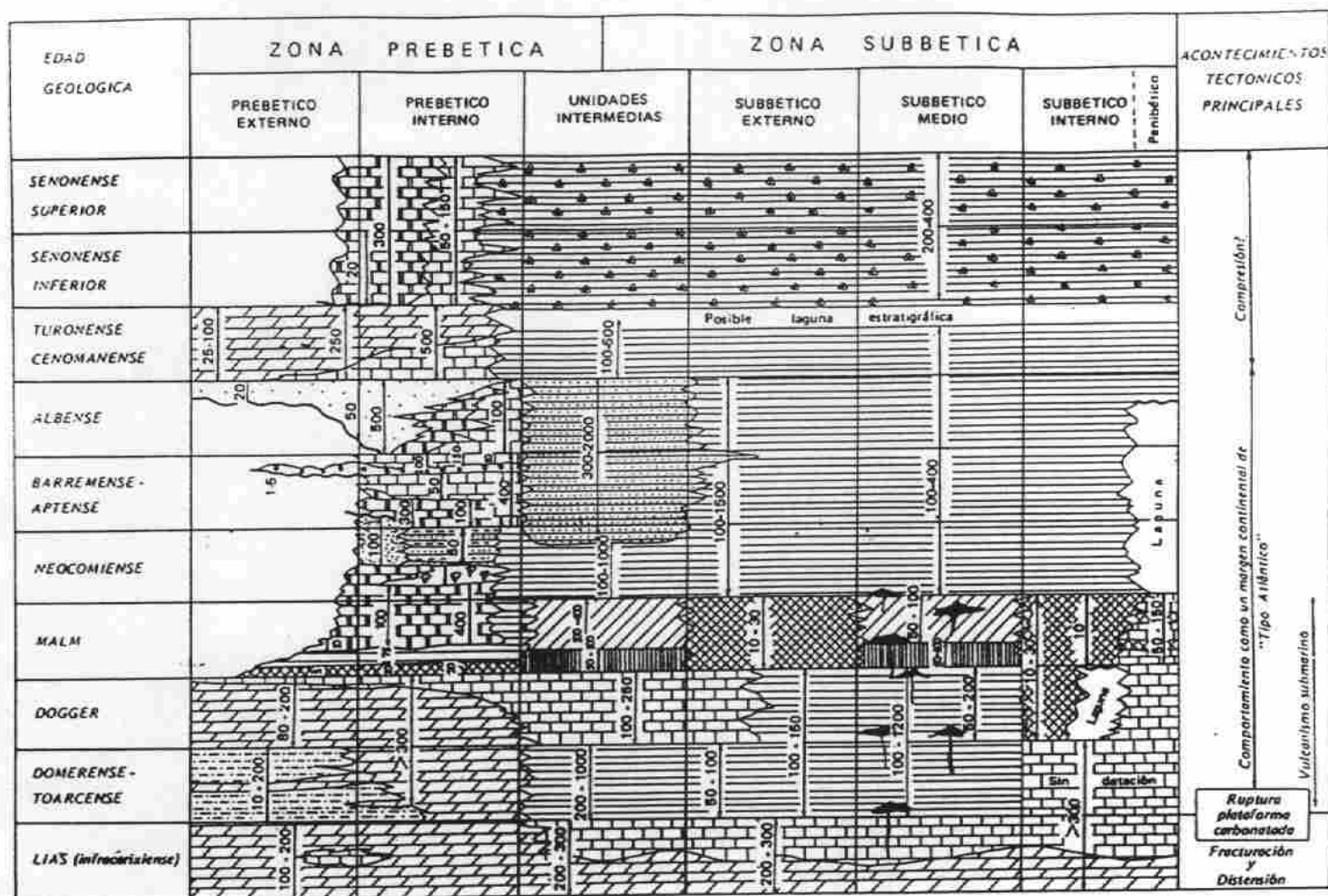


Fig. 4.2-III. Diagrama de correlación de las unidades litoestratigráficas (con indicación de las potencias en metros) y de su posición cronoestratigráfica en los diferentes dominios paleogeográficos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (según AZEMA et al., 1979). Leyenda: 1.- Arcillas continentales con pisolitos ferruginosos. 2.- Facies Utrillas. 3.- Facies Weald. 4.- Arcillas y margas rojas. 5.- Alternancia de margas y arenas. 6.- Dolomías. 7.- Calizas y margas de llanuras de mareas y lagoon. 8.- Calizas de plataforma marina somera. 9.- Calizas arrecifales. 10.- Calizas nodulosas (ammonítico rosso). 11.- Radiolaritas y margas con radiolarios. 12.- Turbiditas calcáreas. 13.- Turbiditas terrígenas. 14.- Margas y margocalizas marinas pelágicas (g. capas con globigerinas tipo Scaglia). 15.- Rocas volcánicas submarinas. 16.- Discordancias principales.



(s. str.)". Según estos autores se distinguen tres dominios principales: Subbético interno, medio y externo.

- El Subbético interno es el más meridional, e incluye lo que en la parte occidental de las Cordilleras Béticas se conoce como Penibético.

En ambos casos se tratará de un umbral en que la serie jurásica es totalmente carbonatada, con algunas lagunas estratigráficas, y con un Jurásico superior de facies "ammonítico rosso".

- El Subbético medio es el que muestra características típicas de un surco más o menos subsidente durante gran parte del Jurásico, con gran abundancia de margas y calizas margosas. Es de resaltar aquí la presencia de rocas volcánicas submarinas (pillow lavas) intercaladas en sedimentos que van desde el Lías al Cretácico inferior. Ocuparía la parte central del Subbético.
- El Subbético externo correspondería al dominio más cercano a la Zona Prebética, y por tanto el más septentrional de las tres. Aunque algunos autores consideran un Dominio Intermedio entre el Prebetico y el Subbético (RUIZ-ORTIZ, 1980), aquí dicho Dominio se integra en lo que sería la parte más septentrional del Subbético externo, puesto que sus series se depositaron ya sobre lo que era un surco, el Surco subbético, con sus umbrales más o menos localizados (fig. 4.2-IV). El Subbético externo incluye pues parte del talud entre el Prebético y el Subbético, el surco donde van a parar las turbiditas del Cretácico inferior, y en muchas transversales, un umbral con abundantes calizas nodulosas que daría paso al Subbético medio.

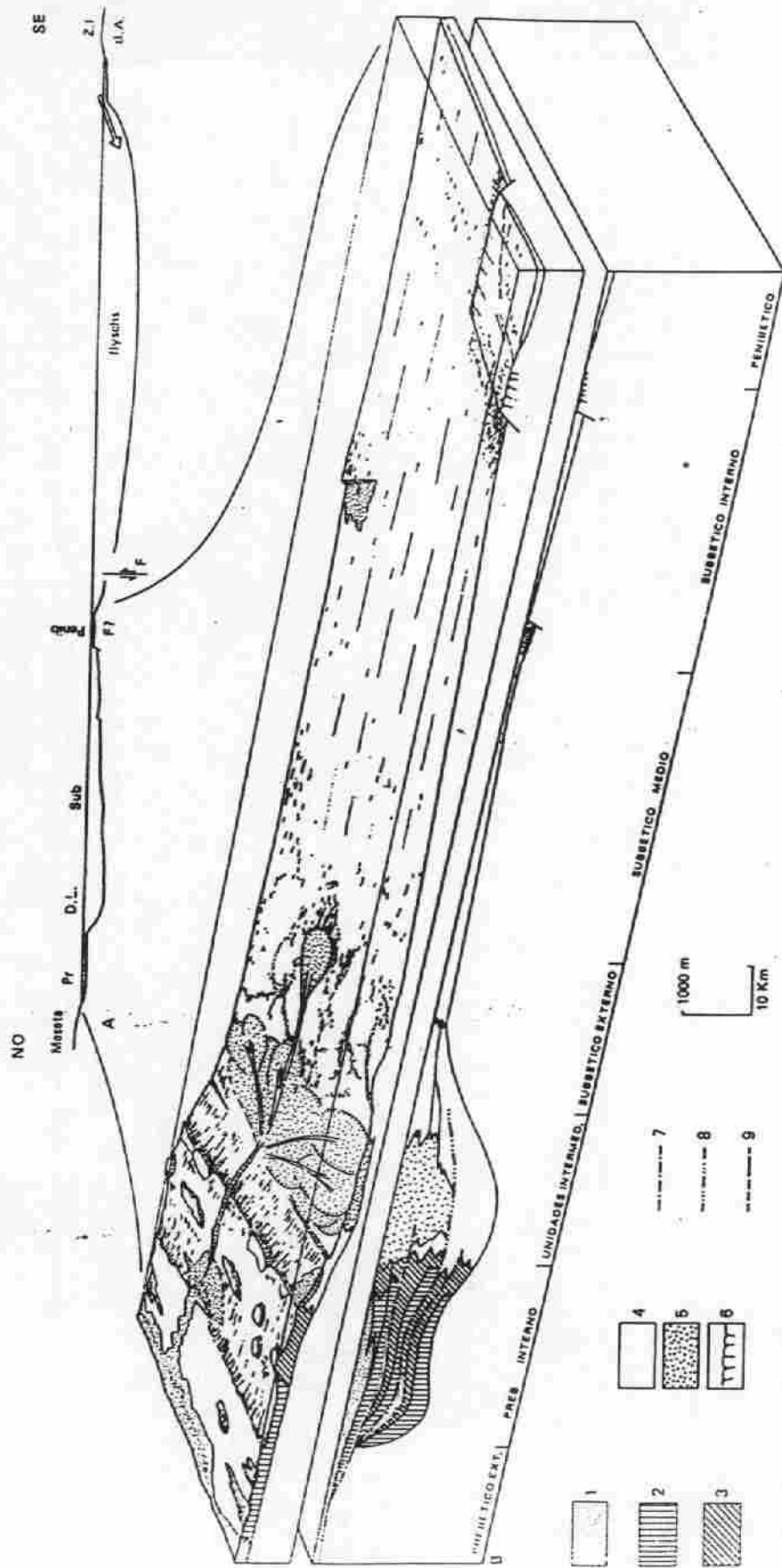


Fig. 4. 2 - I-V. Esquema de interpretación global de la cuenca sedimentaria de las Cordilleras Béticas durante el Cretácico inferior (según VERA et al., 1982). Leyenda: A-Corte general desde el borde de la placa Ibérica al bloque de Alborán (B.A.). Leyenda: Pr: Prebético, D.L.: Dominio Intermedio, Sub: Subbético, Penib: Penibético, F: Falla transformante. B. Bloque diagrama de distribución de medios sedimentarios para el Cretácico inferior en las Zonas Externas. 1.- Facies detríticas (continuación y deltaicas). 2.- Facies de llanuras de marosa y lagoón. 3.- Facies de plataforma, incluidos los arrecifes. 4.- Facies pelágicas. 5.- Facies turbidíticas. 6.- Interrupción sedimentaria y/o rollo de diques neptúnicos. 7.- Límite Aptense inferior-Aptense superior. 8.- Límite Hauteriviense-Barremense. 9.- Límite Valanginiense inferior-Valanginiense superior.

#### 4.2.1.1.- Subbético interno

Los materiales pertenecientes al Subbético interno están representados en esta región en la Sierra del Gigante y alrededores del Pantano de Valdeinfierno, en los límites con la provincia de Almería.

Tectónicamente se encuentran superpuestos a series del Subbético medio, y no es nada raro que en algunos trabajos al referirse a los sedimentos de este dominio se mezclen formaciones del Subbético medio y del Subbético interno.

Comprende únicamente dentro de lo que es la región de Murcia materiales pertenecientes al Jurásico y al Cretácico, desplazados desde regiones más meridionales, probablemente durante el Burdigaliense. La serie tipo es la expresada en la figura 4.2-V.

##### Jurásico (27)

- Dolomías de color crema a marrón, a veces con intercalaciones calcáreas, rosadas y muy laminadas. Sin fósiles. Su potencia puede ser mayor de 300 m, puesto que su base no es observable al ser un contacto tectónico.
- Calizas oolíticas en bancos masivos de color crema o blancos con más de 300 m de potencia. A veces están atravesadas por silicificaciones de varios metros de potencia.
- Coronando la formación anterior se presentan a veces, y no siempre con la misma edad, calizas nodulosas rojizas (facies "Ammonítico rosso") con Ammonites. Su potencia no sobrepasa los 5 metros. Su edad va desde el Kimmeridgiense inferior al Tithónico.

GIGANTE

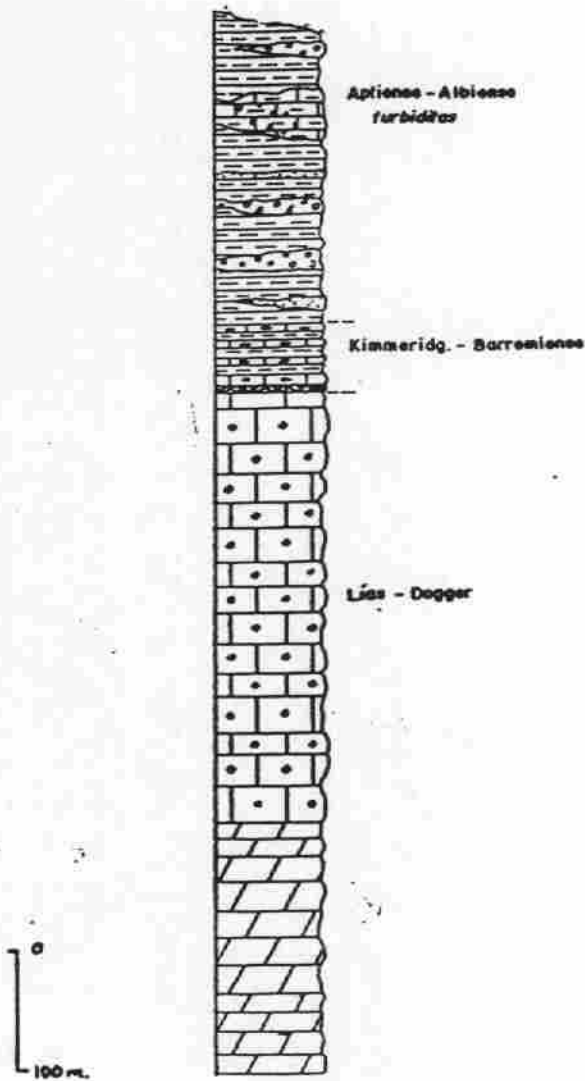


Fig. 4.2-V, Serie tipo del Subhético interno de la región de Murcia.

## Cretácico

### Cretácico inferior (28)

- Comienza por una alternancia de margas y radiolaritas verdes. Cuando en su base no existen calizas nodulosas rojas las margas toman una tonalidad rosácea, indicando un cambio lateral. Entre las radiolaritas y el Jurásico es frecuente encontrar brechas intraformacionales, y algunas calizas nodulosas verdes claras con fauna de Ammonites del Neocomiense.
- Continúan margas verdes oscuras con radiolarios, que se van enriqueciendo hacia el techo en olistolitos y turbiditas oolíticas, cuyos oolitos proceden del Jurásico. Las margas tienen una microfauna que nos indican una edad Aptiense-Albiense, pero en algún olistolito de calizas nodulosas se ha encontrado fauna del Valanginiense, lo que demuestra que en estos materiales arrastrados a la cuenca están representadas todas las formaciones anteriores, a excepción de las dolomías jurásicas.

### Cretácico superior (29)

La continuidad con la serie anterior se ve dificultada por la plasticidad de las margas albienses.

- Está constituida por margo-calizas y margas blanquecinas, en las que apenas aparecen los niveles rosados o salmón tan característicos del Cretácico Superior del resto del Subbético de este sector. Abundan niveles interestratificados de sílex de múltiples colores así como olistolitos de calizas oolíticas jurásicas y de margas verdes del Cretácico inferior. La microfauna ha detectado que está representado todo el Cretácico superior.

#### 4.2.1.2.- Subbético medio

Definen a este dominio la presencia de una sedimentación más profunda, en líneas generales, que en el resto del Subbético, con abundancia de niveles margosos y radiolaríticos en el Jurásico y de margas y margocalizas turbidíticas en el resto de la serie hasta el Neógeno. Igualmente y como ya se dijo, son frecuentes las intercalaciones de rocas volcánicas submarinas en los sedimentos desde el Lías al Cretácico inferior.

Las características generales de este dominio pueden ser extraídas del Cuadro I, de BAENA y JEREZ, L. (1982), en el que se ensaya una división del mismo en subdominios.

En la Región de Murcia, las series más representativas de Jurásico correspondientes a este dominio son las de las Sierras de Ponce, Cambrón, Lavia y Ricote. (Figura 4.2-VI).

#### Tríasico (30)

El Triásico, tanto del Subbético medio como del externo presenta características semejantes. Está muy bien representado en toda la región, pero especialmente entre Bullas y Cehegín y entre las Sierras de Ricote y de La Pila. En muy pocos casos se localiza formando el núcleo de una estructura anticlinal tal como en la Sierra de Ponce-Cambrón. Por regla general constituye la base de las series alóctonas deslizadas.

Se pueden distinguir tres conjuntos litológicos característicos del Trías germánico-andaluz, presentando muchas semejanzas con el Trías valenciano, aunque dada su implicación tectónica es difícil establecer una correlación.

SUBBETICO MARGOSO, CON JURASICO MARGOSO													
SUBME (I)		SUBME (II)		SUBME (MI)									
SUBBETICO MEDIO		SUBBETICO MEDIO		SUBBETICO MEDIO									
Septentrional		Central		Meridional									
Características Litológicas TRIAS	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas JURASICO	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas CRETACICO INFERIOR	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas CRETACICO SUPERIOR	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas PALEOCENO - EOCENO MEDIO	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas EOCENO SUPER. OLIGOCENO	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas OLIGOCENO SUP. AQUITANIENSE	MEDIO SEDI-MENTA- RIO
I		L Dolomías, calizas y calizas dolomíticas, Calizas con sílex, Mergas y calizas margosas.	TM MP 2 MP 3	N Mergas y margo calizas "blumping" y A veces "blumping".	MT	CT Calizas margosas con sílex.	MP 3	P Mergas y margo calizas. Facies "Capas rojas".	MP 3	Calcarenías y margas. (Turbiditas?).	MT 2		
M-S		D Calizas con sílex y calizas nodulosas.	MP 3	Ap AI Mergas arcillosas verdes. A veces aparecen turbiditas con fracción de limo y arcillas ricas en materia orgánica.	M A	S Mergas y margo calizas blancas y rosadas. Facies "Capas rojas".	MP 3	Ei-m					
M		M Calizas y calizas nodulosas.	MP 3										
I		L Dolomías. Caliza y caliza oolítica. "Hard ground" Mergas y calizas margosas. Potentes por lo general.	TM MP 2 MP 3	N Mergas y margo calizas "blumping" y "brechas".	MT	CT Calizas margosas y mergas blancas con sílex negro.	MP 3	P Mergas verdes y calcarenitas turbidíticas.	MT 2	Alternancia de biocalcarenías y margas. Turbiditas calizas margosas.	MP 3	Margas y margo calizas.	MP 3
M-S		D Mergas y margo calizas con sílex. Calizas nodulosas.	MP 3	Ap AI Mergas arcillosas verdes oscuras, nitidas y con Yeso secundario.	MA	S Mergas y margo calizas blancas y rosadas. Facies "Capas rojas".	MP 3	Ei-m Mergas arcillosas blanquecinas con alguna intercalación turbidítica.	MT 2-3				
M		M Radiolaritas Caliza nodulosa. Mergas y margo calizas.	MA										
I		L Dolomías. Caliza y calizas oolíticas. Calizas con sílex. Mergas y margo calizas.	TM MP 2 MP 3	N Mergas y margo calizas.	MP 3	CT Mergas arcillosas y margo calizas blancas.	MP 3	P Mergas y margo calizas. Facies "Capas rojas".	MP 3	Calcarenías y margas. (Turbiditas?).	MT 2		
M-S		D Calizas con sílex. Calizas nodulosas. A veces radiolaritas.	MP 3 M A	Ap AI Mergas y argilistas verdes. A veces esporádicas intercalaciones turbidíticas.	M A	S Mergas y margo calizas blancas y rosadas. Facies "Capas rojas".	MP 3	Ei-m Mergas y margo calizas rosadas y laranjas. Turbiditas calizas margosas intercaladas.	MP 3 MT 2-3				
M		M Calizas nodulosas Calizas con sílex. A veces radiolaritas.	MP 3 M A										

Cuadro I. Características generales del Subbético medio.

S<sup>o</sup> PEDRO PONCE

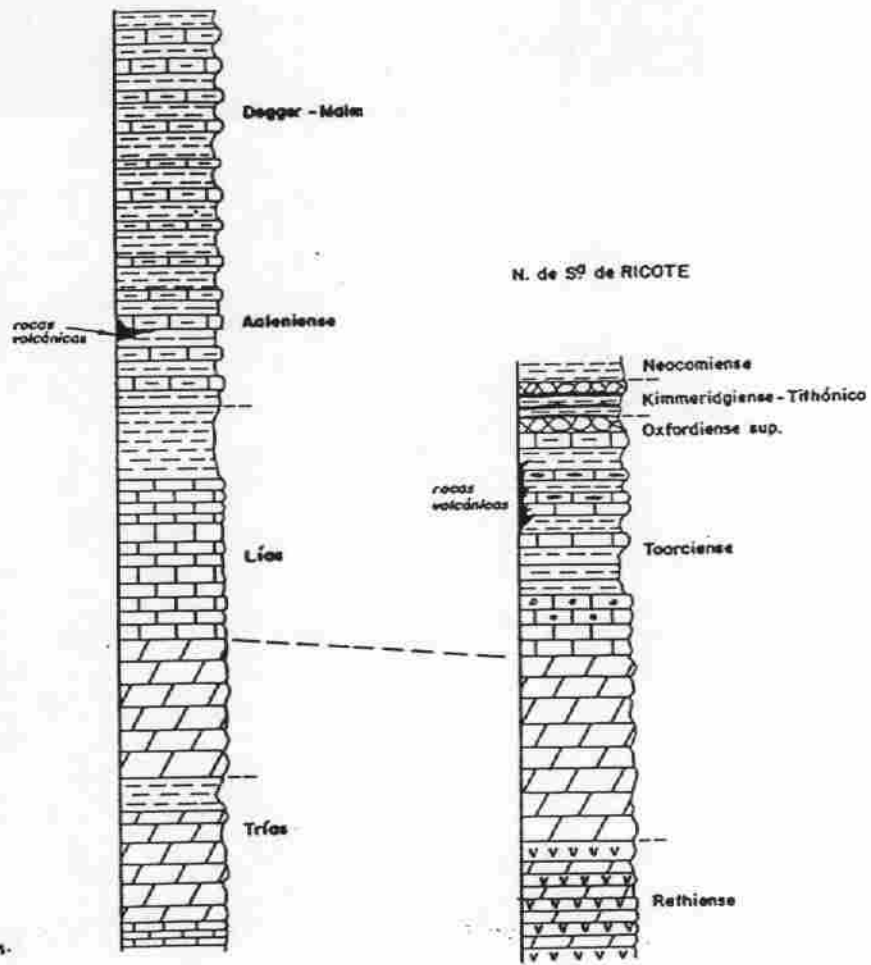


Fig. 4.2-VI, Serie tipo del Jurásico del Subbético medio de la región de Murcia.



- Conjunto areniscos (30a). Presenta la clásica facies Buntsandstein, constituída por areniscas abigarradas, cuarzoarenita y margas de color rojo oscuro con yesos. Constituye la parte basal de la serie, pero no es posible conocer su muro, ni por tanto, su potencia. Una serie ideal recompuesta podría ser:

- Conglomerados
- Conjunto areniscoso de unos 290 m de potencia
- Areniscas abigarradas con niveles ferruginosos
- Areniscas arcillosas y arcillas rojas oscuras con yesos intercalados, a veces confundible con las "facies Keuper" superior.

Este conjunto puede reconocerse en las Ramblas de la Fuente Farin, Barranco de la Fuente Capel y Cabezas de Juan González, en las cercanías de Cehegín.

- Conjunto calcáreo (30c). Constituye la "facies Muschelkalk" del Trías germánico. Debido a estar intercalada entre dos formaciones sumamente plásticas es difícil de encontrarla en continuidad y con su verdadera potencia. Se trata de unos 200 m, como mucho, de dolomías a los que siguen calizas bien estratificadas con algunas intercalaciones de margas y margo-calizas, algunos de cuyos estratos constituyen una verdadera lumaquela de fósiles, entre los que se han localizado

Myophoria curvirrotris  
Omphaloptycha gregaria  
Neoschizodus laevigatus  
Mytilus cf. eduliformis  
Mysidioptera cainalloi  
Homanya fassaensis  
Eopecten albertii  
Aviculopecten cf. triadicus ...

No en todos los afloramientos dispersos es posible encontrar fósiles, pero lo que si es característico de esta formación son las calizas vermiculares y negras, que difícilmente pueden confundirse con las incluídas en el tramo arcilloso superior.

- Conjunto arcilloso (30). Presenta la clásica "facies Keuper" constituída por margas y arcillas yesíferas, con importantes masas de yesos blancos. Su aspecto abigarrado y la presencia de carniolas y rocas volcánicas (ofitas) (30b), lo hacen inconfundible. Es la formación que mejor representada está, pues al ser la más plástica se presenta siempre en la base de las unidades corridas o como testimonio del paso de estas unidades, encima siempre de formaciones más recientes.

### Jurásico

- Comienza por unas dolomías grises de grano grueso, brechoides, en bancos netos, con una potencia variable, pero que suele oscilar entre 100 y 150 metros (31). Se trata del Lías inferior.

- Continúan calizas grises, a veces oolíticas, que en su parte alta contienen nódulos de sílex y grandes secciones de Lamelibranquios. En la Sierra Cambrón su potencia es de unos 100 m. Sobre las anteriores se diferencian a veces unas calizas arenosas ligeramente margosas con sílex y numerosos Ammonites, que nos definen su edad Domeriense. En la Sierra de Pedro Ponce se superponen a lo anterior margas ocreas con Hildoceras del Torciense.

Este conjunto viene a tener una potencia de 170 metros y representa al Lías medio-superior (32).

- El Dogger-Malm está uniformemente representado por margas y margo-calizas (33). Al Sureste del Cortijo del Mardroño, al N de la Sierra del mismo nombre se localizan algunos niveles delgados de basaltos submarinos. También se localizan estas rocas en la cabecera de la Cañada de Mahoma al NO de la Sierra de Ricote, adonde también son abundantes las radiolaritas en esta época.

### Cretácico

- El Cretácico está representado por un conjunto de margas y margo-calizas con fauna pelágica. Cuando no se ha podido diferenciar el Cretácico inferior del superior se expresa en la cartografía por la unidad cartográfica 36.

- Cretácico inferior (34). Está constituido casi de forma general por calizas margosas blanquecinas bien estratificada con Ammonites, que con potencia variable (30-60 m) da paso a una formación de margas arcillosas verdes oscuras, muy plásticas, a veces prácticamente arcillas, con abundante piritita oxidada, en las que se reconoce una microfauna del Aptiense-Albiense.

Esta formación, debido a su plasticidad, constituye un nivel de despegue con respecto a las formaciones superiores e inferiores, por lo que sus contactos están siempre mecanizados y es imposible conocer su verdadera potencia.

### Cretácico-Paleógeno (35)

- A las margas-arcillosas anteriores se superponen calizas margosas blancas con sílex negro a rojo pertenecientes según su microfauna al Cenomaniense-Coniaciense. Este

nivel no siempre es fácil de localizar, debido al carácter mecánico de su contacto con la formación inferior, como ya dijimos. Su potencia puede alcanzar los 40 metros.

- Sobre lo anterior se apoya una potente formación muy característica de la Zona Subbética y común a todos los dominios, se trata de las "capas rojas". Son margas y margo-calizas de color blanco y salmón. Comprende todo el Cretácico superior, pero es muy frecuente que dentro de esta facies esté incluido hasta el Luteciense medio, por lo que en la cartografía se ha integrado todo dentro de este apartado. Su potencia, aunque difícil de estimar, puede sobrepasar los 150 metros en algunos puntos.

#### Paleógeno-Aquitaniense (37)

Allí donde las "capas rojas" no incluyen el Paleoceno, éste suele estar representado por margas alternando con calcarenitas turbidíticas.

Donde las "capas rojas" no alcanzan el Eoceno inferior-medio, este suele estar representado, o bien por margas verdes, o bien por margas y margocalizas con intercalaciones de turbiditas calcáreas.

En el resto de la serie, aunque variable en su naturaleza de unos puntos a otros, predominan las calizas, margas y calcarenitas, a veces con grandes foraminíferos.

#### 4.2.1.3.- Subbético externo

Dentro de este dominio y máxime teniendo en cuenta que incluimos lo que otros autores consideran como Dominio Intermedio, la paleogeografía durante el Jurásico y Cretácico es

variada (ver figura 4.2-I b y c), con un talud que nos separa de la Zona Prebética, un surco y un umbral, al otro lado del cual, y hacia el Sur se situaría el Subbético medio.

En la región de Murcia parecen encontrarse series que representan las diversas situaciones paleogeográficas. Un resumen de las características de estos subdominios del Subbético externo a nivel de las Cordilleras Béticas se puede extraer del Cuadro II, de BAENA y JEREZ, L., (1982).

Las series del Subbético externo se diferencian de las de Subbético medio esencialmente en el Jurásico y Cretácico inferior, siendo el resto de características semejantes.

Las series que más se podrían asimilar al Dominio Intermedio de RUIZ-ORTIZ (1980) de la transversal de Jaén, situadas ya cerca de la Zona Prebética, estarían representadas aquí por las series de los Calares al Norte de la Sierra del Gavilán, así como por las del Pajarero y de la Sierra del Corque en la parte oriental de la región (figura 4.2-VII).

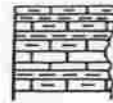
La característica esencial de estas series es el Jurásico calcáreo, con una serie muy condensada de calizas nodulosas en el Dogger-Malm, así como la presencia de turbiditas en el Cretácico Inferior. No aparecen las turbiditas del Jurásico superior de la serie tipo del dominio intermedio.

Las series representantes de la parte más profunda del surco subbético externo, con un Jurásico mucho más margoso y potente, y con turbiditas del Cretácico inferior se localizan al Oeste de Caravaca, y son las del N de Mojante, Loma de la Perdiz y Barranco del Tollo (figura 4.2-VIII).

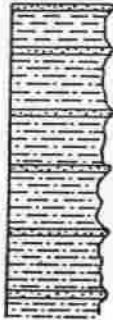
SUBBETICO EXTERNO - SUBEX		SUBBETICO EXTERNO - SUBEX (l)		SUBBETICO EXTERNO - SUBEX (m)									
Características Litológicas TRIAS	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas JURASICO	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas CRETACICO INFERIOR	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas CRETACICO SUPERIOR	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas PALEOCENO - EOCENO MEDIO	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas EOCENO SUPER. OLIGOCENO	MEDIO SEDI-MENTA- RIO	Características Litológicas OLIGOCENO SUP. AQUITANIENSE	MEDIO SEDI-MENTA- RIO
<p><b>I</b></p> <p><b>M-S</b> Facies Kuiper, (lebanas afloral); Arcillas berolidesas, yesos, carnioles, dolomías listriales, etc.</p> <p>Septentrional</p> <p>SUBBETICO EXTERNO</p>	CL	<p><b>L</b> Dolomías, calizas, calizas oolíticas, te- goides de calizas y margas con Ammono- nites (Jumpling)</p> <p><b>D</b> Calizas y margas (Jumpling) en el Bajoc. inf., en gene- ral calizas oolíticas y calizas con silix</p> <p><b>M</b> Al Centro-Oeste fa- cias turbidíticas, margas radiolar/fil- cas, "Jumpling", conglomereados tur- bidíticos, turbiditas calcáreas. Al Este calizas y ca- lizas nodulosas.</p>	<p>TM-MP 1 MP 5 MP 3 MP 3-MT (Jumpling)</p> <p>MT-MP MP</p> <p>MT 1-2-3 a MA (el Centro-Oeste)</p> <p>MP (el Este)</p>	<p><b>N</b> Calizas y margas con Ammonites (probable- mente localmente al muro). <b>Ap AI</b> Facies margo-er- anisoso (Barre- mianse-Aptiense), margas y margos, calizas (Albiense - Concomen. basal).</p>	<p>Probable MT 3 al muro - MP 3</p> <p>MT 3 MP 3</p>	<p><b>CT</b> Calizas margosas y calizas con silix.</p> <p><b>S</b> Calizas, margo cali- zes y margas en "fa- cias de cepas rojas".</p>	<p>MP 3</p> <p>MP 3</p>	<p><b>P</b> Calizas margosas, a veces calizas con silix.</p> <p><b>Ei-m</b> Calizas, margas y areniscas.</p>	<p>MP 3</p> <p>MP-MT</p>				
<p><b>I</b></p> <p>Buntsandstein: Areniscas silíceas, ferruginosas, arcil- las y margas verda- deroles, yesos y sa- les</p> <p><b>M-S</b> Muschelkalk: Calizas dolomíticas y calizas. Kuiper: Arcillas y margas con bancos de yeso.</p> <p>Central</p> <p>SUBBETICO EXTERNO</p>	CF-CL	<p><b>L</b> Dolomías con som- bras de oncólitos y "franciscanas"; ca- lizas oolíticas y ca- lizas con silix (Lias inf.-medío); calizas y margas con Am- monites, calizas no- dulosas con Ammo- nites.</p> <p><b>D</b> Calizas nodulosas, seguidas de calizas oolíticas, biolíticas y oncólitos. A ve- ces, calizas con silix</p> <p><b>M</b> Calizas nodulosas, al Este, calizas no- dulosas y calizas con silix.</p>	<p>TM-MP 1 MP 1-2 MP 3</p> <p>MP 3 - MP 1</p> <p>MP 3</p>	<p><b>N</b> Calizas y margas con Ammonites y avan- tuamiento Aptychus</p> <p><b>Ap AI</b></p>	<p>MP 3</p>	<p><b>CT</b> Margo calizas blan- cas o grises.</p> <p><b>S</b> Caliza margosa con silix negro. Margas blancas y rosadas.</p>	<p>MP 3</p> <p>MP 3</p>	<p><b>P</b> Margas con interca- laciones de calizas turbidíticas.</p> <p><b>Ei-m</b> Margas con interca- laciones de calizas arenosas. ¿Turbiditas?</p>	<p>MT 2-3</p> <p>MP 3</p>	<p>Margas y calcarenis- tas de grandes fora- míferos. ¿Turbiditas?</p>			
<p><b>I</b></p> <p><b>M-S</b> Kuiper: Arcillas y margas con niveles de yeso.</p> <p>Medional</p> <p>SUBBETICO EXTERNO</p>	CL	<p><b>L</b> Dolomías, calizas y calizas oolíticas, eventualmente cali- zes y margas (Sin- tras de Ahlho y Ma- ginal).</p> <p><b>D</b> Calizas nodulosas, calizas oolíticas, y calizas con silix</p> <p><b>M</b> Calizas nodulosas, calizas y calizas con silix. Eventualman- te, caliza oolítica.</p>	<p>TM-MP - 1-2 MP 3 (eventual- mente)</p> <p>MP 1-3</p> <p>MP 2-3</p>	<p><b>N</b> Calizas y margas con Ammonites.</p> <p><b>Ap AI</b> Generalmente fai- tes calizas y margas con Ammonites del Valanginiense-Hou- veriniense y del Bar- remianse-Albiense calizas y margas del Albiense-Concomi- nente.</p>	<p>MP 3</p> <p>MP 3</p>	<p><b>CT</b> Calizas margosas y calizas con silix</p> <p><b>S</b> Calizas, margo cali- zes y margas en fa- cias de cepas rojas.</p>	<p>MP 3</p> <p>MP 3</p>	<p><b>P</b> Margas con interca- laciones de caliza turbidítica.</p> <p><b>Ei-m</b> Margas, calizas are- nosas y caliza. ¿Turbiditas?</p>	<p>MT</p> <p>MT 2-3</p>				

Cuadro II. Características generales del Subbético externo.

S.<sup>o</sup> DEL CORQUE



Facies capas rojas  
Senoniense inf.



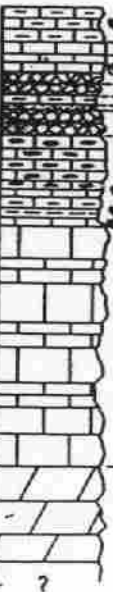
Alberse sup.

(Depresión al S. de Cabrer)

Alberse inf.



Amn. Borromiense - Apt. inf.?  
Amn. Borromiense  
(proximidades de Cabrer)



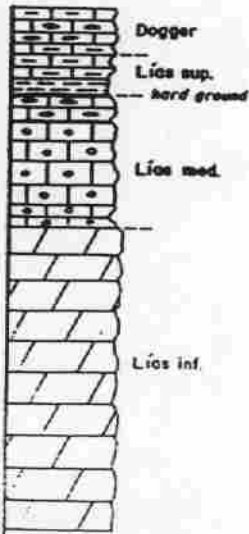
Amn. Neocomiense  
Tithónico sup. (Calpiniense)  
Amn. Tithónico sup.  
Oxford sup. - Kimmeridg. inf.  
Calloviano  
banco de filamentos, C. nodulosa, Hard  
filamentos y otros rojos (ground)  
siles y filamentos  
Amn. (medias)  
Amn. del Domercense - Teorciense  
Amn. del Domercense med.

Lías inf. - med.

Lías inf.



LOS CALARES



PAJARERO

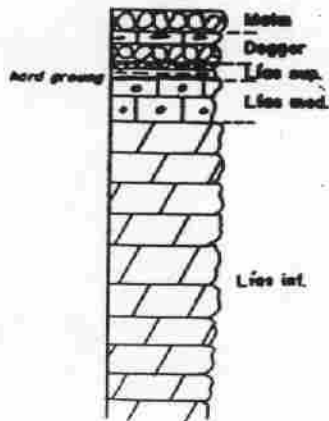
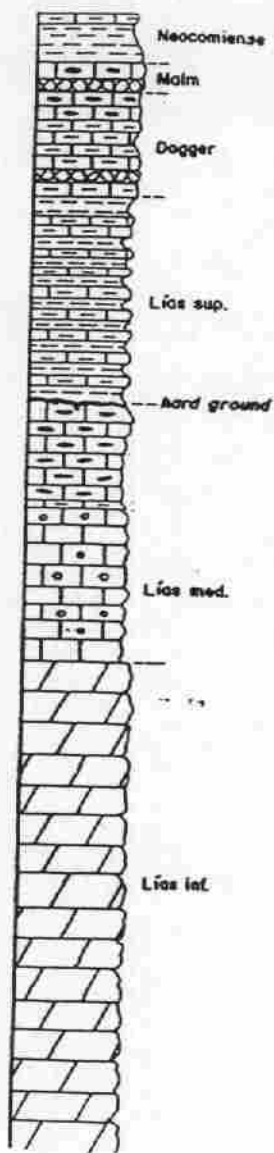


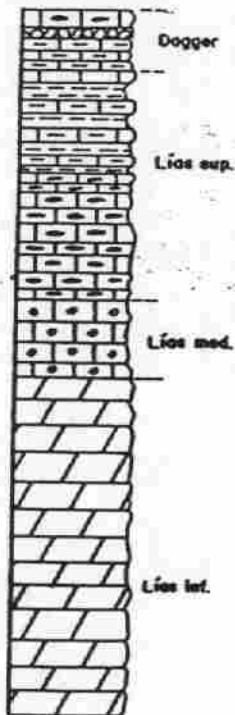
Fig. 4.2-VII, Series representativas del Subbético externo más septentrional de la región de Murcia.



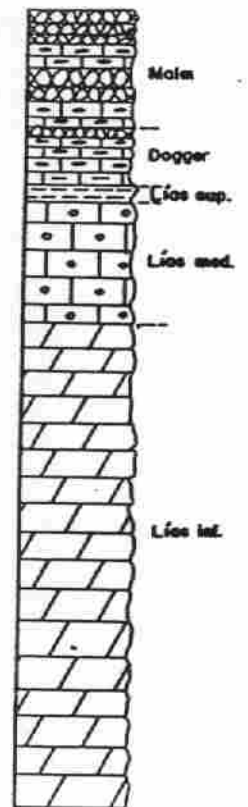
N. DE MOJANTE



LOMA DE LA PERDIZ



B.º DEL TOLLO



0  
100 m.

Fig. 4.2-VIII. Series representativas del Jurásico del Subbético externo en su parte central, de la región de Murcia.

Por último, series características del umbral o alto fondo que separaría el surco del Subbético externo del surco del Subbético medio, podrían ser las del Carro, Juego de Bolos, Quipar y Burete al S y SO de Caravaca y Cehegín. Su particularidad es la ausencia de Lías y Dogger margoso y la abundancia de calizas nodulosas o brechoides más o menos rojizas (explotadas como mármoles) y recristalizadas en el Jurásico superior, propias de sedimentación de altos fondos (fig. 4.2.-IX).

### Triásico

El Triásico del Subbético externo presenta las mismas características que el del Subbético medio, por lo que no se ha diferenciado en la cartografía.

### Jurásico

#### Lías (38)

El Lías inferior-medio es prácticamente igual en todo el Subbético, e incluso en el Prebético. Comienza siempre por dolomías grises, en general masivas y a menudo sacaroideas. Su potencia es variable y desde luego superior a los 250 m, pudiendo llegar a los 600 m, como en Pinar Negro, siempre que se descarte una superposición tectónica.

Sobre las dolomías se localiza siempre una serie muy característica de calizas castaño-ocres, más o menos oscuras. Su potencia es variable y constituye, junto con las dolomías inferiores, la formación mejor representada de todo el Jurásico subbético.

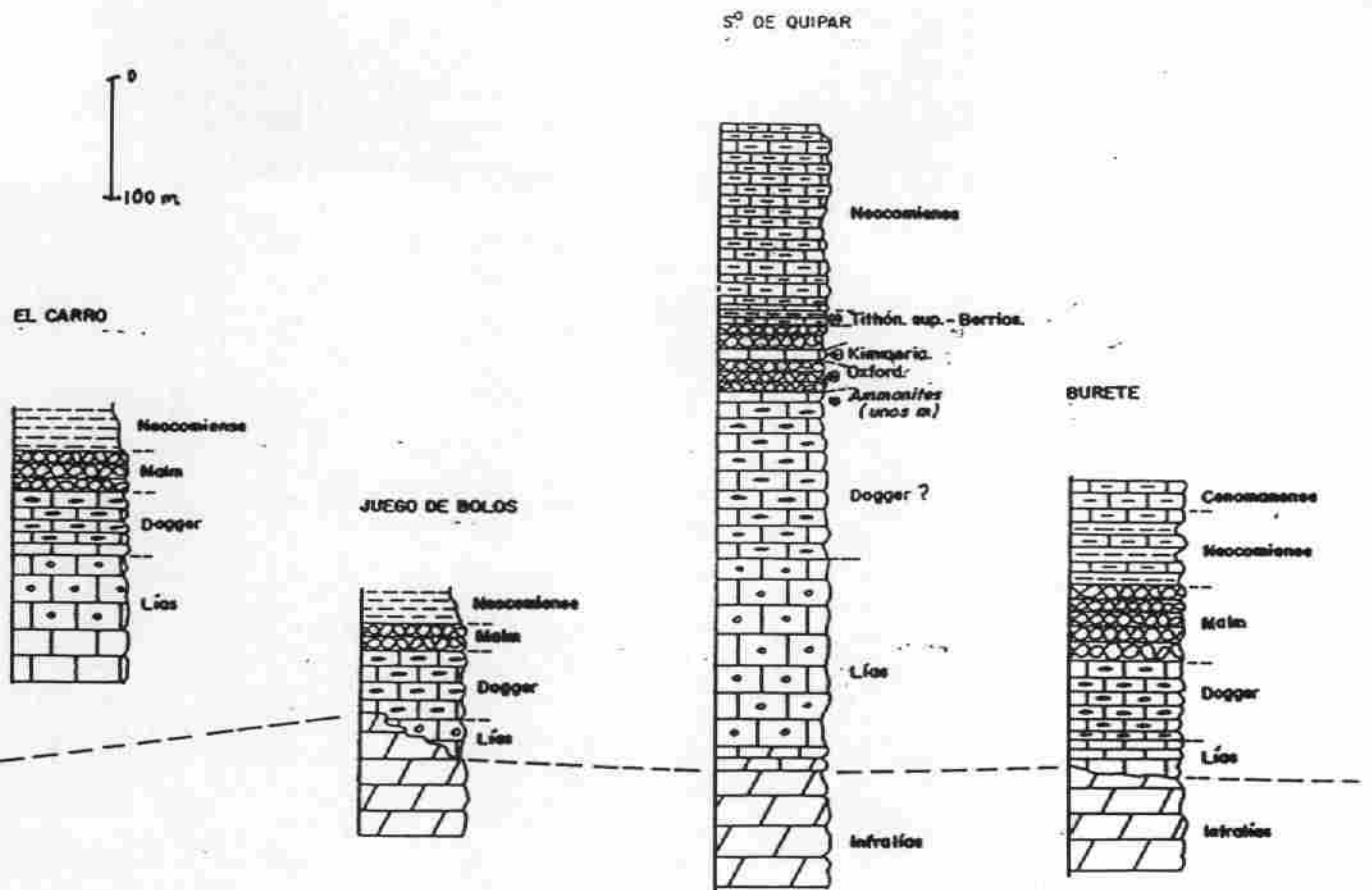


Fig. 4.2-IX. Series características del Subbético externo más meridional de la región de Murcia.

Coronando el paquete calizo anterior se encuentra en toda la región un nivel "guía" de calizas amarillento-rojizas, en las que abundan los Belemnites y Ammonites. Su potencia oscila entre 3 y 10 m, su edad es Domerense, y parece estar representado prácticamente en todo el Subbético externo-medio.

Es a partir del Lías superior cuando comienza la estructuración de las diferentes zonas y dominios, y aún dentro del Subbético externo se notan las diferencias. Así sobre el nivel anterior con Belemnites, tenemos:

En la parte más septentrional: un nivel noduloso poco potente de color rojizo, muy rico en fauna de Ammonites con:

Zugodactyles parvus  
Mercaticeras mercati  
Dactylloceros commune  
Halpoceras falcifer  
Hildoceras bifrons

y Prhymatoceros robustum, que nos caracterizan el Toarciense.

Hacia el Sur, ya en la parte central del Subbético externo se van desarrollando las margas durante el Lías superior y sobre el nivel del Domerense aparecen calizas tableadas, algo margosas, alternando con niveles de margas, sobre las que se apoya o cambia lateralmente un tramo de margas ocres-amarillentas con intercalaciones de calizas margosas en su parte basal, en las que son frecuentes las Hildoceras bifrons del Toarciense medio.

Hacia la parte meridional sobre el Domerense se apoya un Lías superior poco potente, constituido por calizas nodulosas rojas y unos 5-10 m de margo-calizas amarillas.

Las facies margosas del Lías superior dibujan pues la forma del surco subsidente de la parte central del Subbético externo.

#### Dogger-Malm (39)

En la mayor parte de las series el Dogger está constituido por margo-calizas muy ricas en "filamentos" y Radiolarios, y sobre todo por calizas con nódulos de sílex. En las series más septentrionales la potencia de estas calizas disminuye y se ve sustituida en gran parte por calizas nodulosas (10-15 m) con una rica fauna, entre la que se localiza:

Polyplectus discoides, Nautilus cf. clausus, Sennimia nodata, Sonninia cymatera, Metrolitoceras metretum, Lillia sulcata, Hiperlioceras disciles, Bigotites petri, etc.

Hacia la parte central (Loma de la Perdiz) está representado por 40 m de margo-calizas coronadas por un nivel noduloso que da pasa a las calizas con nódulos de sílex.

En la parte meridional (Sierra del Burete) el Dogger está constituido casi exclusivamente por caliza con nódulos de sílex.

El Malm, tanto en la parte septentrional como meridional, está constituido en su mayor parte por calizas nodulosas, siendo frecuente observar "diques neptúnicos", rellenos por sedimentos cretácicos, en esta formación lo que parece indicar una cierta emersión de estos "altos fondos" en algún momento de su evolución. Estas calizas nodulosas cuando están recristalizadas constituyen un material adecuado para su ex-

plotación como roca ornamental (-Mármoles de Cehegín-). Hacia el centro, el Malm intercala entre las calizas nodulosas, algunos niveles de caliza con sílex.

Su potencia es variable pudiendo superar los 200 m, y su fauna es abundante, pudiéndose localizar (sobre todo en las calizas nodulosas): Hoplites kollikeri, Virgatosphinctes transitorius, Ptychophyloceras ptycholcum, Phylloceras silesiacum, Virgatosphinctes eudichotomus, Berriasella calisto, Berriasella richteri, Hemispiticeras steinmanni, Protetragonites quadrisulcatum, Lytoceras municipale, Pseudolissoceras zitteli, Pygope diphya, Pygope triangulus, Punctaptychus punctatum, etc.

### Cretácico

La serie más completa del Cretácico y Paleógeno del Subbético externo, y probablemente una de las más completas del Subbético se localiza al Sur de Caravaca, entre Peña Rubia y la Sierra de Quipar, y es a ella a la que haremos mención.

### Cretácico inferior (40)

Sobre las calizas nodulosas de la culminación del Malm, continua una serie, en la que se puede observar un Neocomiense constituido por:

- 7-8 m de calizas-margosas blanquecinas, con nódulos ferruginosos y escasa fauna.
- 25-30 m de margas blanco-verdosas con Ammonites y abundantes Tintinidos.

- 5 m de margas amarillas con Ammonites pirotosos, entre los que se localizan: Euriptychites latissimus y Leopoldia leopoldina.
- 20-30 m de margo-calizas amarillentas, ferruginosas, con muchos Ammonites, entre los que se pueden citar: Lytoceras reglae y Hatchericeras patogenense.
- 45 m de margas y margo-calizas blanquecinas y ferruginosas con Ammonites piritizados entre las que destacan:

Olcostephanus astierianus, Barremites cf. difficilis, Spidiscus rotual, Leopoldia submartini, etc., que parecen representar ya parte del Barremiense.

Hasta ahora las características del Cretácico inferior son muy semejantes a las del Cretácico inferior del Subbético medio. Es a partir de este momento cuando se establece la diferencia, pues durante el Aptiense-Albiense comienzan a llegar al surco del Subbético externo corriente de turbidez que aportan niveles detríticos (a veces con Orbitolinas) a la serie procedentes de la Zona Prebética. En general son margas con intercalaciones de calizas arenosas o calcarenitas, cuya potencia es variable de unos puntos a otros, llegando a sobrepasar los 100 m con facilidad. No obstante hay que mencionar que en el frente tectónico del Subbético, al SO de Moratalla, esta serie está desplegada de su substrato y replegada, por lo que pueden dar la impresión de una mayor potencia.

Entre la macrofauna localizada en la serie tipo, podemos citar:

Terebratula chloris, Melchiorites emireci, Eogaudriceras numidum, Jaubertella jaubertiana, Beudanticeras revoili, Spat-  
hicerias antipodeum, etc.



### Cretácico Superior-Paleoceno (41)

Continuando el corte anterior, en la carretera Caravaca-La Puebla de D. Fadrique, de Este a Oeste y hasta el barranco de Gredero, se puede encontrar la siguiente secuencia.

- 30-35 m de margo-calizas blancas, con algunas intercalaciones de calizas duras.
- 5-10 m de calizas margosas con sílex negro en bancos más o menos continuos.
- 50 m de margo-calizas blanquecinas con nódulos de sílex negro en la base y algunas intercalaciones de "capas rojas" o margas rojo-salmón.
- 60 m de margas y margo-calizas blancas con alguna intercalación de 20-30 cm de calizas algo arenosas amarillentas.

Hasta aquí está representado el Cretácico superior hasta el Campaniense. El tránsito al Paleoceno está constituido por:

- 80-90 m de margas blancas alternando con calizas más o menos arenosas, probablemente de carácter turbidítico, que rompe en plaquetas.

Ya como propias del Paleoceno se pueden citar:

- 20-30 m de margas verdosas oscuras.

### Eoceno-Mioceno inferior (42)

Encima de las margas del Paleoceno y continuando el corte anterior tenemos (VAN VEEN, 1969).

- 20 m de margas alternando con areniscas y calizas organógenas correspondientes a eventos turbidíticos.
- 8 m de calcilutitas y calizas margosas con grandes foraminíferos entre las que se reconocen.

Nummulites striatus, Assilina exponens y Discocyclusa archiaci.

- 100 m de calizas de Globigerinas con algunas intercalaciones de calcarenitas.
- Unos pocos metros de calizas gris-amarillentas o rojo pálidas con intercalaciones de calcarenita finamente laminadas, quizá también turbidíticas.
- Cerca de 200 m de caliza de grano fino, con intervalos, en la parte inferior, de unos pocos metros de calcarenitas.
- Y finalmente 90 m de calizas de grano fino, con intercalaciones de calcirruditas compuestas por trozos de grandes foraminíferos, Briozoos, Algas y Equinidos. Parecen representar por su macrofauna al Mioceno basal.

El conjunto parece tener un carácter turbidítico.

## Cobertera "Cretácico-Terciaria" o "Complejo Frontal" (43)

Entre el Jurásico del Subbético externo alóctono, y el Mioceno medio autóctono que reposa sobre el Prebético se localiza en toda la región, pero sobre todo desde Calasparra hacia el Oeste, una serie generalmente margosa, constituida por una mezcolanza de materiales sumamente plegados y de muy variada edad. En realidad se trata de la cobertera cretácico-terciaria del Subbético más externo, despegada a partir del Neocomiense, y que va a alimentar a la cuenca del Mioceno medio de olistolitos y niveles detríticos mediante procesos de flujo gravitatorios y corrientes de turbidez.

Dentro de este complejo predominan las margas verdosas y ocre amarillentas con areniscas calcáreas del Aptiense-Albiense; pero no es raro encontrar también margas y margo-calizas rosadas del Cretácico superior, o calizas arenosas del Eoceno. Tampoco es raro encontrar retazos de Trías con yeso entre el Jurásico del Subbético externo y este Complejo al que cabalga.

Por la dificultad de cartografiar aquí cada una de las formaciones se incluye todo este Complejo dentro de una misma unidad cartográfica.

### 4.2.2.- Zona Prebética

Como ya se ha citado la Zona Prebética ocupa la parte más septentrional de las Cordilleras Béticas, y en el caso que nos ocupa, la parte más septentrional de la región murciana.

Su relación con Zona Subbética y con el Macizo Hercínico de la Meseta puede observarse en las figs. 4.2-I y II.

Las distintas formaciones se han depositado en ambientes variables, cuya batimetría oscilaba según la edad de las mismas, existiendo sedimentos propios del continente emergido hasta marinos, desde litorales hasta la iniciación del talud.

Durante el Jurásico inferior y medio se depositan siempre formaciones calcáreas, total o parcialmente dolomitizadas, propias de un medio de plataforma marino somero. Esta dolomitización disminuye hacia el interior de la cuenca, o sea, hacia el Sur, e igualmente lo hace hacia el techo de la serie Jurásica (en el Malm). En el Malm la sedimentación es de facies marina pelágica, al menos hasta el Kimmeridgiense. La parte terminal del Jurásico y el Cretácico más inferior no se depositó en las partes más septentrionales, que quedaron emergidas, y si lo hicieron, como en el Cretácico más al Norte, fue en ambientes continentales con depósitos terrígenos y silíceos del tipo fluvial ("Facies Utrillas"). Hacia el interior de la cuenca, el Cretácico es más completo, comenzando a aparecer términos dolomíticos y calcáreos, carbonatos y arenas barremienses y aptienses, con paso a calizas de todos sus términos dolomíticos, y a margas de los terrígenos silíceos que comienzan a contener faunas pelágicas y bentónicas. En su parte más meridional comienza a presentar turbiditas proximales.

El Paleoceno, Eoceno y Oligoceno marino solo aparece hacia las áreas internas, comenzando por el Eoceno calizo y un Oligoceno arrecifal, que en la parte más meridional da paso a una facies "flysch" de turbiditas calcáreas, a veces con olistolitos del Cretácico.

El ambiente de esta parte meridional del Prebético durante el Cretácico medio-Eoceno superior, es desde la pla-

taforma externa al talud submarino. En el Subbético externo antes descrito, estos episodios corresponderían probablemente al pie del talud submarino y a un gran surco.

La Zona Prebética es un macrodominio fundamentalmente autóctono, aunque afectado como todos los dominios de la región murciana por importantes accidentes en dirección, y por esfuerzos comprensivos que desarrollan grandes cabalgamientos, en general de más continuidad lateral que envergadura o acortamiento. El juego del funcionamiento alternativo de las fallas en dirección con los cabalgamientos puede provocar la cercanía de series que en su origen podían estar relativamente distantes.

Han sido numerosos los autores que han distinguido diversos dominios paleogeográficos dentro de la Zona Prebética.

Por lo general se distinguen dos dominios principales, el Prebético externo y el Prebético interno (fig. 4.2-X). Aunque algunos autores introducen el Dominio intermedio dentro del Prebético Interno, otros lo consideran aparte. En esta memoria lo incluimos en el Subbético externo.

Para AZEMA et al. (1979), que considera el Dominio intermedio aparte, los criterios de diferenciación de estos dos grandes dominios serían:

- Posición de las líneas de costa durante el Portlandiense-Neocomiense (figura 4.2-XI), de modo que el área emergida sería el Prebético externo y la sumergida el Prebético interno.

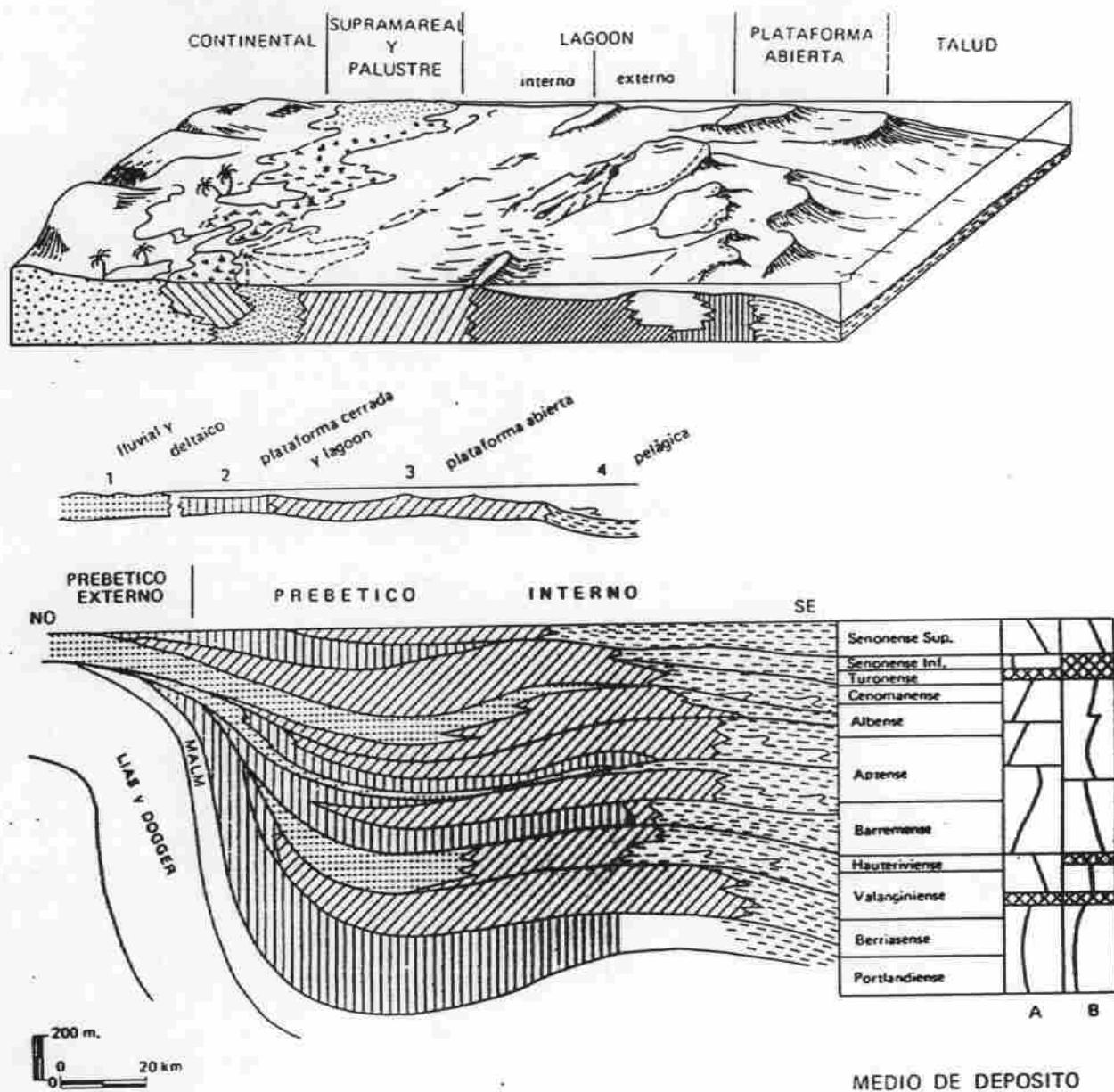


Fig. 4.2-X. Distribución de medios sedimentarios desde el Jurásico superior al final del Cretácico. Las columnas A y B corresponden a las fluctuaciones del nivel del mar deducidas para el sector occidental y el oriental respectivamente (De GARCIA-HERNANDEZ et al., 1982).

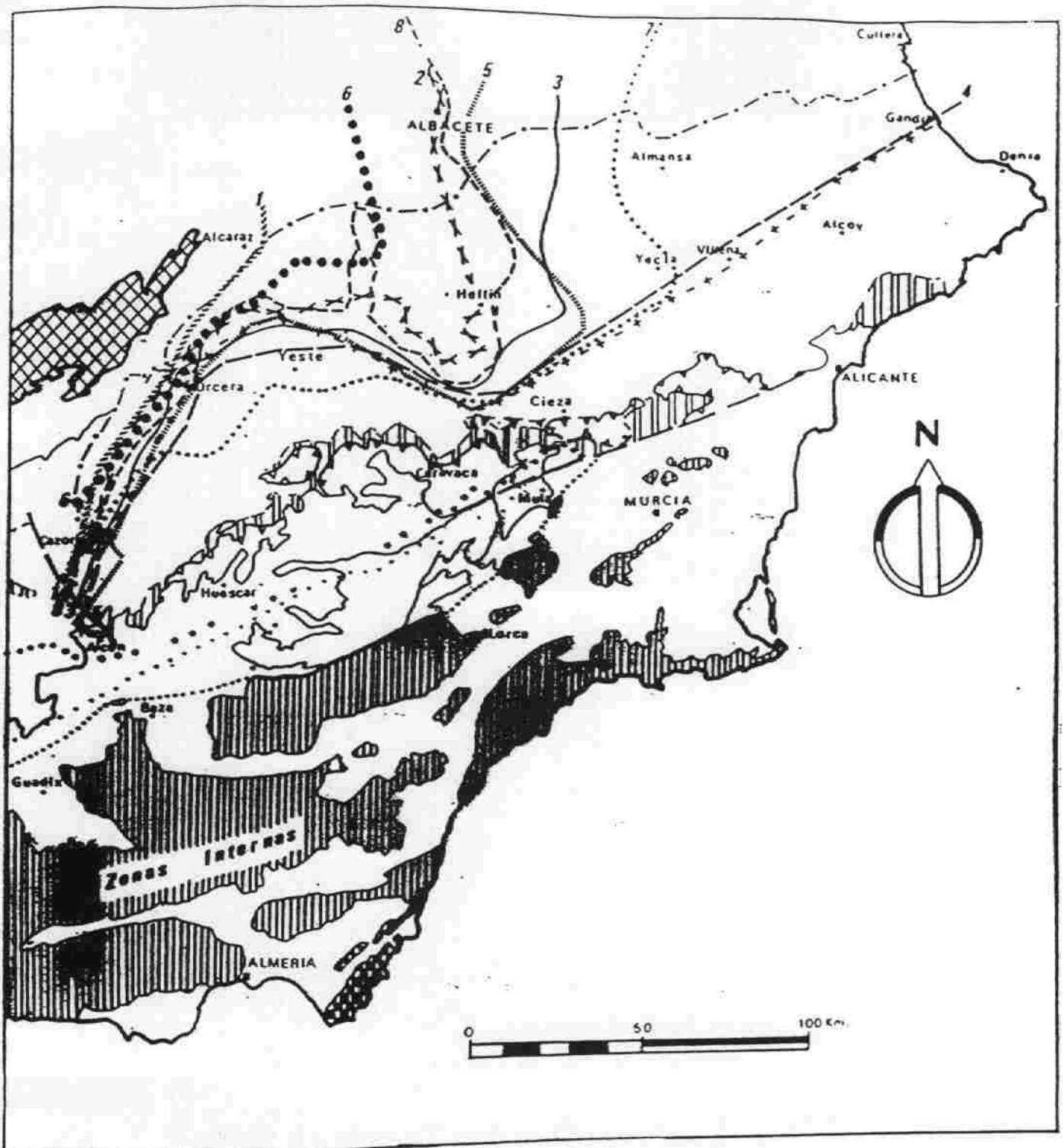


Fig. 4.2-XI. Evolución de la línea de costas durante el Mesozoico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (AZEMA *et al.*, 1979).  
 1. Dogger. 2. Oxfordense-Kimmeridgiense inferior. 3. Kimmeridgiense superior. 4. Portlandiense-Neocomiense. 5. Aptense inferior. 6. Límite occidental de la facies Utrillas. 7. Límite oriental de las facies Utrillas. 8. Cenomanense-Senonense inferior.



- Existencia durante el Senoniense inferior de un área sin depósito, alineada según la divisoria de ambos dominios, desde Cieza a Alcoy.
- Presencia de materiales paleógenos marinos exclusivamente en el Prebético interno.
- Mayor abundancia de facies detríticas en los términos correspondientes al Cretácico inferior del Prebético externo.

Para la división en dominios adoptada en esta memoria, que corresponde a la de BAENA y JEREZ, L., (1982), en que se considera el Dominio intermedio como perteneciente a la zona Subbética los criterios seguidos son prácticamente los mismos. Solo diremos que el Dominio del Prebético meridional distinguido en la cartografía correspondería, según estos, correspondería a la parte más cercana al Subbético dentro del Prebético interno presente en esta región de Murcia.

#### 4.2.2.1- Prebético meridional

La ordenación numérica de las Unidades Cartográficas establecida en la leyenda nos obliga a realizar la descripción desde las Zonas Internas a las Externas, y dentro de esta desde las partes más internas a las más externas.

El Prebético meridional constituiría el subdominio más meridional o interno del dominio Prebético interno, o sea, el que conectaría con el Subbético externo. Está representado en la región de Murcia en la Sierra de la Puerta, entre Calasparra y Caravaca, así como en la Garrapacha al NO de Fortuna (Fig. 4.2-XII).

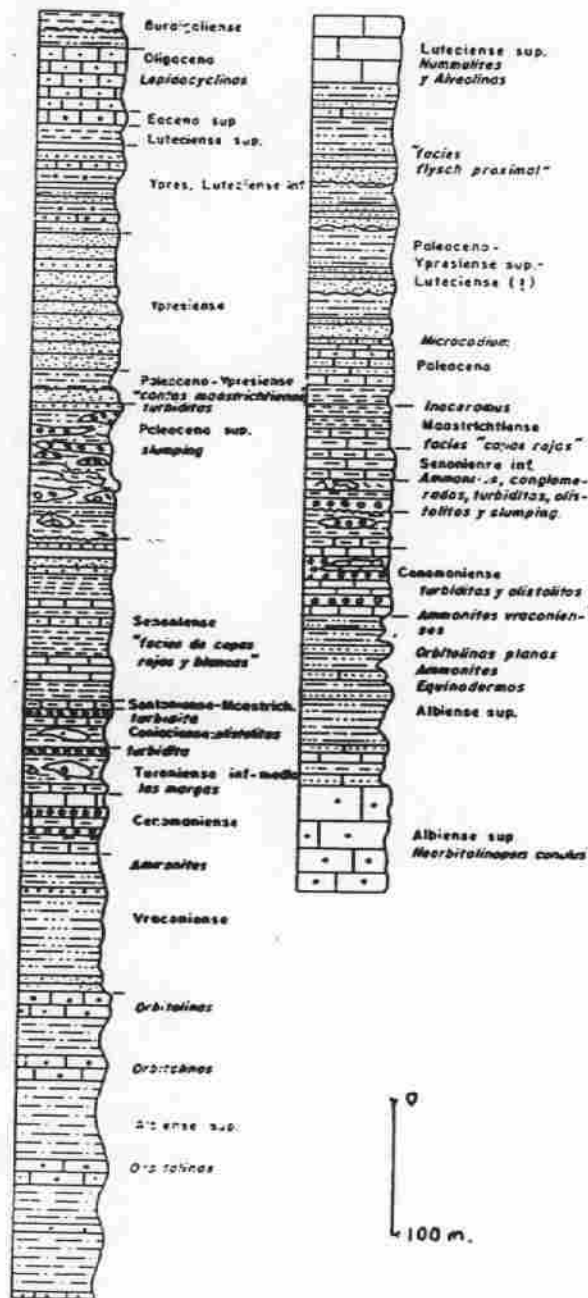


Fig. 4.2-XII. Series tipo del Prabético meridional de la región de Murcia.

## Cretácico

### Cretácico inferior (44)

Las facies presentes aquí, se asemejan por una parte a las de las series más meridionales del Prebético interno, sobre todo en las calizas con Orbitolinas, mientras que por otro lado presentan analogías con el Subbético externo, en las margas ricas en microfauna pelágica, terrígenas, finamente areniscosas, intercalando niveles más o menos consistentes de areniscas, que representan un medio alejado de la costa, con aportes turbidíticos.

Las calizas con Orbitolina representarían el Albiense superior, y las margas superiores con Ammonites corresponden al tránsito Albiense-Cenomaniense.

### Cretácico superior (45)

Al contrario que en el resto del Prebético, tan próximo geográficamente, la parte inferior del Cretácico superior del Prebético meridional es margocaliza y de facies pelágica, propias ya de un ambiente claramente alejado de la costa. Por el contrario su semejanza con el Subbético externo es prácticamente absoluta. Sus facies de "capa rojas" con Globotruncanas del Senoniense es común con parte del Prebético interno y con casi todo el Subbético.

Está constituido por dos conjuntos:

- El inferior margo-calizo con intercalaciones de niveles de sílex negro. También se suelen intercalar algunos niveles de conglomerados cuyo origen debe estar en flujos gravitacionales precedentes de zonas más cercanas a la costa.

- El superior son margas y margo-calizas en facies de "capas rojas" rica en Globotruncanas.

#### Paleoceno-Eoceno (46)

Se distinguen en el mismo dos tramos:

- El inferior, incluye dos conjuntos, uno calizo-margoso con bloques rodados del Cretácico (L. JEREZ, 1973), y un conjunto superior esencialmente margo-arenoso, con frecuentes y pequeños trozos de yeso, areniscas, arenas y calizas arenosas con Nummulites. Presentan características de aparatos turbidíticos proximales, e incluyen el Paleoceno, el Eoceno inferior y parte del Eoceno medio.

- El superior es de calizas masivas, y su edad es discutida. Para PAQUET (1969) serían oligocenas y para BAENA y JEREZ, L., (1982) podría tratarse de la parte superior del Eoceno medio.

#### Oligoceno superior-Mioceno inferior (47)

Esta unidad cartográfica es común a todo el Prebético de la región de Murcia, estando mejor representado en el Prebético interno y externo, por lo que su descripción la realizamos al hablar de dichos dominios.

##### 4.2.2.2.- Prebético interno

El Prebético interno presenta una sucesión estratigráfica mucho más potente y completa que el externo, y sus características generales pueden apreciarse en el Cuadro III, donde también se expresan las del Prebético meridional, que en el Cuadro constituye el subdominio denominado Prebético interno meridional.



En la región de Murcia son numerosas las series pertenecientes a este dominio, sobre todo las correspondientes a su parte más septentrional, entre las que destacan las de la Sierra del Molino, Larga, de Enmedio y de Salina, y sobre todo, la de la Sierra de la Muela y el Carche, las más completas de todo la región (figura 4.2-XIII y XIV).

Puntualicemos aquí, que entre el Prebético interno representado en la región de Murcia, y el Prebético meridional ya descrito, existen series en la parte central de este dominio que no están representadas aquí, pero sí, y muy bien, hacia el Este, en la región valenciana.

#### Trías (48)

Aflora únicamente la facies "Keuper" de margas-arcillosas y yesos, y en general lo hace mediante asomos diapíricos. Estos asomos diapíricos son más frecuentes en el Prebético externo, donde la cobertera mesozóica-terciaria es menos potente. Como sus características son comunes, dedicaremos más espacio a su descripción al referirnos a ese dominio, puesto que se trata de una misma Unidad cartográfica.

#### Malm-Neocomiense (49)

Está representado únicamente al N de la Sierra del Carche en el sector oriental, y en el núcleo del anticlinal de la Sierra de la Muela en el sector occidental. No aflora completo. En la Sierra de la Muela (L. JEREZ, 1973) se distinguen:

SIERRA DEL MOLINO

SIERRA LARGA-  
SIERRA DE ENMEDIO

SIERRA DE SALINAS

SIERRA DEL  
CARGUE

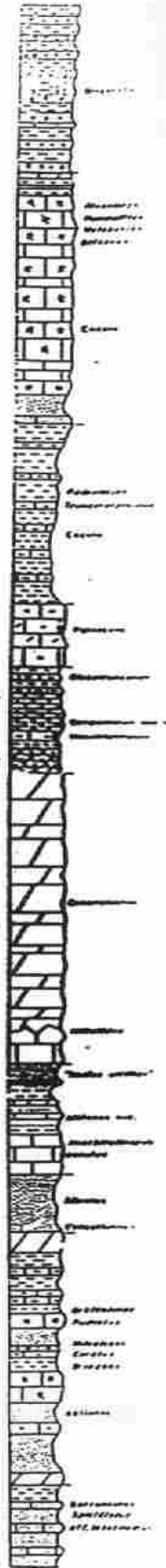
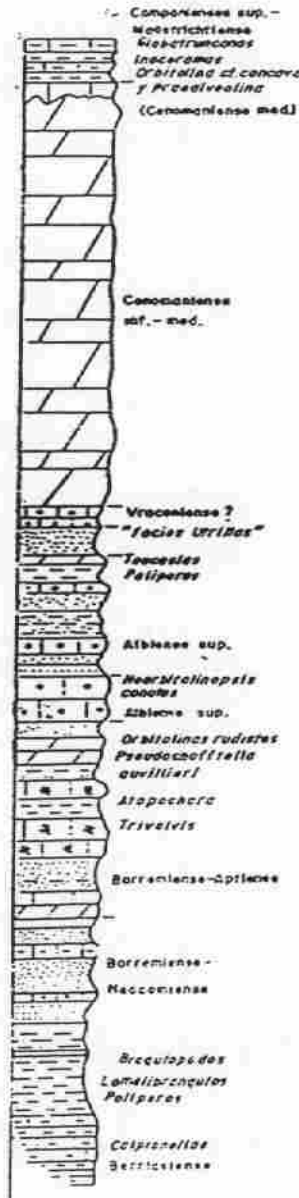
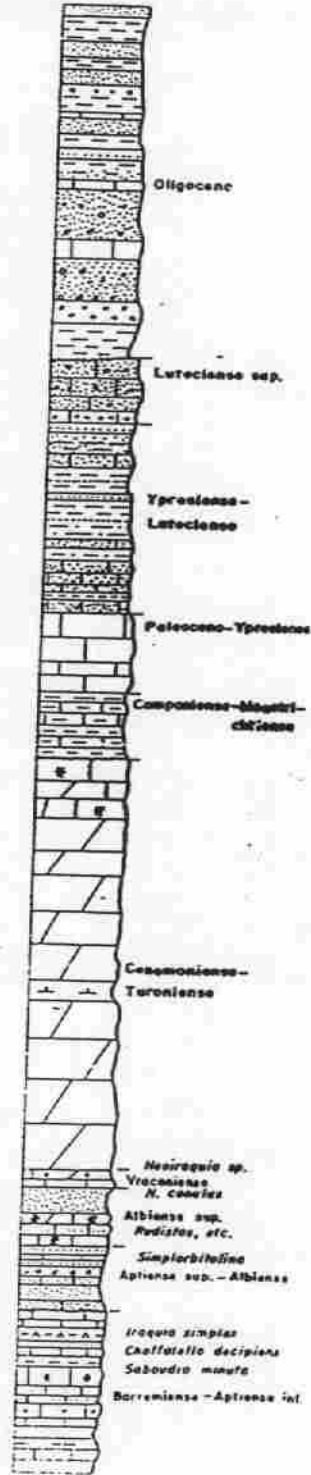
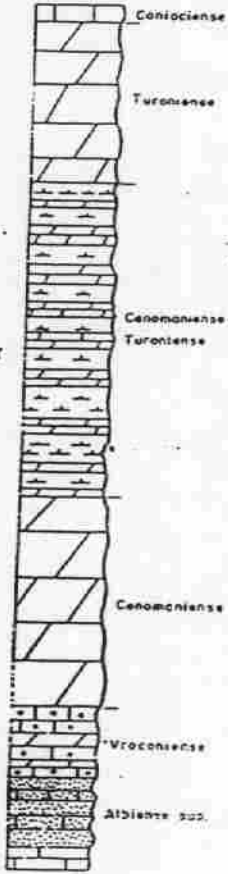


Fig. 4.2-XIII. Series tipo del Prebético interno de la parte oriental de la región de Murcia.



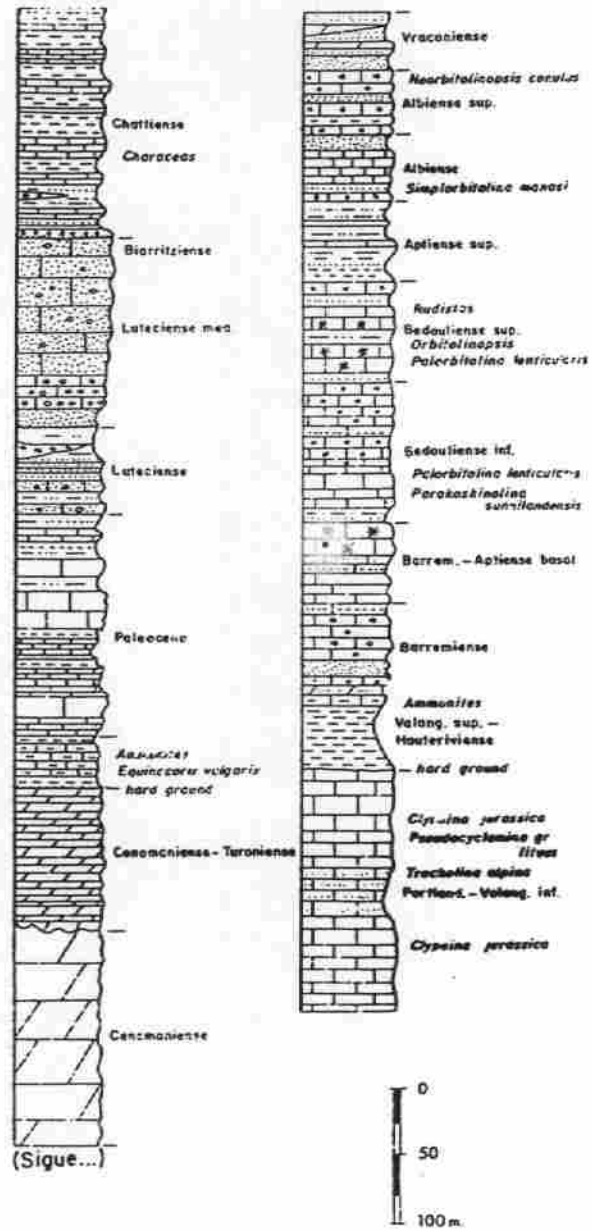


Fig. 4.2-XIV. Serie tipo del Prebético interno de la parte occidental de la región de Murcia.

- 80 m de calizas grises con Clypeina jurassica.
  - 35 m de calizas arenosas silíceas, a veces con estratificación cruzada.
  - 60 m de calizas gravelosas en bancos delgados.
- y 40 m de calizas con Ostreas. Terebratulas. Equinodermos, Polyperos, Hydrozoarios, y al techo Ammonites. Sobre éstas, una espectacular superficie ferruginosa (hard-ground).

En la Sierra del Carche son 120-140 m de calizas.

El ambiente de depósito corresponde a una plataforma, a veces costera.

#### Cretácico inferior (50)

Una de las características del Prebético interno de esta región es el gran desarrollo y potencia del Cretácico inferior. Los ejemplos más característicos son los de la Sierra de la Muela y la Sierra del Carche.

En la Sierra de la Muela (L. JEREZ, 1973), está representado por:

- 40-70 m de margas ocres-verdosas, a veces con areniscas silíceas y calizas margosas. La base es rica en Ostreas y Ammonites.
- 40-45 m de calizas, a veces oolíticas, con intercalaciones de 2-5 m de margas y arenas. Representarían el Barremiense.

- 85 m de calizas gravelosas con algunas intercalaciones de margas, areniscas calcáreas y calizas de grano fino.
- 100 m de calizas con algunos niveles más arenosos intercalados en la parte superior. Estas calizas gravelosas presentan a veces aspectos nodulosos y por su fauna de Orbitolínidos parecen representar el Aptiense inferior.
- 20 m de arenas blancas seguidas de margas.
- 180-200 m en los que las arenas alternan con tramos más calizos, predominando los carbonatos hacia el techo, con Orbitolinas y Rudistos.
- 120 m de una formación fundamentalmente detrítica de arenas y margas arenosas con algunos niveles carbonatados, cuya fauna indica el límite Aptiense-Albiense.
- 80 m de calizas, con alguna intercalación de arenas, donde la presencia de Neorbitolinopsis conulus, permite datar el Albiense superior.
- 40-50 m de arenas versicolores, margas y areniscas, con dolomías arenosas hacia el techo, en el paso al Cretácico superior.

En la Sierra del Carche.

- 70-80 m de areniscas y arenas glauconíticas gris-verdosas. En la base con trazas de Ammonites (Spitidianus aff. intermedius). En algunos puntos su espesor aumenta, siendo muy visible en las pistas que ascienden al Carche. Estas facies son sincrónicas con las facies "Weald" del Prebético externo, pero mientras aquellas son continentales, aquí

tienen carácter marino, de tipo "lagoon" conectado con el mar, que evoluciona a plataforma. Su edad parece ser Barremiense.

- Un conjunto muy variado y potente que va desde arenas a carbonatos, en el que es constante la alternancia de arenas y/o arcillas con calizas. Los bancos calizos son oolíticos o arenosos, e incluso dolomíticos, acompañados de abundante fauna tanto macro como micro, sobre todo Rudistas (Toucosia) y Orbitolinas, así como Ostreidos, Corales y Nerineidos. Las arenas y arcillas son versicolores, estas últimas rojas y verdes, y las arenas amarillas a blancas. Su potencia es muy grande, oscilando entre 200 y 800 metros aproximadamente. Son depósitos de plataforma interna, que intercalan episodios de compejos barrera-lagoon. Su edad puede ser Barremiense-Albiense.
- Una sucesión de pasadas detríticas asociadas a calizas beige con Orbitolinas y Rudistas. Al final horizontes dolomíticos. Su potencia suele ser de 150-180 m y debe representar la parte superior del Albiense.

Estas series son parecidas a las de la Sierra Larga y Solana de Sopalmo, aunque estas, en su potencia, no sobrepasan los 200 metros. Esto indica que nos encontramos en una situación paleogeográfica más meridional y que las fallas de desgarre (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977) han desplazado parcialmente los dominios paleogeográficos.

#### Cenomaniense-Turoniense (51)

En conjunto se trata de dolomías masivas, cuya potencia varía desde los 50-60 m en la Rajica de Enmedio hasta los más de 300 m de la Sierra del Carche. A veces, como en esta

última serie se superponen algunas calizas masivas blancas. En la Sierra Larga, donde esta Unidad tienen 200-250 m de potencia, se intercala en su parte media un nivel de margas dolomíticas de 3-4 m de potencia. El ambiente es de plataforma.

#### Senoniense (52)

Está representado por dos tramos, cuya potencia conjunta oscila desde 30 hasta los 70 metros.

- El tramo inferior son calizas blancas algo dolomitizadas con abundantes restos de Ostreidos, Rudistas, Inocerámidos y Equinidos.

El ambiente oscila entre plataforma carbonatada tranquila y plataforma arrecifal algo más agitada.

- El tramo superior es de calizas margosas y margas con Globotruncanas. Igualmente son frecuentes Inoceramus, Siderolites calcitropoides, Lepidorbitoides aff. socialis, etc. Su ambiente es de plataforma marina externa.

En las series más occidentales (Sierra de la Muela) puede faltar el tramo inferior (e incluso todo el Senoniense -flanco sur del anticlinal de dicha Sierra-) y entonces el Campaniense sup-Maestrichtiense, constituido por margas y calizas margosas con Equinocorix vulgaris y Ammonites es discordante y transgresivo sobre un "hard-ground" desarrollado sobre distintos términos de la Unidad anterior.

### Paleoceno-Eoceno (53)

En la Sierra del Zacatín, en el sector occidental, se inicia la serie por unos 100 m de calizas masivas blancas con restos de Lamelibranquios y Equinodermos y en su parte superior Nummulites y Alveolinas.

Estas calizas faltan al Sur de la Sierra de la Muela o están mal representadas. Sobre las dolomías del Cretácico superior (Cenom.-Turon.) aparecen:

- Un conjunto de unos 135 metros de calizas y calizas nummulíticas, en las que se intercalan algunos niveles margosos, de hasta 25 m de potencia en la parte media. Corresponden al Paleoceno y parte del Eoceno inferior. Son ricas en Nummulites y Alveolinas, sobre todo, hacia la parte superior.
- Sobre lo anterior unos 125 m de un conjunto bastante más terrígeno, en el que abundan las margas arenosas, areniscas y calizas arenosas, rico en Nummulites. Assilinas, Alveolinas y Discocyclinas. Correspondería yá al Eoceno inferior y parte del Eoceno medio.

### Eoceno-Oligoceno (54)

Continuando la serie anterior, y en el sector occidental, existe una discordancia (L. JEREZ, 1973) entre lo anterior y una serie caracterizada constituida por:

- 10 m de arenas silíceas blancas.
- 20 m de conglomerados calizos nummulíticos con matriz de caliza arenosa, con óxidos de hierro.

- 100 m de calizas nummulíticas, con gravas de cuarzo y cuarcitas. Su fauna de Nummulites y Alveolinas caracterizan el Eoceno medio.

Al techo de lo anterior, existe un imponente "hard-ground" que explicaría la falta de depósitos en el Eoceno superior, o bien que este y el Oligoceno inferior-medio esté representado en la serie que viene a continuación, de tipo marino-lagunar, y que está constituida por:

- 3,5 m de conglomerados, arenas y calizas arenosas con estratificación cruzada, con Gasteropodos y Equinodermos.
- 6 m de calizas bien estratificadas.
- 80 m de margas arenosas, rosadas, rojizas y verdes, así como de arenas rojas con gravas de cuarzo y cuarcita. Calizas blancas intercaladas.
- 60 m de calizas y margas con Ostracodos.
- 27 m de margas verdes y blancas alternando con nivelitos de calizas.
- 15 m de arcillas rojas.
- 15 m de margas blancas, rosas y verdes alternando con calizas blancas.

#### Paleógeno (55)

En el sector oriental, al no encontrar las discordancias tan claras que se encuentran en el occidental, se ha



considerado cartografiar todo el conjunto bajo una misma unidad. Se distinguen tres conjuntos:

- El inferior de calizas blancas recristalizadas a veces brechoides, cuya potencia varía desde los 20 m en la Sierra Larga a los 100 m de la Solana de Román. Parecen de tipo arrecifal.
- El medio, que consiste en unos 140 m de areniscas, calizas arenosas, arenas y margas multicolores, con cantos de cuarzo y cuarcitas, y fauna de Alveolinas y Nummulites que marcan una edad de Eoceno inferior y medio.
- El superior son 40-50 m de calizas arenosas, arenas y algunos bancos más o menos conglomeráticos, con grandes Alveolínidos, que señalan una edad Luteciense superior.

Podría faltar aquí el Eoceno superior y gran parte del Oligoceno.

#### Oligoceno superior-Aquitaniense (47)

A esta formación marina lagunal o salobre, con capas rojas de aspecto continental e incluyendo areniscas estériles, limos con escasos restos de foraminíferos y margas con Ostrácodos y Microcodium, le asignamos esta edad, aunque en realidad podría tratarse del Oligoceno-Aquitaniense inferior que L. JEREZ (1973) le asignó en base al estudio de Algas de GRAMBAST al no tener otros datos paleontológicos. No obstante podría incluir también el Eoceno superior.

Está representada en casi todos los dominios del Prebético y parece representar depósitos marino-lagunales e incluso continentales, reflejo de una regresión generalizada.

Gran parte de la Unidad cartográfica 54 podría considerarse que es idéntica a esta, aunque en la Hoja 1:50.000 de Moratalla se han diferenciado, la 54 como Oligoceno y la 47 como Aquitaniense inferior.

#### 4.2.2.3.- Prebético externo

El Prebético externo de la región de Murcia está representado en su área central meridional, no estando representado el dominio más cercano a la Meseta.

Las características generales del Prebético externo, y su división en subdominios vienen dadas en el Cuadro IV, de BAENA y JEREZ, L. (1982).

Series tipo de este dominio dentro de la región, podrían ser las expresadas en la figura 4.2-XV, correspondientes a la Sierra de Cabeza de Asno, Sierra de las Cabras (NO de Jumilla), Sierras del Buey y del Molar.

En la serie de la Sierra de Cabeza de Asno, el Jurásico es incompleto y el Cretácico superior es marino-lagunal.

#### Trías (48)

Generalmente aflora en facies "Keuper" mediante contactos mecánicos, más o menos diapíricos. Se trata de arcillas con alto contenido en yeso, y es un término común al resto del Prebético.

Cuadro IV -- Cuadro resumen de características litológicas y ambientales de los distintos episodios geológicos en los diferentes subdominios del Prebético externo

GRÁFICO 2	Características Litológicas del TRIAS	MEDIO SEDIMENTARIO	Características Litológicas del JURÁSICO-VALANG. INF.	MEDIO SEDIMENTARIO	Características Litológicas del CRETÁCICO INFERIOR	MEDIO SEDIMENTARIO	Características Litológicas del CRETÁCICO MEDIO	MEDIO SEDIMENTARIO	Características Litológicas del CRETÁCICO SUPERIOR	MEDIO SEDIMENTARIO	Características Litológicas del PALEOCENO-EOCENO	MEDIO SEDIMENTARIO	Características Litológicas del OLILOCENO SUP.-AQUITANIENSE	MEDIO SEDIMENTARIO
PREBÉTICO EXTERNO SEPTENTRIONAL PREBEX (ii)	I Substrato: Puzos, congo merados, arcillas arcillosas, limolitas y margas versicolores.	CF-CL	L Dolomías de grano fino y medio, dolomíticas y arcillas verdes y rojas al techo.	CL-TM FM	N		C							
	M-S Muchachas ark. Dolomías, arcillas y margas con Myophoria sp.		D Dolomías de grano medio y grueso, calizas oolíticas.	TM-MP <sub>2</sub>	B-Ap	C	CT (Erosión post-dimetación al menos en ciertas áreas)	MP <sub>1</sub> -TM						
	S Keweenaw. Arenas arcillosas, limolitas y arcillas versicolores, yesos.		M		Ap-AI Albomas sub "Facies Ultritas" arenosas, areniscas, conglomerados silíceos, arcillas y limas versicolores.	C <sup>2</sup>	T							
PREBÉTICO EXTERNO CENTRAL PREBEX (ii)	I Substrato: Conglomerados silíceos, arcillas, limolitas y margas versicolores.	CF-CL	L Dolomías de grano fino y medio, dolomíticas y arcillas verdes y rojas al techo.	TM-CL	N		C Dolomías arenosas (Vraconien) y masas al techo, Orbisólidas en la base.	MP <sub>1-2</sub>	S Calizas masivas blancas (Coniacenses); calizas de grano fino con intraclastos ("califoux noir") Characoides y Gastropodos. A veces Lacazine y Globotruncanas (Santonense - Maastrichtense).	MP <sub>1</sub> TL-MP				
	M-S Muchachas ark. Calizas tabulares y margas Myophoria sp.	TM	D Dolomías de grano medio y grueso, calizas oolíticas.	TM-MP <sub>2</sub>	B-Ap Facies ferruginosas, margas verdes y carbon poligónicas del B-Ap inferior.	CF	CT Dolomías, dolomíticas y "masas dolomíticas" Gastropodos.	MP <sub>1</sub> -TM						
	S Margas barcoladas y yesos.		M Calizas nodulosas y calizas y margas con Ammonites, calizas oolíticas y dolomías masivas.	MP <sub>2-3</sub> MP <sub>1</sub>	Ap-AI (Ocasionalmente masas calizas y dolomíticas). Albomas superior: En general "Facies Ultritas" arenosa, areniscas, conglomerados, arcillas barcoladas. (Ocasionalmente evanescencia).	(TM-MP) CF-TP	T Idem.	MP <sub>1</sub> -TM						
PREBÉTICO EXTERNO MERIDIONAL PREBEX (iii)	I Substrato: Conglomerados silíceos, areniscas arcillosas, arcillas y margas versicolores.	CF-CL	L Dolomías de grano fino y medio, margas y arcillas al techo.	TM-CL MP	N	TD-TE	C Dolomías arenosas (Vraconien) y masas al techo, Orbisólidas en la base.	MP <sub>1-2</sub>	S Calizas masivas blancas (Coniacenses); calizas de grano fino con intraclastos ("califoux noir") calizas arenosas y a veces areniscas y conglomerados al igual que (Vraconienense). Gastropodos, Characoides, Globotruncanas. Ocasionalmente Siderolites, Orbitoides y Lepidobranthes en los sectores occidentales, y muy frecuentes en los sectores orientales.	MP <sub>1</sub> TL-MP <sub>1,2</sub>	Representado solamente en los sectores orientales: Conglomerados, calizas y margas; calizas nodulosas muy raras y escasas.	CF-CL MP <sub>1</sub>	O Representado solamente en los áreas más orientales: Conglomerados y arcillas rojas, ocasionalmente masas calizas o margas calizas de "masas de evanescencia".	CF-CF
	M-S Muchachas ark. Calizas tabulares y margas.	TM	D Dolomías de grano medio y grueso.	TM-MP <sub>2</sub>	B-Ap Arenas, arcillas, intercalaciones de dolomías y de calizas, Rudistas y Orbisólidas.	TE-TM TL-MP <sub>2</sub>	CT Dolomías, dolomíticas y margas dolomíticas.	MP <sub>1</sub> -TM						
	S Margas barcoladas y yesos.	CL	MN Calizas nodulosas y calizas y margas con Ammonites, dolomías masivas y calizas oolíticas; calizas de grano fino con "califoux noir" (intraclastos), dolomías, calizas arenosas y arcillas (Barrabense - Valanginense inferior).	MP <sub>2-3</sub> MP <sub>1</sub> TL-TM TP	Ap-AI Arenas, arcillas, intercalaciones de dolomías y de calizas. Rudistas y Orbisólidas.	TP-TE TM TL-MP <sub>1</sub>	T Dolomías masivas.	MP <sub>1</sub>						

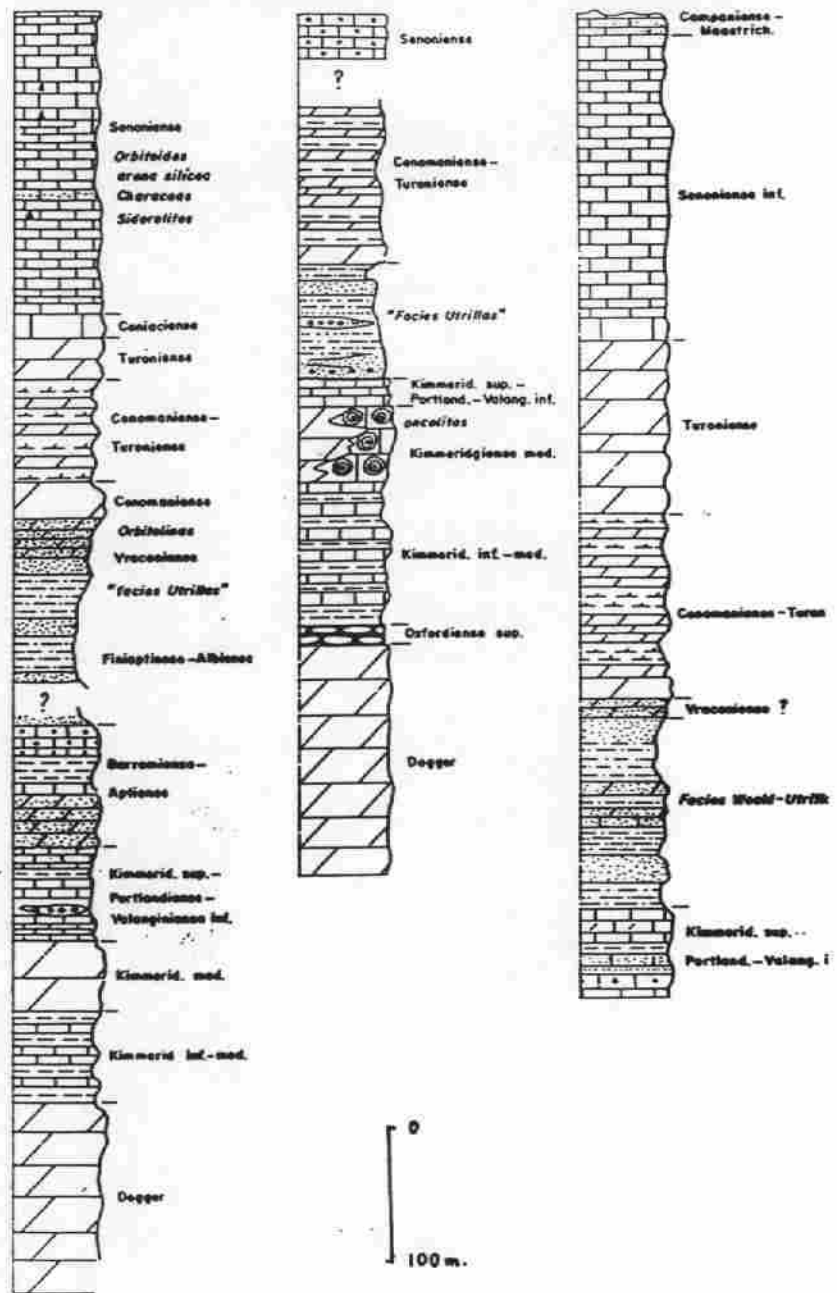


Fig. 4.2-XV. Series tipo correspondientes al Prebético externo de la región de Murcia.

### Lías-Dogger (56)

Está constituida esta unidad cartográfica por:

- 60 m de dolomías y calizas dolomíticas de tipo supramareal.
- A veces unos 4 m de yesos blancos.
- 90 m de dolomías y calizas dolomíticas oolíticas con intercalaciones de margas rojas y verdes.
- 100 m de dolomías masivas, de aspecto brechoide, con calizas oolíticas en su parte superior. A techo puede existir un "hard-ground", sobre el que se localiza la unidad siguiente.

### Malm-Neocomiense (57)

- Sobre lo anterior descansan unas calizas nodulosas grises o rosadas con abundante fauna de Lamelibranquios, Espongiarios, Belemnites, Braquiopodos y Ammonites, que caracterizan el Oxfordiense superior. Su potencia es de unos 25 m aproximadamente. Plataforma.
- 90-100 m de caliza y margo-caliza con Ammonites del Kimmeridgiense inferior. Corresponden a depósitos de plataforma interna, que evolucionan a un medio intermareal.
- 40-50 m de dolomías de grano grueso que pasan lateralmente a calizas oncolíticas y oolíticas, correspondientes a barras situadas en "lagoon" y mar abierto.

- Unos metros de calizas microcristalinas estratificadas, a veces intraclásticas, y con ocasionales lentejones de conglomerados, que probablemente representan rellenos de canales intramareales. Probablemente representen el tránsito Jurásico-Cretácico.

#### Cretácico inferior "Facies Weald" (58)

En general, sobre la formación anterior viene otra constituida por:

- Arcillas rojas y verdes con abundantes restos vegetales y niveles arenosos que incluso pueden llegar a ser microconglomerados. Se interpretan como sedimentos continentales que evolucionan a un medio marino restringido, y por su posición se denomina "facies Weald" para distinguirla de la "facies Utrillas" bastante semejante, pero estratigráficamente más alta. Cuando no existe formación carbonatada en el Cretácico inferior llegan a confundirse ambas facies. La potencia es variable, y según se consideren separadamente o en conjunto ambas facies, puede oscilar desde 40 a más de 120 metros.

#### Cretácico inferior (59)

La serie varía desde unos puntos a otros, y puede comenzar por facies marinas correspondientes laterales de la Unidad anterior, o superponerse a ellas, conteniendo en su interior el tramo de "facies Utrillas".

En líneas generales se pueden diferenciar:

- Calizas bioclásticas, calcarenitas muy recristalizadas con niveles arenosos y restos vegetales limonitizados. Potencia 80 m. Ambiente mareal, que hacia el techo pasa a marino restringido o abierto.
- 60 m de areniscas canalizadas y discordantes sobre la anterior, con acumulación de cantos de cuarcita, con restos vegetales, que deben corresponder a un medio costero con gran influencia continental.
- 35 m de dolomías tableadas, negras, con restos vegetales, que en su base pueden tener un microconglomerado también dolomítico. En el techo dolomías masivas grises con Rudistitos. Corresponde a un medio de plataforma restringida.
- 20 m de calizas cristalinas margosas, de ambiente costero restringido.
- Alrededor de 100 m de arenas blancas con cantos y niveles arcillosos, costras ferruginosas y restos vegetales, correspondientes a la "facies Utrillas". Medio continental, correspondiente al nivel superior arenoso de los dos tramos definidos por ELIZAGA (1980) más al Norte, fuera ya de la región de Murcia.

#### Cenomaniense-Turonense (60)

Generalmente constituido por una formación dolomítica estructurada en tres miembros:

- Uno basal de dolomías masivas con Rudistas, y "sombras" de Orbitolinas que alcanza una potencia de 80 m. Plataforma interna.



- Otro intermedio de dolomías tableadas y limos dolomíticos con potencia de 90 metros. Medio de deposición mareal.
- Y finalmente otro de dolomías masivas negras, con unos 100 m de espesor.

### Senoniense (61)

La serie comprende:

- De 150 a 250 m de calizas blancas, masivas, a las que continúan calizas estratificadas de grano fino con episodios fuertemente intraclásticos ("calizas trufadas" o con "cailleux noires") con Lacazinas. Corresponden a zonas de sedimentación costera restringida, llegando a ser incluso lacustres.
- 20 m de calizas blancas con Gasteropodos, y el foraminífero Murciella cuvilleri definen el Campaniense-Maestrichtiense.
- Finalmente, en la Sierra de los Gavilanes aparece un tramo de margas blancas y rojas con niveles de yeso. En este nivel con unos 30 m de potencia, se ha citado por primera vez un nuevo ostracodo llamado Neocyprideis murciensis (FOURCADE y DAMOTTE, 1971). Tanto las Caráceas como los Ostracodos dan una edad Maestrichtiense para este nivel, de clara influencia lacustre.

### Eoceno (62)

Sobre el nivel anterior reposa un conjunto de margas y calizas recristalizadas de color beige con Microcodium. Su

potencia es de 30 m, y su medio de sedimentación semejante al de la formación sobre la que se apoya, o sea, también lacustre.

#### Oligoceno Superior-Aquitaniense (47)

Al igual que en otros dominios, cuando aparece en este, presenta margas ocres y blancas, calizas margosas de Algas y arcillas rojas muy arenosas que engloban cantos de cuarzo casi exclusivamente.

#### 4.3.- NEOGENO Y CUATERNARIO

En el Mapa Geológico, las unidades cartográficas distinguidas por un color y un número, tanto en el Neógeno como en el Cuaternario, se caracterizan por una edad determinada. Las formas, facies y su litología correspondientes se expresan en los esquemas que acompañan a dicho documento cartográfico. Esto nos permite evitar una multiplicidad de colores y números en la leyenda y mapa, a la vez que facilita una lectura más intuitiva y comprensible de la situación y evaluación paleogeográfica.

Todo el Neógeno y Cuaternario está muy bien representado en la región de Murcia, aunque no siempre con el mismo desarrollo superficial, potencia y facies, como razonablemente se aprecia en la cartografía. Durante el Mioceno inferior-medio y parte basal del superior (Tortonense inferior) el sector septentrional de la región (al N de la falla de Socovos) estaba ocupado en su mayor parte por el mar, según se desprende de los depósitos allí existentes. A partir de ese momento, el mar abandona este sector y ya en régimen continental, los depósitos que se localizan son de tipo aluvial,

fluvial o lacustre. Por el contrario al Sur de dicho accidente tectónico, en el sector meridional, los depósitos marinos más abundantes son los del Mioceno superior, aunque sigan representados los del Mioceno medio. En las cercanías del litoral están también presentes el Plioceno y Cuaternario marino.

Debido a la actividad tectónica tan espectacular que afectó a toda esta región durante el Neógeno, los cambios paleogeográficos se sucedieron con cierta rapidez, siendo por ello un área en que las investigaciones para establecer una correlación estratigráfica entre los depósitos marinos y continentales, sobre todo desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario pueden resultar muy prometedoras.

La descripción del Neógeno y Cuaternario se hace conforme al orden ascendente en la leyenda, y considerando las distintas unidades cartográficas distinguidas según criterios estratigráficos. Ya dentro de estas unidades, se realiza una breve descripción según los sectores y/o áreas en que estas unidades estén mejor representadas.

#### 4.3.1.- Neógeno

La distribución de los depósitos del Neógeno en el espacio, así como la de sus facies, ha estado gobernada en esta región por el juego accidentes tectónico-movimientos eustáticos (ascensos y descensos del nivel del mar).

Durante el Mioceno inferior, aún el talud que separaba al Prebético del Subbético parecía tener influencia en la sedimentación.

En el Mioceno inf-medio, además de marcarse la discordancia con los depósitos más antiguos, discordancia que representa el importante evento de la colisión entre la Zona Interna y Externa, el mar se expande hacia el Norte de la Zona Prebética, mientras que los surcos o depocentros se sitúan, o bien en los límites entre Zona Interna y Externa al principio, y más tarde, en el Mioceno medio, al Sur del Prebético, sobre el que avanzaba parte del dominio Subético.

A mediados del Tortonense, la configuración paleogeográfica cambia radicalmente. El mar abandona el sector septentrional, y en ese dominio predominará a partir de entonces la sedimentación continental, con facies fluviales y lacustres. En la zona más subsidente dominan las facies lacustres, enriquecidas en sílice, por la aportación del volcanismo ligado a fallas. En las cercanías de las fallas que bordean los surcos subsidentes abundan los abanicos aluviales de facies groseras.

A continuación transcribimos literalmente lo que sobre la relación entre tectónica y sedimentación en el Mioceno superior y Plioceno se decía en la memoria del "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia", realizado por el mismo autor de esta memoria.

Las cuencas del Mioceno superior al Cuaternario, situadas sobre las Zonas Internas Béticas en la región murciana han sido fuertemente controladas por las deformaciones tectónicas, en particular por los movimientos, verticales y horizontales, de los diversos juegos de fallas, de los que ya destacamos el juego NNE-SSO a NE-SO que forma la cuenca del Guadalentín y que se prolonga hacia el Sur de la provincia de Almería por las fallas de Palomares y Carboneras. Este hecho ya ha sido descrito en numerosos estudios previos (LAROUZIERE

et al., 1987; MONTENAT et al., 1987; OTT d'ESTEVOU et al., 1988; etc.). Estos diversos autores citados muestran como, dentro de un cuadro compresivo aproximadamente N-S y con una extensión ligada prácticamente perpendicular, se han producido cuencas que han funcionado en compresión, sufriendo a la vez importantes desgarres sinistrorsos, como las de Hinojar o Pulpí (Almería), ligadas a fallas NE-SO. A la vez, en otros sectores se han formado cuencas controladas por fallas casi N-S (caso de la cuenca de Mazarrón) o por fallas NO-SE que en muchos casos han presentado importantes movimientos como fallas normales (el amplio sector de Mar Menor y áreas próximas) (Figura 4.3-I).

Las cuencas de Hinojar, Pulpí y en parte la del Guadalentín son descritas como cuencas de tipo surco sobre desgarre (sillón sur décrochements): cuencas estrechas formadas a lo largo de los desgarres, con una importante deformación coetánea en muchos casos con la sedimentación, con fenómenos tales como slumps, brechificaciones, cuerpos de olistolitos, coladas de barro (que puede estar ligadas a paleosismos), fenómenos de autocanibalismo y resedimentación de los depósitos, formaciones turbidíticas abundantes, etc. En las cuencas controladas por movimientos verticales algunas de las anteriores manifestaciones son raras, tales como los fenómenos de autocanibalismo, etc., y en general la inestabilidad se muestra menos importante. Sin embargo no deja de ser muy importante el control tectónico ejercido por las fracturas que determinan las áreas subsidentes y a la vez los relieves que emergen y de cuya erosión se nutren buena parte de los nuevos sedimentos. A la vez, estas cuencas, claramente distensivas presentan importantes fenómenos volcánicos que se tratan más adelante.

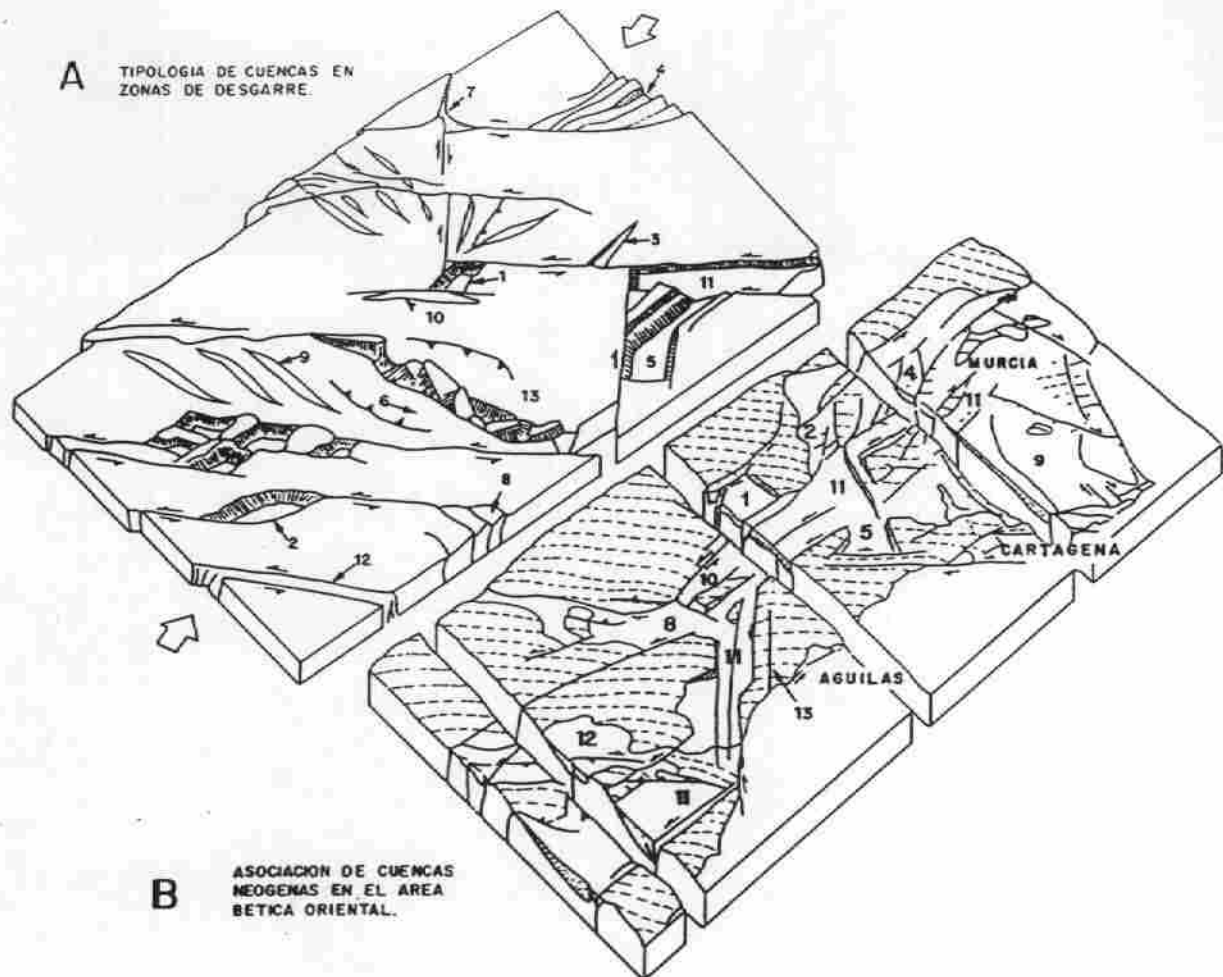


Fig. 4.3-I. Tipología de cuencas de desgarre (A), y comparación con el área de desgarre de las Béticas Orientales (B). Tomada y retocada de OTT d'ESTEVOU y ot., 1988.

Cuencas en extensión	En Murcia
1.- Graben en rumbo (CROWELL, 1974)	Lorca y Alberán
2.- Graben sigmoidal (CROWELL, 1974)	Quizes Barqueros
3.- Graben en cicatriz de tensión (DIBBLEE, 1977)	
4.- Graben en "cola de caballo" sobre la terminación conforme del desgarre (ARTHAUD, y ot., 1979)	Alcantarilla-Molina de Segura
5.- Graben en transtensión en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dexas y sínexas (LAROUZIERE, 1985)	Mazarrón
Cuencas en compresión	
6.- Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974)	
7.- Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983)	
8.- "Cola de caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD y ot., 1977)	Suroeste de Puerto Lumbreras
9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOCK, y ot., 1973)	Quizes el Campo de Cartagena
10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot., 1985)	Entre Puerto Lumbreras y S <sup>a</sup> de Enmedio
11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot., 1985)	Hinojar, norte de Carrascoy
12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot., 1985)	Parte de Palomares-Pozo la Higuera
13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE, 1975)	Arco de Aguilas



Los movimientos verticales que se dejan notar en la Cordillera desde finales del Tortonense también afectaron, sobre todo desde el Plioceno, a las cuencas que previamente habían estado regidas por los desgarres. Los nuevos depósitos presentan el mismo control de sedimentación citado para las cuencas distensivas anteriores.

En las Zonas Externas y en la vecindad del contacto con las Zonas Internas se localizan asimismo cuencas que están controladas por movimientos distensivos generales, entre los que se interponen eventos compresivos que determinan cambios de facies en los materiales miocénicos y pliocénicos y producen deformaciones durante la sedimentación o después de ella, especialmente en los bordes.

Así es posible reconocer:

- Pasos entre la sedimentación continental y marina.
- Formación de "fan deltas" en sectores de zona de fallas de Bullas-Archena o de las fallas del borde N de las sierras pertenecientes a las Zonas Internas (cuencas de Lorca, Fortuna, ...).
- Presencia de edificios recifales en altos fondos originados por vía sedimentaria, tectónica o volcánica.
- Depósitos de evaporitas conectados con la instalación de regímenes de medio restringido como consecuencia de movimientos verticales relativos entre diferentes bloques limitados por fracturas importantes.



- Discordancias angulares, discordancias progresivas e hiatos en los materiales recientes de relleno de las cuencas (borde N de la cuenca de Fortuna y borde S de la de Caravaca, por ejemplo.).

En la formación de las cuencas en Zonas Externas juegan un papel importante las grandes fallas de Socovos y Bullas-Archena, así como las que las cruzan.

La primera, en general vertical e inversa con vergencia al N (en su parte más oriental), determina en el dominio que queda al N de ella el desarrollo de algunas cuencas, con claro predominio de las facies continentales, entre las que podemos citar la de Capasparra, la de Cieza y otras más alejadas hacia el extremo N de la provincia.

Entre las dos grandes fallas arriba mencionadas aparece un amplio sector, en general elevado, con escaso desarrollo de depósitos recientes. Sólo en algunos sectores relativamente deprimidos del mismo se forman cuencas, como la de Caravaca o la prolongación septentrional hacia Cehegín, de la cuenca de Mula. En la primera se depositan facies marinas restringidas (evaporitas, conglomerados y algunas calcarenitas) que antes del fin del Messiniense pasan ya a facies lacustres como consecuencia de los movimientos de la falla de Bullas-Archena, que controló el borde meridional de esos sectores al actuar como falla transpresiva (inversa más sinistrosa) a partir del Tortoniense superior, produciendo una clara elevación del bloque meridional que se mantiene hasta el Cuaternario reciente. En la segunda sólo aparecen depósitos marinos en el Tortoniense superior, pues la elevación del bloque referido produce la retirada del mar y únicamente se depositan facies continentales de edad cuaternaria.

Asimismo, la falla de Bullas-Archena controla el borde N de las cuencas de Mula propiamente dicha y de Fortuna, actuando como transpresiva, con cabalgamiento hacia el S y probablemente también como distensiva, en combinación con fallas subparalelas situadas ya al S del contacto Zonas Externas-Zonas Internas y con otras transversas de direcciones NO-SE y NE-SO. Se produce así el acúmulo de fuertes espesores de sedimentos de facies marinas más o menos francas durante el Tortoniense superior y el Messiniense, si bien ya el Messiniense terminal pasa a ser continental.

Como resultado del movimiento transpresivo de la zona de fallas de Bullas-Archena, se producen cabalgamientos hacia las áreas deprimidas: hacia el N, en el caso de la cuenca de Caravaca, y hacia el S, en las cuencas de Mula y Fortuna, con extrusión de materiales plásticos del Trías que pueden llegar a extravasarse en diferentes momentos de la evolución de las cuencas (Sierra Ricote, Capres-Macisbenda). El papel de las fallas NE-SO y NO-SE como fallas tensionales durante la compresión N-S permite deslizamientos diferenciales y una amortiguación uniforme de los mismos a ambos lados de la zona de fallas de Bullas-Archena, por lo que las cuencas no tienen por qué estar forzosamente enfrentadas de N a S respecto a dicho accidente ni presentar el mismo esquema evolutivo ya desde el inicio de la subsidencia relativa. La acción combinada de unas o otras fallas determina, de este modo, una alternancia de surcos y umbrales transversos a la traza de la gran falla de Bullas-Archena con depocentros controlados principalmente por las fallas NE-SO y NO-SE, que actúan como tensionales.

El límite S de las cuencas de Mula y Fortuna viene dado por la zona de fallas del corredor de Puerto Lumbreras-Murcia y por los relieves de las Zonas Internas que co-

mienzan a aparecer al E del meridiano de Fortuna. Este mismo límite es común a la cuenca de Lorca, pero ésta, a diferencia de las anteriores, no sobrepasa propiamente el contacto entre Zonas Externas y Zonas Internas, más al N del cual sólo aparecen materiales continentales pliocenos o más modernos.

#### 4.3.1.1.- Aquitaniense-Burdigaliense inferior (63)

En el área más septentrional, al N y NO de Yecla no está representada esta Unidad, y si lo estuviese sería por depósitos continentales, con abanicos aluviales de escaso desarrollo.

Al Sur de las Sierras de las Cabras (NO de Jumilla) y de la Sierra del Buey, con una dirección y situación cercana a la cual se podría situar la costa, comienzan a aparecer depósitos marinos costeros o litorales correspondientes a esta Unidad, que pasan rápidamente a plataforma.

En general responden a biocalcarenitas y calizas arenosas, calizas masivas de algas y calizas pararrecifales con Lamelibranquios, Briozoos, Esquinidos, etc.

Su potencia es muy variable de unos puntos a otros aunque a veces sobrepasan los 200 metros. En su base pueden existir pasadas conglomeráticas con influencias continentales.

Esta unidad persiste con estas características (calizas de plataforma marina) en todo el dominio de la Zona Prebética. En la Zona Subbética parte de esta Unidad está incluida en la serie margosa turbidítica más profunda. En el sector más meridional de las Zonas Internas no está presente.

#### 4.3.1.2.- Burdigaliense sup-Langhiense inferior (64)

Esta Unidad es claramente discordante sobre la anterior. Esta discordancia refleja uno de los eventos tectónicos más importantes en las Cordilleras Béticas, que provocan la colisión entre la Zona Interna y la Externa, el comienzo de los deslizamientos de las unidades subbéticas y el plegamiento, con despegues a nivel del Triás, de las series prebéticas.

Al Norte de la región (en la cercana prov. de Albacete), la serie está representada por un tramo detrítico de unos 50 m, en el que se intercalan episodios marinos costeros con otros continentales. Se trata de pudingas, arenas y areniscas, así como biocalcarenitas con Pectínidos, Ostreidos y Balánidos (que suelen marcar la línea de costa) y Calizas de Algas. Hacia el techo los materiales se hacen más finos, marcando el comienzo de una transgresión y se pueden distinguir un tramo inferior de calizas arenosas muy fosilíferas y otro superior de calizas compactas organógenas.

Más al Sur, al N de la Sierra del Escabezado, son 200 m de caliza bioclástica, muy compactas, y con estratificación cruzada a gran escala, propia de barras costeras, aunque con zonas más profundas. En la Sierra de las Cabras (NO de Jumilla), se trata de calizas bioclásticas pararrecifales que reposan claramente discordantes sobre una formación litológicamente idéntica de la unidad anterior. Esta discordancia resulta espectacular en la carretera Madrid-Cartagena, en los alrededores de Minateda, ya en la provincia de Albacete.

Hacia el Sur, las facies son de plataforma más profunda con algunos aportes turbidíticos representada por margas margo-calizas y calizas margosas, con intercalaciones arenosas, como al NO del anticlinal de la Sierra de la Muela.

En la Sierra de La Pila son unos 300 m de margas, margo-calizas y areniscas, y más al Este calizas poco potentes que pasan a margas.

Parece ser que es al Sur del Prebético, y en el límite con el Subbético, donde se sitúa al depocentro de esta unidad cartográfica y de la siguiente, o sea, donde se situaría la zona más profunda de la cuenca en esta región.

Ya en la Zona Subbética las facies parecen suavemente de plataforma, con calizas con algún nivel de margas, sobre todo en la base, que contiene algo de cuarzo. Abundan las Algas, y es frecuente la resedimentación de materiales y fauna más antigua, lo que dificulta a veces su datación. No obstante las margas contienen una microfauna claramente de esta edad. Su potencia es muy variable y destaca en el paisaje con saliente muy espectacular el Oeste de la carretera Caravaca-Lorca.

En el límite entre las Zonas Externas e Internas, donde se sitúan las formaciones de la Zona Circumbética, esta unidad se deposita en angostos surcos, largos y estrechos, que geográficamente estarían situados en el Pasillo Fuensanta-La Parroquia-Veléz Rubio, y entre la Sierra de Cambrón y el río Pliego, al N de Sierra Espuña. Esta formación sellaría la colisión tectónica entre ambas Zonas.

En la Fuensanta-la Parroquia son margas, conglomerados, areniscas, brechas calcáreas y olistostromas, (masas deslizadas desde el borde de la cuenca) con una potencia aproximada de 100 m. Al N del río Pliego, existen más de 250 m de:

- Margas arenosas y areniscas calcáreas conglomeráticas
- Margas y margocalizas con "slumping", testimonio de una inestabilidad tectónica, y niveles areniscos turbidíticos.

Hacia las Zonas Internas no aparece esta unidad cartográfica, aunque de existir se situaría en puntos muy concretos y afectada por grandes accidentes tectónicos, tanto normales como en dirección.

#### 4.3.1.3.- Langhiense-Serravaliense (65)

Esta unidad cartográfica representa en la Zona Prebética la continuación de la unidad anterior, aunque en facies más profundas. Cuando no se han podido separar, se contemplan como una sola unidad (66). Esta unidad está representada en la parte más septentrional de la Región de Murcia por calizas que, apoyándose en las partes altas de la cuenca, pasan a la formación "tap", en la que se diferencian dos tramos:

- El inferior de margas algo arenosas u ocres con nódulos blancos y abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos.
- El superior de margas blancas con fauna planctónica y a veces Diatomeas, parecidas a las "albarizas" de Andalucía occidental.

Esto representaría facies de cuenca no muy profunda, con aportes, que va haciéndose más someras hacia el techo.

En los alrededores de Moratalla está constituida esta unidad por margas, margo-calizas y calizas margosas con gran



abundancia de olistolitos y turbiditas, procedentes de los materiales de Subbético externo que han avanzado hacia el Norte durante el depósito de estos materiales hasta llegar a cabalgarlos. (HOEDEMAEKER, 1973). Esto está ilustrado claramente por la ventana tectónica existente en La Rambla de Béjar, en el núcleo de la Sierra del Gavilán, al Oeste de Caravaca, donde las dolomías jurásicas del Subbético cabalgan y rodean a calcarenita, brechas y margas de esta edad. Hacia el Este son margas, y a veces, facies más someras, con influencia continental.

En la Zona Subbética no se encuentra esta unidad, por lo que puede suponerse que esta región estaba emergida durante ese período, lo que en parte parece lógico si como se ha visto anteriormente, gran parte de esta Zona estaba situada en una posición topográficamente más alta y se deslizaba hacia la cuenca.

Hacia las Zonas Internas puede que no exista tanta continuidad entre los depósitos del Langhiense y Serravaliense.

Langhiense: Aflora poco y muy tectonizado en la Sierra de Carrascoy y litológicamente está formado por margas limosas de colores grises. Los clastos que contiene parecen corresponder, sobre todo, al Complejo Maláguide. MONTENAT (1973), los refiere con el nombre de formación Los Garres.

Serravaliense: Aflora muy tectonizado. Se apoya sobre materiales de la Zona Circumbética en el borde Noroccidental de la cuenca de Mula, a la altura de Pliego, donde está representado por facies de abanicos deltáicos, en un ambiente entre marino y continental.



rior. No sucede lo mismo con las cuencas del Mioceno superior, bien preservadas en la actualidad.

#### 4.3.1.4.- Mioceno superior

En la Zona Prebética establecer una separación cartográfica entre la última unidad cartográfica del Mioceno medio (65-66) y la primera del Mioceno superior (67) resulta prácticamente imposible, sobre todo a nivel de formaciones margosas. Lo que allí se cartografía como Tortoniense inferior puede comprender parte del Serravaliense superior.

Hacia las Zonas Internas la diferenciación es clara, pues entre ambas existe una fase tectónica importante que configurará al tipo de cuencas al Sur de la falla de Crevillente.

La separación del Tortoniense inferior del Tortoniense superior es muy conveniente en esta región, por varias razones entre las que son determinantes las siguientes:

- El primero es transgresivo, y el segundo regresivo, de tal forma que a nivel del Prebético el Tortoniense superior marino prácticamente no existe, siendo a partir de ese momento un dominio continental con depósitos fluviales y lacustres.

En las Zonas Internas, o en el límite de estas con las Externas esté Tortoniense superior está muy desarrollado en facies marinas.

- Existe discordancia entre ambos, sobre todo a nivel de las principales fallas de la región, que han actuado durante estas épocas, de tal forma, que entre una y otra unidad se

producen salidas diapíricas de Trías a favor de dichas fallas. Este Trías extruído irá a alimentar los depósitos detríticos del Tortoniense.

#### Tortoniense inferior o Tortoniense I (67)

En el área más septentrional de la región, está representado por calizas detríticas más o menos arenosas con intercalaciones margosas. A veces arrecifales. Son depósitos litorales que se apoyan sobre "altos" y que pasan a margas hacia las zonas más profundas. Al Norte de las Sierras del Escabezado y de la Cingla (donde llega a estar cabalgado por el Cretácico prebético), se trata de calizas de algas y calcarenitas con más de 150 m de potencia.

Al Oeste de Jumilla se localizan conglomerados, calizas arenosas y areniscas, y ya en el valle de la Rambla del Judio entre Jumilla y Cieza, así como entre el Río Segura y la Sierra del Puerto se desarrolla una potente formación de margas, propia de cuenca más profunda. Igual ocurre entre la Sierra de la Pila y la del Carche.

Hacia el Sur el inicio del Tortoniense corresponde con la formación de la mayoría de las cuencas hoy presentes.

Comienza el Tortoniense inferior con una transgresión. El registro sedimentario de ese período se inicia con margas grises coronadas por una plataforma bioclástica bien representada en la Sierra de la Tercia, a la que solapan, y en la Sierra de la Muela. También están dichas plataformas bioclásticas bien representadas en el borde Norte de la Cuenca de Fortuna, a lo largo de la línea tectónica de Crevillente. Se trata de calcarenita y calciruditas bioclásticas, constituí-

das por fragmentos de Briozoos, Lamelibranquios, Equinodermos y Algas rojas, en mayor o menor proporción; otras faunas más accesorias son Balanus y Gasterópodos.

Suelen presentarse estos materiales más tectonizados que la unidad cartográfica del Tortoniense superior, especialmente en las proximidades de los grandes accidentes que delimitan las cuencas. Buenos ejemplos de ello se tienen en los bordes de la Sierra de la Tercia, de la Muela, o en las proximidades de la línea de Crevillente-Archena-Bullas.

Para esta misma época, la Sierra de Carrascoy presenta un registro sedimentario algo diferente. Se trata de una potente serie de margas grises con intercalaciones de areniscas turbidíticas sin que hoy queden restos de la plataforma que, más al Norte, debió nutrir esta parte más profunda de la Cuenca del Tortoniense inferior.

#### Tortoniense Superior o Tortoniense II (68)

Ya se dijo anteriormente que en toda la mitad septentrional de la región de Murcia (al N de la falla de Socovos, o línea Cieza-Calasparra), el mar se habría retirado durante esta época, quedando algunos depósitos marinos al SE de esta región, como las calizas situadas al SE de Sierra Larga y discordante sobre la unidad anterior. Calizas con Briozoos y Coralarios de una plataforma pararrecifal. El mar se fue retirando de NO a SE.

En el resto de este área señalada con anterioridad, el régimen de depósito fue netamente continental, y continuó así hasta la actualidad.

La distribución de los depósitos continentales en unidades cartográficas con una edad determinada no deja de ser un ensayo, dado que las dataciones en estos materiales son difíciles de realizar. Estas se realizan en base a los hallazgos de microvertebrados y su estudio, o bien con dataciones absolutas de las rocas volcánicas que las atraviesan parcialmente. En ambos casos la datación tiene un carácter local, y es difícil extrapolarlas y/o extenderlas a toda la región. Las cuencas neógenas continentales de la región de Murcia, han sido principalmente investigadas por ELIZAGA y CALVO (1988), habiendo sido fruto de la tesis de E. ELIZAGA (1990). La máxima potencia reconocida en el conjunto de la cuenca estudiada por estos autores, en los alrededores de los Embalses del Cenajo y de Camarillas, (cuenca de Las Minas) alcanza los 450 metros, aunque oscila entre 40 y 460 m (ELIZAGA y CALVO, 1988).

Estos autores consideran dentro del conjunto de la serie dos unidades tectosedimentarias o secuencias deposicionales separadas por una discontinuidad. Esta discontinuidad está en relación con manifestaciones volcánicas, y al techo de la cual aparecen cuerpos "slumpizados" que señalan eventos sísmicos o sismotectónicos.

Dentro de la unidad tectosedimentaria inferior consideran tres conjuntos o facies superpuestos, que de abajo a arriba serían:

- Facies A: constituida por conglomerados en capas de potencia y granulometría decreciente al techo. Cantos angulosos sin orientación definida. Matriz arenosa. Hacia el techo las capas conglomeráticas pasan gradualmente a areniscas o materiales más finos. Se interpreta como "fan-deltas" lacustres.

- Facies B: Hacia el techo se pasa a cuerpos arenosos en capas canalizadas, lutitas tanto laminadas como masivas y niveles episódicos de conglomerados cuyos cantos son de pequeño tamaño. Hacia el techo disminuyen los niveles arenosos y aumentan las lutitas o margas-arcillosas. Son frecuentes los niveles ricos en materia orgánica y nódulos silíceos. Se produce una somerización del ámbito lacustre con respecto a la facies anterior que creó las condiciones para la deposición de la facies siguiente:
- Facies C: Constituida por arcilla, limos, niveles de arena, yesos y carbonatos en láminas finas. Dentro de esta facies se distinguen dos tramos: Uno inferior yesífero (que alcanza los 100 m en Las Minas) con nódulos de azufre, y otro superior carbonatado.

Consideramos como perteneciente a la Unidad cartográfica 68, Tortoniense superior o Vallesiense-Turoliense, las facies A, B y la parte inferior de la C. Esto lo hacemos por consideraciones regionales. De hecho sería el Tramo inferior de la cartografía de la tesis de Elízaga. Esta unidad cartográfica estaría representada además de en la cuenca de Las Minas, al N de la Sierra del Escabezado y en los alrededores de La Celia, al Oeste de Jumilla. En esta última localidad, las arcillas, limos, conglomerados y yesos, con Algas y Gasteropodos han proporcionado una fauna de microvertebrados del Turoliense (Zona MN11 de Mein). Sus materiales están afectados por cierto metamorfismo térmico en el contacto con las rocas volcánicas (jumillitas)..

El semiciclo marino regresivo que representa el Tortoniense superior, coincide hacia el Sur de la falla de Socovos con un vigoroso rejuvenecimiento de los relieves que circundan las cuencas y una importante profundización en los mismos. Margas calcáreas de colores grises son la litología que

predomina en esta época, en cuencas como la de Lorca, Mula o Fortuna. Estas margas grises, potentes, que ocupan las partes centrales de las cuencas, muestran dos situaciones diferentes hacia los bordes:

- A) Desarrollo de segmentos, más o menos extensos, de plataformas progradantes hacia el centro de la cuenca.

En este caso son frecuentes las intercalaciones de materiales clásticos, resultado de los aportes que llegan a la plataforma instalada en los relieves cercanos, como en el caso del borde occidental de la cuenca de Lorca, o bien en la cuenca de Mula, donde potentes intercalaciones del orden de 8-10 m de conglomerados y arenas, procedentes de los relieves béticos del Sur, aparecen entre las margas grises del centro de la cuenca.

En la falda meridional de la Sierra de Carrascoy se implanta para esta época un sistema de plataforma progradante que de muro a techo suministra la siguiente sucesión:

- Margas grises.
- Alternancia de margas y areniscas con abundantes "slump" vergentes al SE, areniscas almohadilladas, diques clásticos y todo un cortejo de estructuras que evidencian un contexto de talud, que cambia de facies con las margas ya descritas.
- Sobre estas areniscas y margas se desarrolla un paquete de unos 70 m de calcarenitas bioclásticas que distalmente cambia de facies al talud antes descrito.



B) Desarrollo de "fan deltas" o "abanicos deltáicos" en los bordes de las cuencas.

Esta segunda modalidad de sistema deposicional está bien documentada en aquellos bordes de las cuencas que fueron limitados por importantes accidentes tectónicos. Buenos ejemplos de ella se tienen en el flanco Sur de la Sierra de la Tercia, condicionado por el Accidente de Alhama de Murcia-Lorca, en el flanco occidental de la Sierra de Carrascoy, o bien a lo largo del borde Norte de la cuenca de Fortuna, que en esta época estaba limitado por el accidente Bullas-Crevillente, donde se desarrollaron "fan deltas" como los de la Espada o La Umbría.

Estos "fan deltas" muestran una megasecuencia vertical grano y estratocreciente como resultado de su progradación desde el borde al centro de la cuenca. Dicha megasecuencia está constituida por la alternancia de gravas y arenas con estratos conglomeráticos de 3-5 m de potencia y cantos de redondeados a subangulosos, dependiendo de su posición. La morfología general de los estratos suele ser sigmoidal y cambia de facies desde los típicamente fluviales en posición proximal, pasando por facies de abanico subacuoso a facies de limos y arenas finas que cambian a margas de cuenca en posición distal. Dichas margas de cuencas pueden contener algunos estratos que reproducen "la secuencia de BOUMA" y denuncian su emplazamiento por corriente de turbidez. En algunos de estos "fan deltas", como sucede en el caso de la Umbría, al NE de la Cuenca de Fortuna, puede observarse excepcionalmente bien la zona de playa (por la presencia de Balanus), que separaba la parte emergida y sumergida de estos abanicos deltáicos.



Las dos modalidades del sistema deposicional descrito tienen su reflejo en la pequeña cuenca al SO de Caravaca. Mientras al Sur, y ligados al accidente Bullas-Archena-Crevillente, aparecen "fan deltas" (S. de Campo-Coy), en su borde oriental (La Encarnación) aparecen materiales de una plataforma detrítica. Los depósitos del centro no aparecen al estar cubiertos por otros más recientes.

Por último el registro del Tortoniense superior terminó con magníficos ejemplos de arrecifes coralinos que rodean a las cuencas de esta edad.

Se trata de importantes edificios arrecifales constituidos fundamentalmente por Tarbellastreas y Porites en los que pueden diferenciarse bien las partes del armazón arrecifal, cuando este no ha sido erosionado, y el talud. Estos taludes, generalmente mejor preservados que los armazones están constituidos por brechas y calcirruditas en sus posiciones altas próximas al armazón y por calcarenitas finas y limos calcáreos, intercalados en posiciones medias y distales respectivamente.

El importante descenso eustático acaecido a finales del Tortoniense hizo que estos arrecifes, al igual que el resto de los materiales tortonienses aflorantes en los bordes de las cuencas, quedarán emergidos y sometidos a erosión.

#### Messiniense (69)

La serie continental de la cuenca de Las Minas, al NO de la Sierra del Puerto, en el área de Salmeron y Moharque estaría constituida durante el Messinense, por la parte superior de las Facies C y las Facies A que distinguen ELIZAGA y

CALVO (1988), o por el Tramo medio de la cartografía de ELIZAGA (1990). Entre ambas facies se situaría una discontinuidad, que para nosotros sería intramessiniense.

Se caracteriza litológicamente por:

- Carbonatos y margas en los que aumenta notablemente el contenido en nódulos silíceos y niveles diatomíticos. Esto puede estar relacionado con la presencia de erupciones volcánicas, cuyos fragmentos se pueden reconocer englobados en estos sedimentos.
- Al techo de la discontinuidad, la facies D: Formada por los materiales anteriores resedimentados, así como por fragmentos clásticos procedentes de los bordes y zonas marginales de la cuenca. Dentro de estas facies se distinguen dos tipos de depósitos:
  - a) Cuerpos "slumpizados" o deslizados durante el depósito, cuya potencia máxima supera los 40 m y
  - b) Niveles predominantemente terrígenos, estructurados por corriente de turbidez, en las partes centrales de las cuencas.

Esta unidad está bien representada en la Cuenca de Las Minas, entre el Cerro de Monagrillo y Lomas Altas, al O del Río Segura. Las calizas lacustres horizontales entre la Rambla del Judio y Sierra del Picarcho, encima de las margas marinas, podría ser de esta edad.

Hacia el Sur, ya en los dominios en que el Tortoniense superior era netamente marino, la principal características de los depósitos messinienses, es la de que se depositaron en

cuencas cuyo basamento estuvo enteramente constituido por materiales tortonienses, es decir, fueron cuencas de menos extensión areal, que se desarrollaron dentro de las anteriores cuencas tortonienses.

El registro sedimentario messiniense es muy variado desde el punto de vista litológico, así como en cuanto a los medios sedimentarios en los que se depositaron estos materiales. De entre las litologías más características se pueden destacar las calizas arrecifales, las calcarenitas, margas de cuencas, yesos y otras sales como halita; sin faltar los clásicos como conglomerados y areniscas. El registro varía bastante de una cuenca messiniense a otra; sin embargo, la cuenca de Fortuna contiene el más completo de cuantos se conoce (SANTISTEBAN, 1981). El resto de las cuencas contiene parte de este registro, con mayor o menor desarrollo dependiendo de los casos.

El relleno messiniense de la cuenca de Fortuna puede agruparse de muro a techo en cuatro grupos de sedimentos separados por otras tantas discordancias, y que en cuanto a sus características se pueden resumir así:

Grupo 1º.- Constituyen lo que algunos autores han denominado "turbiditas someras". Se trata de materiales terrígenos en los bordes, que cambian de facies a margas en el centro de la cuenca.

Estos materiales terrígenos penetran en un medio lacustre salobre, residuo del mar tortoniense, y están constituidos por cuerpos fluviales o fluviodeltáicos que penetran en dicho lago. Su potencia es reducida (menos de 20 metros), al igual que su extensión areal.

Grupo 2º.- Es expansivo en los bordes de la cuenca respecto al anterior. Está constituido por una secuencia marina de salinidad normal en la base, que termina por desecación en una salmuera concentrada que deposita halita hacia el techo, con desecación total y exposición subaérea. Litológicamente lo constituyen calcoarenitas y calizas arrecifales en los bordes, que cambian a margas en el centro de la cuenca, y sobre estas, yesos coronados por halita.

Grupo 3º.- Expansivo y solapante sobre los bordes de la cuenca. Está constituido por una alternancia de margas con niveles de diatomitas y yesos estromatolíticos. Su potencia supera los 250 m y de nuevo termina con la desecación total y exposición subaérea de la cuenca, y la entalladura de un paleorelieve muy llamativo. En las margas con diatomita se observan pliegues de "slump" semejantes a los encontrados en la Cuenca de Las Minas.

Sobre el paleorelieve aparecen en posición de vida tocónes de árboles silicificados (sobre todo palmeras). Este nivel puede ser correlacionado con el reflector M, tan característico de la Cuenca Mediterránea.

Grupo 4º.- Comienza este grupo, de nuevo, con depósitos de margas en el centro y calcarenita y arrecifes en los bordes, en un ambiente marino de salinidad normal. Hacia el techo termina otra vez con depósitos de yeso, en algunos casos con edificios seleníticos.

Este ciclo se repite varias veces, demostrando que las cuencas se vieron sometidas a repetidas y periódicas inundaciones marinas.

Termina este grupo con el depósito de varios ciclos de carbonatos y evaporitas intercaladas con materiales terrígenos, reflejo de la oscilación del nivel lacustre con que terminaron estas cuencas a final del Messiniense.

Como ya se ha indicado, esta unidad cartográfica responde a una gran variedad de litologías. En la Cuenca al SO de Caravaca predominan en esta edad, margas y yesos, con potente formación de yesos (yesos de campo-Coy), para continuar con margas, limos y conglomerados, correspondientes a las partes distales de abanicos deltáicos que penetraban en una cuenca lacustre, cuyos depósitos aparecen en la Rambla del Catalán, con margas, calizas lacustres, yesos, nódulos de sílex y algunos niveles lignitíferos. Aquí se ha localizado una fauna de microvertebrados de edad Turolense medio (MN 12 de MEIN).

En la Cuenca de Lorca, la serie aflorante en los bordes presenta:

- Facies distales de abanicos aluviales
- Barras arrecifales multiconstruídas y progradantes hacia el centro de la cuenca.
- Depósitos deltáicos, con facies detríticas y margas con fauna marina, así como montículos arrecifales de Ostreas.
- Calizas oolíticas.

Hacia el centro pasan a margas grises, yesos masivos y sales haloideas (halita).

En la cuenca de Mula las facies son muy semejantes a las de Fortuna. Al S de la Sierra de Carrascoy, durante esta época los depósitos que al principio son marinos, se van haciendo cada vez de un ambiente más restringido, diversificándose en dos subcuencas a partir del "Alto de Cabezo Gordo", con una zona oriental más profunda. Termina la serie con facies de lagoon o lacustres que dan paso a niveles de conglomerados y limos continentales en los que se localiza fauna de microvertebrados de edad finimiocena.

#### 4.3.1.5.- Plioceno (70)

En la cuenca continental de Las Minas, en lo que ha sido estudiado en la tesis por ELIZAGA (1990) hemos atribuido a esta edad la facies E, aunque sospechamos que pueda aún corresponder al Mioceno terminal.

**Facies E.-** Potentes depósitos expansivos de margas diatomíticas, a veces muy pura (hasta más de 90% de sílice), carbonatos y niveles silicificados (porcelanita). Laminación horizontal paralela muy fina, comúnmente en varvas.

Esta unidad cartográfica aparece en facies continental en casi todas las cuencas, excepto en el litoral, o al Sur de la Sierra de Carrascoy y bordes del Campo de Cartagena.

Los materiales que aparecen en las diferentes cuencas murcianas son distintos, dependiendo de la posición de los mismos. Aquellas cuencas situadas al Norte y Noreste del Corredor del Guadalentín fueron asiendo de sedimentación continental desde finales del Messiniense. Las series difieren notablemente unas de otras, en el detalle.

En la cuenca de Caravaca se desarrolló una importante sedimentación de tipo fluviolacustre constituida por alternancias de conglomerados, arenas y arcillas, estas últimas con niveles de lignitos intercalados. Culmina la serie en esta cuenca con calizas micríticas depositadas en ambiente lacustre, hoy representada en la terminación suroccidental de la misma.

La cuenca de Lorca presenta un registro plioceno constituido por conglomerados y arenas depositados por un sistema fluvial de baja energía procedente del borde Norte de la misma.

Mucho más potentes (superior a 200 metros), y de litología diferente son las series que afloran en el borde norte de la fosa del Guadalentín, desde el Sur de la Sierra de la Tercia al cruce con el valle del Río Segura.

Se trata de alternancias de conglomerados, arenas y arcillas rojas. Estos materiales, fuertemente tectonizados por la alineación de la falla de Alhama de Murcia, presentan fuertes buzamientos que pueden llegar a la vertical. Vigorosos plegamientos también son frecuentes, como es el caso del sinforme que va desde el Norte de Librilla y Sangonera hasta Barqueros. Esta formación fue depositada por abanicos aluviales procedentes del Norte (Sierras de la Tercia y Espuña) con un posible transporte longitudinal a lo largo de la falla de Alhama de bastante importancia.

Las cuencas situadas al Sur y Sureste del corredor del río Guadalentín, fueron asiento de sedimentación marina y continental, situada en discordancia sobre la anterior, durante la regresión del Plioceno Superior.

Las series más completas, muestran de abajo a arriba:



- Calcarenitas bioclásticas a la base poco potentes, entre 10-15 metros, seguidos de fuertes espesores de margas amarillas, que llegan a alcanzar más de 500 m en algunos puntos.

No obstante por Zeneta, al Sur de la Vega del Segura, la influencia marina se mantiene durante todo el Plioceno, e incluso en parte del Cuaternario.

#### 4.3.1.6.- Pliocuaternario (71)

Esta unidad cartográfica se ha diferenciado para aquellos casos en que no existe certeza de la edad de las formaciones, aunque sospechamos que en su mayor parte corresponden al Plioceno, y en parte al Pleistoceno inferior. No obstante, aclaremos aquí que gran parte del Plioceno continental diferenciado en la unidad 70 también incluye a techo algo del Cuaternario más antiguo.

A techo de la serie descrita por E. ELIZAGA (1990) en la cuenca de Las Minas, se reconoce un período erosivo. Sobre la superficie disectada se superpone una formación conglomerática de carácter fluvial con potencia considerable (20-80 m), a la que se le asigna esta edad.

Está muy bien representada en la mitad septentrional de la región de Murcia, donde rellena paleorelieves constituidos sobre gran diversidad de materiales. En todos los casos está constituida por conglomerados y areniscas con niveles de arcillas rojas, de carácter fluvial.

#### 4.3.2.- Cuaternario y Geomorfología

Según la escala cronológica elegida a nivel mundial el límite Plio-Pleistoceno se establece en 1,64 M.a. tal y como fue aceptado por la International Commission on Stratigraphy siguiendo la propuesta de AGUIRRE & PASSINI (1985). Esta edad coincide con la entrada de fauna atlántica fría en el Mediterráneo, y paleomagnéticamente se sitúa ligeramente por encima del evento Olduvay de polaridad normal. El Pleistoceno inferior abarca hasta los 730.000 años (inicio del evento paleomagnético normal Brunhes), el Pleistoceno medio entre esta edad y los 125.000 años (inicio del estadio isotópico 5e), y por último el Pleistoceno superior entre este momento y los 10.000 años, edad a partir de la cual se sitúa el Holoceno.

##### 4.3.2.1.- Criterios utilizados

Criterios faunísticos: La ausencia de fauna fría en los depósitos marinos emergidos correspondientes al inicio del Cuaternario en todo el litoral español, así como de las faunas continentales características para la misma época, ha forzado a considerar algunos depósitos como Plio-Pleistocenos. No obstante, en algunas áreas litorales (Cuenca de Aguilas-Terrenos) la presencia de Strombus coronatus representante de la fauna cálida del Plioceno superior, así como los microvertebrados de la Cuenca de Caravaca también correspondientes a esta misma edad, han servido para situar cronológicamente los depósitos del inicio del Cuaternario.

Por otra parte, los depósitos marinos correspondientes al Pleistoceno medio final y al Pleistoceno superior, conteniendo fauna cálida con Strombus bubonius (niveles tirrenienses) son correlacionables con las altas paradas globales del nivel del mar a los 180.000, 128.000 y 95.000 años (T.I, T.II

y T.III respectivamente). Estos niveles son continuos a lo largo de toda la costa española (ZAZO & GOY, 1989), presentando la característica de que los depósitos continentales asociados a los mismos, en particular dunas, son de tipo oolítico, las cuales están ampliamente desarrolladas en la Cuenca del Mar Menor, Aguilas-Terreros y Cope.

Dataciones isotópicas: se han llevado a cabo en la fauna que contienen los depósitos tirrenienses con el método Th/U.

Análisis paleomagnético: En este caso se han seleccionado columnas estratigráficas que comprenden secuencias temporales lo más completas posibles, incluso desde el Mioceno. Las áreas seleccionadas fueron la Cuenca de Caravaca, la Cuenca de Cope, el sector de Campoamor y el área del Moncayo (límite de la Comunidad con Alicante). Estos análisis han incluido tanto depósitos marinos como continentales, permitiendo establecer la base del Cuaternario dentro de la Unidad de "Calcarenitias amarillas" hasta ahora consideradas de edad Plioceno inferior-medio (MONTENAT & OTT d'ESTEVOU, 1990).

Criterios cartográficos y de campo mediante los cuales se establece una cronología relativa de los distintos depósitos tanto continentales como marinos, en base a las relaciones morfoestratigráfica existentes entre ellos; posición actual respecto del nivel de referencia (cauces actuales, nivel de mar); mayor o menor grado en que estén afectados por la tectónica reciente; desplazamiento respecto de la fuente de aporte, desarrollo de paleosuelos y encostramientos, etc.

Correlación regional con depósitos en donde se haya realizado algún tipo de datación, ya sean medidas isotópicas (Th/U,  $^{14}\text{C}$ ) o realización de series paleomagnéticas. Un ejemplo de esto lo constituye la correlación de los sistemas de abanicos

aluviones desarrollados en el Campo de Cartagena al pie de la Sierra de Carrascoy, con los sistemas de abanicos aluviales expuestos en los acantilados de Campoamor (Alicante) en donde se ha realizado una serie paleomagnética (SOMOZA et al., - 1989) que los sitúa dentro del Pleistoceno medio, lo que permite establecer la cronología relativa a los distintos sistemas de abanicos aluviales.

Este tipo de correlación, en el caso concreto de la Comunidad de Murcia, ha sido de gran utilidad ya que en ella abundan los sistemas de abanicos aluviales encostrados, en general con costra pulverulenta en la base y de tipo "dalle" a techo, que fueron definidos por MONTENAT (1973) como "Formación Sucina" de edad Plio-Cuaternario, y que hoy en día (SOMOZA et al., 1989) sabemos que este tipo de costras también se desarrollan durante el Pleistoceno medio.

#### 4.3.2.2.- La Leyenda del Cuaternario

La leyenda realizada para el Cuaternario sigue las mismas directrices que la propuesta para el Neógeno. Es decir, dentro de la leyenda general se introducen los distintos pisos en que se subdivide el Cuaternario caracterizados tanto por un color como por un número (71: Plio-Pleistoceno; 72: Pleistoceno inferior; 73: Pleistoceno medio; 74: Pleistoceno superior; 75: Pleistoceno; 76: Holoceno). Las facies y formas desarrolladas para cada edad están representadas en un corte esquemático general adjunto al mapa, en donde se indican las unidades geomorfológicas con su símbolo característico correspondiente, así como la litología en cada caso. De esta forma, dado que los depósitos cuaternarios por lo general conservan las características morfológicas correspondientes a las distintas unidades geomorfológicas, en la cartografía cada unidad está representada por un color y un número, que

hace referencia a la edad propuesta en la leyenda general, al que se superpone un símbolo geomorfológico (en rojo) que nos indica la forma en concreto desarrollada en este punto, el cual se incluye en el esquema de distribución de formas y facies en el que también se detalla la litología.

En el Cuadro V se hace una relación de las distintas unidades geomorfológicas, en donde se hace referencia a la morfogénesis de cada una, con una breve descripción.

En lo que respecta a los materiales volcánicos presentes a lo largo de la Comunidad, los únicos considerados de edad cuaternaria son los basaltos alcalinos aflorantes en el Campo de Cartagena (Venta del Lirio-Cuestablanca). Las dataciones (K/Ar) realizadas han dado unas edades de 2,6 M.a. (BELLON et al., 1983) y 1 M.a. (DUMAS, 1977). La interestratificación de coladas de estos basaltos en sistemas de abanicos aluviales del Pleistoceno inferior (SOMOZA, 1989) nos hace considerar esta última edad de 1 M.a. como la más probable. No obstante, en la leyenda se ha incluido abarcando desde el Plioceno al Pleistoceno inferior, caracterizándolo mediante un color azul intenso y la letra B.

#### 4.3.2.3.- Distribución de depósitos cuaternarios.

La distribución de los depósitos cuaternarios, ampliamente representados en esta Comunidad como se desprende de la cartografía, presenta un claro control tectónico.

En líneas generales, podemos distinguir tres dominios morfoestructurales, delimitados por importantes accidentes tectónicos de dirección general NE-SO, que nos van a condicionar el desarrollo y dispositivo geométrico y espacial de los distintos depósitos cuaternarios:

MORFOGENESIS		UNIDAD GEOMORFOLOGICA	SIMB. (rojo)	DESCRIPCION	
DOMINIO	SISTEMA				
CONTINENTAL	FLUVIAL	CAUCES DEFINIDOS	Aluvial		Depósito que rellena los fondos de los cauces, tanto rios como ramblas
			Llanura aluvial		Zona plana que bordea los cauces importantes, puede inundarse esporádicamente
			Terraza fluvial		Depósitos aluviales antiguos, generalmente a mayor altura que el cauce actual
			Abanico aluvial		Forma en planta generalmente triangular, cauce definido en el ápice, pero no aguas abajo
		CAUCES NO DEFINIDOS	Playa de abanico aluvial		Zona terminal de los abanicos aluviales, plana, con cauces mal definidos y charcas
			Glacis		Asociados a frentes montañosos. Poco espesor, perfil longitudinal concavo
			Piedemonte		Mixtos entre escorrentía y gravedad, mayor pendiente que glacis y abanicos aluviales
	GRAVEDAD	Coluvión		Depósitos asociados a relieves o roturas de pendiente, mayor pendiente que los anteriores	
		LACUSTRE	Lagos y travertinos		Depósitos carbonatados asociados a depresiones lacustres
	EDAFICO	Suelos, arcillas de descalcificación		Depósitos sometidos a procesos edafogénicos o disolución de carbonatos	
	EOLICO	Dunas		Acumulaciones de arena producidas por la acción del viento.	
	MARINO	FORMAS LITORALES	Cordón litoral		Depósito paralelo a la costa, en la parte más interna de la playa, generalmente producida por frenado del oleaje
			Terraza marina		Depósitos litorales que representan antiguas posiciones de la línea de costa
TRANSICION		Marismas		Zona plana, aislada del mar por cordones litorales, tanto de playa como de dunas	

Cuadro V-Depósitos cuaternarios-geomorfología



A.- Dominio meridional. Constituye prácticamente la mitad sur de la provincia, incluyendo desde el límite noroccidental del Valle del Guadalentín, delimitado por las Sierras de la Torrecilla, La Tercia y Espuña, hasta el borde mediterráneo de la provincia. En este sector es donde mejor representados están los depósitos cuaternarios debido fundamentalmente a la importante actividad neotectónica producida por la existencia de dos grandes estructuras tectónicas: el Corredor de desgarre de las Béticas orientales y el Arco de Águilas.

B.- Dominio Central. Limitado por el accidente de Bullas-Archena (al N), expresado morfológicamente por la alineación de las Sierras de la Pinosa, Burete, Ricote, La Espada y Barias, y la falla de Lorca-Alhama que delimita el Valle del Guadalentín (al S). Su evolución está ligada al funcionamiento del Corredor de desgarre. Tanto este dominio como el meridional se encuadran dentro de las Zonas Internas de las Béticas.

C.- Dominio Septentrional. Ya dentro de las Zonas Externas, en este dominio se incluye todo el área nord-occidental de la Comunidad de Murcia, desde su límite con las provincias de Albacete y Valencia hasta el accidente de Bullas-Archena.

#### **Dominio meridional.**

En este sector es donde más claramente puede observarse el control que la neotectónica ejerce en la distribución y desarrollo de los depósitos cuaternarios.

El comportamiento neotectónico está controlado por la existencia del Corredor de desgarre sinistral de dirección (NE-SO) de las Béticas orientales (MONTENAT et al., 1987) que



se extiende desde Almería a Alicante a través de la provincia de Murcia (Figura 4.3.- II). La evolución de este corredor responde a una actividad continua relacionada con el emplazamiento del Arco de Aguilas, como resultado de la colisión entre las placas africana y euroasiática. Las sucesivas rotaciones sufridas por el campo de esfuerzos desde el Tortonienense a la actualidad han condicionado el comportamiento geodinámico de las distintas cuencas sedimentarias generadas dentro de este contexto estructural, lo que se refleja en el desarrollo y distribución de los depósitos cuaternarios, así como en la evolución paleogeográfica.

A lo largo del Cuaternario se han producido dos episodios tectónicos fundamentales (GOY et al., 1992): el primero, durante el Plio-Pleistoceno, se originó como resultado de un cambio en la dirección del eje de esfuerzos de N170E a N150E, produciéndose un levantamiento diferencial de los bordes del Corredor que provocó una nueva redistribución del relieve, con desplazamiento de las áreas de sedimentación, comenzándose a delinear el corredor subsidente actual.

El segundo episodio tectónico tuvo lugar entre el Pleistoceno inferior y el Pleistoceno medio, como consecuencia de una nueva rotación del campo de esfuerzos de N150E a N170E. Este episodio se caracteriza por el desarrollo de rasgos geomorfológicos típicos de movimientos de desgarre sinistral en el sector central del Corredor (Valle del Guadalentín) (SILVA et al., 1992) así como por la creación de una alternancia de zonas levantadas y subsidentes en la apertura terminal septentrional (Figura 4.3.- II) lo que determina importantes cambios paleogeográficos, (GOY et al., 1990).

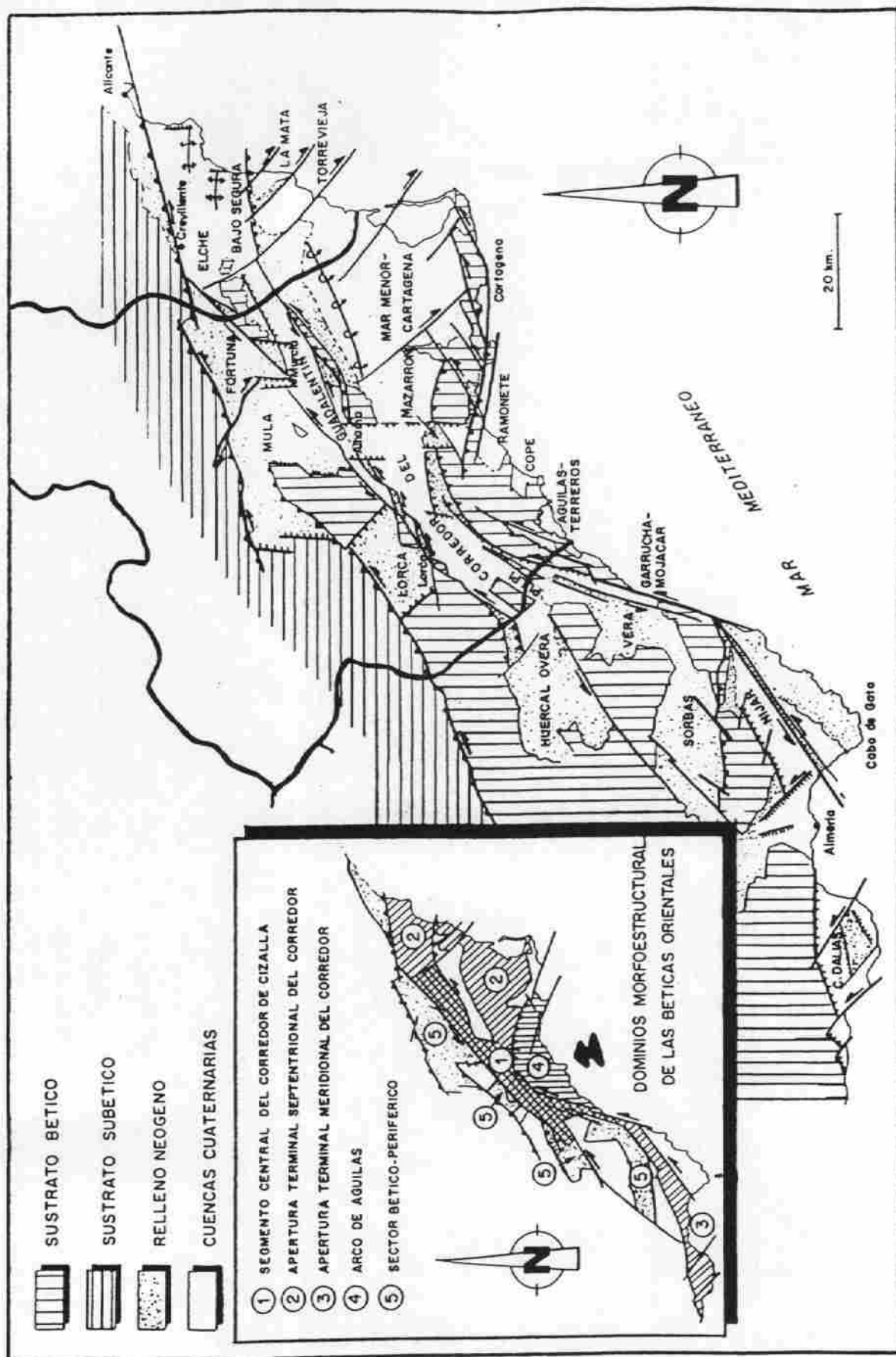


Fig. 4.3-11. Distribución de cuencas neógenas y cuaternarias a lo largo del corredor de cizalla de las Béticas orientales (SILVA et al., 1992)

Dentro de este Dominio se pueden distinguir tres áreas (Figura 4.3.- II) (SILVA et al., 1992) cuyo comportamiento geodinámico distinto nos va a determinar un desarrollo y evolución de los depósitos cuaternarios diferente: 1) Segmento Central, representado por el corredor del Guadalentín; 2) Apertura terminal, representada por la Cuenca del Mar Menor - Cartagena; y 3) Arco de Aguilas donde se incluyen las cuencas litorales de Mazarrón, Ramonete, Cope y Aguilas-Terreros.

Corredor del Guadalentín. Se extiende desde la Sierra de Enmedio hasta el Norte de la ciudad de Murcia, donde se conecta con la depresión de Elche-Bajo Segura. Sus límites con las Sierras que lo bordean siguen el trazado de importantes fallas: Falla de Lorca-Alhama, que marca su límite NNO con las Sierras de la Torrecilla, La Tercia y Espuña; y fallas de Palomares y Nord-Carrascoy, que lo limita al SSE con las Sierras de la Carrasquilla, Almenara y Carrascoy.

El relleno sedimentario cuaternario de esta depresión está constituido en su totalidad por depósitos continentales, fundamentalmente sistemas de abanicos aluviales asociados a los frentes montañosos de falla, (SILVA et al., 1992).

La mayor actividad neotectónica sinsedimentaria de la falla de Lorca-Alhama, frente a la que presentan las de Palomares y Nord-Carrascoy, origina un relleno asimétrico de la depresión, con depocentros subparalelos a dicho margen activo sindeposicional, a lo largo del cual se desarrollan importantes discordancias progresivas dentro de las secuencias de abanicos aluviales (SILVA, 1993; SILVA et al., 1992), pudiéndose distinguir tres grandes fases deposicionales para dichos abanicos aluviales, en base al estilo sedimentario y los procesos deposicionales (SILVA et al., 1992): 1) Fase deposicional sintectónica; 2) Fase de amortiguamiento tectónico y

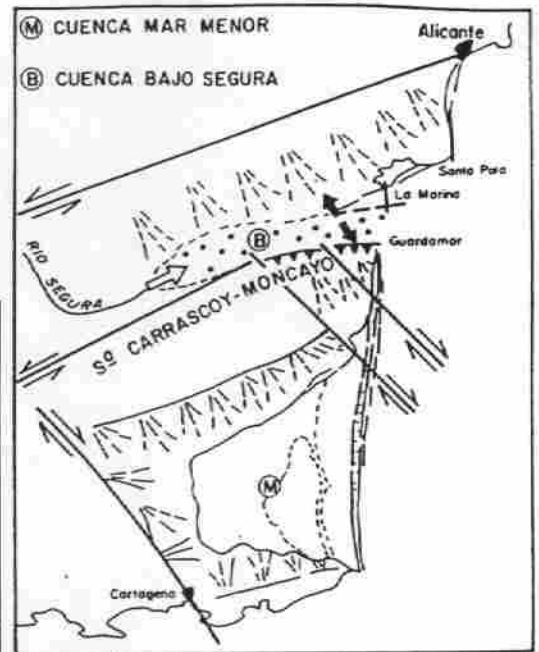
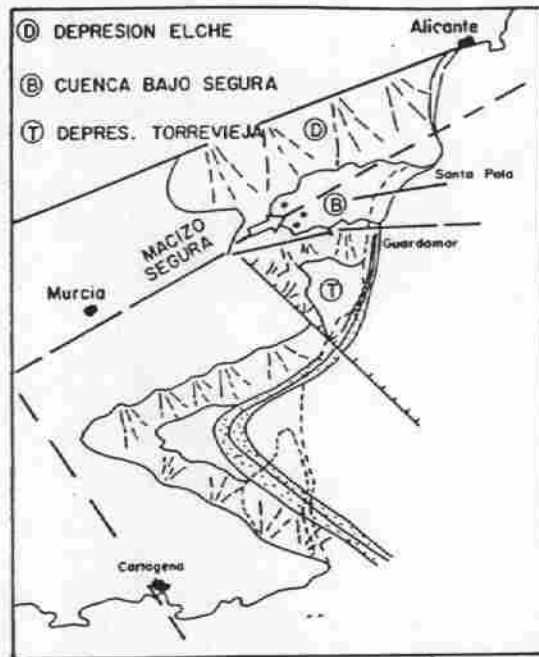
3) Fase post-tectónica. Esta estructura de los sistemas de abanicos aluviales puede observarse muy claramente a lo largo de los cauces de las ramblas, perpendiculares al frente montañoso, en sus zonas más cercanas al paso de la zona de falla.

La depresión actual del Guadalentín, recorrida por el río Guadalentín-Sangonera, no presenta hasta su desembocadura prácticamente niveles de terraza, siendo su encajamiento más fuerte aguas abajo de la Rambla de Librilla (14 m) que en el sector central (8 m) en donde se observan a ambos márgenes secuencias de depósitos palustres con niveles de gasterópodos y orgánicos que implican la existencia de zonas palustres hasta ya entrado el Holoceno (SILVA, 1993).

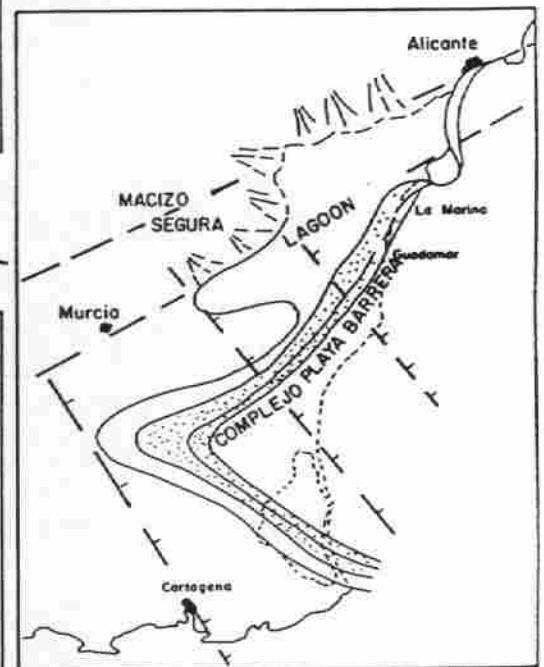
Los depósitos cuaternarios antiguos de esta depresión pueden observarse hoy en día en el canal artificial de desagüe a la altura del Paretón-Los Tuelos. Los niveles más antiguos con gran desarrollo de suelos hidromorfos, pasan a techo a secuencias de facies distales de abanicos aluviales. Estos depósitos, con una potencia de unos 200 m y que buzan hacia el ONO, son los que corresponderían al momento (Pleistoceno inferior-medio) en que la Cuenca del Guadalentín se comunicaba con la del Mar Menor.

Cuenca del Mar Menor-Cartagena. Constituye, junto con la depresión de Elche-Bajo Segura, la apertura terminal septentrional del corredor de cizalla (Figura 4.3.- II), conformando una gran cuenca subsidente que se abre al Mediterráneo. La morfología y distribución de los depósitos cuaternarios está íntimamente ligada a la actividad neotectónica de los sistemas de falla que la delimitan y atraviesan, la cual es especialmente importante en el Pleistoceno inferior-medio dando lugar a importantes cambios paleogeográficos, (SOMOZA, 1989; GOY et al., 1990). (Figura 4.3.- III).

Pleistoceno inferior-medio



Pleistoceno inferior



Plioceno superior

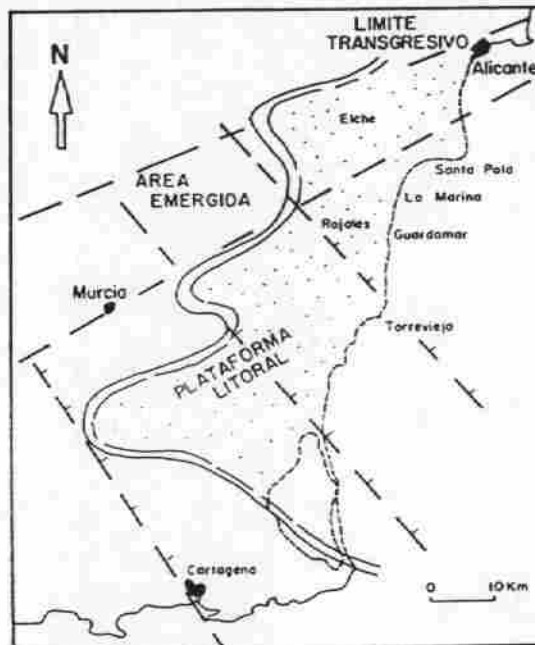


Fig. 4.3-III. Evolución paleogeográfica de la Cuenca del Mar Menor, Cuenca del Bajo Segura, y depresión de Elche desde el Plioceno Superior al Pleistoceno medio. (GOY et al., 1990).

Durante el Pleistoceno inferior, se generan secuencias de abanicos aluviales al pie de los grandes relieves en elevación, produciéndose una retirada progresiva del mar plioceno en todo el área, lo que da lugar a la formación de sistemas de lagoon-isla barrera en las zonas más próximas a la línea de costa actual, cuyos depósitos pueden observarse más claramente en la zona del Moncayo (Alicante).

El cambio paleogeográfico importante tiene lugar durante el paso Pleistoceno inferior-medio, producido por el episodio tectónico antes mencionado. Se genera entonces una alternancia a lo largo de la costa de zonas elevadas y zonas subsidentes, a favor de las cuales se instalan distintos sistemas de lagoon-playa barrera, entre los que se encuentra el Mar Menor, el cual se encuentra aislado del Mar Mediterráneo mediante un cordón litoral (La Manga) constituido por distintos sistemas de playa-duna, de edad Pleistoceno medio-superior, de los que actualmente y debido al carácter subsidente de todo el área, sólo permanecen emergidos los cordones dunares correspondientes al ciclo tirreniense, (SOMOZA, 1989).

El Campo de Cartagena está constituido por distintos sistemas de glacis y abanicos aluviales desarrollados al pie de las Sierras de Carrascoy-el Puerto-Columbares (al Norte) y del Algarrobo-La Muela (al Sur) pasando hacia el interior a facies distales con desarrollo de playas de abanicos aluviales.

Arco de Aguilas. Constituye el sector litoral más meridional de la provincia, estando formado por la estructura arqueada que forman las Sierras de La Carrasquilla, Almenara y el Algarrobo. La actividad neotectónica de este sector está ligada al movimiento continuo de indentación que ejerce todo este bloque, favorecido por los sistemas de falla de Palomares



(N10-20E) y las Moreras (N100-120E), cuyo funcionamiento origina las distintas cuencas litorales existentes en este sector: Mazarrón, Romanete, Cope y Aguilas-Terreros.

El relleno cuaternario de estas cuencas, está controlado por este contexto geodinámico, de tal forma que es en las más interiores del Arco de Aguilas (las de Cope y Aguilas) donde se pueden observar las secuencias más completas de depósitos marinos cuaternarios, mientras que las cuencas periféricas de Romanete y Mazarrón, presentan un mayor desarrollo de depósitos continentales, fundamentalmente sistemas de abanicos aluviales, quedando las unidades marinas reducidas a afloramientos cercanos a la línea de costa actual, (BARDAJI, 1992).

Un buen ejemplo del funcionamiento de estas cuencas litorales lo constituye la Cuenca de Cope, donde se observa una secuencia completa de niveles marinos que abarcan todo el Cuaternario (BARDAJI et al. 1986; GOY et al., 1989), constituidos en su mayoría por depósitos de fan delta (desembocadura de ramblas) alternando con depósitos de carácter continental, discordantes sobre unas facies de calcarenitas amarillas. Los resultados obtenidos a partir de una serie paleomagnética realizada sobre esta secuencia permiten establecer el límite Plio-Pleistoceno dentro de la unidad de calcarenitas amarillas, así como la edad de los distintos episodios marinos suprayacentes.

Los niveles correspondientes al ciclo Tirreniense se encuentran asimismo muy bien representados, pudiendo seguirse de una manera continua en todo el litoral de la cuenca los tres episodios (T.I, T.II y T.III), con un cordón dunar muy bien conservado en el límite sur de la misma.



## Dominio Central

Los depósitos cuaternarios no se encuentran muy desarrollados en este sector, localizándose principalmente en las cuencas de Lorca, Mula y Fortuna, cuyo funcionamiento como áreas de sedimentación fue especialmente importante a lo largo del Mioceno.

El comportamiento geodinámico está íntimamente ligado al funcionamiento del corredor de desgarre sinistral de las Béticas orientales. El episodio tectónico Plio-Pleistoceno, tuvo una especial relevancia en este sector, ya que se produjo un levantamiento general provocando una nueva redistribución del relieve con la inversión de las cuencas neógenas. En líneas generales se puede decir que la sedimentación cuaternaria está ligada al encajamiento de los ríos principales, predominando los procesos de disección, (MATHER et al., 1992; SILVA et al., 1992).

Un buen ejemplo lo constituye la Cuenca de Mula, limitada por el accidente de Crevillente (N), la falla Lorca-Alhama (S), Sierra de Espuña (O) y accidente de Villanueva (E) al cual se adapta el río Segura entre dicha localidad y Molina del Segura. La sedimentación cuaternaria se encuentra muy vinculada al encajamiento del río Mula desarrollándose un sistema de seis terrazas escalonadas, así como a la nueva distribución del relieve generada durante la emersión e inversión de la cuenca neógena durante el Plio-Pleistoceno, desarrollándose sistemas de abanicos aluviales y glaciais al pie de los nuevos relieves generados (Sierra del Cajal, Sierra de la Muela, etc.).

También en la Cuenca de Mula, el análisis de restos de micromamíferos encontrados en una terraza media del río Mula,

constituida por depósitos fluviopalustres, permiten adjudicar una edad Pleistoceno superior para el techo de dicha unidad (AGUSTI et al., 1990).

#### **Dominio septentrional**

Todo este sector se caracteriza por la presencia de numerosas depresiones intramontañosas de origen tectónico que siguen una dirección general N45E. Las cuencas más características son las de Moratalla y, principalmente, la de Calasparra-Cieza-Jumilla, así como distintas cuencas de menor extensión que, con una dirección NE-SW, se localizan en el sector más nord-oriental de la provincia, en el área de Jumilla-Yecla.

En líneas generales los depósitos cuaternarios están constituidos por sistemas de abanicos aluviales y glaciares, así como coluviones y depósitos de piedemonte, asociados a los frentes montañosos. La cuenca de Calasparra-Cieza-Jumilla es donde mejor representados están estos depósitos, tanto en extensión superficial como cronológica, dado que abarcan prácticamente todo el Pleistoceno.

En lo que respecta al desarrollo de terrazas fluviales, se puede decir que son únicamente los ríos Segura (entre Calasparra y Villanueva del Segura) y Argos (entre Caravaca de la Cruz y Calasparra) los que presentan un mayor desarrollo de este tipo de depósitos, siendo en las cercanías de Calasparra donde puede observarse la secuencia más completa de terrazas fluviales, debido a la confluencia de ambos ríos en dicho punto.

#### 4.3.3.- Volcanismo

En la región de Murcia existen numerosos asomos volcánicos, a veces aislados (La Celia, Cerro de Monaguillo, Calasparra, Fortuna, Barqueros, ...), y otros constituyendo verdaderas alineaciones (Mazarrón, Cartagena, ...). Todos estos volcanes, o rocas volcánicas han extrusionado en épocas relativamente recientes, sobre todo desde el Tortoniense al Cuaternario antiguo.

Según la edad, quimismo y origen, se distinguen en este volcanismo del SE de España cuatro conjuntos (Fig. - 4.3-IV):

- Un conjunto calco-alcalino, representado principalmente en Cabo de Gata (Almería), datado entre 12.6 y 7.2 m.a.
- Un conjunto calco-alcalino potásico o shoshonítico, rico en enclaves del zócalo y quizás con un origen anatéctico, bien representado en Mazarrón-Mar Menor, cuya edad parece ser del final del Tortoniense (8.2-6.8 m.a.).
- Lamproitas, presentes en gran parte de la provincia de Murcia, y parte de Albacete, cuya edad esencial es messiniense (7.0-5.7 m.a.).
- Basaltos alcalinos plio-cuaternarios (2.8-1 m.a.), ricos en enclaves procedentes de la base de la corteza, y bien representados en la región de Cartagena. En Venta del Lirio estas coladas que descienden del Cabezo Negro están interstratificadas con abanicos aluviales del Pleistoceno Superior, y han dado l. M.A. (PAVILLON, 1974, en DUMAS, 1977).

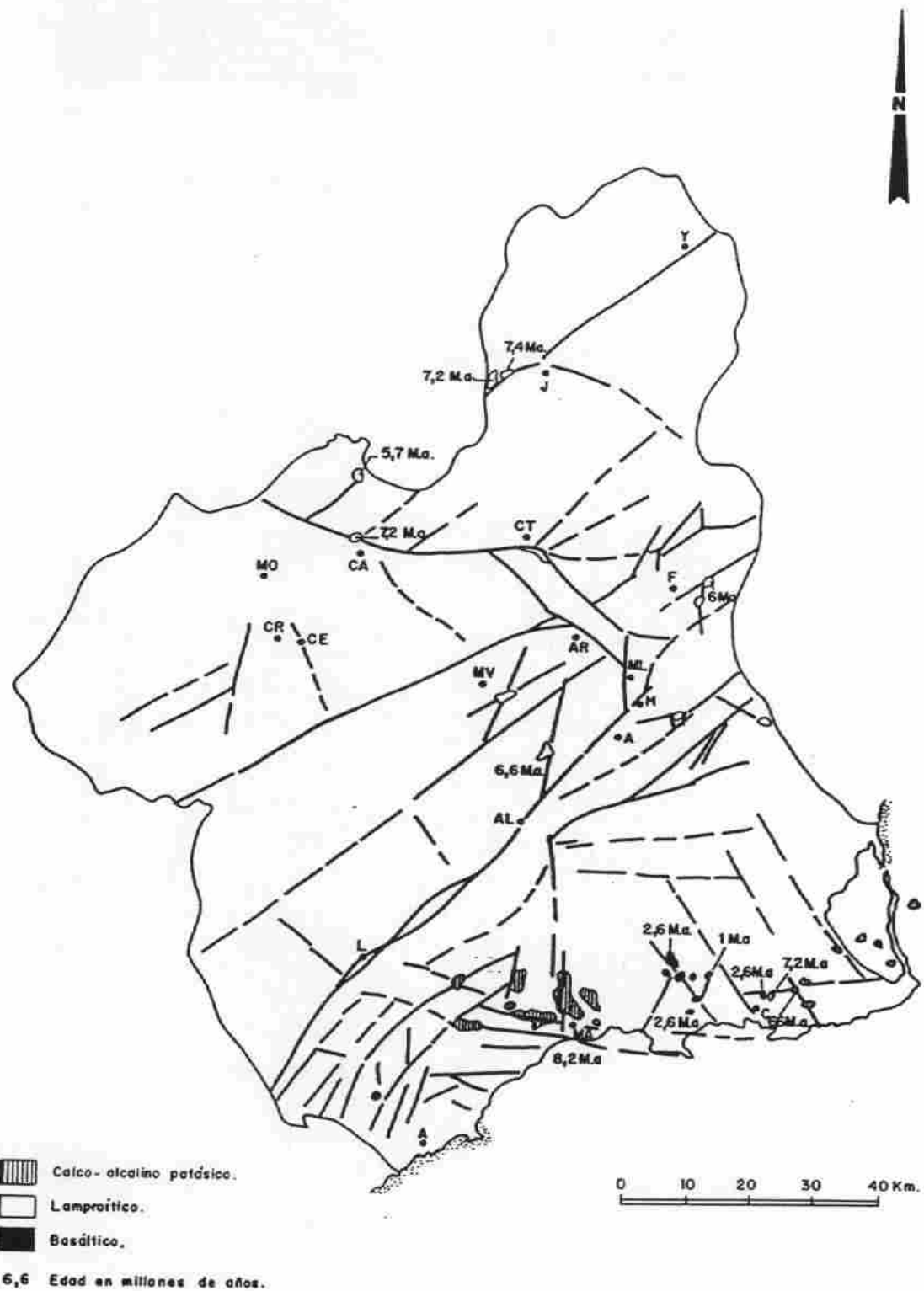


Fig. 4.3-IV, El volcánismo de Murcia: Características, edad absoluta y su relación con la tectónica

#### 4.3.3.1.- Mineralogía y Petrología

Rocas calco-alcaldas s.s.: Están principalmente representadas en la región de Cabo de Gata en Almería, por lo que no merecen una descripción detallada en esta Memoria. Son andesita y andesitas basálticas principalmente, aunque también existen dacitas y riolitas.

Rocas calco-alcaldas potásicas y shoshoníticas: Están muy bien representadas en el área de Mazarrón y del Mar Menor. Tienen textura porfídica y una matriz que varía de vítrea a hipocristalina (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA, 1980).

Las andesitas potásicas están constituidas fundamentalmente por plagioclasa y ortopiroxeno, si bien en los tipos más ácidos aparecen además biotita y cuarzo, y las dacitas potásicas lo están por plagioclasa, biotita y cuarzo. Los banakitas y las toscanitas muestran una mineralogía muy semejante, pues que a excepción del clinopiroxeno, presenta en las primeras y ausenta en las otras, ambas están constituidas por plagioclasa, samidina, biotita y cuarzo. Además de los minerales citados, en las rocas de ambas series aparecen, más o menos frecuentemente, cordierita, granate, sillimanita y andalucita, cuyo origen primario o xenolítico, plantea serias dudas.

Rocas ultrapotásicas: Las rocas ultrapotásicas presentan texturas que varían de holocristalinas de grano grueso a porfídicas con matriz esencialmente vítrea, pasando por otras también porfídicas pero con matriz microcristalina. En general, los tipos holocristalinos aparecen en las zonas centrales de los pitones de grandes dimensiones (Jumilla, Calasparra y Barqueros), los hipocristalinos en las partes periféricas de los mismos, y los más o menos vítreos en los diques (Fortuna).

Desde el punto de vista mineralógico, no existen notables diferencias entre jumillitas, cançalitas, fortunitas y veritas, ya que en todas ellas la abundancia o incluso la ausencia de determinados minerales está condicionada fundamentalmente por el grado de cristalización de la roca. Estas rocas están constituidas fundamentalmente por olivino, flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno (en alguna cançalitas y fortunitas), leucita (en algunas jumillitas y veritas) y proporciona variables, según el grado de cristalinidad, samidina, richterita potásica y vidrio. Como minerales accesorios aparecen, apatito (que llegó a explotarse en los yacimientos de Jumilla), calcita, rutilo y espinelas.

Basaltos alcalinos: Están únicamente representados entre Mazarrón y Cartagena. Sus caracteres mineralógicos y petrográficos son poco sobresalientes. Se caracterizan estas rocas por tener una textura porfídica y matriz microcristalina a vítrea. Los constituyentes esenciales son olivino, augita y plagioclasa, junto con magnetita y analcima.

#### 4.3.3.2.- Implicaciones geodinámicas

Por su carácter calco-alcalino, sobre todo en el Mioceno superior, algunos autores lo asociaban a un mecanismo de subducción (ARAÑA y VEGAS, 1974; PUGA, 1980). Posteriormente, ya en la memoria del Mapa Geológico de la Plataforma continental de Almería (1982), BAENA indicaba la estrecha relación entre este volcanismo y las fallas, fallas que en sus rejuegos posteriores afectaban a los mismos materiales que en ellas se habían inyectado. Con posterioridad se han publicado numerosos trabajos de la escuela francesa, en que asocian este magmatismo con las que ellos denominan "Corredor de desgarré trans-Alborán". Es pues evidente que existe una estrecha relación entre el volcanismo y las fallas neotectónicas,

ambas cosas ligadas a la creación de la cuenca, y todo el conjunto a la situación geodinámica existente, fundamentalmente desde el Mioceno superior a la actualidad.

El que el magmatismo del Mioceno superior del SE de España esté ligado a la evolución de las cuencas sedimentarias, se confirma por una serie de hechos:

- En la Cuenca de Mazarrón y de Hinojar las primeras manifestaciones volcánicas son contemporáneas de los primeros estadios de la sedimentación del Tortoniense y se pueden seguir hasta el Messiniense, es decir, poco antes de la emergencia de la cuenca. En los dos casos los volcanes están situados en los bordes de las Cuencas, a lo largo de los accidentes de desgarre o en las grietas de tensión paralelas a las direcciones de acortamiento submeridiano (LAROUIERE, 1985).
- En otros sectores donde el volcanismo constituye lo esencial del relleno (Cabo de Gata, Almería) se intercalan niveles sedimentarios tortonienses en las formaciones volcánicas, e incluso cantos de rocas plutónicas. Asimismo, se desarrollan arrecifes messinienses directamente sobre esta formación volcánica.
- Los basaltos alcalinos, podrían corresponder, como en Marruecos, a un régimen de compresión submeridiana que se manifiesta durante el Plio-Cuaternario.

Quizás sean las lamproitas las menos dependientes de los rasgos tectónicos que configuran las cuencas, ya que su puesta en lugar es en un área bastante amplia que abarca varios dominios.



La importante diferencia en espesor cortical que parece deducirse (BANDA y ANSORGE, 1980) a ambos lados del Corredor del Guadalentín encaja bien con el desplazamiento sinistrotorso citado de las fallas NE-SO, que afecta claramente a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este hecho, de indudable valor tectónico, tiene también importancia en cuanto que produjo un claro incremento del flujo térmico de la región y, cuando la distensión casi E-O lo permitió, determinó la salida del material volcánico.

Este material volcánico se halla controlado en numerosos puntos, especialmente en la provincia de Almería, por las fallas NE-SO. Igual sucede más al Sur en el mar de Alborán, en el Atlas africano, etc. En Murcia ha aprovechado también los movimientos distensivos de las fallas N-S (cuenca de Mazarrón), y de las E-O (gracias a la tensión añadida por el reajuste isostático) y parece concentrarse especialmente en el cruce de estos juegos de fallas que se acaban de citar, así sucede en la propia villa de Mazarrón.

De igual modo, las rocas volcánicas que aparecen en las Zonas Externas o en las cuencas situadas a caballo del contacto con las Zonas Internas afloran cerca del cruce de diversos juegos de fallas (Calasparra, S de Puebla de Mula, Fortuna) o bien asociadas a fallas o su prolongación probable bajo sedimentos miocénicos (La Celia, Salmerón, Barqueros).

Este control del volcanismo por parte de las fallas demuestra a su vez que al menos las más importantes de éstas tienen carácter "litosférico", es decir que atraviesan a la misma; no son por tanto superficiales, sino profundas y a su vez pueden ser las responsables de parte de la sismicidad relativamente profunda (40-150 km) que en numerosas partes de las Cordilleras Béticas se produce.

La presencia de magmatismos tan variados sobre estructuras muy cercanas, y a veces sobre la misma estructura, en épocas también no muy lejanas o coincidentes, hacen que el encaje exacto dentro de un contexto geodinámico sea muy complejo. Es probable que las lavas aquí presentes no resulten de un proceso único, ni de un origen litosférico "homogéneo", sino que sean más bien una combinación de:

- Naturaleza heredada del manto sup.-litosfera.
- Diferente potencia de la litosfera.
- Régimen dinámico actuante.

Resumiendo, podemos decir que el magmatismo de esta región está asociado a las fallas del corredor de desgarre que recorre el SE de la Península, como continuación del corredor "Trans-Alborán", y que representa la expresión en superficie de una estructura que afecta a toda la litosfera, litosfera que a su vez es una herencia de la compleja historia de esta parte del Mediterráneo occidental.

Atendiendo a su distribución geográfica, el volcanismo neógeno aparece por vez primera en el borde meridional de la provincia, en el contexto de la Zona Interna, en curiosa coincidencia con los episodios más tardíos del final del Plioceno. Por otro lado, el episodio volcánico de edad intermedia se da en las Zonas Externas y en las depresiones situadas sobre el contacto con las Zonas Internas, en la vecindad de éste, de modo que estos últimos afloramientos son ligeramente más recientes que los que se hallan más al N, en el seno de las Zonas Externas. Esta distribución espacial de las manifestaciones volcánicas sugiere que la distensión comenzó al S de las Zonas Internas en época preneotectónica, apareciendo más tarde, durante el Tortoniense superior, en el N de la

provincia. A partir de este momento se produce una migración de la distensión hacia el S, hecho que explicaría la disminución antes reseñada de la edad de los productos volcánicos a medida que nos desplazamos desde el interior hacia la costa.

Y finalmente conviene resaltar que la edad de este volcanismo concuerda bien con tres eventos tectónicos importantes. El primero de ellos coincide con la etapa "fini-Serravaliense" o "Tortonense inferior". El segundo corresponde a uno de los momentos en que se dejaron sentir notablemente movimientos de levantamiento en la Cordillera y lo mismo sucede con el tercero. Recordemos que este levantamiento se superpuso a un campo compresivo aproximadamente NNO-SSE y a una extensión perpendicular.

## 5.- TECTONICA

### 5.1.- TECTONICA Y METAMORFISMO EN LAS ZONAS INTERNAS

#### 5.1.1.- Tectónica compresional y relación metamorfismo-deformación

La tectónica compresional da lugar a la superposición de unidades tectónicas en cada uno de los tres conjuntos: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. Finalmente, esta etapa termina con el cabalgamiento del conjunto de Alpujárride y Maláguide sobre los Nevado-Filábrides. Dentro de esta etapa, la organización del Complejo Nevado-Filábride ha sido bastante más antigua que la de los otros dos conjuntos.

##### 5.1.1.1.- En los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride

En estos Complejos se distinguen tres fases de deformación:

Primera fase: En las rocas nevado-filábrides esta primera fase da lugar a una esquistosidad,  $S_1$ , de la que sólo quedan relictos en el interior de pequeños cristales de cuarzo delimitados por superficies de la segunda esquistosidad,  $S_2$  (observada al microscopio), o bien en el interior de porfiroblastos de granate y plagioclasa crecidos en el período intercinemático comprendido entre las dos primeras fases de deformación.

El término de esquistosidad se asigna en el sentido de fábrica planar de origen tectónico desarrollada en medio metamórfico. Los pliegues en cuyas superficies axiales habría que situar  $S_1$ , no son visibles, debiendo haber quedado completamente borrados.

En las Unidades Alpujárrides esta primera fase presenta las mismas características que en las rocas nevado-filábrides, y corresponden a las estructuras más antiguas que se reconocen aquí, y que son todas alpinas, al afectar a materiales triásicos.

Segunda fase: En las Unidades Nevado-Filábrides esta fase produce la esquistosidad más visible, normalmente la única, tanto en el campo como en el microscopio: la  $S_2$ . Durante esta fase se produce la recristalización generalizada de la roca, casi todos los minerales visibles actualmente son de esta época, ya que las recristalizaciones posteriores son de poca importancia, de extensión muy local, y no son penetrativas más que en dominios muy reducidos.

La  $S_2$  es paralela al plano axial de pliegues casi isoclinales apretados, asimétricos. En muchos casos son isoclinales, muy aplastados, en donde llegan a desaparecer los flancos y se engrosan las charnelas. Sólo se han encontrado pliegues de tamaño centimétrico a decimétrico. Los criterios que se deducen del estiramiento de los niveles de cuarzo, indican una deformación por cizalla simple de vergencia ENE, y suelen asociarse a traslaciones de mantos. Sin embargo, no existen ventanas tectónicas que muestran un autóctono relativo, ni importantes concentraciones de deformación por cizalla. Se puede pensar que los materiales nevado-filábrides de esta región pertenecen a una unidad alóctona, trasladada hacia el ENE, cuya base no aflora, y que sólo muestra una deformación

por cizalla no muy importante, lo que normalmente aparece en cualquier unidad alóctona a una cierta distancia del contacto basal de corrimiento.

Esta segunda fase de deformación se puede interpretar como asociada a las primeras translaciones de los mantos Alpujárrides.

Tercera fase: Se caracteriza por pliegues con esquistosidad de crenulación de plano axial que deforma a  $S_2$ . La esquistosidad de estos pliegues,  $S_3$ , es muy discontinua: no es penetrativa ni siquiera a escala de afloramiento; su grado de penetratividad está muy controlado por la litología. Normalmente sólo se manifiesta en las charnelas de los pliegues, muy raramente en los flancos.

La segunda y tercera fase de deformación muestran estructuras generadas en condiciones de cizalla dúctil, con vergencia hacia el ENE, es decir, son coaxiales. Se puede recordar aquí, que muchos de los blastos crecidos durante la primera fase muestran también texturas rotacionales, de modo que no se puede excluir que esta fase represente el inicio de los movimientos tangenciales. Se producen en ambos los mismos tipos de estructuras, con igual dirección y, sentido de movimiento y en unas condiciones continuas de presión y temperatura. En las unidades más altas alpujárrides aún existen un ángulo entre  $S_2$  y  $S_3$ , sólo observable al microscopio.

Se puede admitir que la textura compresiva con engrosamiento cortical por apilamiento de mantos se realiza durante estas dos fases y termina durante la tercera; el ascenso de bloques de certeza, probablemente como una reacción isostática a consecuencia del engrosamiento, sitúa a las unidades en condiciones de menor presión y temperatura, y ello da lugar al retrometamorfismo que tiene lugar durante la tercera fase.

## Relaciones metamorfismo-deformación

En el Nevado-Filábride el metamorfismo alpino es de carácter polifásico, pudiendo caracterizarse dos episodios bien diferenciados: Uno de alta presión, con asociaciones en facies de eclogita que se corresponden con condiciones de 10-12 kb y 500-550°C, y otro, posterior, de presión intermedia con asociaciones en facies de anfibolita que indican condiciones de 6 kb y 600°C. Algunos autores describen, además, paragénesis de baja presión, atribuibles a un metamorfismo prealpino (PUGA, 1971; DIAZ DE FEDERICO, 1980; GOMEZ PUGNAIRE, 1989).

Por el momento no existen trabajos que caractericen, en las rocas nevado-filábrides de la región murciana, las asociaciones metamórficas que significan el episodio de alta presión puesto de manifiesto en otros puntos de la Cordillera, aunque sí se han descrito algunos minerales que pueden estar relacionados con él. Es muy probable que posteriores estudios pongan de manifiesto dicha paragénesis.

Estas rocas han sufrido metamorfismo progrado durante las fases de deformación primera, interfase 1-2 y segunda, en condiciones de grado bajo, con cristalizaciones de clorita, mica blanca, cloritoide (escaso) y granate (más abundante en la primera fase). Durante la interfase 1-2 y la segunda fase crece plagioclasa sódica. Tras una interfase 2-3 continua el crecimiento de clorita, mica blanca y plagioclasa, durante la tercera fase de deformación se produce un retrometamorfismo con desestabilización de plagioclasa y granate y una reducida blastesis de mica blanca, clorita y cuarzo. Esta etapa retrometamórfica se continua durante las fases extensionales que serán descritas posteriormente.



En las Unidades Alpujárrides de esta región el metamorfismo no supera el grado bajo en general. La única excepción la constituyen los "klippes" de la Unidad del Cantal, donde se alcanza el grado alto y, localmente, se llega a la migmatización.

La primera fase de deformación está acompañada de la blastesis de mica blanca y clorita en las unidades menos metamórficas. En las partes más altas de la Unidad del Cantal aparece ya biotita. Se puede suponer que inicialmente habría una parte sin biotita, que actualmente no existe. Estos minerales definen la primera esquistosidad  $S_1$ .

En las unidades menos metamórficas sigue inmediatamente granate y plagioclasa, y todos estos minerales siguen cristalizando en el período intercinemático entre la primera y la segunda fase, durante la segunda fase y terminan después, durante el período intercinemático post-fase 2, que coincide con una caída importante de presión y temperatura. En las rocas más metamórficas, estauroлита, distena y feldespatos potásico inician su recristalización al final de la primera fase de deformación, los dos últimos minerales en las zonas más profundas. La blastesis de todos ellos prosigue durante la interfase 1-2 y durante la segunda fase; en este momento cristaliza sillimanita en las zonas más profundas y tiene lugar la migmatización.

Después de la segunda fase tiene lugar un descenso de la presión y la temperatura en todas las unidades, de modo que en este momento se puede situar la iniciación de un ascenso importante. Se produce la desestabilización y alteración de los minerales de metamorfismo, salvo cuarzo, mica blanca y clorita que permanecen estables y continúan durante

la tercera fase, si bien esta blastesis es muy limitada en cuanto a la cantidad y el tamaño de los minerales. La biotita permanece estable en la parte baja de la Unidad del Cantal durante la tercera fase, mientras que en las Unidades menos metamórficas se altera a clorita.

Algunas diferencias entre la evolución metamórfica de esta región y el resto de la cordillera, pueden ser:

- Las paragénesis minerales de las rocas más metamórficas muestran aquí una presión algo más elevada.
- El pico térmico que en otras regiones se sitúa al final de la segunda fase o incluso durante la tercera, aquí es sistemáticamente de la segunda fase.
- La andalucita se encuentra aquí sólo en contadas ocasiones, mientras que es muy abundante más al Oeste.

Esto no supone admitir que las fases sean sincrónicas en toda la Cordillera. Es una forma de comparar episodios que pueden ser semejantes en cuanto a las condiciones de metamorfismo y deformación.

**Movimientos tangenciales hacia el Norte sin deformación penetrativa asociada**

La mayor parte de los contactos entre mantos visibles actualmente en las alpujárrides son postmetamórficos y posteriores a todas las deformaciones dúctiles. Tan sólo, recientemente, ha sido posible poner de manifiesto que algunos contactos pertenecen a etapas compresivas sin o tardimetamórficos y con deformación dúctil.

Los movimientos tangenciales hacia el Norte, o más exactamente hacia el NNO, se han realizado sobre superficies de cizalla frágil-dúctiles que muestran estrías de falla en dirección NNO.

Generalmente las superficies de cizalla son oblicuas a los contactos litológicos y a la esquistosidad regional, si bien esta última se paraleliza a los contactos tectónicos en la proximidad de éstos. Además de las superficies de cizalla que marcan los contactos entre unidades, existen gran cantidad de superficies de cizallas con las mismas características y estructuras asociadas con el seno de las unidades; aparecen con mayor frecuencia en contactos litológicos que determinan diferencias de ductilidad. Se pueden considerar como superficies de traslación secundarias.

En esta etapa no se generan estructuras dúctiles y los pliegues de arrastre no muestran esquistosidad de plano axial.

El cabalgamiento del conjunto de los Alpujárrides sobre los Nevado-Filábrides, que ya hemos discutido en páginas anteriores, debe haberse generado en esta etapa. En tal caso, el carácter dúctil de las estructuras que se asocian a este contacto debe explicarse por la carga que supone todo el edificio alpujárride y también, quizás, el maláguide.

En muchos casos, superficies de cizalla de vergencia Norte están jalonadas por harinos y brechas de falla o filonitas muy poco compactas, indicando una deformación de carácter frágil. Es posible que se puedan distinguir dos tipos de movimientos hacia el Norte: unos primeros, en un medio frágil-dúctil, compresionales, como la última etapa y más superficial de los movimientos compresionales hacia el Norte; y una etapa final, de tipo giratorio y extensional, durante la

cual deslizan hacia el Norte grandes masas de roca a favor de la pendiente, también hacia el Norte, originada por el abombamiento de origen compresional.

#### 5.1.1.2.- En el Complejo Maláguide

La mayor parte de los autores no encuentran en las rocas maláguides de esta región criterios que indiquen deformaciones pre-alpínicas importantes, aunque sí algunos indicios. En regiones más occidentales se han puesto de manifiesto dos fases hercínicas de deformación, que por el momento no se han detectado aquí.

Las deformaciones aquí estudiadas afectan a rocas permotriásicas, lo que excluye su edad hercínica, pero las descripciones de las estructuras de ambas edades parece que pueden ser parecidas. Se observan dos fases de deformación:

##### Primera fase

Da lugar a la superposición de unidades. El número de éstas es variable, pudiendo contabilizarse hasta cinco en Sierra Espuña (PAQUET, 1969). En algunos sectores aparecen muy discontinuas, fracturadas y adelgazadas por accidentes tardíos (Norte de Águilas). Los contactos originados de superposiciones apenas se conservan, la mayor parte de los contactos entre unidades visibles son de la segunda fase, o debidos a fallas recientes. Cuando se observan, suelen mostrar brechas carbonatadas amarillas con yeso, que han sido atribuidos a los movimientos tangenciales de superposición, pero que habría que volver a analizar, pues no se puede excluir la posibilidad de que se hayan generado en movimientos de "detachment" debidos a la tectónica extensional de edad Mioceno de la que trataremos después.

La única deformación que es algo penetrativa, tan sólo en la parte más baja de las unidades, es una esquistosidad grosera, de distribución irregular, sobre todo hacia la parte alta de las unidades; se dispone subparalelamente a la estratificación y muestra una cristalización incipiente de pequeñas láminas de clorita y sericita; la disyunción planar está más marcada por la disolución a presión que por estos filosilicatos. Los pliegues de primera clase son isoclinales y muy escasos; de hecho son muy pocos los dominios en que la estratificación aparece invertida. En general, la secuencia estratigráfica está siempre en posición normal en cada unidad. No se han encontrado criterios que permitan determinar la dirección y sentido de movimientos para esta fase.

#### Segunda fase

En esta fase se generan fundamentalmente pliegues y fallas inversas. Los pliegues, frecuentemente de magnitud decamétrica a hectométrica, son vergentes al Sur, con frecuentes buzamientos hacia el Norte de los planos axiales, con ángulos entre flancos variables, llegando a ser cerrados en materiales dúctiles, sobre todo en las pelitas paleozoicas y permotriásicas. En esta fase, la cobertera post-triásica, y sobre todo el potente y masivo paquete de dolomías grises triásicas, se pliega como un sólo nivel, dando pliegues abiertos de radio mucho mayor que en los niveles más bajos; este hecho condiciona la aparición de fenómenos de despegue en superficies de cabalgamiento de la fase anterior, sobre todo en el contacto entre los materiales permotriásicos y la base del paquete dolomítico.

Las fallas inversas son generalmente de ángulo alto, con saltos moderados hacia el Sur, y subparalelos a los planos axiales de los pliegues. Muchos de los contactos que aparecen en la cartografía se deben a estas fallas.

En cuanto a las estructuras menores, únicamente ALVAREZ (1987) cita una esquistosidad de crenulación incipiente, que afecta a la generada en la fase anterior, muy esporádica y grosera.

En la vertiente Norte de Sierra Espuña existen tres unidades del Complejo Maláguide (de Morrón de Totana, de Prat Mayor y de Perona) con materiales mesozoicos y terciarios, separados por contactos tectónicos, cicatrizados por series del Eoceno y Oligoceno. Existe pues, en esta zona evidencias claras de una fase tectónica eocena (PAQUET, 1969). No obstante, las diferentes unidades corridas y su coberter post-manto han sido afectadas por una o más fases posteriores, que provocaron vergencias hacia el Noroeste. Tanto en la zona del Río Pliego, como en el pasillo de Vélez Rubio-La Fuensanta, las formaciones de edad Oligoceno superior-Aquitaniense están afectadas por esta tectónica tangencial.

Las unidades superiores se sitúan en lugar entre el final del Luteciense superior y el comienzo del Eoceno superior. No se puede afirmar con los mismos argumentos, que esta misma fase sea responsable de la primera fase de las unidades permo-triásicas, aunque se puede suponer.

Resulta extraño que el Eoceno medio de Espuña, situado a corta distancia del Subbético, no presente semejanza con el de éste. Sólo las margas del Burdigaliense sup-Langhiense que se apoyan sobre ambos son comunes. Podría ser que la segunda fase coincidiera con el acercamiento entre las Zonas Internas y Externas durante el Burdigaliense inferior-medio.

A pesar de ello, las margas de esta última edad están retrocabalgadas hacia el Sur por las formaciones subbéticas en una etapa cuya edad es difícil de fijar.



## El metamorfismo en los materiales maláguides

Los materiales maláguides han sido considerados como esencialmente no metamórficos para todos los autores. No obstante, TUBIA (1988) ha puesto de manifiesto, en el sector occidental de la Cordillera, la existencia de un término basal de esquistos con biotita, granate y andalucita en la más baja de las unidades maláguides. Dejando aparte este término, en la mayor parte de la Cordillera los materiales maláguides no son metamórficos. En los sectores donde las unidades muestran un grado aceptable de conservación es posible distinguir en la base de las unidades maláguides inferiores, una recristalización ligeramente superior al resto de la sucesión. Como mineral de neoformación aparece esporádicamente clorita, que cristaliza en venas de cuarzo de zonas tectonizadas. Este incipiente y débil metamorfismo se atribuye a la primera fase de deformación.

### 5.1.2.- Tectónica extensional

Recientemente (ALDAYA et al., 1984; GARCIA-DUEÑAS et al., 1986; GALINDO-ZALDIVAR et al., 1989 y ALVAREZ et al., 1989) se ha puesto de manifiesto una importante tectónica extensional, de edad miocena, cuyo rasgo más importante es el contacto entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides: una gran falla de "detachment" con movimiento hacia el OSO, NO o N, según los sectores, en la que se ha desarrollado un caparazón milonítico. Por otra parte, actualmente se tienen datos de que el contacto entre Alpujárride y Maláguide presenta igualmente estructuras extensionales con movimiento hacia el E, aunque por el momento la datación de estos movimientos está siendo motivo de estudio (TUBIA et al., 1991; ALDAYA et al., 1991).



### 5.1.2.1.- En el contacto Alpujárride-Nevado-Filábride

#### Deformaciones dúctiles

Este contacto separa dos bloques cuyas estructuras muestran un comportamiento tectónico diferente: un bloque inferior, nevado-filábride, con deformación esencialmente dúctil, y un bloque superior, alpujárride, con comportamiento dúctil-frágil y frágil. Conviene recordar que este contacto ya había jugado cuando, en una etapa tectónica anterior, se produjo la superposición del conjunto de los mantos alpujárrides (y maláguides) sobre el Complejo Nevado-Filábride; no quedan estructuras que puedan atribuirse a este episodio.

La parte superior del bloque de muro es una importante zona de cizalla dúctil; parece tener la forma de una gran cuña cuya superficie superior es el contacto entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides y cuyo límite inferior presenta un buzamiento regional hacia el OSO; en la región occidental de Sierra Nevada no aflora la base de la zona de cizalla, es decir, todos los materiales Nevado-Filábrides, al menos unos 2.500 m, muestran esta deformación dúctil. En Sierra de Baza y Sierra de Filabres (GALINDO-ZALDIVAR, et al., 1989) el espesor de la zona de cizalla dúctil es menor y en la región murciana se reduce a unas pocas decenas de metros (ALVAREZ et al., 1989). El aumento de grosor de esta zona hacia el Oeste es congruente con el sentido de movimiento.

En las regiones más occidentales, donde como hemos dicho, el espesor de la zona de cizalla es mayor, las estructuras dúctiles muestran un sentido del movimiento hacia el OSO para el bloque de techo, con ligeras variaciones entre unos sectores y otros.

En la región murciana las medidas arrojan resultados variables; es muy frecuente encontrar direcciones entre - NNO-SSE y NNE-SSO en algunas ocasiones con desviaciones atribuibles a arrastres por las fallas verticales recientes con saltos en dirección importantes (en adelante, nos referiremos a este grupo de medidas como lineaciones N-S).

En otros puntos las medidas son semejantes a las obtenidas en las regiones occidentales de la Cordillera, con valores entre E-O y ENE-OSO (al Oeste de Portmán, en Cabo de Palos); y algunos afloramientos muestran dos o más direcciones de la lineación de estiramiento, como al Sur de Escombreras y al Sur de Los Belones. Faltan aún, en la región murciana medidas sistemáticas de las estructuras extensionales dúctiles, pero aún así se puede resaltar la frecuencia con que aparecen las lineaciones N-S, (que también aparecen en regiones relativamente próximas, como Sierra Alhamilla).

Para describir la evolución de estas estructuras utilizaremos el contacto superior del Lomo de Bas en el sector comprendido entre la terminación meridional de la Sierra de los Pinos y El Ramonete (entre NO y N de Águilas). Allí, el caparazón milonítico está bien representado (ALVAREZ, 1987 b; ALVAREZ et al., 1989). Las estructuras dúctiles se han desarrollado en dicho caparazón y en la parte más alta de la Unidad del Lomo de Bas (Nevado-Filábride), siempre en inmediato contacto con el caparazón; el espesor de roca con caracteres de zona de cizalla es de 20 a 30 m, localmente algo más; las estructuras dúctiles asociadas se pierden rápidamente y gradualmente hacia abajo y en el resto de la Unidad no vuelve a haber concentraciones importantes de estructuras que indiquen cizalla dúctil.

La estructura más característica es una foliación milonítica paralela al contacto de "detachment" en cuyos planos aparece una lineación mineral de estiramiento de dirección N-S. Esta deformación dúctil se sitúa después de la tercera fase de la deformación descrita para los materiales nevado-filábrides.

Una de las consecuencias de la milonitización es la trituración y retrogradación de los minerales preexistentes; pese a la intensidad de estos fenómenos se pueden reconocer los minerales de metamorfismo anteriores y se constata que son los mismos minerales que existen en las rocas no milonitizadas.

El bloque de techo del "detachment", es decir el conjunto de materiales alpujárrides no muestra deformaciones dúctiles.

#### Deformaciones frágiles

Sobre las deformaciones dúctiles se sobreimponen deformaciones frágiles en el caparazón milonítico y en el bloque de muro. En el bloque de techo, las deformaciones frágiles, o dúctil-frágiles en rocas incompetentes como filitas y harinas de falla son, como hemos dicho, las únicas existentes. El tipo de estructuras y sus características son muy similares en las rocas esquistosas de encima y debajo del "detachment".

Se pueden distinguir dos tipos de cizallas extensionales; el más extendido incluye un sistema de cizallas con buzamiento sentido del movimiento hacia el OSO, y un sistema conjugado, pero representado, con cizallas de buzamiento y sentido de movimiento hacia el ENE. Estas estructuras son muy comunes en toda la Zona Bética.

Un segundo grupo, muy poco desarrollado, se manifiesta en la mitad oriental de la Zona Bética, desde el borde oriental de la Sierra de Gádor (prov. de Almería) hacia el Este. Da lugar a dos sistemas de cizallas y estructuras extensionales ("extensional crenulation cleavage"); uno, mejor desarrollado, con cizallas de buzamiento y sentido de movimiento hacia el ESE y SE; otro, del que sólo se han observado algunos casos, conjugado del anterior, de buzamiento y sentido hacia el ONO-NO. No se ha encontrado ninguna falla importante en relación con este grupo de estructuras, que interpretamos como resultado de una extensión hacia el ESE o SE.

Por ahora no hay criterios definitivos para situar esta extensión, aunque algunas observaciones en materiales tortonienses y más recientes hacen pensar que se trate de un fenómeno post-tortoniense.

El borde meridional o interno de la alineación de las sierras de los Pinos, del Aguilón, de Almenara y de las Morenas es una falla extensional de bajo ángulo que pone en contacto los esquistos superiores y mármoles nevado-filábrides con las unidades alpujárrides inferiores.

En relación con esta falla ni se desarrollan estructuras dúctiles, ni siquiera en el bloque de muro, ni caparazón milonítico. Por esta razón la tratamos en este apartado. Además, bajo la falla tratada anteriormente los materiales nevado-filábrides superiores muestran un desarrollo muy escaso o nulo, quedando en general confinados al interior del caparazón milonítico. En ésta, por el contrario, muestran espesores de cientos de metros: toda la Sierra de la Almenara, donde apenas si están representados los esquistos oscuros nevado-filábrides. Estas diferencias nos llevan a establecer que

se trata de dos fallas diferentes y a proponer que la que limita por el Sur la Sierra de Almenara es más reciente y originada en un nivel estructural más elevado. Ésta última muestra un buen desarrollo de harinas de falla con estrías de falla en las filitas alpujárrides, produce una fuerte trituration en las calizas y dolomías y da lugar a estructuras extensionales en el bloque de muro.

Su sentido de movimiento es hacia el SO a OSO. Produce también basculamientos en los paquetes de calizas y dolomías alpujárrides. Un buen corte de la zona de falla se encuentra en Rambla Honda, unos 8 km al ENE del Puerto de Mazarrón.

#### 5.1.2.2.- En el contacto Maláguide-Alpujárride

El contacto entre estos complejos ha sido interpretado tradicionalmente como un contacto posterior a la estructuración post-metamórfica de los alpujárrides, pero no es mucho lo que se conoce sobre este contacto ni sobre los contactos entre unidades maláguides.

El carácter extensional de este contacto ha sido puesto recientemente de manifiesto por TUBIA et al. (1991), en el sector occidental de la Cordillera, y ALDAYA et al. (1991) en los sectores central y oriental de la misma. En este último trabajo se hace una descripción detallada de las características más relevantes del contacto Alpujárride-Maláguide en la provincia de Murcia.

Se trata de un despegue extensional, localmente deformado por pliegues abiertos N70°E de plano axial subvertical. La zona de falla asociada tiene un espesor métrico a decamétrico y está constituida por una brecha cataclástica carbonatada de color amarillento de grano fino, en la que a menudo

se observan fragmentos de filitas, pelitas y dolomías. En algunos afloramientos se reconocen microestructuras como estrías, colas de trituración, etc, que indican sentido de movimiento del bloque de techo hacia el E.

Las deformaciones asociadas al despegue en el bloque de techo evolucionan de dúctiles a frágiles y sus estructuras, que se aprecian preferentemente en los niveles pelíticos, también son indicadoras de movimientos del bloque de techo hacia el E: pliegues de vergencia E con foliación de plano axial y lineaciones de estiramiento N100°E, a las que se superponen clivajes de crenulación extensional y, finalmente, fallas frágiles que buzcan suavemente hacia el E. Es importante destacar que las deformaciones dúctiles se desarrollan más intensamente en el sector oriental de la Cordillera, y de ella existen buenas manifestaciones en la región murciana.

Las deformaciones asociadas al despegue en el bloque de muro también evolucionan de dúctiles a frágiles; así sobre fábricas plano-lineares desarrolladas en zonas de cizalla dúctil con movimiento hacia el E, se desarrollan fallas frágiles con movimiento del bloque de techo hacia el E a las que, en ocasiones se les sobreimponen otras indicadoras de movimientos hacia el NNO o hacia el SO.

El contacto superpone las unidades maláguides sobre unidades alpujárrides inferiores (Sierras de Carrascoy y de Enmedio) o intermedias (Sierras de la Tercia y las Estancias y Cabo Cope). A escala de toda la Cordillera se percibe que el contacto es descendente en el Alpujárride y ascendente en el Maláguide, en el sentido de movimiento; así, más al O, los materiales maláguides descansan ya sobre unidades alpujárrides.



des intermedias (parte central de la Cordillera) (ALDAYA et al., 1991), o superiores (parte occidental de la Cordillera) (TUBIA et al., 1991).

### 5.1.3.- La edad de las deformaciones

La mayor parte de las dataciones de edad absoluta y una buena parte de las dataciones paleontológicas que permiten establecer los hitos más importantes de la historia de la cadena han sido obtenidas fuera de la provincia de Murcia. Pero ello no impide, al menos en el estado actual de los conocimientos, generalizar los resultados y obtener un primer esquema válido para toda la Cordillera.

En la exposición que sigue nos basamos fundamentalmente en el trabajo de MONIE et al. (1991), el más reciente sobre geocronología de las Cordilleras Béticas. Remitimos al lector a este trabajo, que a su vez, recoge los resultados anteriores.

El acontecimiento más antiguo de que se tiene datación es el metamorfismo de alta presión que afecta a las unidades superiores del Nevado-Filábride. La carga necesaria (10-12 kb) para que se desarrollen facies eclogita y esquistos azules en estas rocas puede ser explicada por el engrosamiento cortical resultante de los cabalgamientos que, según los escasos resultados obtenidos en esta región, debieron tener vergencia hacia el ENE.

El final de este período ha sido datado como de 48 m.a. Con posterioridad a esta edad hay que situar el paso a metamorfismo de baja presión (facies anfibolitas, alrededor de 24 m.a.) y posteriormente el cabalgamiento de todo el edificio alpujárride-maláguide sobre el nevado-filábride.



La historia del conjunto de los Mantos Alpujárrides ha sido diferente, poniendo de manifiesto una diferencia notable en cuanto al origen de las rocas y a la época de las deformaciones. En este caso, el episodio metamórfico precoz de alta presión, que también se considera asociado a un engrosamiento cortical por un primer episodio de apilamiento de mantos, tuvo lugar a los 25 m.a. Durante esta etapa compresiva tuvo lugar el cabalgamiento del Complejo Maláguide sobre el Alpujárride.

Tras este episodio, comienza una etapa extensiva, el metamorfismo evoluciona hacia presión-alta temperatura, midiéndose edades de 19 a 20 m.a. en micas de rocas alpujárrides al tiempo que se encuentran cantos de peridotitas y gneis en conglomerados de edad Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior. Asimismo, el funcionamiento extensivo del contacto alpujárride-maláguide cuyo comienzo se correlacionaría con la pérdida de presión en los materiales alpujárrides, queda fosilizado por la brecha de la Viñuela de edad aquitaniense (MARTIN-ALGARRA, 1987), por los que su edad estaría comprendida entre el Oligoceno Superior y el Aquitaniense (ALDAYA et al., 1991).

Posteriormente, en el período Burdigaliense-Tortonien- se, se desarrolla una segunda etapa extensiva que afecta principalmente al contacto Nevado-Filábride-Alpujárride. Durante ella se produce una extensión asimétrica cuya componente de movimiento principal para el bloque de techo es hacia el O, aunque según los sectores, puedan encontrarse sentidos de movimiento variables entre el NNO y el SSO.

Las deformaciones posteriores a esta época serán tratadas en un próximo apartado.

## 5.2.- TECTONICA Y ESTRUCTURA DE LAS ZONAS EXTERNAS

En los capítulos anteriores se ha mostrado la paleogeografía y características sedimentarias de las Zonas Externas. Veamos ahora las estructuras y su distribución espacial y temporal.

En la Zona Prebética, dominio situado inmediatamente al Sur de la Meseta, los materiales constituyen una cobertera autóctona o para-autóctona, más o menos despegada del zócalo a nivel de los materiales arcillo-yesíferos del Triás.

Aún dentro de la Zona Prebética los estilos tectónicos pueden ser bastante diferentes, al estar condicionados por varios factores, tales como:

- Potencia de las series sedimentarias.
- Existencia de estructuras o fallas paleogeográficas que vuelven a funcionar, condicionando la forma del plegamiento.
- Cercanía a las fallas desgarrantes que cortan transversalmente las estructuras.
- y proximidad al frente Subbético cabalgante.

En la región de Murcia están representados el Prebético externo, el interno, y la parte meridional de este último dominio, que denominamos Prebético meridional, tal y como se expresa en el Esquema Tectónico que acompaña al Mapa Geológico. En general, a cada uno de estos subdominios corresponden estilos tectónicos algo diferentes, pero todos conducentes a un acortamiento de la cobertera, que puede cifrarse dentro del mismo Prebético entre 5-15 km (BAENA y JEREZ, L., 1982).

El Prebético externo se caracteriza por un conjunto de alineaciones estructurales de dirección general NE-SO, con pliegues que varían desde laxos y amplios, hasta apretados e incluso volcados. Existen muchas fallas longitudinales, algunas de gran salto, que son vestigios de antiguas fallas de zócalo que vertebraron la evolución paleogeográfica, pero que posteriormente han funcionado, siendo muchas de ellas el camino o vía seguida por el Trías diapírico, e incluso por el volcanismo neógeno.

Muchas de estas fallas no son visibles en superficie, al estar cubiertas por sedimentos más recientes, pero fácilmente deducibles por el diapirismo, sus efectos en las estructuras colindantes o por investigaciones geofísicas.

Destacan las fallas de dirección NE-SO que dan lugar al diapirismo de la Cuesta del Llano, y que se prolonga al N del Madroño. La del Madroño, paralela a la anterior y situada más al Sur, con un salto aproximado de 400 m. El gran accidente Jumilla-Yecla-Caudete que provoca afloramientos diapíricos, y que parece aún tener actividad sísmica importante. Este accidente puede que tenga su prolongación en la falla de los Gargantones, entre la Sierra del Molar y La Celia, que con un salto de cerca de 700 m, pone en contacto el Kimmeridgiense superior y el Maestrichtiense mediante una potentísima brecha de falla que llega a afectar al Mioceno medio-superior. Esta falla se debe prolongar hacia el Embalse de Camarillas y dar lugar al volcanismo de Salmerón. Otra gran falla, que delimita el Prebético externo del interno, se sitúa entre las Sierras del Picarcho y Larga, y otra del mismo sistema entre las Sierras del Buey y el Carche.

En relación con los estilos tectónicos, es de destacar que la diferente elevación del zócalo, en relación con estas

fallas, provoque, que ante los esfuerzos tangenciales procedentes del Sur, la cobertera en las cercanías de estos accidentes, no sólo se despegue del zócalo, sino que se originen pliegues-fallas e incluso cabalgamientos, como en la Sierra de la Cingla, al S de la Sierra del Buey, etc.

Las características mecánicas de la cobertera prebética interna son netamente diferentes en litología y espesor de las del Prebético externo. De aquí, sin duda, una de las causas fundamentales de las diferencias en el estilo tectónico. En sus afloramientos más occidentales (Sierra de la Muela) predominan los pliegues de gran radio, con rumbos ENE-OSO y ligeras inflexiones NE-SO y E-O. En ningún caso se constatan aquí interferencias de orientaciones estructurales de tipo ibérico, como ocurre en el Prebético externo.

Hacia la parte central y oriental, las estructuras más características del Prebético interno son los cabalgamientos con vergencia al NO. La proximidad del deslizamiento del Subbético origina pliegues volcados y pliegues-falla. Uno de los cabalgamientos más importantes es el de la Sierra Larga, que, aunque aparece en superficie como un anticlinal más o menos simétrico, en realidad se trata de la bóveda aflorante de un pliegue-falla, como demostró el sondeo de investigación de hidrocarburos de ENPASA, que ubicado en el núcleo antiforme, cortó en 2.600 m, tres series jurásico-cretácicas superpuestas.

La sensación que da el Prebético meridional, es de ser series desenraizadas y cabalgantes sobre el resto del Prebético, pues entre estas series y las del Prebético interno aflorante, faltan aún series de transición que, en cambio, están presentes en las transversales más orientales (Alicante).

Además de las estructuras de pliegues, pliegues-falla y fallas en dirección NE-SO, existen numerosas fallas de desgarre de dirección NO-SE de carácter dextrógiro (a veces con dirección casi E-O) que desplazan las series pertenecientes a un mismo subdominio paleogeográfico hasta 7-10 km en la horizontal, tal como la falla de Socoros (o de Calasparra-Cieza), o la de La Rosa-Jumilla. Estas fallas están muy ligadas al diapirismo, y es probable que muchos de los cabalgamientos y fallas inversas, así como las inflexiones de pliegues, estén ligadas en su origen al funcionamiento como desgarres, de este tipo de fallas.

Debido al despegue casi generalizado, sobre todo a nivel del Prebético interno, de la cobertera a partir del Triás y a su desplazamiento en dirección según el juego de estas grandes fallas transversales, podría suceder, como señalan algunos autores (BAENA y JEREZ, L., 1982), que muchos de los accidentes que se observan en la cobertera no tengan su correspondencia en el zócalo, o que éstas se dupliquen en el espacio a través del tiempo (LUKOWSKI, 1988).

La principal estructura tectónica reconocida dentro de las Zonas Externas es, sin duda, el cabalgamiento de la Zona Subbética sobre la Zona Prebética. Tiene tanta continuidad lateral y tal envergadura que se considera, en muchos casos, como un manto de corrimiento. Testigos y pruebas, a veces espectaculares, de este cabalgamiento o deslizamiento, son los numerosos "isleos tectónicos" de materiales subbéticos sobre los prebéticos, o "ventanas tectónicas", en que aparecen secuencias prebéticas, o depósitos neógenos sobre ellas depositados, debajo de los materiales subbéticos. Entre los "isleos tectónicos", a veces de grandes dimensiones, destacan la Sierra del Cerezo (al N de Moratalla) en el sector occi-

dental, y las Sierras de Quibas, Barinas y Cantón en el oriental. Entre las "ventanas tectónicas" destacan la del Romera-lejo y la del Gavilán (Oeste de Caravaca) en la parte occi-dental, y la región entre La Garrapacha y la Sierra de Abani-lla en la oriental.

La envergadura de este deslizamiento es variable de unas transversales a otras, pero sin duda en la región de Murcia llega a sobrepasar los 15 km.

Una vez dentro de la Zona Subbética, el análisis de su estructura interna es sumamente difícil de realizar, y a ello han contribuido numerosos factores, entre los que destacamos, sobre todo, dos:

- 1ª.- La gran cantidad de tramos margo-arcillosos intercalados entre otras formaciones más competentes, muchos de los cuales actúan como niveles de despegue, a veces de carácter local, pero en muchos casos con carácter casi general en todo el dominio. Tal es el caso del Trías margo-yesífero o del Aptiense-Albiense de margas verdes-oscuras, ricos en montmorillonita. En una situación intermedia se sitúan las margas del Luteciense.
- 2ª.- La enorme influencia que en la configuración actual han tenido las fallas en dirección o de desgarre, tanto las de gran longitud, creadas durante el traslado hacia el Oeste del Bloque de Alborán (Falla o accidente de Crevillente, o de Bullas-Archena), como las transversales más cortas. El funcionamiento de este conjunto de fallas, en consonancia con la dirección del régimen de esfuerzos en cada momento (y hasta la actualidad), da lugar al giro de pequeños bloques corticales de difícil percepción al



quedar en muchos casos enmascarada su verdadera geometría por los numerosos niveles de despegue existentes en esta cobertera.

Para la mayoría de los autores la estructura actual de la Zona Subbética es fruto de un proceso evolutivo que comienza con una fase de deformación con cabalgamientos y cono-  
cimientos vergentes hacia el NNO. Continúa con un plegamiento que afecta a las estructuras previamente duplicadas y finaliza con una nueva etapa de cabalgamiento y plegamiento, que en numerosos sectores presenta vergencia contraria. Sobre el modelo estructural de la Zona Subbética existen varias hipótesis, pero no es este el marco adecuado para su discusión, por lo que dejamos esta cuestión incidiendo nuevamente en los dos aspectos antes mencionados del gran papel jugado por las fallas desgarrantes (a veces transcurrentes) y los niveles de despegues, y añadiendo que en la colisión entre las Zonas Externas y el Bloque de Alborán (Zonas Internas), además de crearse un empuje hacia el NO, se produce en las cercanías a la cicatriz, un engrosamiento cortical, que posteriormente, y en la búsqueda de un equilibrio isostático, podría ser el responsable de retrocabalgamiento hacia el Sur, estructuras en flor "flower structures", etc, en las cercanías de estos dominios.

En la confluencia de las Zonas Externas con las Internas, las características estructurales difieren de unas transversales a otras. En el caso de esta región (pasillo Fuensanta-Vélez Rubio) parece ser que son las Zonas Internas las que se introducen bajo las Externas, al menos parcialmente. A esto parece que apuntan tanto los perfiles de sismica profunda con una mayor acumulación cortical en la parte de las Zonas Externas, como las características morfológicas y de ajuste isostático, con elevación considerable de la Sierra del



Gigante en relación con las alineaciones maláguide y alpujárrides, situadas al Sur. Este tipo de colisión trae consigo la presencia sobre el dominio subbético de exóticas series desenraizadas, cuya patria posiblemente estaría situada al Sur, y que fue trasladada, o absorbida en estas etapas transpresivas. Como ejemplos estarían los asomos de Trías netamente alpino en las cercanías de La Paca, o la unidad jurásica existente al N del Cortijo del Francés, en la carretera Bullas-Alhama, cobijada por la Sierra de Ponce.

### 5.3.- EVOLUCION GEODINAMICA Y NEOTECTONICA

La región de Murcia se encuentra, como ya hemos dicho, enclavada en su totalidad en las Cordilleras Béticas, las cadenas alpinas más meridionales de Europa. Las Zonas Externas e Internas que tradicionalmente se consideran en estas cordilleras están muy bien representadas aquí, las primeras como integrantes del margen Sur del Macizo Ibérico, y las segundas como pertenecientes a una "Subplaca o Bloque de Alborán" que hubiera sufrido los efectos de las primeras etapas alpinas en regiones situadas más al Este (Fig. 5-I).

Poco se puede decir de la evolución durante el ciclo hercínico o tardihercínico de este sector al no estar representados materiales de edad paleozoica o más antigua en las series más o menos autóctonas. Cuando lo están, éstas pertenecen a las Zonas Internas o Bloque de Alborán, de procedencia oriental, y más o menos metamorfizados, pero en general en el ciclo alpino.

La evolución durante el ciclo alpino está condicionado por la interacción entre las placas euroasiática y africana, ya que las Cordilleras Béticas se localizan en el límite de ambos. El estudio de las anomalías magnéticas del Atlánti-

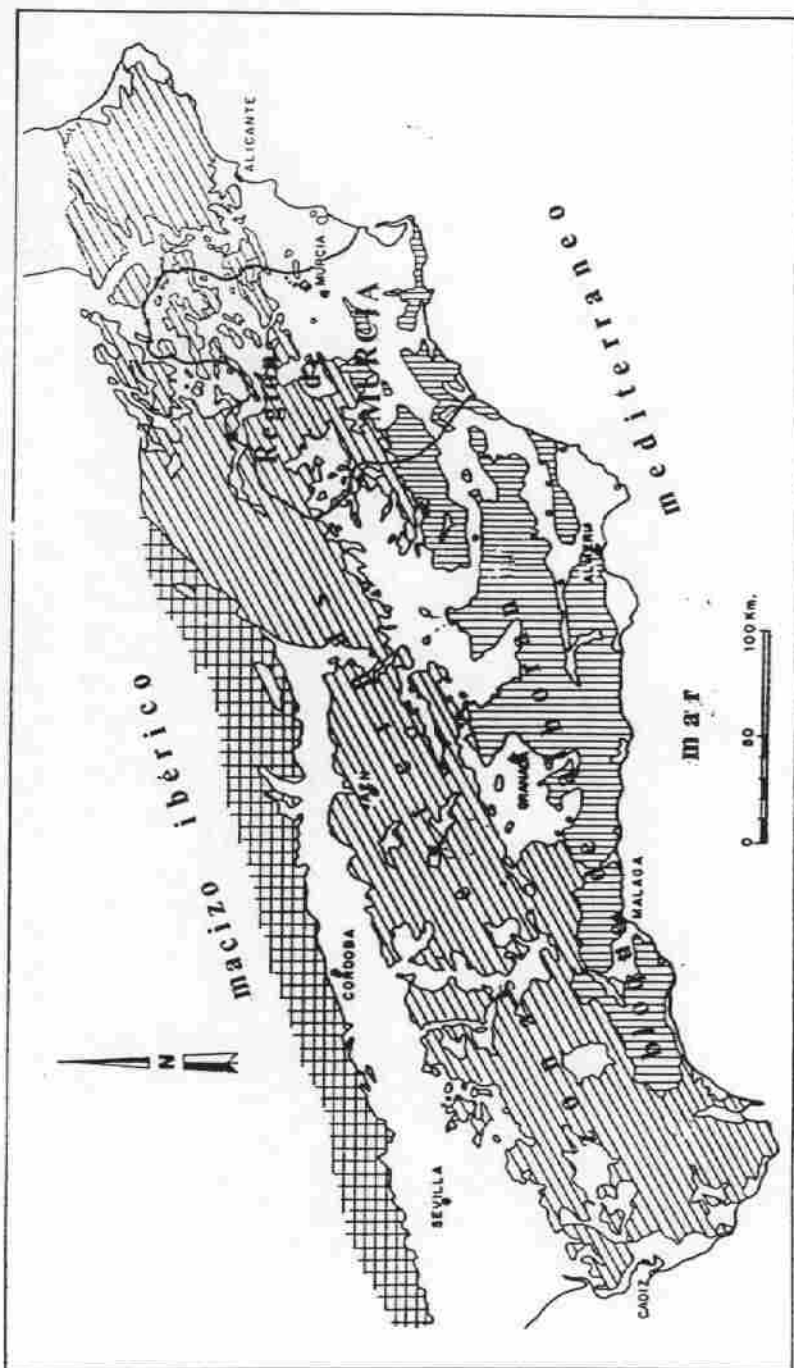


Fig. 5-1. Situación de la región de Murcia dentro del contexto de las Cordilleras Béticas.

co permite reconstruir las grandes etapas de su apertura desde el Triás, y de calcular así el movimiento relativo de Africa con respecto a Europa, que a gran escala es el responsable de lo que pudo ocurrir en las Cordilleras Béticas (Fig.5-II). Esta evolución es estructuralmente compleja, y está estrechamente relacionada con toda la evolución del Mediterráneo occidental (Fig. 5-III), y en especial con el origen del Arco de Gibraltar que es una de las megaestructuras más importantes de las Cordilleras Alpinas mediterráneas. Este arco, de carácter tectónico, se formó durante la tectogénesis miocena provocada por la migración hacia el O y SO de un bloque cortical correspondiente a las Zonas Internas bético-rifeñas. En lo que denominaron ANDRIEUX et al., (1971), "Subplaca de Alborán" o "Bloque de Alborán" (MARTIN ALGARRA, 1987).

Durante la apertura del Atlántico Central, en el Jurásico, se produce el desplazamiento lateral de Africa con respecto a Europa, mediante grandes fallas transformantes, y el comienzo a partir del Lías de la compartimentación de los diferentes dominios de las Zonas Externas. Ya a finales del Jurásico y en el Cretácico inferior, aunque continúa el desplazamiento de Africa con respecto a Ibéria, y de ésta con respecto a Europa, se produce en esta región una apreciable separación, debido al carácter transtensivo de este contacto, originando una mayor diferenciación entre los dominios paleogeográficos y la cración de las zonas de los "flysch cretácicos". En el Cretácico superior continúa la extensión perpendicular a la cicatriz norteafricana. En las regiones orientales se inicia la compresión, comenzando la estructuración, no sólo en los Alpes, sino también en las Zonas Internas béticas situadas en áreas cercanas a aquéllas, y que más tarde serían trasladadas hacia el Oeste.

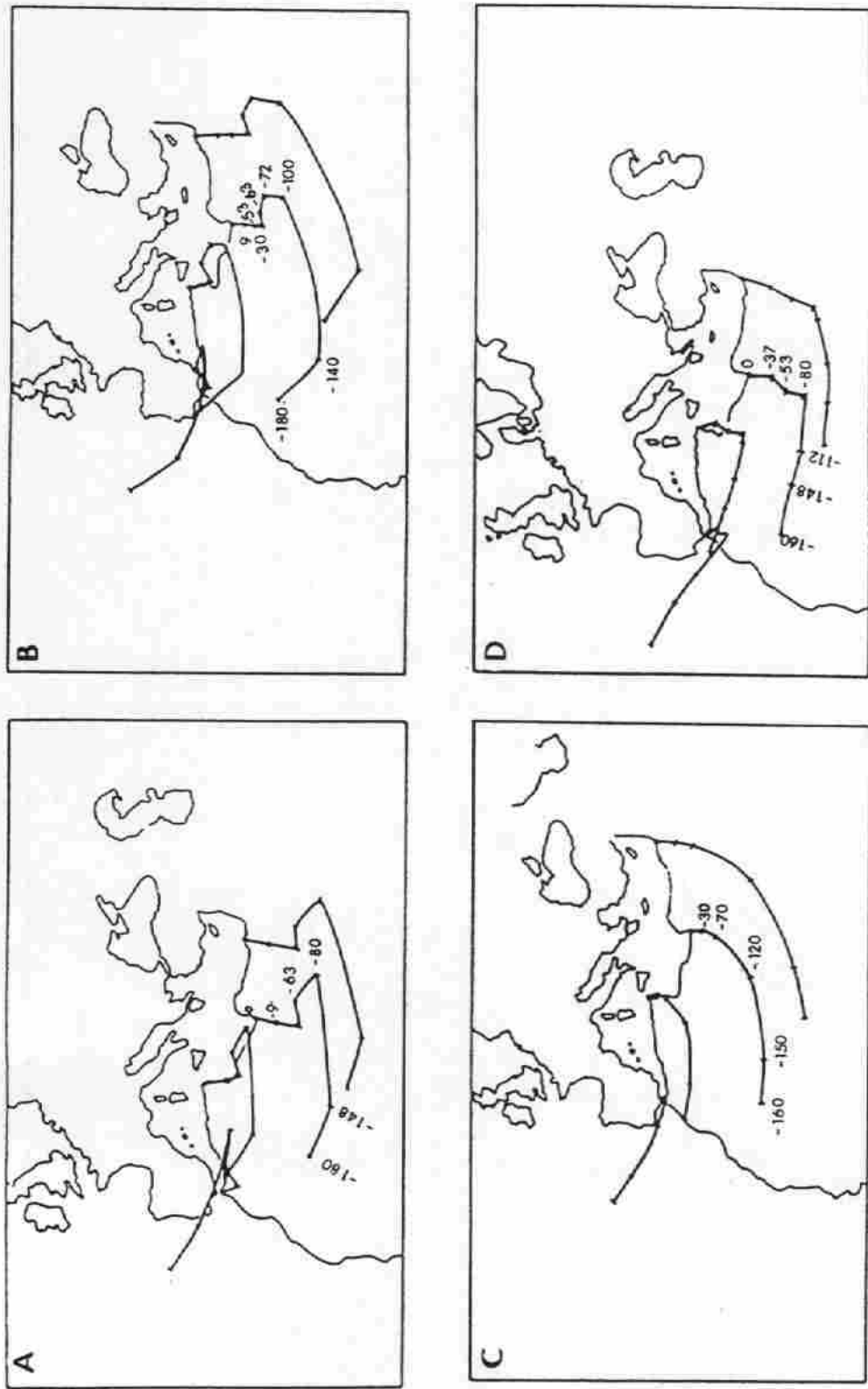
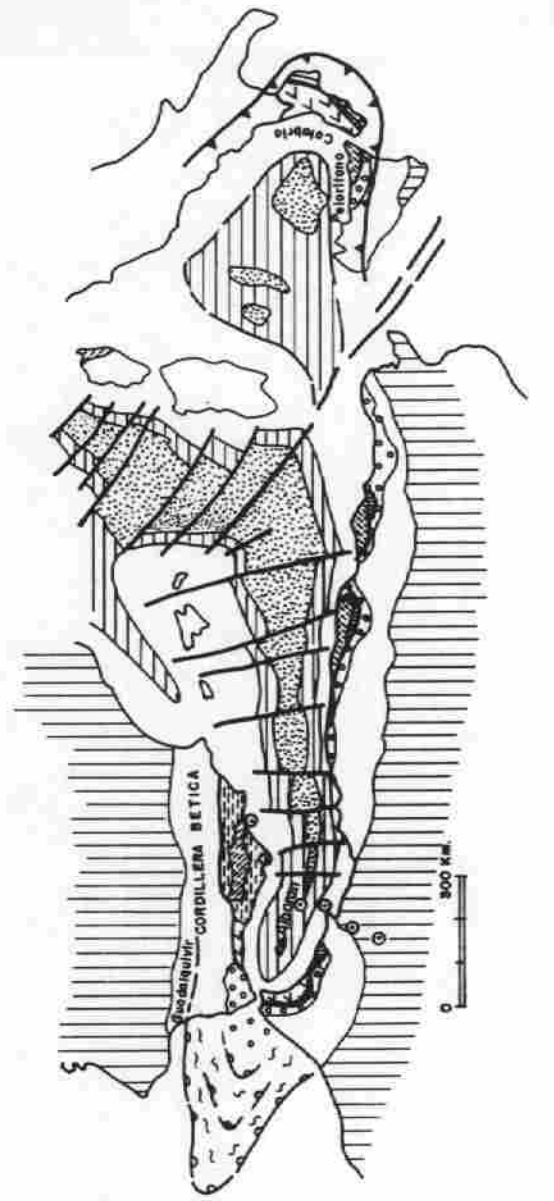


Fig. 5-II. Cuatro modelos de la trayectoria de Africa con relación a Europa.  
 A: Según DEWEY et al. (1973); B: Según BIJU-DUVAL et al. (1977); C: Según TAPONNIER (1977); D: Según OLIVET (1978). Las cifras expresan los millones de años.














-  Corteza ocaánica.
-  Corteza continental aduegazada.
-  Dorsal.
-  Malaguide.
-  Alpujarride.
-  Nevado - Fliábride.
-  Flysch y Numídeo.
-  Area cratogénica estable.
-  Subducción.
-  Volcanismo.
-  Olistostromas.

Fig. 5-III. Esquema estructural de las Cordilleras Béticas en relación con la región del Mediterráneo occidental. SANZ DE GALDEANO, 1990.

Durante el Eoceno, Africa se movía con cierta independencia con respecto a Iberia, acelerándose la rotación levó-gira de la misma y su desplazamiento hacia el NE con respecto a Europa. Estos movimientos que coincidieron con importantes fases tectónicas en todas las Cordilleras alpinas y el desarrollo del metamorfismo, pudieron ser los responsables del inicio de la expulsión de los bloques laterales (Bloque de Alborán-Zonas Internas) mediante grandes líneas de deslizamiento (Fig. 5-IV), que proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para el desarrollo de deformaciones sinmetamórficas de condiciones dúctiles.

Durante el Oligoceno y el Mioceno más inferior continúa la expulsión hacia el Oeste del "Bloque de Alborán" mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de "Cádiz-Alicante" o el "Nor-bético", representado aquí por los accidentes Bullas-Archena y el del pasillo Vélez Rubio-La Fuensanta. Estos accidentes juegan como desgarrres dextros, arrastrando no sólo a las Zonas Internas, sino también a gran parte de las Zonas Externas béticas hacia el Oeste.

Durante el Burdigaliense inferior se produce la mayor colisión entre el "Bloque de Alborán" y las Zonas Externas béticas. Coincidiendo con esta compresión NNO-SSE se observan en los límites engrosamientos corticales debido a la incrustación de ambos bloques continentales, que en esta región, y a la altura de la Sierra del Gigante se traduce en un subcabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Internas con expulsiones (obducciones) de pequeños testigos de éstos sobre aquéllos. Coinciden con esta colisión eventos compresivos en las Zonas Externas, que se reflejan por el cabalgamiento de parte de ellos en las áreas más cercanas a la cicatriz (Fig. 5-V).

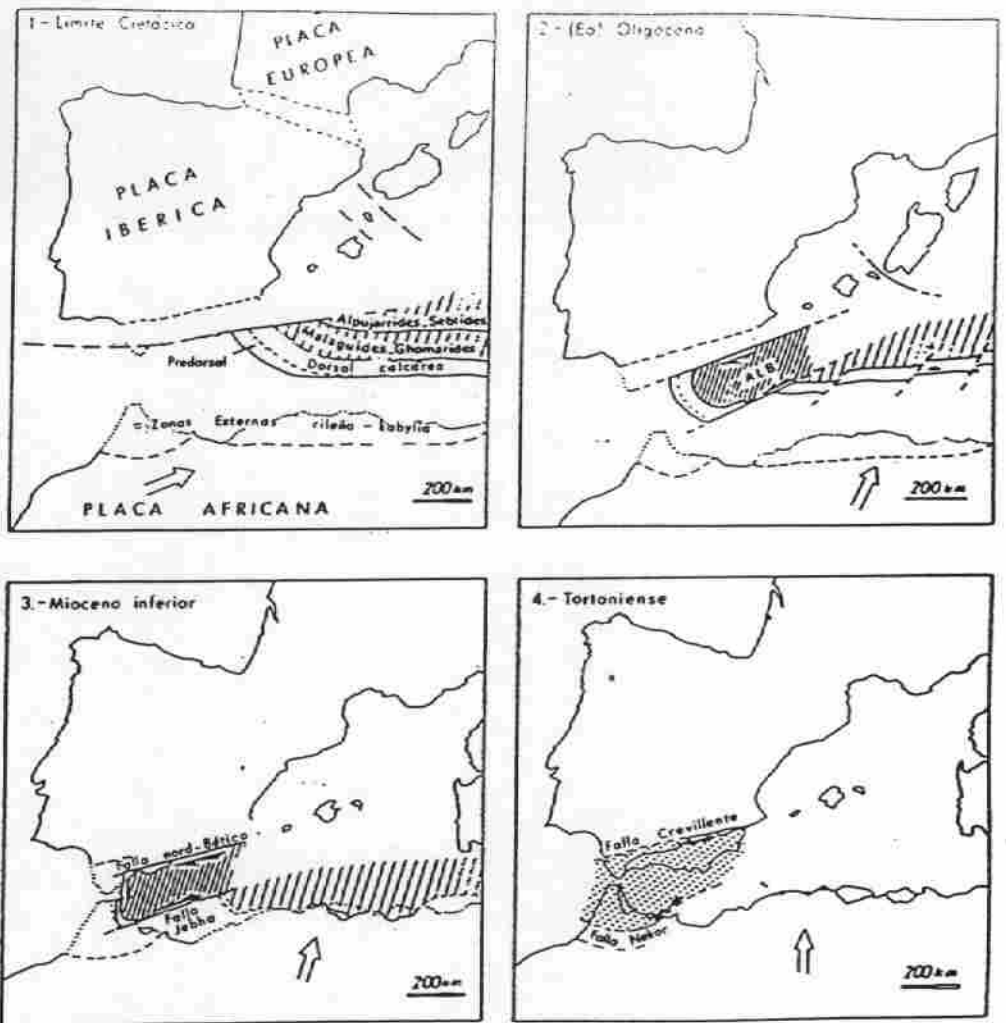


Fig. 5-IV. Mapas esquemáticos mostrando la evolución del Mediterráneo occidental desde el Cretácico Superior al Mioceno Superior (Tomado de BOUILLIN *et al.*, 1986).





En el resto del Mioceno inferior y el Mioceno medio continuaron los movimientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dexas con dirección  $N60^{\circ}-70^{\circ}E$  a E-O. En las Zonas Externas continúa el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético, así como la expulsión de materiales olistostrómicos hacia el Norte y hacia el actual Golfo de Cádiz en el extremo occidental del Bloque de Alborán (Fig. 5-VI). La parte principal de la cuenca o Mar de Alborán comienza a formarse como consecuencia del adelgazamiento y estiramiento de las Zonas Internas (Bloque de Alborán) asociado a estos movimientos transtensivos. Esto está confirmado por el fallamiento extensional en y entre los Complejos Nevado-Filábrides y Alpujárride, e incluso entre Maláguide y Alpujárride. Este proceso de estiramiento tuvo lugar durante unos 9 m.a., desde el Burdigaliense superior al Serravaliense (Fig. 5-VII).

El estiramiento que sufrió la Zona Subbética durante este período, hace que ésta desaparezca como dominio sedimentario diferenciado, ya que es arrastrado en la zona frontal del Bloque de Alborán.

Parece ser que a finales del Mioceno medio este movimiento dextroso, que tan fuertemente había deformado a las Zonas Externas, especialmente al Subbético, quedó ya prácticamente bloqueado, operando otro régimen.

A partir del Tortoniense, y en lo que hemos venido llamando época neotectónica para esta región, la compresión ONO-ESE que había dominado previamente en estos sectores, se va amortiguando, y pasa a ser de dirección NO-SE, NNO-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno superior y el Cuaternario, en consonancia con la compresión general entre Iberia y Africa. Con ello las fallas  $N60^{\circ}-70^{\circ}E$  quedan bloqueadas, o

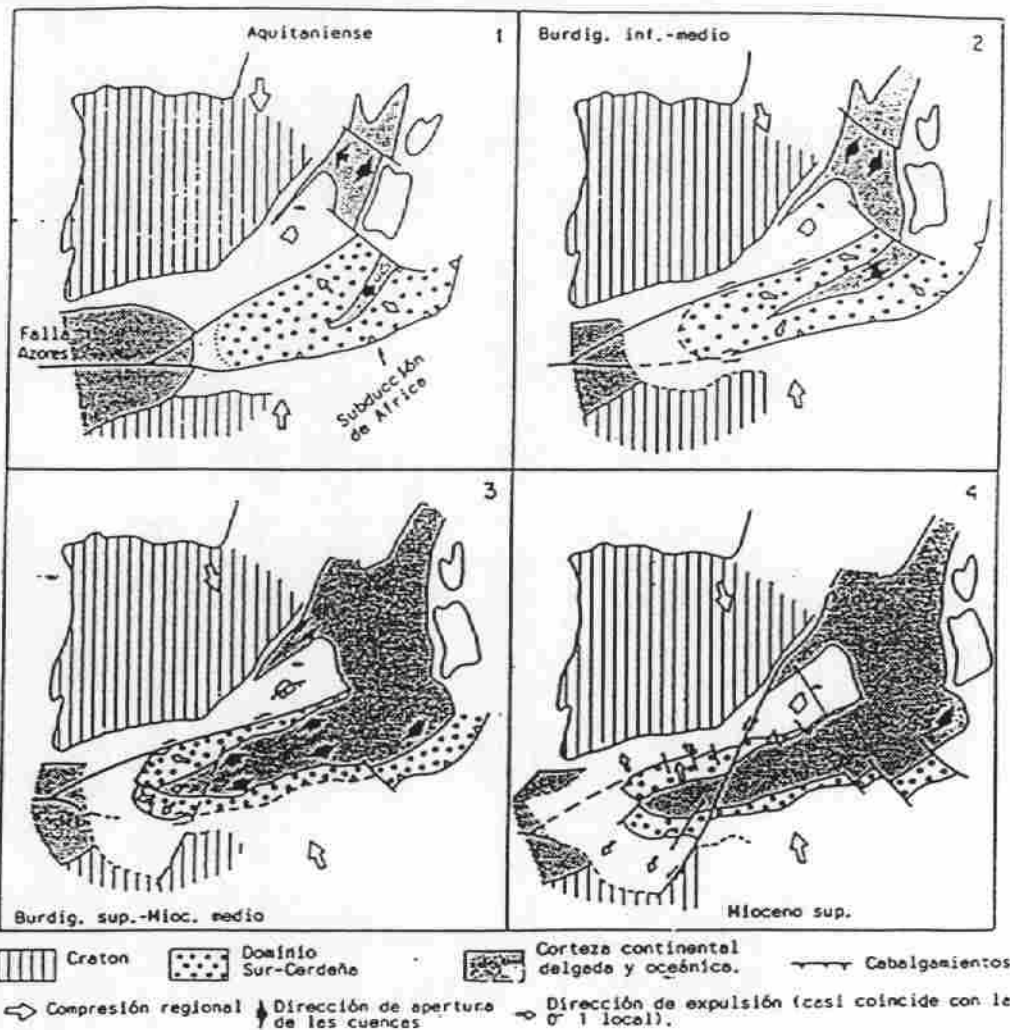


Fig. 5-VI. Reconstrucción cinemática de la expulsión de las Zonas Internas hacia el Oeste, y dirección de compresión local y regional. Tomado de SANZ DE GALDEANO (1.990).

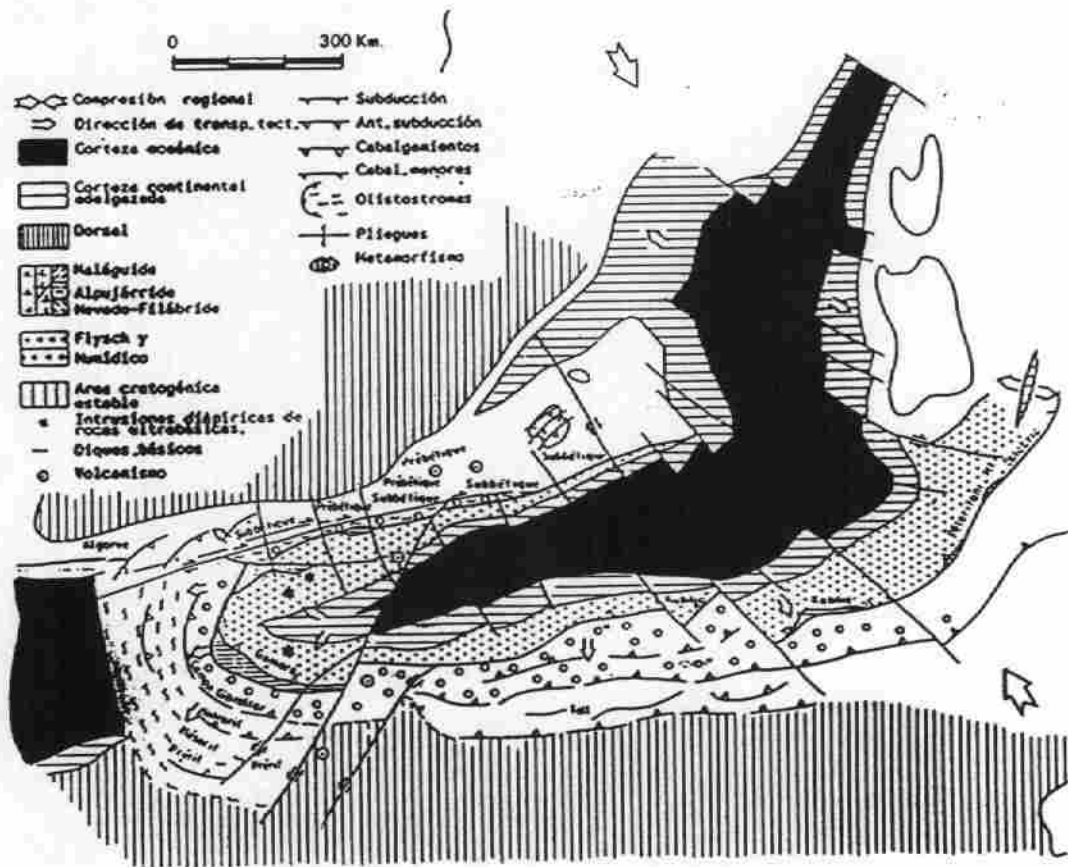


Fig. 5-VII. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterraneo occidental durante el Mioceno Medio. (aprox. en el Serravaliense). (Sanz de Galdeano et al., 1.990).

bien actúan como fallas inversas en algunos momentos, e incluso, cuando la compresión es casi N-S, pueden llegar a presentar movimientos de desgarre levógiros, como ocurre a lo largo del accidente de Cádiz-Alicante, y más concretamente en su sector Bullas-Archena dentro de esta región. Movimientos de este tipo se detectan también al NO de Coy, al SSO de Bullas, o en los alrededores de Archena. Observaciones en depósitos cuaternarios recientes detectan deformaciones que apuntan a esta dirección de compresión (Fig. 5-VIII).

Durante el Mioceno superior las fallas de dirección E-O no llegan a quedar bloqueadas y aún mantiene, aunque amortiguados, movimientos de desgarre dextrosos. Otras fallas de dirección ONO-ESE prosiguen con menor dificultad sus movimientos. Entre éstas, cabe destacar en las Zonas Externas, la falla de Socovos, o de Calasparra-Cieza, que actúa como dextrosa desde el Tortoniense superior, manteniendo este carácter hasta el Cuaternario, aunque con tendencia a hacerse inversa y bloquearse a medida que su traza adquiere orientación E-O, y el esfuerzo compresivo va acercándose a la dirección N-S.

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NO-SE, y las NE-SO a NNE-SSO las que van a presentar movimientos verdaderamente importantes. Entre éstas destacan las que jalonan el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o del Guadalentín, y las del Segura medio. Para entender sus movimientos hay que tener en cuenta que no sólo se produce, en general, una compresión cuya dirección es aproximadamente NNO-SSE, sino que además, y prácticamente perpendicular a la compresión, se produce una notable distensión casi E-O. Por esta razón, las fallas NO-SE y NE-SO a NNE-SSO no sólo van a presentar movimientos de desgarre dextrogiros o levógiros respectivamente, sino que en muchos casos éstos van a ser

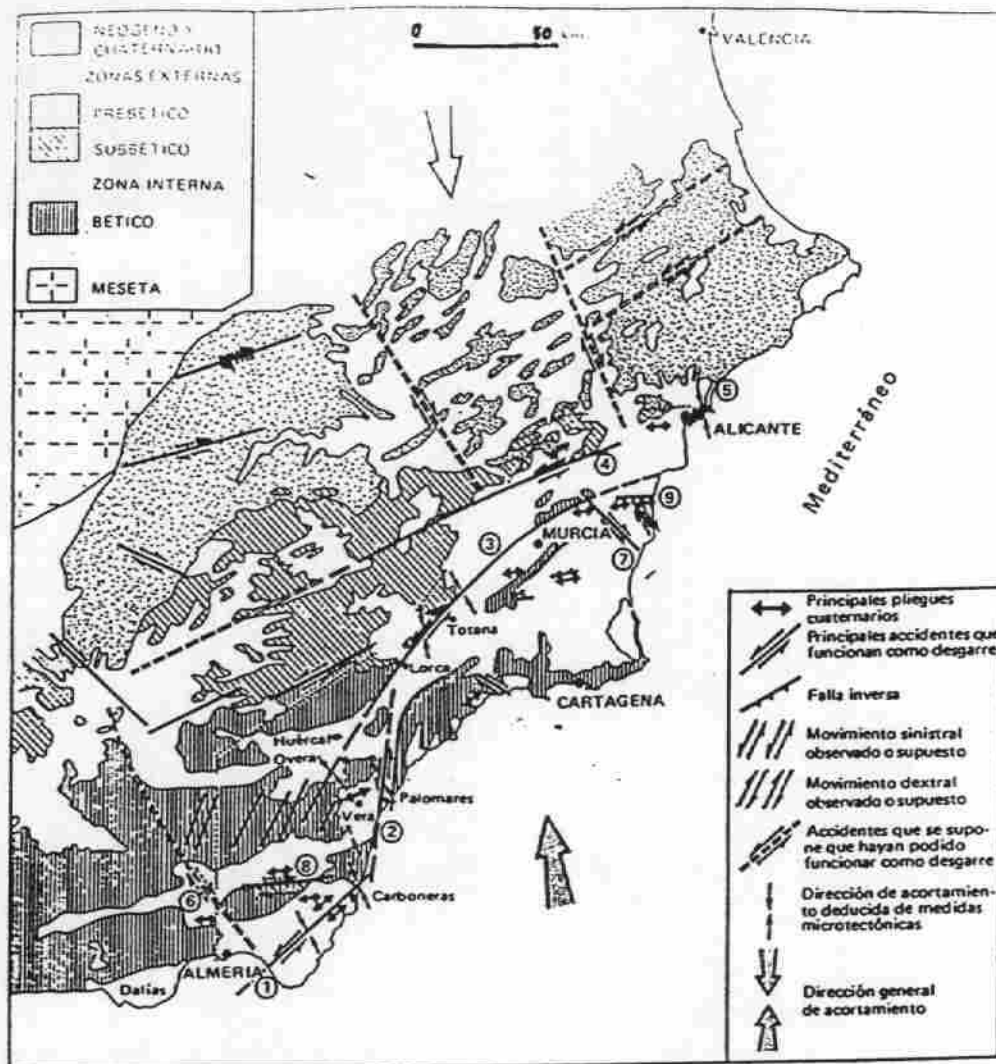


Fig. 5-VIII, La fase de compresión cuaternaria en las Cordilleras Béticas orientales (según BOUSQUET y PHILIP, 1976).  
 1: Accidente de Carboneras. 2: Accidente de Palomares. 3: Accidente de Alhama de Murcia. 4: Accidente de Abanilla. 5: Accidente de Serra Grossa. 6: Red de fallas de El Alquian. 7: Falla de S. Miguel. 8: Falla de Lucainena de las Torres. 9: Zona de accidentes del bajo Segura.

oblíquos o incluso simplemente normales. El movimiento de ambos juegos de fallas con desplazamientos normales permite, en conjunto, una extensión aproximada E-O (Fig. 5-IX).

Las grandes fallas de Bullas-Archena y de Calasparra-Cieza, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento Africa-Iberia, tienden a quedar bloqueadas de manera que la actividad deformacional se localiza preferentemente en sectores caracterizados por juegos de fallas NE-SO y NO-SE. Así, los trazos de las grandes fallas resultan afectados por estos últimos sistemas, de modo que la red de fracturas se complica en las áreas de intersección, donde, en consecuencia, es fácil identificar deformaciones neotectónicas. Tal es el caso del sector de los Royos, al S de la cuenca de Caravaca, donde la falla de Bullas-Archena se desvía a causa del juego dextrogiro del sistema de fallas NO-SE. Más complicada es la intersección que se da en el sector Cieza-Archena-Murcia, donde confluyen las fallas NO-SE del corredor del Segura medio y las fallas NE-SO del corredor Puerto Lumbreras-Murcia, desplazando y obliterando los trazos de las grandes fallas regionales ya mencionados. No es casual que en tales sectores de cruce de fallas se produzca pues una considerable actividad sísmica.

También hay que considerar el levantamiento que se produce en algunos sectores, sobre todo durante el Plioceno, que provoca que el sistema de esfuerzos ya señalado, con una compresión aproximada NNO-SSE, y una tensión casi perpendicular, se le suma dicha componente, dando lugar a una extensión radial. Por ello algunas fallas próximas a la dirección E-O pueden presentar también movimientos verticales importantes.



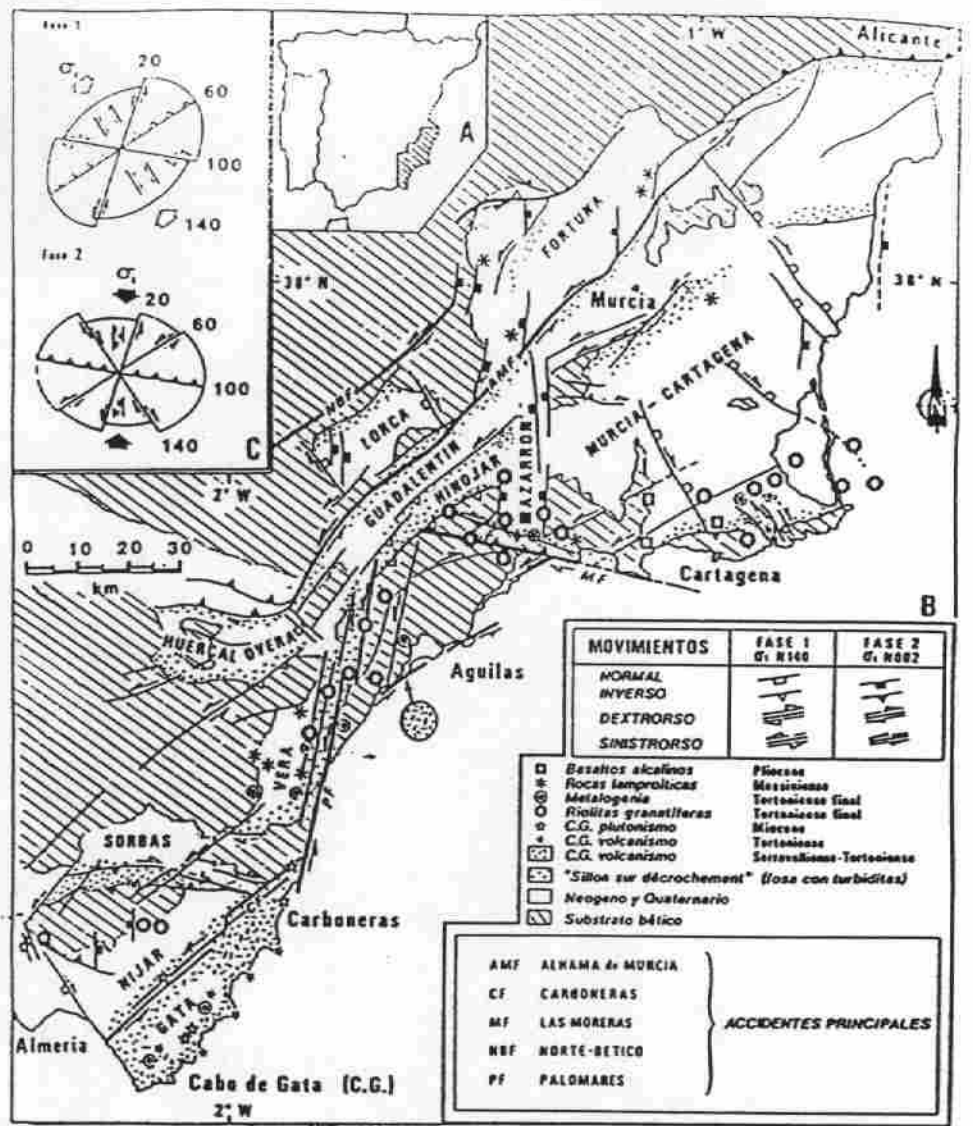


Fig. 5-IX. El corredor de desgarre en el SE de la Península Ibérica. De OTT D'ESTEVAN, MONTENAT y LAROUZIERE, 1988.

En la Figura 5-X se puede observar la relación de esta falla y fracturas con las del conjunto de las Cordilleras Béticas, y en la Fig. 5-XI se expresan las principales fallas y fracturas que se detectan en la foto de satélite.



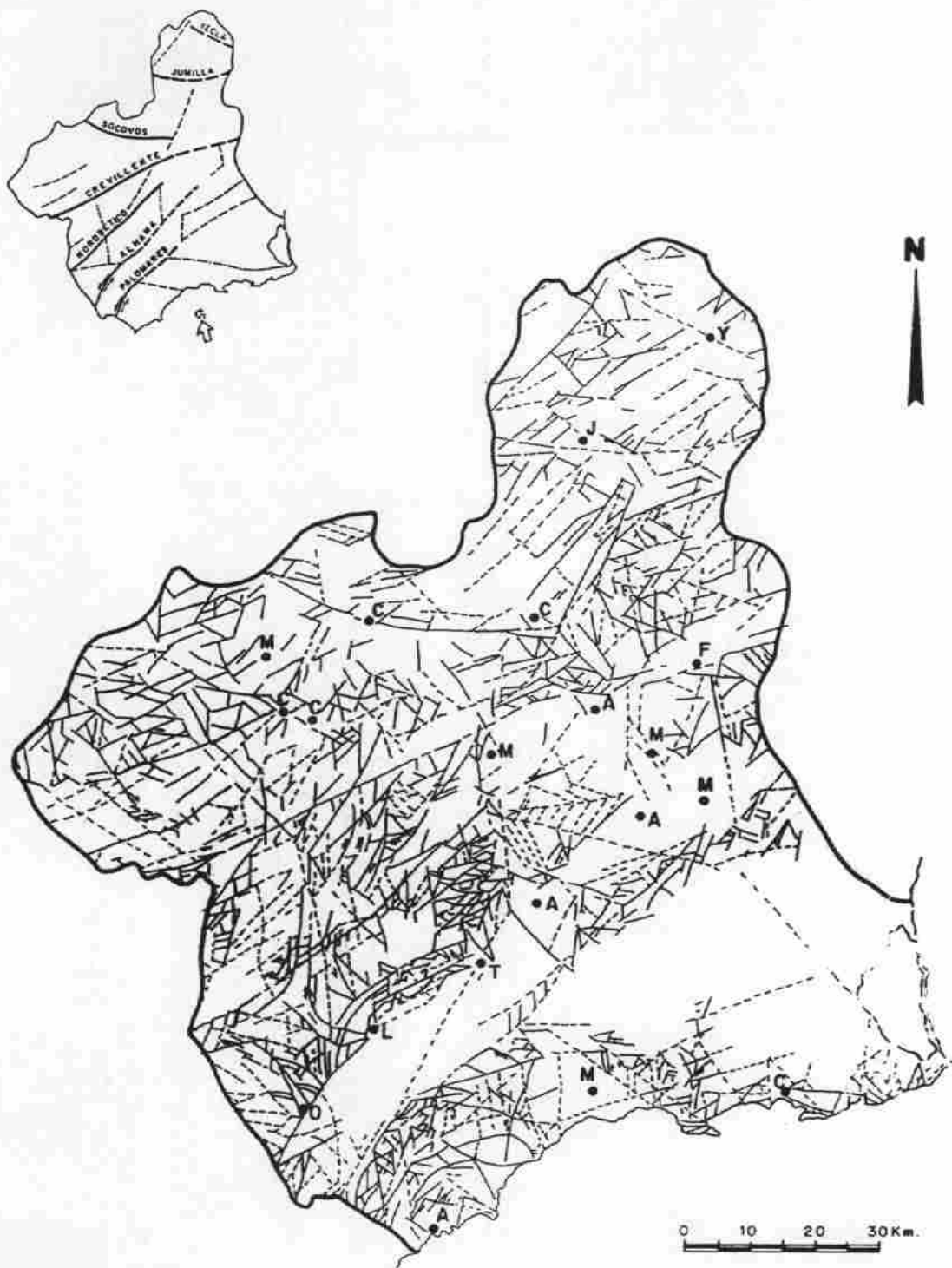


Fig. 5-XI. Fallas y fracturas (o lineamientos) que se deducen del análisis de la foto de satélite.

## 6.- BIBLIOGRAFIA

Se ofrecen aquí las referencias, no sólo de las obras citadas en el texto, sino de todas aquellas que hemos considerado que puedan ser interesantes para un conocimiento más completo de la geología de la región de Murcia. Como la selección de estos trabajos puede resultar subjetiva, rogamos disculpen aquellas ausencias injustificadas. De todos modos, aquellos trabajos y tesis que aunque relacionados con los problemas de esta región, tienen su ubicación fuera de ella, han sido en su mayoría excluidos, pues de lo contrario esta lista sería excesivamente amplia.

AGUIRRE, E. y PASSINI, G. (1985).- The Plio-Pleistocene boundary. Episodes, 8, 2: 116-120.

AGUSTI, J. (1986).- Nouvelles espèces de cricetidés vicariantes dans le Turolien moyen de Fortuna (Prov. Murcia, Espagne). Géobios, 19, 1: 5-11.

AGUSTI, J.; MOYA-SOLA, S.; GILBERT, J.; GUILLEN, J. et LABRADOR, M. (1985).- Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno Continental de Murcia. Paleontología i evolucio. Vol. XVIII, Sabadell: 83-93.

AGUSTI, J.; MOYA-SOLA, S. y MARTIN-SUAREZ, L. (1989).- Review of the late Miocene-early Pliocene mammalian faunas from eastern Spain. Boll. della Soc. Paleont. Italiana, 28, (2-3): 155-160.

- AGUSTI, J.; FREUDENTHAL, M.; LACOMBAT, J.L.; MARTIN, E.; NÄGELI, C. (1990).- Primeros micromamíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España). Rev. Soc. Geol. España, 3: 289-293.
- ALDAYA, F.; ALVAREZ, F.; GALINDO-ZALDIVAR, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; JABALOY, A. y NAVARRO-VILA, F. (1991).- The Maláguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. C.R. Acad. Sci. Paris, 313: 1447-1453.
- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1984).- El contacto Alpujárride/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. En: El borde Mediterráneo español: evolución del Orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, 18-20.
- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1979).- Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. Acta Geol. Hisp., 14: 154-166.
- ALVADO, J.C. (1986).- Sedimentation, déformation et manifestations magmatiques néogènes associées au couloir de décrochement de Palomares (Bassin de Vera, SE de l'Espagne). Thèse de docteur de l'Université Pierre et Marie Curie. Paris VI, 240 p. Mémoires des Sciences de la Terre n° 86-23.
- ALVAREZ, F. (1984).- Las Unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides en el Sector Aguilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales). In: El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, 30-32.

- ALVAREZ, F. (1987).- La Tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas. Tesis Univ. Salamanca, 371 pp.
- ALVAREZ, F. (1987).- Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros - units. Eastern Betic Zone (Spain). Geol. Mijnb, 66: 101-110.
- ALVAREZ, F. y ALDAYA, F. (1985).- Las Unidades de la Zona Bética en la región de Aguilas-Mazarrón (Prov. de Murcia). Estudios Geol., 41: 139-146.
- ALVAREZ, F.; ALDAYA, F. y NAVARRO-VILA, F. (1989).- Miocene extensional deformations in the region of Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras). Estudios Geol. 45: 369-374.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971).- Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Earth. Planet. Sci. Lett., 12: 191-198.
- ANDRIEUX, J. y MATTAUER, M. (1973).- Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XV, 2: 115-118.
- ANGELIER, J.; CADET, J.P.; DELIBRIAS, G.; FOURNIGUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN, M.; HOGREL, M.T.; LALOU, C. y PIERRE, G. (1976).- Les déformations du Quaternaire marin, indicateurs néotectoniques. Quelques exemples méditerranéens. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 18, 5: 427-448.



- ANSORGE, J.; BANDA, E.; MÜLLER, ST.; UDIAS, A. y MEZCUA, J. (1978).- Crustal structure under the Cordillera Bética. Preliminary results. Reunión sobre la Geodinámica de las Béticas y Mar de Alborán. Univ. de Granada: 9-17.
- ARANA, V. et VEGAS, R. (1974).- Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. Tectonophysics, 24: 197-212.
- ARMIJO, R. (1978).- Le zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères bétiques, Espagne). Etude tectonique et microtectonique. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, 98 p.
- ARTHAUD, M.; MEGARD, M. y SEGURET, M. (1977).- Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1: 147-188.
- AUZENDE, J.M.; BONNIN, J. y OLIVET, J.L. (1973).- The origin of Western mediterranean basin. J.Geol.Soc.London, 129: 607-620.
- AZEMA, J. (1965).- Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 260: 4020-4023.
- AZEMA, J. (1966).- Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne). Bull. Soc. Geol. France (7), 8: 80-86.
- AZEMA, J. (1977).- Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Thèse Sc., Univ. P. et M. Curie, Paris, VI: 395 p.

AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. y RANGHEARD, Y. (1974).- Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structureaux entre la chaîne ibériques, les Cordillères bétiques et les Baléares. Bull. Soc. - Geol. Fr., 16 (2): 140-159.

AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A. et al. (1971).- Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. Essai de corrélation. Cuad. de Geología Ibérica, 2, 2: 91-110.

AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E. et al. (1975).- Le Crétacé dans la partie orientale des zones externas des Cordillères Bétiques. Essai de coordination. 1er Col. de Est. y Paleog. del Cret. de España. Ed. ENADIMSA, serie 7, 1: 159-217.

AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979).- Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de la Cordilleras Béticas. Publ. Univ. Granada. Granada, 83 pp.

BAENA, J. y JEREZ, L. (1982).- Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética S. st. Colección Informe, ITGE.

BAENA, J.; BARRANCO, L.M. y SILVA, P. (1991).- Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la región de Murcia. Com. Aut. de la Región de Murcia (en prensa).

- BANDA, E. (1979).- Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 235 pp.
- BANDA, E. y UDIAS, A. (1979).- Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental. Tecniterrae, 27: 34-41.
- BANDA, E. y ANSORGE, J. (1980).- Crustal structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera. Journ. Geophys. Res. Astr. Soc., 63: 515-532.
- BARDAJI, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1986).- Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España). In: F. LOPEZ BERMUDEZ y J.B. THORNES (eds.). Estudios sobre Geomorfología del Sur de España. I.G.U., Universidades de Murcia y Bristol, 11-16.
- BARDAJI, T.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1987).- Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain. Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, 10: 79-93.
- BARDAJI, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. y DABRIO, C.J. (1988).- Small scale sea level changes based on the analysis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula. Abstract, Int. Workshop in Fan-Deltas with emphasis on Gilbert type systems, Univ. Calabria, 3-4.
- BARDAJI, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. y DABRIO, C.J. (1990).- Late Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes. IAS Spec. Publ., 10: 129-151.

- BARTHEL, K.W.; CEDIEL, F.; GEYER, O.F. y REMANE, J. (1966).- Der subbetische Jura von Cehegin (provinz. Murcia, Spanien). Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., 6: 167-211.
- BEDU, P. (1987).- Example de dissociation entre aires d'apport et de dépôt en régime décrochant: les mégaboreches d'Hinojar et de Totana (SE. Espagne). Ass. Sedim., France.
- BEDU, P. (1988).- Evolution des environnements sédimentaires dans un couloir de décrochement: les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). These Univ. Caen.
- BEDU, P.; YAPAUDJIAN, L.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU (1987).- Dynamique et bilan sédimentaire des sillons sur décrochement tortonien du domaine bétique oriental (Espagne). 8 th. I.A.S. Reg. Meet. of Sedim., Tunes.
- BEHEMEL, H. (1970).- Beitrage sur stratigraphie und Palaontologie des Juras von Spanien V. Stratigraphie und facies in prabestischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. N. Jb. Geol. Pal. Abb., 137, 1: 1-102.
- BELLANCA, A.; CALVO, J.P.; CENSI, P.; ELIZAGA, E. y NERI, R. (1989).- Evolution of lacustrine diatomite carbonate cycles of Miocene Age. Southeastern Spain: Petrology and isotope geochemistry. Journ. of Sed. Petrol., 59, 1: 45-52.
- BELLON, H. (1976).- Series magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. Thèse Sc., Univ. Orsay: 367 p.

- BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. y LOPEZ-MARTINEZ, N. (1981).- Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Sér. II: 1035-1038.
- BELLON, H.; BORDET, P.; BOUSQUET, J.C. et MONTENAT, C. (1976).- Principaux résultats d'une étude géochronométrique du volcanisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). 4ème Réunion Ann. Sc. de la Terre, Paris, 43.
- BELLON, H.; BORDET, P. y MONTENAT, CH. (1983).- Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). Bull. Soc. Géol. France (7), 24: 205-217.
- BELLON, H. y LETOUZEY, J. (1977).- Volcanism related to plate-tectonic in the western and eastern Mediterranean. In: Inst. Sym. Structural Hist. Mediterranean basins. (B. Biju-Duval y L. Montadert, edit.). Ed. Tecnip, Paris, 165-184.
- BERNINI, M.; BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; MORATTI, G. y PAPANI, G. (1983).- Fenomeni di trascorrenza nella evoluzione neogenico-quadernaria della catena Betica. Atti della riunione su "Mecanismi deformativi nelle catene perimediterranee: stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse". Firenze, 5 décembre 1983: 65-75.
- BESEMS, R.E. y SIMON, O.J. (1982).- Aspects of Middle and Late Triassic Palynology 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the Province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 85/1: 29-51.

- BIJU-DUVAL, B.; DERCOURT, J. y LE PICHON, X. (1977).- From the Tethys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In: Inter. Sym. Structural History of the Mediterranean basins (B. Biju-Duval y L. Montadert, edit.). Ed. Technip., París, 199-214.
- BIZON, G.; BIZON, J.J. y MONTENAT, C. (1972).- Le Miocène terminal dans le Levant espagnol (province d'Alicante et de Murcia). Rev. Inst. Fr. Pétroles, XXVII, 6: 831-862.
- BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; PAPANI, G.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987).- Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. Act. Nat. del Ateneo Parmense, 23: 179-200.
- BOIVIN, P. (1982).- Interactions entre magma basaltique et manteau supérieur: Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Thèse Sc., Univ. Clermont-Ferrand II: 344 p.
- BOLZE, J.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1985).- La métallo-génèse miocène des Cordillères bétiques orientales dans son cadre géodynamique. Resumés communications, - Seance spécialisée "Genèse et évolution de bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant", París, 30-31/05/1985, Soc. Géol. France, edit., 2 p.
- BOLZE, J. y OTT D'ESTEVOU, P. (1986).- Processus thermo-mécaniques associés à l'évolution des bassins néogènes des Bétiques orientales. Rap. int. IGAL, París, nº 35, inédit.: 92 p.

- BORDET, P.; ESQUEVIN, J. y LAROUZIERE, F.D. de (1982).- Sur l'âge tortonien de certains granitoides inclus dans les conglomérats miocènes de l'Espagne du Sud-Est. C.R. Acad. Sc. París, 295: 483-486.
- BORDET, P.; HERNANDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D. de; MONTENAT, C. y OTT d'ESTEVOU, P. (1988).- Succession des événements magmatiques néogènes dans les Cordillères Bétiques orientales. Résumés communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona, 11-15 avril 1988: 29-30.
- BORDET, P. y LAROUZIERE, F.D. de (1982).- Granitoides et plagiogranitoides dans le Tortonien de l'Espagne du Sud-Est. C.R. Acad. Sc. París, 295: 591-594.
- BORLEY, G.D. (1967).- Potash-rich volcanic rocks from southern Spain. Miner. Mag, 36: 364-379.
- BOUSQUET, J. CL. (1977).- Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc tyrrhénien. In: Inter. Sym. Structural History of the Mediterranean basins (B. Biju-Duval y L. Montadert, - edit.). Ed. Technip. París, 199-214.
- BOUSQUET, J.C. (1979).- Quaternary strike-slip faults in - southeastern Spain. Tectonophysics, 52: 277-286.
- BOUSQUET, J.C. (1982).- Néofaille ou héritage profond: Le cas de la faille de Crevillente (Cordillères bétiques, Espagne). 9 \*\*\* R.A.S.T., París, Soc. Géol. France edit: 88.



- BOUSQUET, J.C. y MONTENAT, C. (1974).- Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale. C.R. Acad. Sc. Paris, 278: 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILIP, H. (1976).- La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales. Reun. sobre la Geodin. de las Cord. Béticas y Mar de Alborán. Granada.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976).- Observations microtectoniques sur la compression Nord-Sud quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale, Arc de Gibraltar). Bull. Soc. géol. Fr., (7), XVII, 3, 711-724.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976).- Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension pleistocène ancien dans l'Est des Cordillères bétiques (Espagne méridionale) Cuadern. Geolog.
- BRIMAUD, C. (1984).- Etude biosédimentologique des gisements à Spongiaires du Tortonien des Cordillères bétiques orientales (Espagne). Thèse Univ. Provence, 463 p.
- BRIMAUD, C. y VACHARD, D. (1985).- Indications paléoécologiques fournies par les Spongiaires du Miocène supérieur d'Espagne. Bull. Mus. Nat. Hist. Natur., Paris, 4<sup>ème</sup> série, 7, C, 1: 3-11.
- BRUJIN, J. de; MEIN, P.; MONTENAT, C. y VAN DE WEERD, A. (1975).- Les gisements de Mammifères du Miocène supérieur d'Espagne méridionale (Provinces d'Alicante et de Murcia). Correlations avec les formations marines du Miocène terminal. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc., B, 78 (4): 1-32.

- CALVO, J.P. (1981).- Los yacimientos de diatomita en España. Bol. Geol. Minero, 92: 274-284.
- CALVO, J.P. y ELIZAGA, E. (1985).- Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. Abstract 6th European Meeting of Sedimentology, Lleida: 70-73.
- CALVO, J.P. y ELIZAGA, E. (1987).- Diatomite deposits in - southeastern Spain: geologic and economic aspects. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70: 537-543.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978).- El Mioceno Superior continental del Prebético externo: Evolución del estrecho nord-bético. Bol. Geol. Minero, 89: 9-28.
- CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-LODEIRO, F. y ALDAYA, F. (1984).- Direcciones de traslación y apilamiento de unidades en los Mantos Alpujárrides centrales y orientales. In: J. López-Ruiz (ed.). El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. C.S.I.C. Granada: 15-17.
- CALZADA BADIA, S. (1978).- Gasterópodos tortonienses de Archena (Murcia). Estud. Geol., 34: 299-307.
- CALZADA BADIA, S. (1978).- Braquiópodos tortonienses de Murcia. Estud. Geol., 34: 351-358.
- CAPEDRI, S.; VENTURELLI, G. y DI BATTISTINI, G. (1982).- The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain. Terra Cognita, 2, 3: 212.

- CARTER, J.M.L. (1987).- Sedimentary evidence of the Neogene evolution of SE Spain. Journ. of Geol. Soc., London, V. 144: 915-932.
- CISNEROS, J. de (1907).- Excursiones por el NO. de Caravaca. Bol. Real. Soc. Hist. Natural, 7: 400-410.
- CISNEROS, J. de (1908).- Excursiones por el O. de Caravaca. Bol. Real. Soc. Hist. Natural, 8: 67-75.
- CISNEROS, J. de (1911).- Excursiones a Las Losillas y al Collado de la Plata en el término de Caravaca. Bol. Real. Soc. Hist. Natural, 11: 186-198.
- CISNEROS, J. de (1917).- Encuentro de una pequeña mancha de Liásico Medio al SO. de Caravaca. Bol. Real. Soc. Hist. Natural, 17: 422-425.
- CISNEROS, J. de (1923).- La fauna de los estratos de Pygope Aspasia. MENEGH. del Liásico Medio del Rincón de Egea, en el NO. de la provincia de Murcia. Trab. Museo Nac. Ciencias Nat. Serv. Geol., 30: 1-55.
- COMBES, A. (1964).- Présence de masses de matériel triasique englobées dans les marnes miocènes au Sud de la sierra de Ricote (Province de Murcia, Espagne). Bull. Soc. Géol. France (7), 6: 278-281.
- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1989).- Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). Geodinámica Acta, 3: 37-51.

- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- Tectonique en poinçonnement neogène dans la partie orientale des Cordilleres Bétiques. Res. Comm. Symp. "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona.
- COPPIER, G.; OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. y LOISEAU, J. (1988).- Sur le jeu sènestre du faisceau décrochant - trans-Alboran. Possibilité d'implication sur la genèse de l'arc betico-rifain. Res. Comm., 12eme. R.S.T. Soc. Geol. Fran. edit.
- CORBELLA-MARTI, J.H. (1969).- Etude géologique de la Sierra de las Moreras (Prov. de Murcie, Espagne). Thesis, Univ. París, 159 pp.
- CROESE, I. (1983).- Neogene formations and dating of the deformation of the Prebetic Zone southeast of Jumilla (prov. of Murcia, Spain). Estudios Geol., 38: 415-423.
- DABRIO, C.J. (1989).- Asociaciones de facies en los fan-deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas orientales. Geogaceta, 6: 53-55.
- DABRIO, C.J. (1990).- Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. IAS Spec. Publ., 10: 91-111.
- DABRIO, C.J. y POLO, M.D. (1987).- Holocene sea-level changes, coastal dynamics and human impacts in southern Iberian Peninsula. Trab. sobre Neog-Cuat., C.S.I.C., 10: 227-247.

- DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SANTISTEBAN, C.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L.; BAENA, J. y SILVA, P. (1991).- Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain. Field Guide. Cuadernos de Geología Ibérica, 15: 327-400.
- DELGADO, F.; ESTEVEZ, A.; MARTIN, J.M. y MARTIN-ALGARRA, A. (1981).- Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujárrides (Cordillera Bética). Estudios Geol., 37: 45-57.
- DE ROEVER, W.P. y NIJHUIS, H.S. (1964).- Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special references to the genesis of the glaucophane. Geol. Rdsch., 53: 324-336.
- DE SMET, M.E. (1984).- Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. Tectonophysics, 107: 57-80.
- DE SMET, M.E.M. (1984).- Origin of the Crevillente Fault Zone (Betic Cordilleras, southern Spain). Thesis, Free University Amsterdam. Free University Press, Amsterdam, 176 pp.
- DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. y BONNIN, J. (1973).- Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 3137-3180.
- DIAZ, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y TORRES-ROLDAN, R. (1979).- Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain). Cuad. Geol., 8-9: 37-60.

- DIAZ DEL RIO, V. y REY, J. (1986).- Continental shelf morpho-tectonic features of the Betic basement of the Mar Menor. Rap. CIESM V. 30, nº 2, p. 76.
- DUMAS, B. (1977).- Le Levant espagnol. La g nese du relief. Thèse d' tat. Université Paris-Sorbonne, 520 pp.
- DURAND DELGA, M. (1980).- La Méditerranée occidentale: etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celli-ci. Mém. Soc. Geol. Fr., 10: 203-224.
- DURAND DELGA, M.; DES ORRES, P. y FERNEX, F. (1962).- Sur la présence de Jurassique et d'Oligocène à l'ouest de Cartagene (Espagne méridionale). C. R. Acad. Sc. Paris, 255: 1755-1757.
- ECHALLIER, J.C. (1978).- Chronologie des dépôts quaternaires continentaux et évolution tectonique récente dans le Sud-Est de l'Espagne.
- ECHALLIER, J.C. (1980).- La basse vallée du Rio Segura (Province d'Alicante). Exemple d'étude par sondage électrique d'une plaine littorale. Bull.Soc.Géol. France (7), 22, 3: 481-489.
- EGELER, C.G. y FONTBOTE, J.M. (1976).- Apercu géologique sur les parties centrales et orientales des Cordillères bétiques. Bull. Soc. Géol. France, XVIII/3: 571-582.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E. y SIMON, O.J. (1971).- Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain. Estudios Geol., 27, 6: 467-473.

EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1969).- Sur la tectonique de la Zone Bétiques (Cordillères Bétiques, Espagne). Verth.Kon. Akad.Wet., 25/3: 1-90.

ELIZAGA, E. (1990).- Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior. Zona Prebética, Albacete, España. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid, 268 p.

FALLOT, P. (1928).- La limite septentrionale des charriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura. C.R. Ac. Sc., 197: 1150-1152.

FALLOT, P. (1929).- Sur le Secundaire des massifs charriés subbétiques entre Moratalla et le bordure de la zona bétique. C.R. Ac. Sc., 188: 67-69.

FALLOT, P. (1929).- Sur la date des derniers phenomenes orogéniques dans les zones subbétiques et bétiques a hauteur de Caravaca. C.R. Ac. Sc., 188: 717-719.

FALLOT, P. (1930).- Etat de nos connaissances sur le structure de chaines bétique et subbétique. Livre Jub.Soc. Geol. France, 279-305.

FALLOT, P. (1931).- Contribution a l'étude du Jurassique supérieur subbétique. Bol. Real. Soc. Hist. Natural, 31: 113-132.

FALLOT, P. (1931).- Notes stratigraphiques sur le chaine subbétique. V. Sur le facies du Dogger dans le province de Murcia. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Natural, 31: 301-304.



- FALLOT, P. (1931).- Note preliminaire sur les formations neo-  
genes des zones subbétique et bétique, selon la transver-  
sale de Caravaca (prov. Murcie). Mem. Real Soc. Esp.Hist.  
Nat., 15: 247-256.
- FALLOT, P. (1932).- Sur les connexions de la serie a facies  
alpines identifiées entre la Sierra Sagra et Alicante. C.R.  
Ac. Sc., 194: 1364-1366.
- FALLOT, P. (1944).- Sur le rôle des ablations basales dans la  
nappe subbétique. C.R. Ac. Sc., 218: 240-241.
- FALLOT, P. (1945).- Estudios Geológicos en la zona subbética  
entre Alicante y el Río Guadiana Menor. Mem. Inst. Lucas  
Mallada, C.S.I.C., Madrid, 719 p.
- FALLOT, P. (1948).- Les Cordillères Bétiques. Estudios Geol.,  
4: 83-172.
- FALLOT, P.; DURAND DELGA, M.; BUSNARDO, R. y SIGAL, J.  
(1958).- El Cretáceo Superior del sur de Caravaca (prov.  
de Murcia). Not. y Comun. I.G.M.E., 50: 283-299.
- FERMOSO, M.L. (1967).- Composición química de las sanidinas  
de las rocas lamproíticas españolas. Estudios Geol., 23:  
29-30.
- FERNANDEZ, S. y HERNANDEZ-PACHECO, A. (1972).- Las rocas lam-  
proíticas de Cabezo Negro. Zeneta (Murcia). Estudios  
Geol., 28: 267-276.
- FERNEX, F. (1962).- Les unités de la Sierra de Enmedio pres  
de Puerto Lumbreras (Espagne méridionale). Arch. Sc.  
Geneve, 15: 363-373.

- FERNEX, F. (1963).- Remarques sur la structure et le métamorphisme de la Mischungzone orientale (Espagne méridionale). Arch. Sc. Geneve, 16: 63-85.
- FERNEX, F. (1964).- Essai de corrélation des unités bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilas. Geol. Mijnb., 43: 326-330.
- FERNEX, F. (1964).- Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales de la transversale de Lorca-Aguilas. C.R. Acad. Sc. Paris, 258: 5678-5681.
- FERNEX, F. (1965).- L'origine probable de certains éléments structuraux des zones internes des Cordillères Bétiques orientales (Espagne méridionale). Bull. Soc. Géol. France, 7: 511-520.
- FERNEX, F. (1968).- Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de la Paca-Lorca-Aguilas. (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale). These, Univ. Paris, 983 pp.
- FERNEX, F. y MAGNE, J. (1969).- Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques orientales. Bol. Geol. y Min., 81: 203-211.
- FLIERT, J.R. van de; GRAVEN, H.; HERMES, J. y SMET, M.E.M. de, (1980).- On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. Eclogae geol. Helv., 75/1: 223-237.

- FLIERT, J.A. van de; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; SMET, -  
M.E.M. de; y VERDURMEN, E.A.TH. (1979).- Pillow lavas and  
basic intrusives of Early Cretaceous age in the Cantar  
area (prov. Murcia), Spain. Estudios. geol., 35: 605-608.
- FOUCAULT, A. (1964).- Sur le phenomene dit d'ablation basale  
dans le zone subbétique (Espagne meridionale). C.R.Ac.Sc.,  
288: 2621-2624.
- FOUCAULT, A.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; ROUCHY, J.M. y SER-  
VANT-VILDARY, S. (1987).- Place des dépôts lacustres -  
f'age miocène superieur de la région de Hellin (Province  
de Albacete, Espagne) dans l'évolution géodynamique des  
Cordillères bétiques. C.R. Acad. Sci. París, 305: 1163-  
-1166.
- FOURCADE, E. (1969).- Le Jurasique et le Cretace aux confins  
des chaînes bétiques. These doct. Sci. Nat. París, 1970.
- FOURCADE, E. (1971).- Le Jurasique dans la partie orientale  
des zones externes des Cordillères Bétiques: les confins  
du Prebétique et des chaînes Ibériques entre le Río Mundo  
et le Río Júcar (Stratigraphie, zones a Foraminiferes et  
paleogeographie). I.Col.Estr. et Paleogeogra.Jur.Espagne,  
Vitoria. Cuad. Iber., 2: 157-180.
- FOURCADE, E. (1975).- Le Cretacé dans la partie oriental des  
zones externes des Cordillères Bétiques. III les confins  
du Prebétique et des chaînes Ibériques, entre le Río Mun-  
do et le Río Júcar (Stratigraphie et Paleogeographie).  
I.Col.Estr. et Paleogeo. del Cretácico de España. Ed.  
ENADIMSA, Serie 7, 1: 233-244.

- FOURCADE, E.; JEREZ, 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 de Sureste de España. Rev. Esp. de Microp., núm. extra 30 Aniv., E.N. ADARO.
- FUSTER, J.M. y GASTESI, P. (1964).- Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia). Estudios Geol., 20: 299-314.
- FUSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERMOSE, M.L. (1967 b).- Las rocas lamproíticas del sureste de España. Estudios Geol., 22: 35-69.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1952).- Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia). Estudios Geol., 8: 245-299.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y MARTINEZ-MARTINEZ, J.M. (1988).- Sobre el adelgazamiento mioceno del dominio cortical de Alborán, el despegue extensional de Filabres (Béticas orientales). Geogaceta, 5: 53-55.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, J.M.; OROZCO, M. y MARTIN RAMOS, D. (1987).- El sentido de desplazamiento de los Mantos Filábrides. Geogaceta, 3: 11-13.
- GARCIA HERNANDEZ, M. (1978).- El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). Tesis Univ. Granada, 344 pp.

- GARCIA HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976).- Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. Reunión sobre la geodinámica de la cordillera Bética y mar de Alborán. Granada: 125-157.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980).- Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. Geol. Mijnb., 59: 155-168.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; REY, J. y VERA, J.A. (1989).- Diques neptúnicos de edad cretácica en la Sierra de Quipar (Subbético externo, Prov. Murcia). Rev. de la Soc. Geol. de España, 2, 1-2: 85-94.
- GAUYAU, F. (1977).- Étude Géophysique dans le levant espagnol (entre Alicante et Totana); Le problème du prolongement de l'accidents d'Alhama de Murcia. Thèse d'État. Univ. de Languedoc. Acad. de Montpellier.
- GAUYAU, F.; BAYER, R.; BOUSQUET, J.C.; LACHAUD, J.C.; LESQUER, A. y MONTENAT, C. (1977).- Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia et Alicante (Espagne méridionale): Résultats d'une étude géophysique. Bull. Soc. Geol. France (7), 19, 3: 623-630.
- GEEL, T. (1966).- Biostratigraphy of Upper Jurassic and Cretaceous sediments near Caravaca (SE. Spain), with special emphasis on Tintinnia and Nannoconus. Geol. en Mijnb, 45: 375-385.

- GEEL, T. (1973).- The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain). Thesis Univ. of Amsterdam, G.U.A. Pap. Geol., 1/5: 179 pp.
- GIROD, M. y GIROD, N. (1977).- Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Bull. Soc. Géol. France (7), 19, 3: 481-488.
- GOFFE, B.; MICHARD, A.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MONIE, P.; CAMPOS, J.; GALINDO ZALDIVAR, J.; JABALOY, A.; MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y SIMANCAS, J.M. (1989).- First evidence of high pressure, low-temperature metamorphism in the Alpuhárri nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). Eur. J. Mineral, 1: 139-142.
- GÖLZ, E. (1978).- Basische Eruptiva ("Ophite") im Mesozoikum von Murcia (S.E. Spanien). Arb. Inst. Geol. Paläont. - Univ. Stuttgart, N.F., 72:1-101.
- GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJI, T. y ZAZO, C. (1987).- Shoreline mapping models in areas with different morphosedimentary behaviour, (Almería-Murcia-Alicante, Spain). - Trab. sobre Neogeno-Cuaternario, 10: 35-47.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1987).- Quaternary shorelines, their disposition related to the continental deposits and neotectonics in the Elche Depression (Alicante, Spain). - Abstr. 12th INQUA Congress, Ottawa, p. 176.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988).- Sequences of Quaternary marine levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 68: 301-310.

- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1989).- The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. Tectonophysics, 163: 219-225.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1986).- Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): el control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas. Est. Geol., 42: 439-443.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1989).- Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería). In: C. ZAZO, C.J. DABRIO y J.L. GOY (ed.), Libro Guía. Excursión B-I: Litoral Mediterráneo. Iª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid. Secretariado de Publicaciones de la E.T.S. Ingenieros Industriales, Madrid. 99 pp.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1989).- The neotectonic behaviour of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Palaeogeographical meaning of the "Conglomerates of the Segura". Bull. INQUA Neotectonic Comm., 12: 14-17.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1990).- Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. Est. Geol., 46: 237-244.
- GOY, J.L.; SILVA, L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. y BARDAJI, T. (1992).- Morphological response to an intraplate transcurrent zone (Eastern Betics, SE Spain). Quaternary basin types and Neotectonics. Joint Meeting of the Quaternary research Association, the Tectonics Studies Group and INQUA Neotectonics Commission, London, 1992.



GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D. de; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1985).- Le coin d'Aguilas: déformation en poinçonnement des Cordillères bétiques orientales au Néogène. Résumés communications, Seance spécialisée "Genèse et évolution de bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant", Paris, 30-31/05/1985, Sco. Géol. France, edit: 2 p.

HEBEDA, E.H.; BOELRIK, N.A.I.M.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E.A.TH. y VERSCHURE, R.H. (1980).- Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to alpine metamorphism in southeastern Spain. Earth Planet. Sci. Lett., 47: 81-90.

HERMES, J.J. (1966).- Lower Cretaceous planktonic Foraminifera from the Subbetic of southern Spain. Geol. en Mijnb, 48: 35-36.

HERMES, J.J. (1977).- Remarks on the Middle Eocene to Miocene sequence of the Sierra de la Puerta (South Prebetic) near Caravaca, southeastern Spain. Proc.Kon.Ned.Akad.Wetensch, 80/2: 100-105.

HERMES, J.J. (1978).- The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. Proc.Kon.Ned.Akad.Wetensch 81/1: 41-72.

HERMES, J.J. (1985).- Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). Estudios Geol., vol. 41, 157-176.

- HERMES, E.H. y KUHR, B. (1970).- Reply to "Transgressivité de l'Eocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra de España (Cordillères Bétiques, Sud Est de l'Espagne). Mise au point" by J. Paquet. Geol. Mijnbouw, 49 (1): 59-60.
- HERNANDEZ, J.; LAROUZIERE (de) F.D.; BOLZE, J. y BORDET, P. (1987).- Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bull. Soc. Géol. France, 1987 (8), T. III, n° 2: 257-267.
- HILLAIRES-MARCEL, CL.; CARRO, O.; CAUSSE, CH.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1986).- Th/U dating on "Strombus bubonius" bearing marine terraces in southeastern Spain. Geology, 14: 613-616.
- HILLEBRANDT, A. VON (1974).- Bioestratigrafía del Paleógeno en el Sureste de España (prov. de Murcia y Alicante). Cuad. Geol. Univ. Granada, 5: 135-153.
- HOEDEMAEKER, P.J. (1973).- Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). Thesis Univ. of Amsterdam, Amsterdam, Scripta Geol. 19, 207 pp.
- I.G.M.E. Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000. Segunda Serie, Plan MAGNA, Serv. Publ. Min. Industria, Madrid.  
Hojas y Memorias:
- 818 (26-32), 1984, Montealegre del Castillo.  
819 (27-32), 1981, Caudete.  
844 (26-33), 1984, Ontur.  
845 (27-33), 1984, Yecla.  
868 (25-34), 1984, Isso.  
869 (26-34), 1981, Jumilla.  
870 (27-34), 1984, Pinoso.

- 888 (23-35), 1981, Yetas de Abajo.
- 889 (24-35), 1981, Moratalla.
- 890 (25-35), 1974, Calasparra.
- 891 (26-35), 1982, Cieza.
- 892 (27-35), 1975, Fortuna.
- 909 (23-36), 1979, Nerpio.
- 910 (24-36), 1973, Caravaca.
- 911 (25-36), 1974, Cehegín.
- 912 (26-36), 1974, Mula.
- 913 (27-36), 1982, Orihuela.
- 930 (23-37), 1978, Puebla de D. Fadrique.
- 931 (24-37), 1974, Zarcilla de Ramos.
- 932 (25-37), 1974, Coy.
- 933 (26-37), 1974, Alcantarilla.
- 934 (27-37), 1976, Murcia.
- 935 (28-37), 1974, Torrevieja.
- 952 (24-38), 1977, Vélez Blanco.
- 953 (25-38), 1974, Lorca.
- 954 (26-38), 1974, Totana.
- 955 (27-38), 1972, Fuente Alamo de Murcia.
- 956 (28-38), 1977, San Javier.
- 974 (24-39), 1979, Vélez-Rubio.
- 975 (25-39), 1974, Puerto Lumbreras.
- 976 (26-39), 1974, Mazarrón.
- 977 (27-39), 1974, Cartagena.
- 978 (28-39), 1974, Llano del Beal.
- 996 (24-40), 1974, Huerca Overa.
- 997 (25-40), 1974, Aguilas.
- 997 bis (26-40), 1974, Cope.

I.T.G.E. (1990).- Mapa Geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Esc. 1:200.000. Memoria y Hojas nº 79 y 79E (Murcia). Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

- JEREMINE, E. y FALLOT, P. (1928).- Sur la présence d'une variété de jumillite aux environs de Calasparra (Murcia). C.R. Acad. Sc. Paris, 188: 800.
- JEREZ, L. (1971).- Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra Moratalla (Provincias de Murcia y Albacete). Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., T. LXXXI-II: 117-131.
- JEREZ, L. (1971).- Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (provs. de Albacete y Murcia). I Congr. Hisp-Luso-Amer. de Geol. Econ., Sec. Geol., Tomo I, Ap. 8-1.24: 249-264.
- JEREZ MIR, L. (1973).- Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 750 pp.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1906).- Dato para el estudio de la Geología del Sureste de España. Bol. Real. Soc. Hist. Nat., 6: 211-218. Madrid,
- JODOT, P. (1958).- Les faunes de Mollusques continentaux réparties dans Sud-Est de l'Espagne entre le Miocène Supérieur et le Quaternaire. Mem. y Com. Inst. Geo. Dip. Prov. Barcelona, 17: 1-134.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).- Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation. G.U.A. papers of Geology, 1/4: 114 pp.

- KAMPSCHUUR, W.; LANGEMBERG, C.W. y RONDEEL, H.E. (1973).- Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic zone of Spain. Estudios Geol., 19: 209-222.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C. y SIMON, O.J. (1974).- Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). Scripta Geol., 23: 1-56.
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C. y SIMON, O.J. (1980).- *Zawidzkella kampschuuri* n.gen.sp., a holothurian sclerite from the Triassic of the Betic Zone (southern Spain). Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 83: 345-353.
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C. y SIMON, O.J. (1985).- On the Triassis of the Betic Cordilleras (outhern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites. Proc. kon. Ned. Akad. Wetensch., 88: 83-110.
- KOZUR, H. y SIMON, O.J. (1972).- Contribution to the Triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain). Revta. Esp. Micropal., 4: 143-158.
- KUHRY, B. (1971).- Lower Cretaceous planktonic foraminifera from the Miravetes, Argos and Represa formations (SE, Spain). Revist. Española Micropaleontología, V, III, nº 3: 219-237.
- LAFUSTE, M.J. y PAVILLON, M.J. (1976).- Mise en evidence - d'Eifelien daté au sein des terrain métamorphiques des zones internes des Cordilleres bétiques. Intéret de ce nouveau repére stratigraphique. C.R. Acad. Sc. París, 283: 1015-1018.

LAROUZIERE, F.D. de (1985).- Evolution tectonosédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarron (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Thèse Géol. Univ. Paris VI, 316 pp.

LAROUZIERE, F.D. de; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNANDEZ, J.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1986).- Différents aspects d'un cisaillement lithosphérique: le segment bétique du couloir de décrochement Trans-Alboran au Miocène supérieur. 11<sup>ème</sup> R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. Géol. France, édit: 106.

LAROUZIERE, F.D. de; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNANDEZ, J.; MONTENAT, CH. y OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- The Betic segment of the lithospheric trans-Alborán shear zone during upper Miocene. Tectonophysics, 152: 41-52.

LAROUZIERE, F.D. de y BORDET, P. (1983).- Sur la genèse de certains types de lamproïtes du bassin de Mazarron (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 296: 1071-1074.

LAROUZIERE, F.D. de; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. y GRI-VEAUD, P. (1987).- Evolution simultanée de bassins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarron (Sud-Est de l'Espagne). Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine 11, Vol. 1, 23-38.

LEBLANC, D. y OLIVIER, PH. (1984).- Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. Tectonophysics, 101: 345-355.

LE PICHON, X.; PAUTOT, G. y WEIL, J.P. (1972).- Opening of the Alboran Sea. Nature Phys. Sci., 236: 83-85.

- LILLO, M.J. (1986).- Consideraciones sobre los niveles euri-  
rennienses en la región de Murcia. En: Estudios sobre  
Geomorfología del Sur de España. Edit. Univ. de Murcia:  
87-91.
- LOISEAU, T. (1988).- Le segment Archena-Mula de l'accident  
Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sedimenta-  
tion néogène: implications structurales. Tesis Univ. Pa-  
ris-Sud.
- LOPEZ GUTIERREZ, J.; MARTINEZ FRIAS, J.; LUNAR, R. y LOPEZ  
GARCIA, J.A. (1992).- Geología y control tectónico de la  
mineralización hidrotermal submarina de Herrerías  
(Cordilleras Béticas). III Congr. Geol. de España y VIII  
Latino-Americano, Actas, Tomo 3: 181-186. Salamanca.
- LOPEZ-MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.;  
CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA,  
E.; HOYOS, M.; MARTINEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J.M.;  
ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. y TORRES, T. (1985).- Ap-  
proach to the spanish continental neogene synthesis and  
paleoclimatic interpretation. Proceedings VIII RCMNS Con-  
gress. Budapest, 1985, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70:  
383-391 (1987).
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980).- La región  
volcánica neógena del Sureste de España. Estud. Geol.,  
36: 5-63.
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1984).- El volcanismo  
Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español. En:  
El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bé-  
tico y Geodinámica de las Depresiones Neógenas. Informe  
Proyecto CAICYT-CSIC, pp. 115-122.



LUKOWSKI, P. (1988).- Evolution tectonosedimentaire  
neogène de Fortuna, (Cord. Betiques Oriens)  
Tesis Geodiffusion, Men. nº 1, París

MAC GUILAVRY, H.J. (1964).- Sp  
rison of the strati  
units between Vé  
43: 299-309.

MAKEL, G.H. (1985).- he  
its bearing on the  
orogen (Southern Spain  
of Geology, ser. 1, n

MAKEL, G.H. y RONDEEL, H.E.  
graphy and metamorphism en  
Alpujarride units in the  
Spain). Estudios Geol., 35: '0.

MANCHEÑO JIMENEZ, M.A. y RODRIGUEZ ES  
logía de los diapiros triásico.  
vincia de Murcia. Estudios Geológ cu

MARTIN-ALGARRA, A. (1987).- Evolución g  
contacto entre las Zonas Internas y  
la Cordillera Bética (Sector central y oc  
Doctoral, Univ. Granada, 1171 pp.

MARTIN-ALGARRA, A.; RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA,  
Factors controlling Cretaceous turbidite ep  
the Betic Cordillera. Rev. de la Soc. Geol.  
1-2: 53-80.

MARTIN CHIVELET, J. (1991).  
tácica en el Prebético  
tigráficas. Geogaceta

MARTIN CHIVELET, J.; G  
tácico Superior d  
externo, Murcia)

MARTINEZ DIAZ, J.  
vación de  
ca-Totana)  
Messinien

MARTINEZ  
tría  
tan  
y  
c

MA

- MARTIN CHIVELET, J. (1991).- Sedimentación lacustre finicretácica en el Prebético de Murcia: características estratigráficas. Geogaceta, 9: 70-74.
- MARTIN CHIVELET, J.; GIMENEZ, R. Y VILAS, L. (1988).- El Cretácico Superior de la Sierra de las Moratillas (Prebético externo, Murcia). Geogaceta, 5: 24-26.
- MARTINEZ DIAZ, J.J. Y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1991).- Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad. Geogaceta, 9: 38-42.
- MARTINEZ DIAZ, J.J. Y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1992).- Geometría y Cinemática de la zona de cizallamientos Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia). III Congr. Geol. de Esp. y VIII Latinoameric., Simposios, Tomo 2: 420-430. Salamanca.
- MATHER, A.E.; SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. (1992).- The impact of neotectonic activity on late Quaternary aggradational and dissectional sequences in the Mula Basin (SE Spain). Conference on Mediterranean rivers environments. Cambridge, 1992.
- MEGIAS, A.G.; LERET, G.; MARTINEZ, W. Y SOLER, R. (1980).- La sedimentación neógena en las Béticas. Análisis tectono-sedimentario. Acta Congr. Esp. Sedim. Salamanca.
- MEIN, P.; BIZON, G. Y MONTENAT, C. (1973).- Le gisement de Mammifères de La Alberca (Murcia, Espagne méridionale). Correlations avec les formations marines du Miocène terminal. C.R. Acad. Sc. París, 276, Ser. D.: 3077-3080.

- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; LAROUZIERE, F.D. de y BEDU, P. (1987).- Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Notes et Mém. - C.F.P., Paris.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. y MASSE, P. (1987).- Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). Buul. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 11: 1-22.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; PLAZIAT, J.C. y CHAPTEL, J. (1980).- La signification des faunes contemporaines des évaporites messiniennes dans le SE de l'Espagne. Conséquences pour l'interprétation des conditions d'isolement de la Méditerranée occidentale. Geol. mediterr., 7: 81-90.
- MONTENAT, C.; THALER, L. y VAN COUVERING, J. (1975).- La faune de Rongeurs de Librilla. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (prov. de Murcia, Espagne méridionale). C.R. Acad. Sc. Paris, 281, D: 519-522.
- MONTENAT, C. y TRUC, G. (1971).- Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant espagnol (province de Murcia à Alicante). Bol. Inst. Géol. Min. Esp., 82, 1: 32-58.
- M.O.P.U. (1976).- Plano Indicativo de Usos del Dominio Litoral (PIDU). Murcia. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid, 2 vol.
- MORALES, J. (1984).- Venta del Moro: su macrofauna de Mamíferos y biostratigrafía continental del Mioceno terminal mediterráneo: Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 313 pp., 13 lám.

- MORALES, S. y FENOLL, P. (1992).- Quimismo de las paragénesis hidrotermales asociadas al vulcanismo terciario del sector Aguilas-Sierra Almagrera (SE de España). III Congr. Geol. de España y VIII Latino-Americano, Actos, Tomo 3: 200-204. Salamanca.
- MOSELEY, F.; CUTIELL, J.C.; LANGE, E.W.; STEVENS, D. y WARBRICK, J.R. (1981).- Alpine tectonics and diapiric structures in the Pre-Betic zone of southeast Spain. J. Struc. Geol., 3: 237-251.
- MUNKSGAARD, N.C. (1984).- High &  $^{18}O$  and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from Southeastern Spain. Contrib. Mineral. Petrol., 87: 35-358.
- MUNKSGAARD, N.C. (1985).- A non-magmatic origin for compositionally zoned euhedral garnets in silicic Neogene volcanics from SE Spain. N. Jb. Miner. Mh., H2: 73-82.
- NAVARRO, L.F. (1973).- Enclaves metamórficos localizados en las rocas basálticas del noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). Estudios Geol., 29: 77-81.
- NAVARRO, A. y TRIGUEROS, E. (1966).- Mapa geológico a escala 1:200.000 de la provincia de Murcia. IGME.
- NAVARRO-VILA, F. (1976).- Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada. Unpublished Doctoral Thesis. University of País Vasco.

- NAVARRO-VILA, F.; ALVAREZ, F. y ALDAYA, F. (1984).- La extensión regional y posición tectónica de la Unidad del Lomo de Bas (Cordilleras Béticas orientales). In: J. López-Ruiz (ed.). El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. C.S.I.C. Granada: 26-27.
- NIETO, L.; REY, J.; MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A. (1992).- Geometrías progradantes, discontinuidad y tipos de facies en el Lías inferior de la Unidad de Ponce (Subbético medio, prov. de Murcia). III Congr. Geol. de Esp. y VIII Latinoamericano, Actas, Tomo 1: 153-157. Salamanca.
- NOBEL, F.A.; ANDRIESSEN, P.A.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A. y RONDEEL, H.E. (1981).- Isotopic dating of the postalpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, southern Spain. Geol. Mijnbouw, 60: 209-214.
- OEN, I.S.; FERNANDEZ, J.C. y MANTECA, J.I. (1975).- The Lead-Zinc and Associated Ores of la Union, Sierra de Cartagena, Spain. Econ. Geol., 70: 1259-1270.
- OEN, I.S.; ULTERWIJK, B.H. y VOERMANS, F.M. (1975).- Bertrandite and Be-enrichment in greenalitic Pb-Zn ores, Sierra de Cartagena, Spain. Pétrologie, 1, 2: 121-124.
- OLIVETI, J.L. (1978).- Nouveau modele d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse Etat. Univ. Paris VII, 150 pp.
- OSANN, A. (1906).- Uber einige Alkaligesteine aus Spanien. Rosenbusch Fests: 263-310.

- OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C. (1988).- Cadre et environnement structuraux des bassins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques. Résumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15 avril 1988: 33.
- OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C. (1985).- Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. C.R. Acad. Sci. Paris, T.300, série II, n° 8: 363-368.
- OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. y LAROUZIERE, F.D. (1988).- Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la Zona Bética Oriental. II Congr. Geol. de España. Simp. "Cuencas en régimen transcurrente". SGE.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J.P. y SERVAJEAN, G. (1976).- Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne). Bull. Soc. Geol. France, 13: 619-633.
- PAQUET, J. (1961).- Données nouvelles sur le Cretacé subbétique au Sud-Est de Caravaca (prov. de Murcie, Espagne). B.S.G. France (7), 3: 74-76.
- PAQUET, J. (1963).- Observations sur le Subbétique au Sud de Calasparra (Province de Murcie, Espagne). Bull.Soc.Geol. France (7), 5: 1035-1040.
- PAQUET, J. (1963).- Subdivisions principales du Prébétique et du Subbétique au sud-est de Caravaca (Prov. de Murcie, Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, 256: 458-460.

- PAQUET, J. (1963).- Le contact frontal du Subbétiques au Sud du Rio Segura (Region de Calasparra, prov. de Murcia, Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, 256: 5599-5602.
- PAQUET, J. (1968).- Les différentes phases orogéniques des Cordillères bétiques dans l'Ouest de la Province de Murcie, Espagne méridionale. XXIII Int. Geol. Congress, Vol. 3: 43-48.
- PAQUET, J. (1969).- Étude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne). Mém. Soc. Géol. Fr., 48 (III): 270.
- PAQUET, J. (1970).- Transgressivité de l'Éocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra de España (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne). Mise au point. Geol. Mijnbouw, 49 (1): 57-59.
- PAQUET, J. (1972).- Charriages et coulissements dans l'Est des Cordillères bétiques (Espagne). Ins. Geol. Congr., 24th, 1972, Sect. 3: 395-404.
- PAQUET, J. (1974).- Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale, Bull.Soc.Géol. Fr., 16(1): 58-71.
- PAVILLON, M.J. (1969).- Analyses stratigraphique et tectonique dans les Sierras de Carthagene et de Portman, Espagne. Contribution a l'histoire paléogéographique des zones internes des Cordillères Bétiques. Revue de Géographie Physique et de la Géologie Dynamique, Vol. XI, fasc. 1: 77-100.



- PELLICER, M.J. (1973).- Estudio petrológico y geoquímico de un nuevo yacimiento de rocas lamproíticas situado en las proximidades de Aljorra (Murcia). Estudios Geol., 29: 99-106.
- PEREZ LORENTE, F.; RODRIGUEZ ESTRELLA, T.; SERRANO, F.; MANCHEÑO, M.A.; GUILLEN, F.; LOPEZ-AGUADO, F. y ARANA, R. (1992).- Contribución a la bioestratigrafía neógena de la Cuenca de Lorca. III Cong. Geol. de España y VIII Latinoamericano, Actas, Tomo 1: 185-190. Salamanca.
- PHILIP, J. y MARTIN-CHIVELET, J. (1990).- Reconocimiento del Cenomaniense medio y superior en el Prebético de Murcia: los rudistas de la Sierra del Cuchillo. Geogaceta, 7: 76-78.
- PUGA, E. (1980).- Hypothèses sur la genèse des magmas calco-alcalins intra-orogéniques et post-orogéniques alpine, dans les Cordillères bétiques. Bull. Soc. Geol. France (7), 22, 2.
- REY, J.; MARTINEZ-GALLEGO, S. y VERA, J.A. (1990).- La Formación Marín: redepósito de material jurásico durante el Mioceno (Zona Subbética). Geogaceta, 8: 94-97.
- REYES, J.L.; CRESPO, V.; FEIXAS, J.C. y ZAPATA, M.J. (1984).- La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular. I Congr. Esp. de Geol., T. II: 803-815.
- RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1954).- Estudio geológico de la Sierra de Ricote, en la región de Mula (Provincia de Murcia). Bol. Inst. Geol. Min. España, Madrid, 66: 98 pp.

- RIVIERE, M.; BOURGOIS, J. y FEINBERG, H. (1980).- Evolution de la zone bétique au Miocène inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères bétiques, Espagne). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 1: 21-24.
- RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1973).- Estudio petrogenético del vulcanismo Terciario de Cartagena y Mazarrón (sureste de España). Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 177 pp.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).- Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. Bol. Geol. Min., 88: 183-214 y 273-299.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).- Características tectónicas de la Zona Prebética. Sem. de Tect. Global. ENADIMSA.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1979).- Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. Mem. del Inst. Geol. y Min. de España, 97, 560 pp.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1986).- La neotectónica en la región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio. I Jornadas de Estudio del Fenómeno sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio, Murcia.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y LILLO, M.J. (1986).- Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería). En: Jorn. de est. del fenom. sísmico y su inc. en la Ord. Terr. Edit. F. López Bermúdez, J.B. Thormes: 339-363.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A.; GUILLEN, F.; LOPEZ-AGUAYO, F.; ARANA, R. y SERRANO, F. (1992).- Tectónica y sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca (Murcia). III Congr. Geol. de España y VIII Latinoamericano, Actas, Tomo I: 201-206.
- ROEP, TH.B. (1972).- Stratigraphy of the Permo-Triassic Saladilla Formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Vélez Rubio region, SE Spain) I&II. Proc. K. Ned. Akad. Wet., 75(3): 223-247.
- RONDEEL, H.E. y GAAG, P.V.D. (1986).- A two stage diapiric event in the Eastern Prebetic. Estudios Geológicos, 42: 117-125.
- ROUCHY, J.M. (1981).- La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Thèse Sci. Paris, 295 pp.
- ROUX, P. y MONTENAT, C. (1977).- Sites à Crinoïdes pédonculés et bathymétrie des bassins messiniens dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Bull.Soc.Geol.France (7), 19, 2: 405-416.
- SAGREDO, J. (1972).- Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). Estudios Geol., 28: 119-135.
- SAGREDO, J. (1973).- Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). Estudios Geol., 29: 53-62.
- SAN MIGUEL, M. y DE PEDRO, F. (1945).- Afloramientos de fortunita en Puebla de Mula (Murcia). Notas y Comun., 33: 9-24.

- SAN MIGUEL, M.; ALMELA, A. y FUSTER, J.M. (1951).- Sobre un volcán de veritas recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia). Estudios Geol., 7: 411-429.
- SANTISTEBAN, C. de (1980).- Composition, morphology and structure of the fore-reef fan. The Tortonian "Desastre reef". Murcia (Spain). IAS 1st European Regional Meeting. Bochum (Germany). International Association of Sedimentologists. Abstracts: 212-214.
- SANTISTEBAN, C. (1981).- Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoría de la crisis de salinidad. Tesis Doct. Univ. Barcelona, 725 pp.
- SANTISTEBAN, C. y TABERNER, C. (1983).- Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna basin, SE Spain. Journé Geol. Soc. London, 140: 401-411.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Estudios Geol., 39: 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1990).- "Les Cordillères Bétiques dans le cadre géodynamique néoalpin de la Méditerranée Occidentale. Riv. It. Paleont. Strat., 96, 2-3: 191-292.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990).- Geologic evolution of the Betic Cordillera in the western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics, 172: 107-119.

- SEYFRIED, H. (1978).- Der Subbetiche Jura Von Murcia (Südest-Spanien). Geol. Jb., 29: 201.
- SEYFRIED, H. (1980).- Ueber die Bildungsbereiche mediterraner Jura sedimente am Beispiel der Betischen Kordillere (Südost Spanien). Geol. Rundschau, 69, 1: 149-178.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1992).- Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la Depresión tectónica del Guadalentín (Murcia, SE, España). Geogaceta, 11: 67-70.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. y LARIO, J. (1992).- Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. III Congr. Geol. de España y VIII Latinoamericano, Actas, Tomo 2: 96-100.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; MATHER, A.E.; SOMOZA, L. (1992).- Geomorfología de Cuencas neógeno-cuaternarias. Libro Guía Excursión B. II Reunión Nacional de Geomorfología, Murcia 1992.
- SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. (1992).- Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, SE Spain). Z.F. Geomorph.
- SIMON, O.J. (1966).- The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhamilla and from the Zarcilla de Ramos region (SE - Spain). Proc.Kon.Ned.Akad. Wetensch., Ser. B, 69: 9-18.

- SIMON, O.J. y VISSCHER, H. (1983).- El Pérmico de las Cordilleras Béticas. In: Carbonífero y Pérmico de España (Martínez Díaz, C. ed.), X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Madrid: 452-462.
- SMET, M.E.M. de, (1984).- Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. Tectonophysics, 106.
- SOMOZA, L. (1989).- El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar. Tesis Doctoral, Universidad Complutense Madrid. 352 pp.
- SOMOZA, L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T.; GOY, J.L. y DABRIO, C.J. (1987).- Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE spanish coast. Trab.sobre Neogeno-Cuaternario, 10: 49-77.
- SOMOZA, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A. (1989).- Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales (Alicante-Murcia, España). Cuaternario y Geomorfología, 3(1-4): 73-82.
- TAPPONNIER, P. (1977).- Evolution tectonique du système alpin en mediterranee: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Geol. France, 19, 3: 437-460.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1978).- The tectonic subdivision of the Betic zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt. Amer. J. Sci., 279: 19-51.

- TUBIA, J.M.; NAVARRO-VILA, F.; CUEVAS, J.; ALVAREZ, F. y ALDAYA, F. (1992).- Tectonic evolution of the Alpujarride Complex: implications for a geodynamic model of the Betic Orogen (Southern Spain). J. Struct. Geol., Vol. 42: 193-203.
- TUDELA, M.L.; MARTIN, J.; NAVARRO, F.J. y ALIA, L.J. (1992).- Relación geomorfología-suelos en la Sierra de Benis (Murcia). III Congr. Geol. de España y VIII Latinoamericano, Tomo 2: 101-104. Salamanca.
- VAN DE FLIERT, J.R.; GRAVEN, H.; HERMES, J.J. y DE SMET, M.E.M. (1980).- On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. Eclogae Geol. Helv., 73(1): 223-237.
- VAN DE FLIERT, J.R.; HERBEBE, E.H.; PRIEM, H.N.A.; DE SMET, M.E.M. y VERDURMEN, E.A.TH. (1979).- Pillow lavas and basic intrusives of Early Cretaceous age in the Cantar area (prov. Murcia), Spain. Estud. Geol., 32: 605-608.
- VAN VEEN, G.W. (1969.- Geological investigations in the region West of Caravaca. Thesis, Univ. of Amsterdam, Amsterdam, 143 pp.
- VEGAS, R. (1974).- Wrench (Transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula: paleogeographic and morphostructural implications. Geol. Rundsch., 64(1): 266-278.
- VEGAS, R.; BARRANCO, L.M. y VAZQUEZ, J.T. (1987).- Tectónica de bloques en SE de España: Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental. Geogaceta, 3: 17-19.



- VENTURELLI, G.; CAPEDE, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L.N. y CELESTINI, S. (1984).- The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. Lithos., 17: 37-54.
- VERA, J.A. (1983).- Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En "Orógenos Alpinos. Cordilleras Béticas". Lib. Jub. J.M. Ríos, Tomo II: 218-251. IGME.
- VERA, J.A. (1988).- Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. Rev. de la Soc. Geol. de España, 1, 3-4: 373-392.
- WALKER, M.J. y CUENCA, A. (1977).- Nuevas fechas C<sub>14</sub> para el sector de Alicante y Murcia. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 6: 309-17.
- WELJERMARS, R. (1987).- The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. Journ. Structural Geol., 9, 2: 139-157.
- ZAZO, C. y GOY, J.L. (1989).- Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200,000 years. In: D. - Scoot, P. Pirazzoli y G. Honing (ed.), Late Quaternary correlations and applications. Kluwer Academic Publis., 256: 27-39.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL, J.; BAENA, J. y AGUIRRE, E. (1981).- Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. Est.Geol. 37 (3/4): 257-262.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJI, T. y DABRIO, C.J. (1987).- Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain. State of knowledge and discussion. Trabajos sobre Neog-Cuaternario C.S.I.C., 10: 7-31.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1990).- Evolution of barrier island-lagoons systems from 200 ka. to present in the littoral of Alicante (Spain). Impact of a probable sea level rise. In: R. Paepe, R.V. Fairbridge y S. Jelgersma (eds.). Greenhouse Effect, Sea level and drought. Kluwer Academic Publisher Nato. Dordrecht (The Netherlands), Series C, Vol. 325: 439-446.