

MAPA GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE VALENCIA

Escala 1:200.000

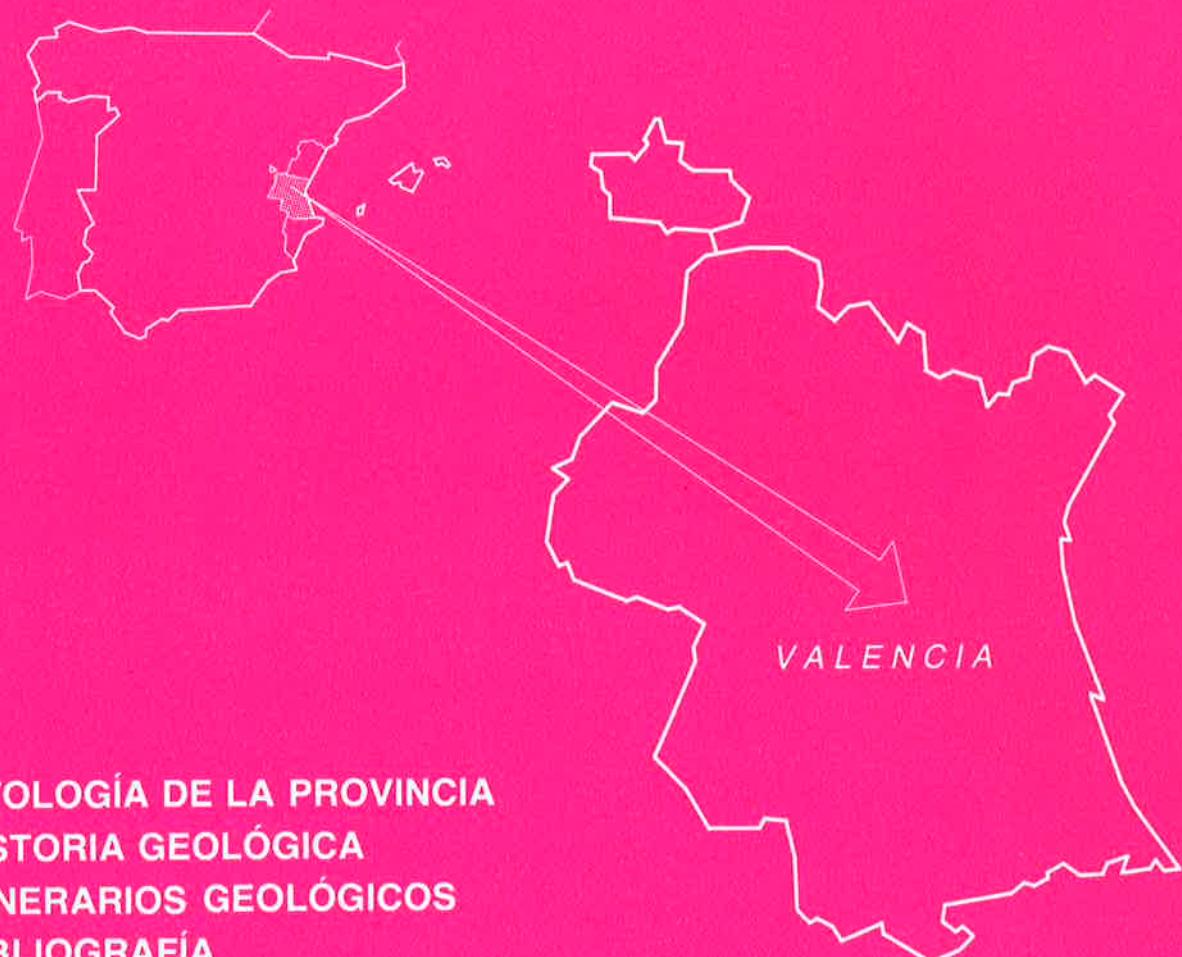
ELABORADO Y EDITADO POR:

DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE VALENCIA

UNIVERSIDAD DE VALENCIA

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Primera Edición



LITOLOGÍA DE LA PROVINCIA
HISTORIA GEOLÓGICA
ITINERARIOS GEOLÓGICOS
BIBLIOGRAFÍA

MEMORIA EXPLICATIVA DEL MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA DE VALENCIA ESCALA

1:200.000

Autores: Guillermo Gutiérrez (Univ. de Valencia)
Emilio Elízaga (IGME)
José Luis Goy (Univ. Complutense. Madrid)
Manuel Nieto (Diputación Prov. de Valencia)
Fernando Robles (Univ. de Valencia)

EDITA:
DIPUTACION PROVINCIAL DE VALENCIA
UNIVERSIDAD DE VALENCIA
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

FOTOCOMPOSICION: CARMAGRAF, S.A. Sambara, 40 - 28027 MADRID
IMPRIME: GRAFIBER
Depósito legal: M-39968-1984

En el momento de publicarse este trabajo uno de los autores, Guillermo Gutiérrez, nos ha dejado para siempre. Su profesionalidad y entrañable compañía deja un hueco irrelLENable para todos los que tuvimos la suerte de aprender de él en sus innumerables campañas de campo y gozar de su compañía en los momentos de descanso. A él y su recuerdo, mereciéndolo de verdad, le dedicamos los demás esta publicación.

Los autores

1. INTRODUCCION

1.1. EL MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA DE VALENCIA. ANTECEDENTES

La Provincia de Valencia ha sido objeto de numerosos estudios geológicos, desde trabajos muy concretos hasta amplias Tesis Doctorales, que permiten obtener una visión bastante completa de ella. Estos estudios, diseminados en gran cantidad de revistas, a veces de difícil acceso para el no especialista, contrastan con las escasas síntesis provinciales, de las que en sentido estricto solamente pueden citarse dos: La "Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Valencia" publicada en 1882 por **D. de Cortázar y M. Pato** en las Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España y el "Mapa Geológico de la Provincia de Valencia a escala 1:200.000" realizado por **E. Dupuy de Lome** y editado en 1968 por el Instituto Geológico y Minero. La primera posee un interés histórico evidente. El segundo, basado en la cartografía del M.G.N. Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (primera serie) ha constituido un útil de trabajo imprescindible durante los últimos quince años, pero ha sido ampliamente superado por los conocimientos posteriores.

A estas síntesis provinciales cabe añadir una serie de trabajos cartográficos que han aportado una interesante información sobre amplias zonas de la Provincia. Destacaremos los mapas que acompañan a las memorias de **Brinkmann** (1931) sobre el N. de Valencia y de **Darder** (1945) sobre la zona limítrofe de las Provincias de Valencia y de Alicante, así como los Mapas de Síntesis a escala 1:200.000 de la Cartografía existente, editados por el I.G.M.E.

La realización del M.G.N. 1:50.000 (2^a serie), que ha cubierto ya prácticamente toda la superficie provincial, ha aconsejado actualizar los mapas de síntesis citados, de acuerdo con los conocimientos actuales. Esta labor ha sido realizada, en colaboración, por la Diputación Provincial de Valencia, el Departamento de Geología, la Universidad Literaria de Valencia y el Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.).

1.2. OBJETIVOS. CRITERIOS DE UTILIZACION

El objetivo principal del presente trabajo es la realización de la Síntesis a escala 1:200.000 de la Cartografía Geológica existente de la Provincia de Valencia, tomando como base el Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (segunda serie) e introduciendo las modificaciones imprescindibles a partir de las investigaciones realizadas con posterioridad a la fecha de confección de dichos mapas, así como de las salidas al campo necesarias para aclarar puntos oscuros o enlazar bordes de Hojas limítrofes.

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 Provincia de Valencia,

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 Síntesis Cartográfica.

Con todo ello se pretende conseguir un conocimiento exhaustivo del estado actual de los estudios sobre la Geología de la Provincia de Valencia que sirva de base para la planificación de las investigaciones posteriores en un tema de interés fundamental en el desarrollo provincial.

La utilidad de un mapa de síntesis a escala 1:200.000 actualizado es obvia. Sin embargo, destacaremos algunas de las áreas de utilidad más inmediata:

- 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).
- Investigación de yacimientos minerales, que incluyen, a nivel regional, los combustibles fósiles como aspectos más interesantes (hidrocarburos y carbones minerales).
- Investigación de Recursos Hidrográficos. Realización del Mapa Hidrogeológico a escala 1:200.000, del que el Mapa Geológico a la misma escala constituye una base imprescindible.
- Estudios previos de Geología Aplicada a las Obras Públicas: Trazados de vías de comunicación, construcción de presas y embalses, etc.
- Planificación Territorial y Urbana: Planes de ordenación territorial de los municipios, etc.
- Estudio de ubicación de vertederos 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 a nivel provincial de la eliminación de las aguas residuales, por los mismos motivos.
- Localización de zonas idóneas para el establecimiento de parques nacionales y delimitación de lugares de interés geológico (científico y didáctico) de importancia dentro de la provincia.
- Realización de mapas edafológicos provinciales, imprescindibles para una planificación agraria a nivel global y de los que la Geología es una base fundamental, así como de mapas botánicos y de deformaciones superficiales, muy ligados a los primeros.
- Desde el punto de vista didáctico, este mapa resulta imprescindible para el estudio de las características geológicas generales de la Provincia, a diferentes niveles: E.G.B., B.U.P. y Universitario.

Como puede deducirse de los puntos señalados, la síntesis geológica 1:200.000 permite dos tipos de lecturas muy distintos:

- a) Una lectura por parte de profesionales especializados en las diferentes ramas de la Geología, pura o aplicada, o con conocimientos profundos de las mismas.
- b) Otra lectura por parte de técnicos en materias distintas de las puramente geológicas, pero que necesitan a la Geología como base o complemento de sus trabajos: Arquitectos, Ingenieros, Biólogos, Economistas, Técnicos Administrativos, etc. A estos hay que añadir numerosos profesores de E.G.B. y C.O.U. que, teniendo una formación no estrictamente geológica, imparten esta disciplina a diversos niveles docentes.

Teniendo en cuenta estas aplicaciones tan variadas de esta síntesis, se ha estructurado la memoria explicativa en dos niveles diferentes:

- a) Un primer nivel, bastante general, que permita su lectura comprensión sin necesidad de conocimientos geológicos profundos.
- b) Un segundo nivel, más específico, destinado a los técnicos especializados.

2. FASES DE ESTUDIO Y REALIZACION

La elaboración del Mapa Geológico de la Provincia de Valencia a escala 1:200.000 se ha realizado a través de las siguientes etapas:

- Recopilación de bibliografía y cartografía geológica existente.
- Análisis y evaluación de la información obtenida.
- Resolución en campo de cambios de criterio existente en la información, cartografía y estudio de zonas con documentación insuficiente.
- Establecimiento de unidades lito y cronoestratigráficas a representar a escala 1:200.000 y límites entre estas unidades.
- Restitución de la cartografía geológica resultante sobre el mapa topográfico.
- Elaboración de la explicación gráfica, diseño del mapa y elementos a representar.
- Redacción de la Memoria que acompaña al Mapa.
- Seguimiento de la impresión y reproducción.

La realización de esta cartografía ha planteado las dificultades inherentes a toda labor de síntesis realizada a partir de información de base muuy heterogénea.

El primer problema planteado ha sido la dispersión de criterios con los que se ha realizado la cartografía de base utilizada, consecuencia, en gran parte, de la disparidad de equipos que han trabajado en la Provincia de Valencia. En la práctica, cada bloque de mapas presenta unas unidades cartográficas diferentes que en muchos casos tienen sus límites en los de las hojas de bloques contiguos.

La diversidad de criterios existente entre las Hojas de estos bloques proviene, a nuestro entender, del error clásico y persistente de conceder a las unidades un sentido temporal y una extensión indefinida, cuando lo útil y práctico en un mapa con las pretensiones del M.G.N. es emplear la relación Estrato-Lugar y dejar el parámetro Tiempo como una consecuencia última de cualquier estudio. Es decir, el empleo de unidades cartográficas encasilladas dentro de unidades temporales o como sustitutivas de éstas se revela como carente de sentido; por el contrario, sólo el uso de unidades litoestratigráficas que impliquen a los medios sedimentarios podrán ser de utilidad.

Unos ejemplos de lo que acabamos de indicar pueden explicar de forma muy gráfica la problemática planteada:

- La unidad C16 (Mapa Geológico 1:50.000, Albienense, Unidad Cronoestratigráfica) del NW y centro de la Provincia de Valencia comprende la Formación Utrillas (Unidad Litoestratigráfica) y los materiales marinos y marino/continentales del S y SE de la Provincia. Es decir, bajo la misma sigla se han cartografiado materiales diferentes correspondientes a medios sedimentarios muy distintos y claramente heterócronos.
- Bajo el término J2 (Mapa Geológico 1:50.000, Dogger, Unidad Cronoestratigráfica) se han reunido

calizas microcristalinas, calizas arcillosas con nódulos de sílex y pirita, calizas oolíticas y dolomías (depositadas en el ámbito de la Cordillera Ibérica) junto con calizas de filamentos (Játiva, Prebético Externo).

- Con la sigla C25 (Mapa Geológico 1:50.000, Campaniense, Unidad Cronoestratigráfica) se han cartografiado con símbolos diferentes materiales idénticos en las Hojas de Játiva y Onteniente. En ambos casos la unidad cartografiada no tiene la amplitud de la Unidad Cronoestratigráfica.

En el primero de los ejemplos una Unidad Litoestratigráfica depositada en un medio sedimentario concreto sustituye a una Unidad Cronoestratigráfica.

En el segundo la Unidad Cronoestratigráfica abarca a varias Formaciones.

En el tercer caso distintos símbolos sirven para una misma unidad litológica, tomada en el sentido cronoestratigráfico y que ni siquiera tiene la amplitud de una unidad temporal.

Resulta lamentable, en este sentido, que la mayor parte de las unidades litoestratigráficas (especialmente del Jurásico y Cretácico) utilizables en la Provincia hayan sido definidas cuando la realización del M.G.N. (2^a serie) estaba ya muy avanzado e incluso terminado en este área. La consecuencia inmediata es la dificultad de englobar en conjuntos coherentes las unidades separadas por los autores de los difetentes bloques y los problemas surgen especialmente al intentar correlacionar dichas unidades con las litoestratigráficas formalmente definidas. Hemos intentado paliar esto último incluyendo, en la memoria, una serie de cuadros de correlación entre las unidades diferenciadas en el Mapa 1:200.000 y las Formaciones válidas a nivel regional.

La gran heterogeneidad de las unidades cartográficas distinguidas por los autores de los diferentes bloques del M.G.N. nos ha obligado a realizar en ocasiones (especialmente en el Cretácico y parte del Terciario) agrupaciones forzadas de términos escasamente representables a escala 1:200.000, a veces muy diferentes litológicamente pero coincidentes, completa o parcialmente, en edad. Ello se traduce, en estos casos, en una falta de concreción de la leyenda referente a dichos términos, obligada si se quería evitar que la proliferación de unidades distintas hiciese prácticamente ilegible el mapa.

Un segundo problema viene determinado por el crecimiento lógico de conocimientos a lo largo de la elaboración de la cartografía de la región, estando lógicamente mejor terminados e informados los mapas realizados en último lugar. Ello ha requerido un gran esfuerzo a la hora de ensamblar las hojas 1:50.000 y de elegir las unidades a diferenciar. En general se ha preferido utilizar criterios paleogeográficos y de campo cuando los criterios o la disparidad se hacían irreconciliables.

El tercer problema que se ha planteado en la elaboración del presente Mapa ha sido el límite rígido que imprime el tratamiento de un área administrativa con respecto a la evolución de una unidad geológica. Como consecuencia las variaciones de facies a veces se hacen incomprensibles dentro de la superficie representada en la cartografía.

Se ha abordado también el problema de cuántos elementos y qué tamaño límite de afloramiento se deben de representar a esta escala. Finalmente se ha optado por representar los sesenta y cinco que figuran en la leyenda. Una ligera observación de la misma deja ver que casi la mitad de los representados corresponden a los sedimentos depositados durante los últimos dos millones de años. Esto es así en razón a la importancia que tienen, pues puede observarse como la mayor actividad humana se ha concentrado precisamente sobre ellos, esto es, sobre la Plana. Ha parecido conveniente, por lo tanto, diferenciar y tratar con más detalle el grupo de sedimentos del Cuaternario que otros más potentes. Se ha preferido optar por esta medida, recomendando la consulta de cartografías de mayor escala (por ejemplo Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000) cuando se deba tratar algún problema específico.

Por último, se ha de comentar el problema del formato elegido. El uso y objetivos previstos en el apartado anterior, han inducido a perseguir un formato actualizado en la nueva división del Estado español, fácilmente identificable dentro de la Península, con esquemas de la situación y número de diferentes escalas cartográficas para poder consultar otras publicaciones de un área determinada con la mayor rapidez posible y, al fin, un mapa que resulte agradable y sencillo para uso didáctico y las administraciones locales. Todos estos condicionamientos y algún otro de menor entidad han sido analizados y discutidos con diferentes profesionales inmersos en la cartografía. Al ser la primera síntesis geológica que se realiza del Mapa Geológico de la Provincia de Valencia a partir de la escala 1:50.000 la experiencia es pequeña; por ello es deseable de todo lector las sugerencias e indicaciones que crea oportunas, al objeto de tenerlas en cuenta en futuras ediciones, y considerar esta publicación actualizada pero no definitiva.

3. RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DE LA PROVINCIA DE VALENCIA

3.1. RASGOS GEOMORFOLOGICOS (FISIOGRAFICOS)

"La configuración del País Valenciano es la de una fachada mediterránea apoyada en los montes" (López Gómez, A., 1977).

La provincia de Valencia no es una excepción. Esta configuración geomorfológica coincide perfectamente con formas y tipo de materiales correspondientes a dos grandes unidades geocronológicas (Eras). Al oeste la zona de montaña constituida globalmente por rocas **mesozoicas** formadas durante los sistemas Triásico, Jurásico y Cretácico. Al este, bañadas por el Mar Mediterráneo, y en el centro-oeste como prolongación de la Meseta, las rocas **cenozoicas** formadas durante el Terciario y Cuaternario. (Figura 3-1).

La zona montañosa comienza a significarse a partir de los 300 m., llegando a sus puntos más altos a superar los 1.500 m. como en el Monte Calderón (1839) del Rincón de Ademuz o más generalmente los 1.000 m. como en el Caroche (1.126 m). Dentro de ella se pueden diferenciar cuatro unidades fisiográficas fundamentales. La primera corresponde a la parte NO de la provincia, con el modelado y las orientaciones usuales de la Cordillera Ibérica, a la que pertenece este sector. La segunda, situada en el centro-oeste, es la zona de grandes muelas y formas tabulares, que conforman el Macizo del Caroch. Entre ambas se encuentra la tercera, de características planas, sin apenas relieves destacables; es la continuación de la Llanura manchega, que penetra dentro de esta zona de la provincia, como buscando el Mar Mediterráneo. Por último, en el sur, se individualizan, por las orientaciones SE-NO, las estribaciones más orientales de las Cordilleras Béticas, que conforman la cuarta unidad. Los ríos en esta zona de la provincia discurren encajados entre valles rocosos, fundamentalmente calcáreos, siguiendo formas sinuosas en su adaptación, la mayoría de las veces al diseño tectónico (fallas, pliegues, flexuras de capas, etc.) y las menos a condicionamientos de tipo litológico.

La zona este, con la Albufera en su centro, está caracterizada por la llanura litoral. Su origen, el relleno progresivo de materiales terrígenos aportados por los relieves mesozoicos y los sedimentos marinos, han ido configurándose durante el Terciario y el Cuaternario. La actual llanura está cerrada, en el norte, por los altos de Crocainet (438 m) y el Picayo (372 m), correspondientes a las estribaciones más meridionales de las Cadenas Costero-Catalanas, de la Comarca del Morvedre, y en el sur, por los relieves de la Sierra de Buscarró, como en el Mondúber (841 m), de rasgos típicos del diseño más septentrional de las Cordilleras Béticas, ya en la Comarca de La Safor. Los ríos, en esta zona, al dejar los angostos canales labrados en la zona montañosa anterior, irrumpen en las planas dando lugar a trayectorias irregulares debidas, en este caso, a la falta de condicionamientos naturales que obliguen a los cursos de agua a seguir direcciones determinadas. El resultado, cuando las lluvias son excepcionales, son los desbordamientos y los consiguientes desastres que desgraciadamente se han ido sucediendo, a lo largo de la historia de esta parte del Levante español.

DISTRIBUCION DE LAS ROCAS PERTENECIENTES A GRANDES UNIDADES GEOGRAFICAS

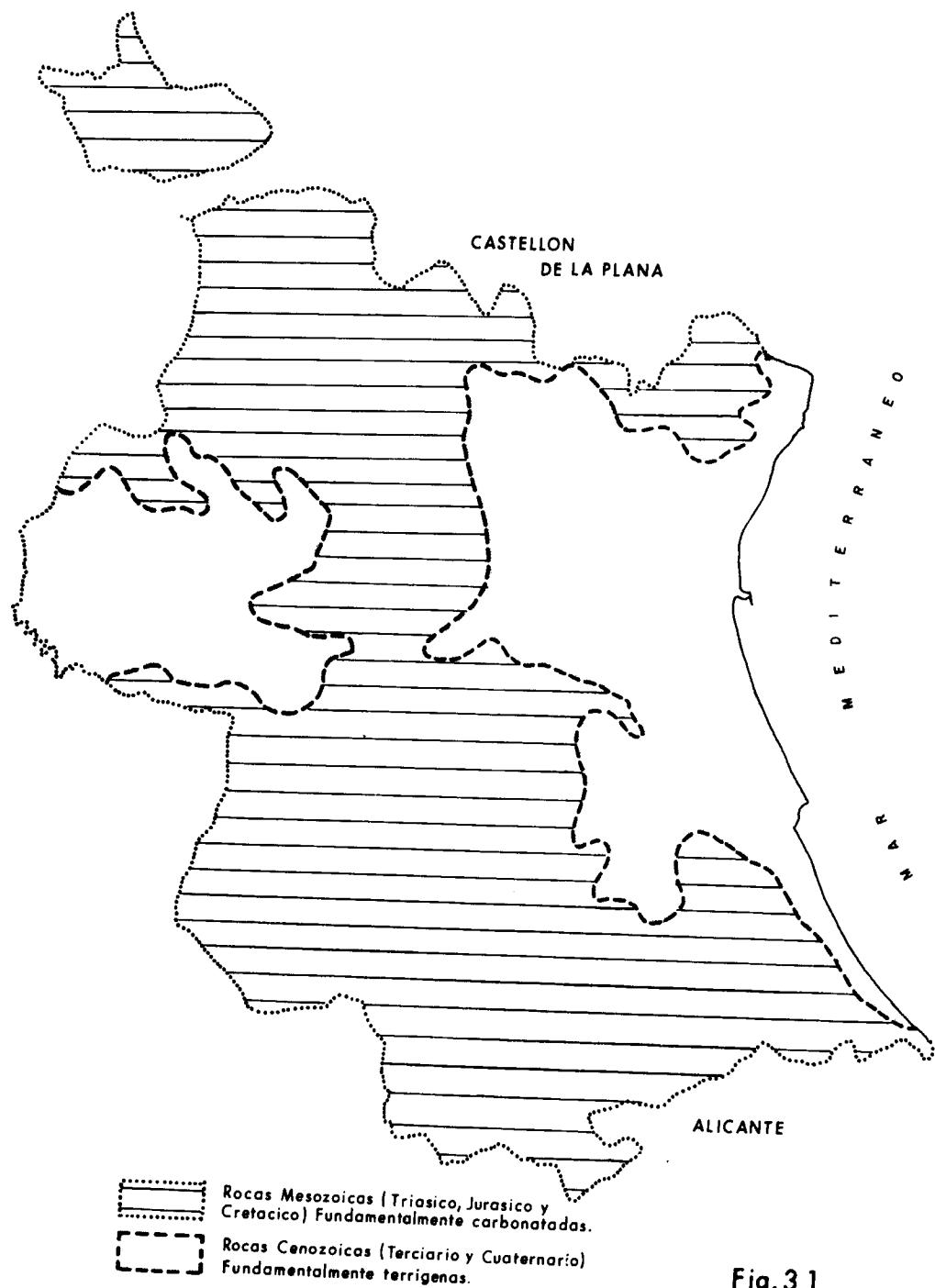


Fig. 3.1

3.2. RASGOS ESTRUCTURALES

La provincia de Valencia está enclavada (figura 3-2) en un 50 por 100 dentro de la parte suroriental de la Cordillera Ibérica. El resto pertenece a la prolongación nororiental de las Cordilleras Béticas y al sur de la Cordillera Costero-Catalana. Estos sectores han sido caracterizados durante la evolución del ciclo alpídico, como veremos de forma muy general, a manera de introducción, en este apartado y con detalle en el número 4.

ESQUEMA DE DIRECTRICES GENERALES

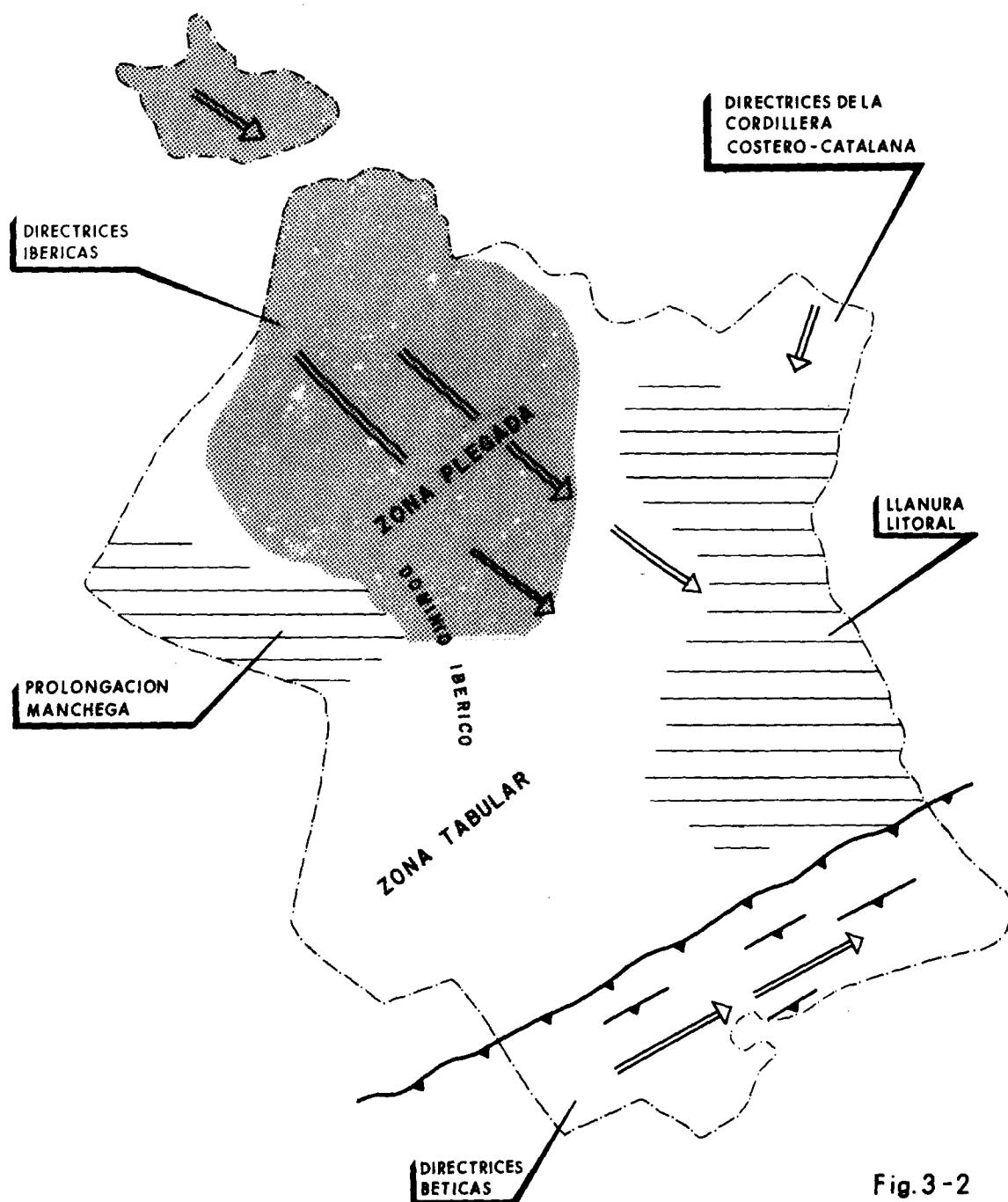


Fig. 3-2

En el sector ibérico, los rasgos más comunes corresponden a ejes de pliegues con dirección NO-SE y dos familias de fracturas de direcciones aproximadas NO-SE y NNE-SSO como fundamentales.

En el sector correspondiente al noroeste de las Cordilleras Béticas los pliegues, al igual que las fracturas están orientados según direcciones próximas a la SO-NE.

Ambos sectores o dominios estructurales se encuentran separados por el macizo del Caroche en cuyas formas tabulares se han desarrollado "grabens" y fosas en general de dirección E-O y N-S.

Por último, en el sector de Campo de Morvedre se dibujan las directrices NNE-SSO, como testigos de las terminaciones septentrionales de la Cordillera Costero-Catalana.

3.3. RASGOS LITOESTRATIGRAFICOS

Las dos unidades morfológicas fundamentales de la Provincia de Valencia, la zona de montaña y la llanura litoral, tienen a su vez características litológicas propias. En la zona montañosa encontramos los materiales más antiguos de la provincia. Son testigos de la existencia del Paleozoico. Afloran en dos puntos

COLUMNA SINTETICA DE LOS SEDIMENTOS MAS COMUNES DE LA PROVINCIA DE VALENCIA

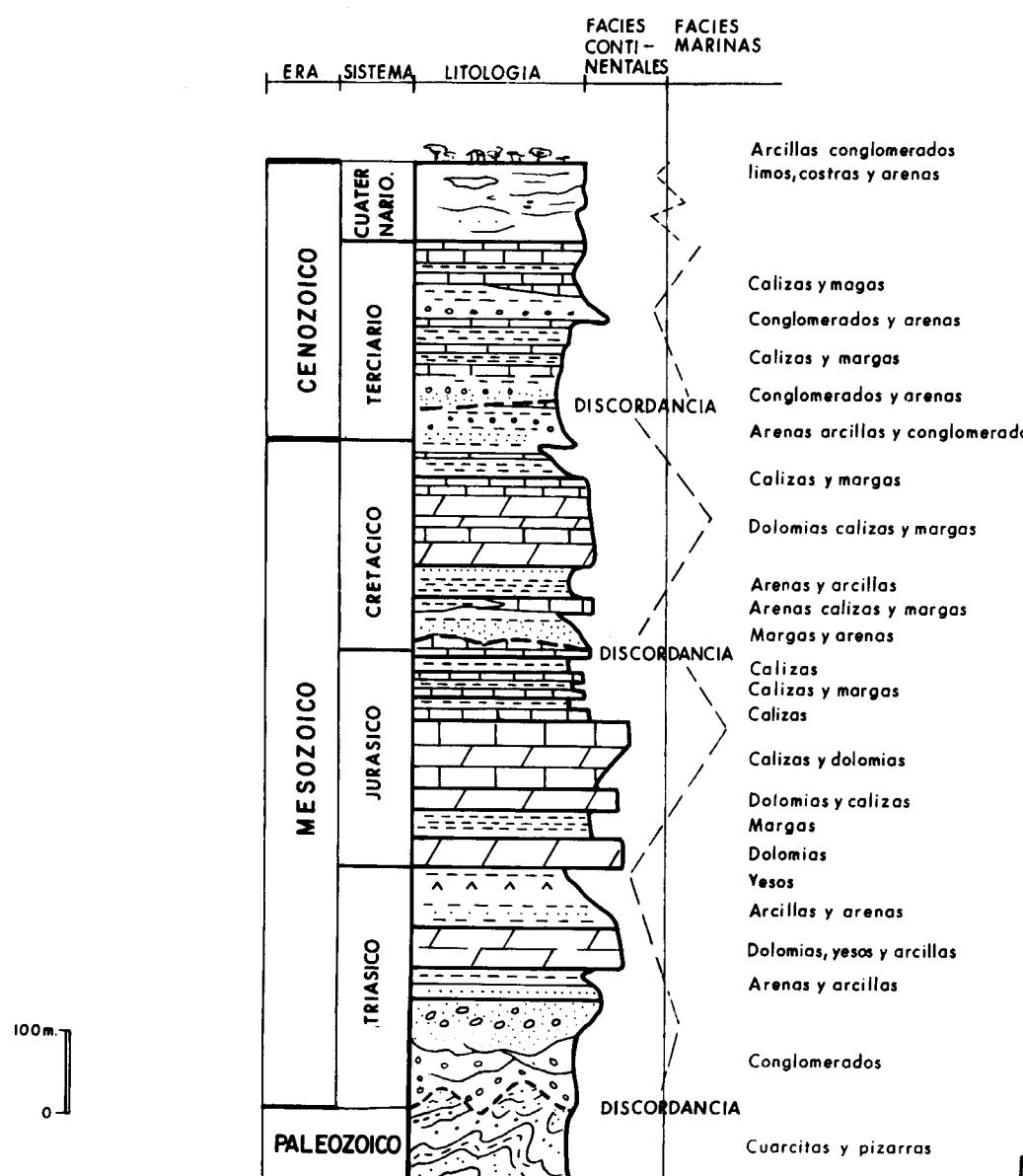


Fig. 3.3

diferentes (barranco de Alcotas y alrededores de Olacao). Su constitución litológica corresponde a terrígenos (arenas y arcillas) posteriormente metamorfizados (cuarcitas y pizarras).

Discordantemente se superponen los materiales depositados durante el Mesozoico, bien representados a través de sus tres sistemas Triásico, Jurásico y Cretácico (fig. 3.3.).

Los sedimentos triásicos que se encuentran en la provincia de Valencia, representan perfectamente a los tres tipos de facies en que tradicionalmente se divide este sistema. Las facies Bunt, constituidas, fundamentalmente por conglomerados, arenas y arcillas, se presentan con ambientes de sedimentación de transición entre continental y marino, muy probablemente formadas en ambientes similares a las actuales rías pero mucho más desarrolladas. Sobre éstas últimas encontramos facies Muschelkalk, representadas por dolomías, yesos y arcillas depositadas en ambientesmareales. Por último, las facies Keuper, representadas por yesos, arcillas y arenas, corresponden a los depósitos más continentales del sistema que se depositaron en este área; en conjunto estos depósitos corresponden a ambientes sedimentarios de charcas (sebkha), con comunicación con el mar en grandes temporales, o zonas altas donde sólo las grandes mareas podrían aportar agua y sedimentos marinos.

El sistema Jurásico, transicionalmente superpuesto al Triásico, está constituido por sedimentos marinos, depositados en plataformas marinas más o menos profundas, que han dado lugar a una litología esencialmente calcárea o margosa.

Una nueva discordancia importante separa el Sistema Cretácico del anterior. Este comienza por facies continentales constituidas por arenas, arcillas, etc., de ambientes lacustres, próximos al mar. Progresivamente los sedimentos que se van superponiendo son cada vez más marinos, de plataforma, hasta que transicionalmente los mares van retirándose, pasando las facies constituidas por calizas y dolomías de origen marino, a facies con diferentes proporciones de terrígenos. Al final de este Sistema las facies más representativas indican ambientes lacustres y albuferas que dan la entrada a los depósitos de la Era Cenozoica. Estos son netamente continentales, constituidos por arcillas, conglomerados y arenas de ambientes fluviales y más propiamente, de sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial.

Los últimos depósitos, del inicio de la Era Cenozoica, se encuentran separados de los suprayacentes por otra discordancia importante. A partir de ella se encuentran varios ciclos de sedimentos que corresponde a ambientes de transición, en general progresivamente de más marinos a mayor continentalidad. Estas variaciones de ambientes, que representan invasiones y retiradas del mar, en el área que ocupa actualmente la Provincia de Valencia, terminan en general por depósitos lacustres continentales.

Por último, durante el Cuaternario, ya con formas muy parecidas a las que hoy podemos contemplar, el paisaje geológico se ha ido modelando mediante los procesos de erosión-sedimentación. Estos procesos y sus depósitos relacionados, han ido rellenando y erosionando diferentes sectores hasta llegar a configurar el paisaje actual, cuya evolución continúa paralelamente a la historia de la especie humana, con gran incidencia de ésta.

4. GENESIS ESTRUCTURAL

4.1. SITUACION GLOBAL. CICLO HERCINICO

Según retrocedemos en el tiempo a través de la Historia Geológica, es necesario abarcar mayores áreas para tratar de deducir la evolución de cualquier zona de nuestro planeta. La evolución tectónica, parte de la historia geológica, ha de remitirse siempre al primer gran continente, llamado Pangea, que se compartmentó posteriormente, dando lugar a dos nuevas grandes unidades continentales. Una de ellas, Laurasia, ocupaba la zona septentrional del planeta; la otra llamada Godwana, se situaba en la zona meridional. Ambas se suponen netamente delimitadas hace 140 millones de años. (Fig. 4.1.).

Este hito de la historia del planeta marcaba el nacimiento de las zonas estables de Europa y en particular de la península Ibérica. Estas áreas estables corresponden al zócalo Hercínico, sobre una de las cuales, a lo largo del ciclo Alpino, seguiría modelándose la península hasta su configuración actual (Fig. 4.2.).

4.2. LAS ESTRUCTURAS FUNDAMENTALES AL FINAL DEL CICLO HERCINICO

En los últimos millones de años antes de comenzar el ciclo alpino, se desarrollaron una serie de procesos tectónicos que tuvieron una influencia decisiva para la evolución posterior. Durante el Sistema Carbonífero, en sus últimos estadios (Estefaniense) y el Sistema Pérmico, el macizo hercínico de la península quedó fracturado según una serie de fallas (Parga 1969; Vegas, 1975) de las que destacan tres familias:

Fallas sinestrales de direcciones NNE-SSW y NE-SW.

Fallas dextrales de dirección NW-SE.

Arthaud y Matte (1977) explican esta red de fracturas tardihercínicas como consecuencia de un esfuerzo de cizallamiento lateral dextral producido a lo largo de una franja que engloba el sur de Europa y norte de África, situada entre los Apalaches y los Urales.

Muchas de estas familias actuaron sucesivamente como fallas normales, inversas y en dirección, alternando con las grandes épocas de distensión (Mesozoico), compresión (Cenozoico) y nuevamente distensión (Cenozoico). De esta manera, estas bandas de debilidad, unas veces directamente y otras indirectamente, fueron favoreciendo los movimientos de bloques en cuyo seno se depositaron los sedimentos, y se produjeron los esfuerzos que diseñaron muchos de los rasgos geológicos desarrollados durante el Ciclo Alpino. Dicho ciclo comprende toda la evolución tectónica acaecida desde los comienzos del Mesozoico, separado del Paleozoico por la primera gran discordancia señalada en la leyenda del mapa, hasta la época actual en toda la Península Ibérica, y en particular en el sector suroriental de la Cordillera Ibérica, al que pertenece el entorno de la provincia de Valencia.

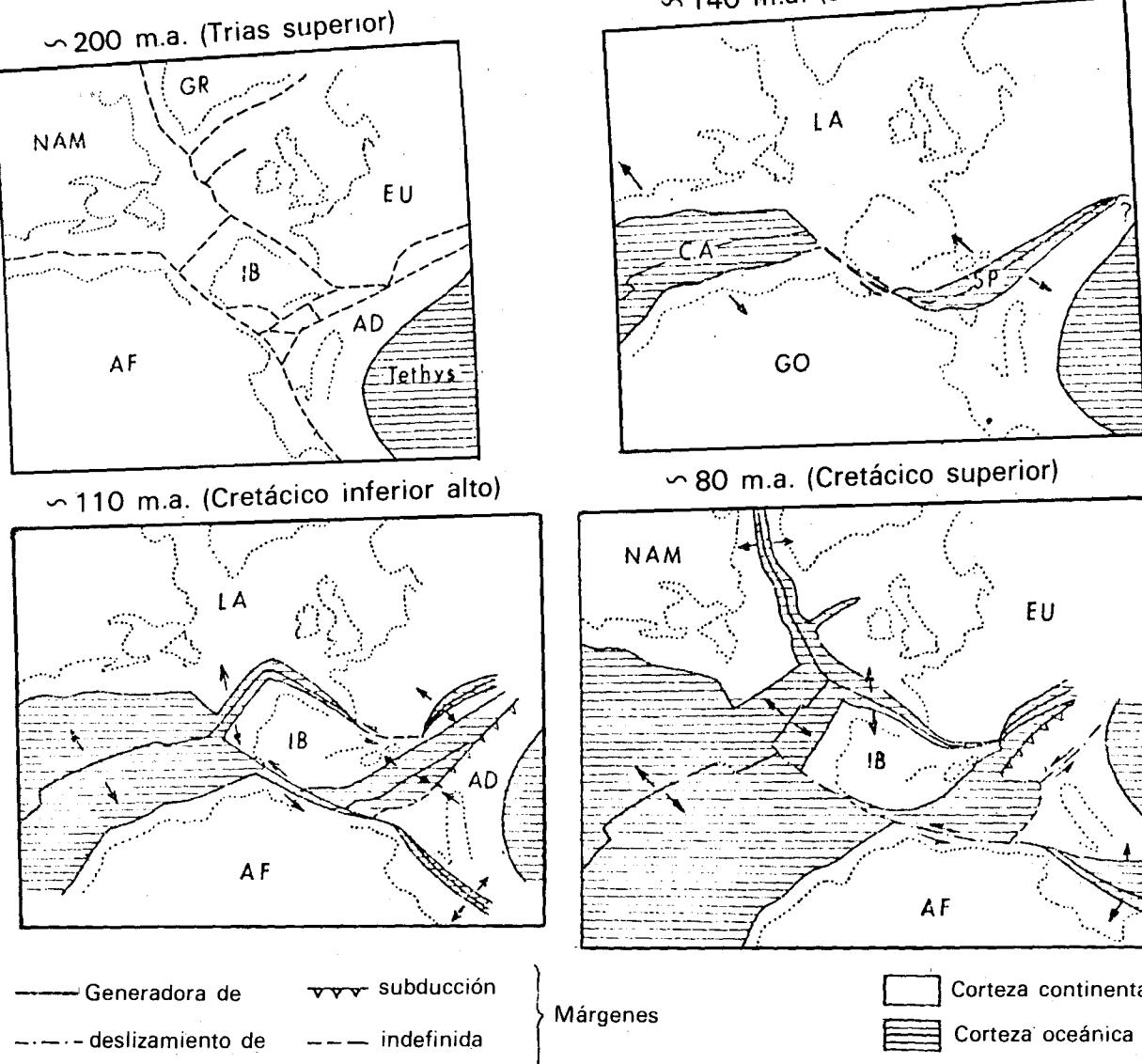


Fig. 4.1.—Esquemas paleogeográficos. Las flechas indican movimientos relativos entre placas. La línea discontinua de la primera figura indica las próximas futuras separaciones. GO: Gondwana; LA: Laurasia; AF: África; EU: Eurasia; NAM: Norteamérica; GR: Groenlandia; IB: Ibérica; AD: Adriática; SA: Córcega-Cerdeña; CA: Océano Central Atlántico; SP: Océano Superníxico. (W. FRISCH, 1980).

4.3. EVOLUCION TECTONICA DEL ENTORNO REGIONAL DE LA PROVINCIA DURANTE EL CICLO ALPINO

Antes de iniciarse el Ciclo Alpino, durante el sistema Pérmico, la zona estable de la Península Ibérica comenzó una rotación levógira que se mantuvo durante el Mesozoico, finalizando en el Terciario inferior (fig. 4.3.). Este giro, de unos 25° , fue desarrollándose alrededor de sucesivos polos de rotación cercanos al punto que ocupa actualmente la ciudad de París. (Bunin y Sienet, 1970). Seguret y Galdeano, (1973), elaboraron para este movimiento el modelo cinemático representado en la fig. 4.4. Al final del Cretácico (Campaniense-Mastrichtiense), el giro quedó ininterrumpido, comenzando los empujes que dieron lugar a la compresión pirenaica, hasta el final del Paleógeno (Oligoceno), momento en que empieza un nuevo giro, de menor dimensión, en sentido contrario.

Dentro de este marco general, Alvaro, M; Capote, R. y Vegas, R. (1978) elaboraron el primer modelo geotectónico regional (Aulacógeno) en el que identifican "la Cadena Celtibérica con el modelo de Hoffman et al. (1974) dentro del contexto de la tectónica de placas". En él se distinguen las siguientes etapas:

- Etapa de graben
- Etapa de transición
- Etapa de flexura
- Etapa de tectogénesis y sedimentación

Según el modelo, la etapa de graben se desarrolla durante el Triásico inferior y medio (fig. 4.5). El

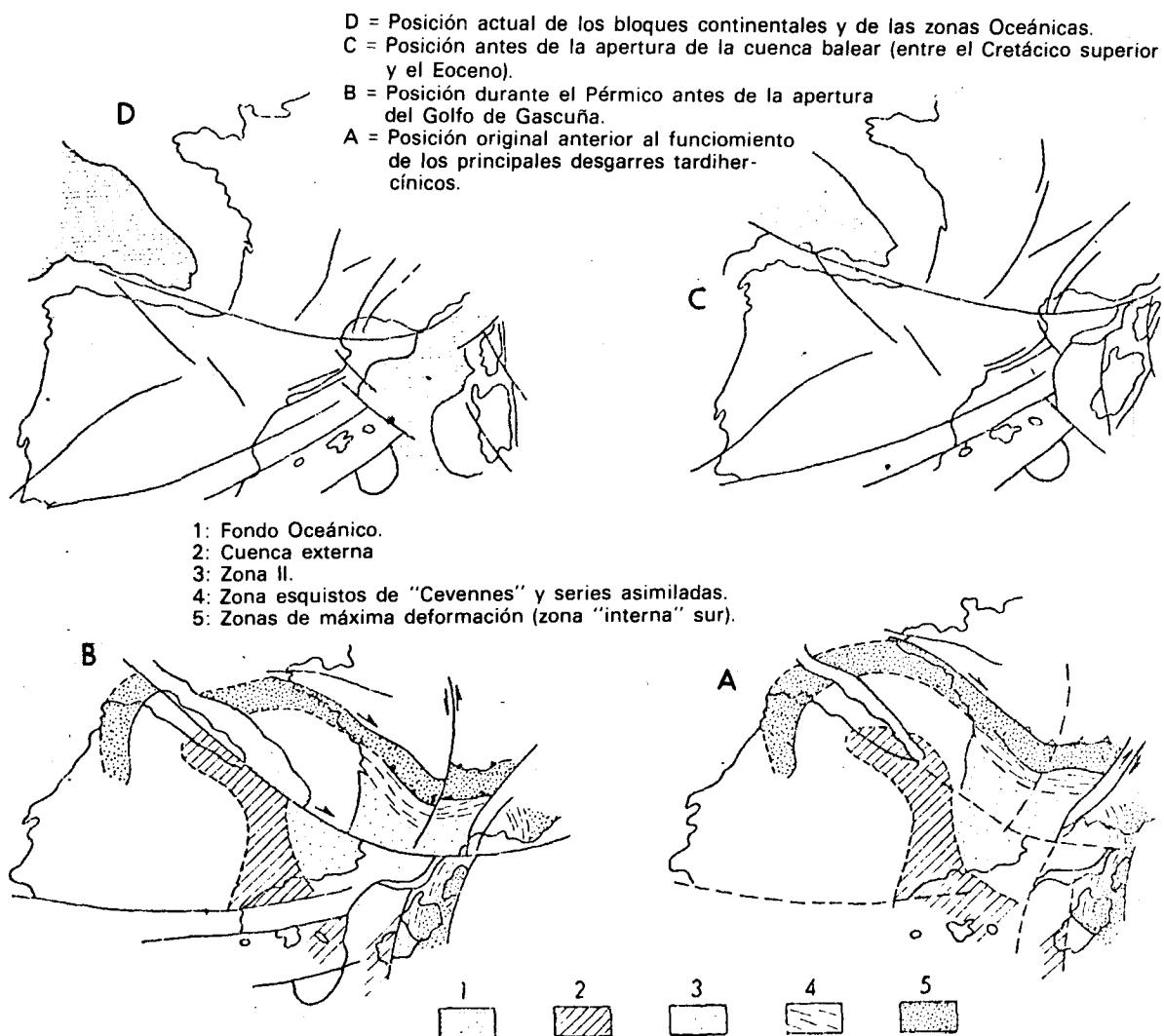


Fig. 4.2.—Reconstitución de la disposición original de la cadena hercínica en el entorno de la Península Ibérica. (ARTHAUD y MATTE, 1977).

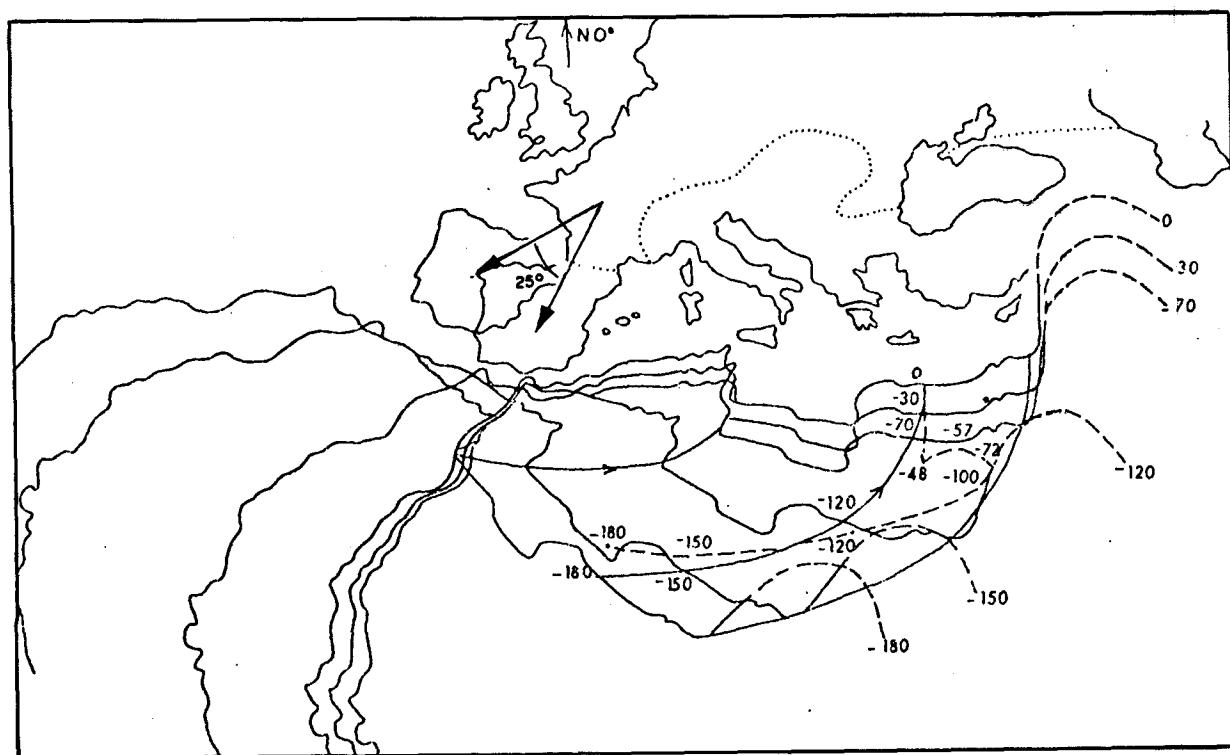


Fig. 4.3.—Movimiento relativo de África respecto a Eurasia. (P. TAPPONNIER, 1977).

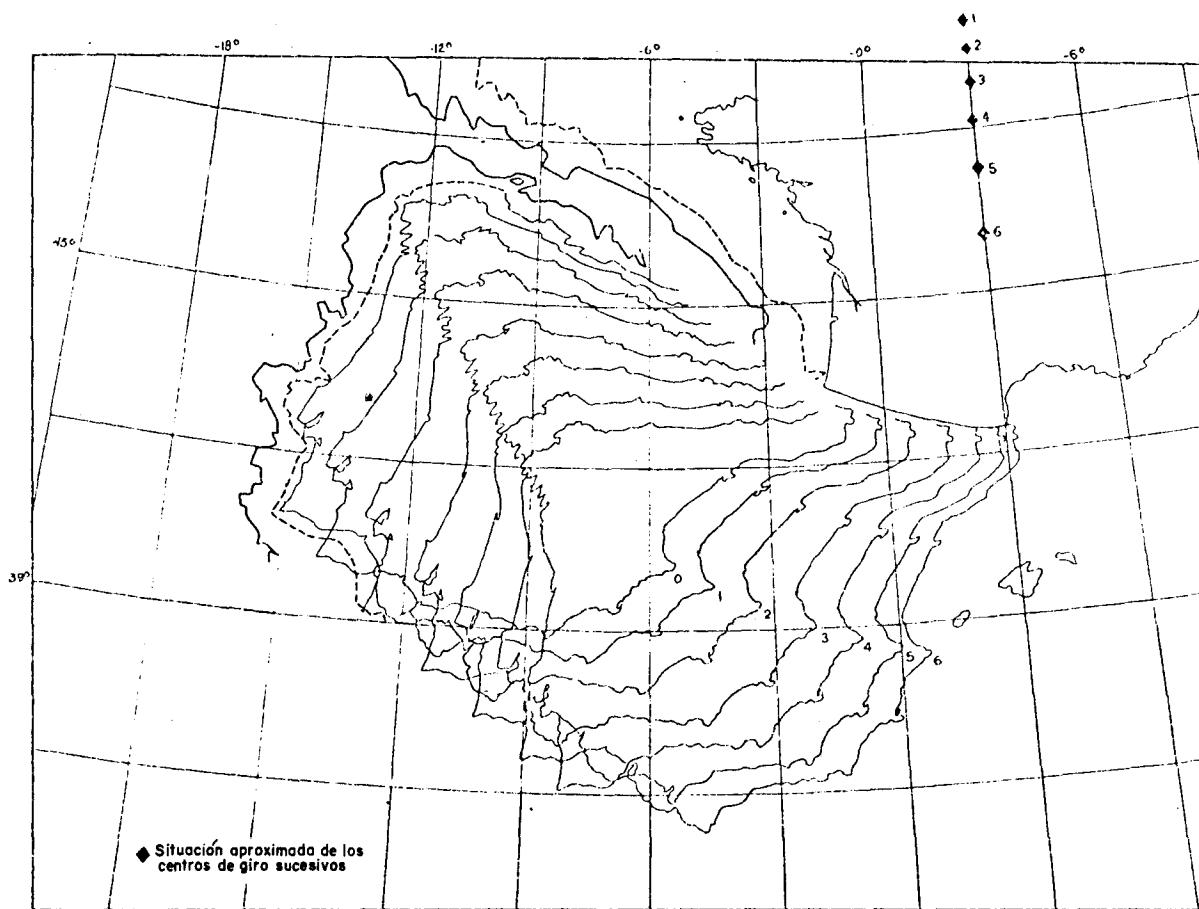


Fig. 4.4.—Modelo cinemático de la apertura del golfo de Gascueña, posición O es la inicial. (SEGURET y GALDEANO, 1973).

graben, de directrices generales NO-SE, fue configurándose de manera heterogénea como muestran las diferencias de potencia de las facies Buntsandstein (fig. 4.6.), hasta llegar a una cierta homogenización al final del Triásico medio (facies Muschelkalk). Fallas prácticamente perpendiculares a las anteriores (NO-SE) favorecieron el acoplamiento de bloques necesario para configurar el graben.

La etapa de **transición**, representa una primera etapa de **flexura**. Al SE del Aulacógeno debió tener lugar, durante todo el Triásico superior y probablemente el Jurásico, un continuo movimiento mayor cuanto más al sureste lo consideramos, esto es, en dirección a la zona de unión triple. Esta unión se ha considerado tipo r.r.r., ya que al abortar el proceso de "rifting" no pudo llegarse a la de mayor desarrollo, tipo R.R.R. Dentro de ella se desarrolló un intenso vulcanismo de carácter básico, como lo demuestra la existencia de "ofitas" en el Triásico superior y la de coladas y piroclastos del Jurásico, (Gómez, Trell y Pérez (1976), y Orti y Vaquer (1980)). Durante el Cretácico inferior, continúa en la zona valenciana la etapa de flexura de forma irregular, para iniciarse una subsidencia más generalizada y continuada durante el Cretácico superior. Esta etapa termina a principios del Cenozoico.

La siguiente etapa de **flexura** vino precedida por una serie de perturbaciones que tuvieron lugar durante el Cretácico inferior, siendo sus momentos más activos el final del Jurásico (Portlandiense) y principios del Cretácico inferior (fase Neocimérica). El resultado es la emersión parcial de la zona considerada, en forma de unidades compartimentadas que funcionaron como cuencas en algún caso comunicadas con el mar. Estos movimientos son los responsables de la segunda discordancia que aparece en la leyenda del mapa geológico, separando el Jurásico superior del Cretácico inferior.

La etapa de **flexura** continúa durante el Cretácico superior y tiene un mayor apogeo paralelamente a la gran transgresión que tuvo lugar durante el período de tiempo comprendido entre el Albieno y el Santoniense. A partir del Campaniense, durante el Maastrichtiense y hasta comenzar el Paleógeno, esta etapa fue perdiendo paulatinamente su carácter hasta iniciarse los primeros movimientos de la etapa siguiente.

La etapa **tectogenética** da lugar a la gran discordancia intra Paleógena (fig. 4.7. A), que corresponde a los esfuerzos de compresión del Aulacógeno. Estos esfuerzos perduraron con diferentes intensidades hasta el Mioceno inferior, época en que comenzaron también a desarrollarse esfuerzos de distensión (fig.

MODELO DE EVOLUCION GEOTECTONICA REGIONAL

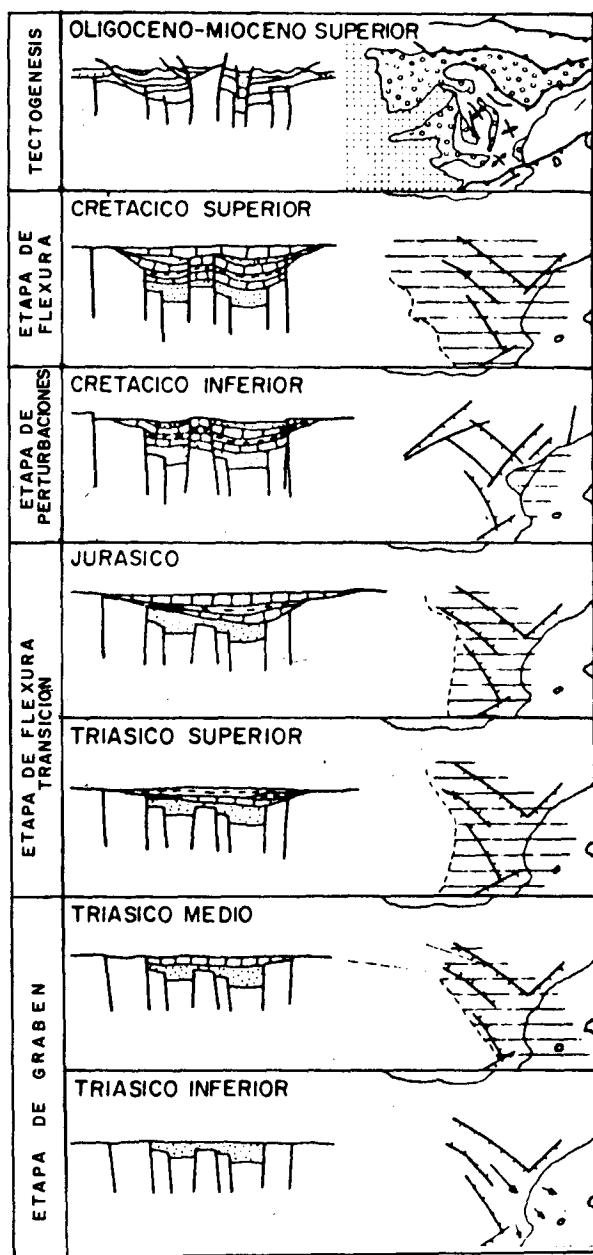


Fig. 4. 5.—Explicación en el texto.

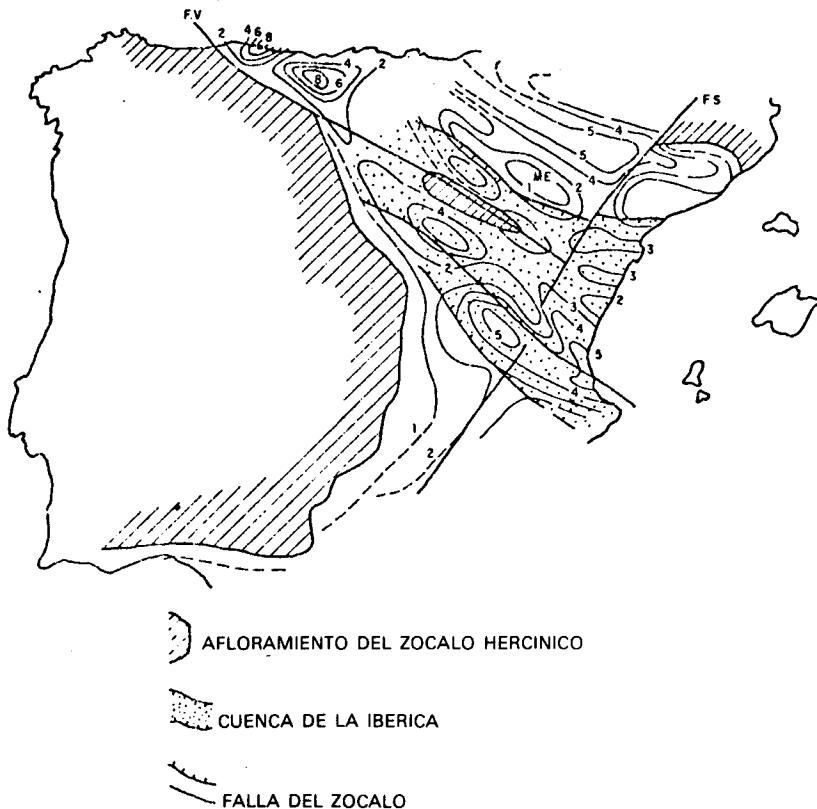


Fig. 4.6.—Mapas de isopacas del Buntsandstein (A) y del Muschelkalk (B), según GARRIDO y VILLENA, (1977). Algunos desgarres tardihercinicos añadidos por CAPOTE (1979).

4.7. B) separándose la “Cuenca Valenciana” en el sureste del Aulacógeno. Los principales esfuerzos de compresión fueron: NE de desarrollo transversal en el Aulacógeno y de dirección SE y SSE de desarrollo longitudinal. Estas direcciones, junto al diapirismo, son fundamentales para comprender el estilo tectónico de la provincia de Valencia (fig. 4.8.).

Efectivamente, las direcciones de compresión primeras (NE) dieron como resultado las orientaciones de dirección NO-SE correspondientes a pliegues del norte de la provincia (Directrices Ibéricas) y las segundas direcciones (SSE) fueron las responsables de las estructuras de dirección NE-SO de la parte sur de la provincia (Directrices Béticas). Entre ambas, como podemos apreciar en la fig. 4.8., se localiza, a manera de zona neutra, “flotando” sobre los materiales triásicos, la zona tabular del Macizo del Caroch. A su vez, dentro de él podemos observar cómo los juegos de fallas están asociados a las directrices de esfuerzos preferentes según nos acerquemos más al Sur o al Norte del mismo sector. Por último, los esfuerzos de compresión según la dirección SE, los primeros en el tiempo de producirse, dieron lugar a los rasgos de la Cordillera Costero-Catalana que se conservan en el NE de la provincia.

Paralelamente a esta actividad tectónica, a partir del Mioceno inferior, la “cuenca valenciana” fue desarrollándose en la zona distensiva, aislándose, este sector, de la evolución general de la Cadena Celtibérica. Fruto de este proceso ha sido el progresivo hundimiento y relleno del área que corresponde a la zona Centro y Este de la provincia. Esta evolución ha continuado desde el Mioceno superior al Cuaternario.

4.4. FASES DE COMPRESIÓN Y ESTRUCTURAS

El resultado de la última etapa del aulacógeno ha dado lugar a tres grandes etapas de compresión. La primera de ellas, descrita por Gómez y Babin (1973) en la provincia de Valencia, se pone de manifiesto por estructuras menores de dirección NE-SW con vergencia hacia el SE. Ha sido descrita también por Alvaro (1975) en el borde del Sistema Central y Cordillera Ibérica, por Capote et al. (1980) en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y recientemente por Simón (1983) en el sector oriental de la Cordillera Ibérica (zona del Maestrazgo y Sector Levantino).

La edad de esta etapa es preoligocena (intraeocena) y se corresponde con la responsable de la dirección principal de las estructuras de la Cordillera Costero-Catalana.

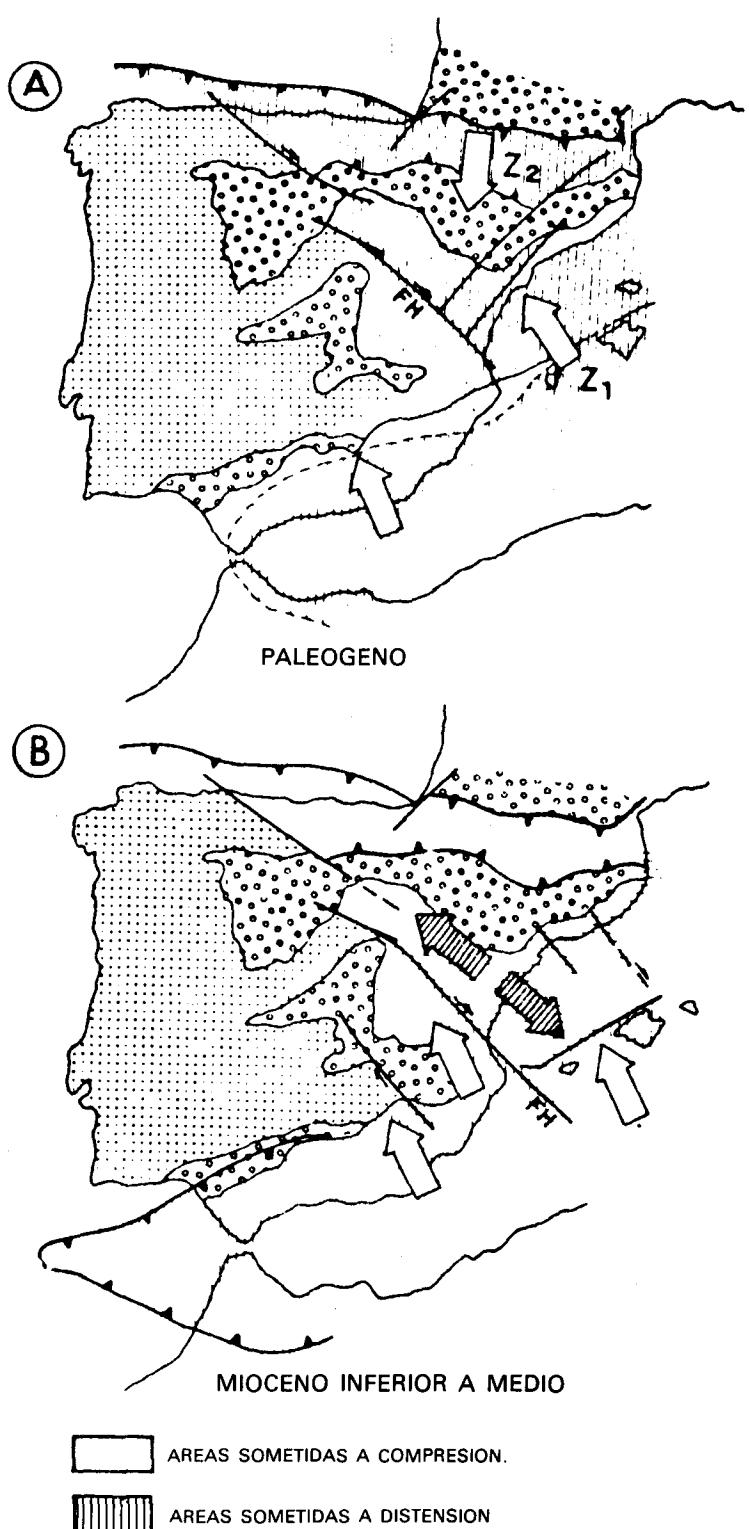


Fig. 4.7-A y B. Rasgos fundamentales de la etapa tectogenética (Alvaro, M. Capote, R. y Vegas, R. 1978)

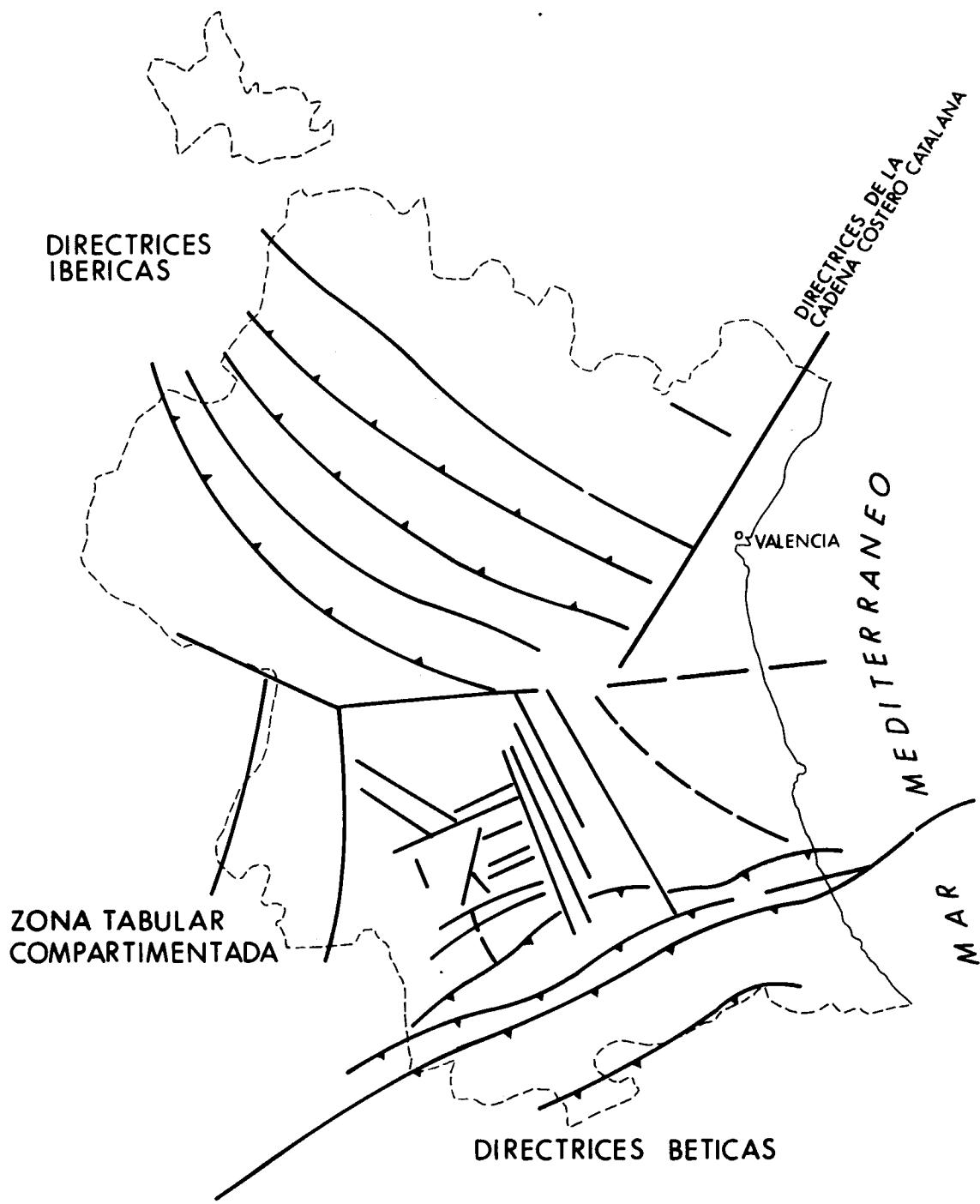


Fig. 4. 8.—Principales orientaciones de las estructuras tectónicas.

La segunda etapa de compresión es la más importante del plegamiento de la Cordillera Ibérica. Las estructuras resultantes corresponden a la dirección NW-SE vergentes al NE. Su edad es intraoligocena (finiolíglacena) y ha sido descrita por numerosos autores en común acuerdo.

La tercera etapa de compresión (SSE) es intramiocena (Mioceno medio). Corresponde, en el Sur de la provincia, a la última etapa de compresión importante para la zona Prebética, durante la cual tiene lugar el cierre del estrecho nord-bético (Calvo, P. y col. 1978). Las estructuras ENE-OSO son las más importantes de esta fase de compresión y representan el resultado de los esfuerzos que dieron lugar a las directrices Béticas (Fig. 4.8.).

4.5. LAS FASES DE DISTENSION

Posteriormente a las fases de compresión que han sido descritas anteriormente, tienen lugar una serie de etapas dentro de un estado distensivo general. Dentro de este estado destacan dos fases de distensión de diferentes magnitudes que se manifiestan de manera más clara en las zonas del litoral y en las zonas tabulares. Estas dos fases son las siguientes:

La fase distensiva más antigua de las dos se produce en el Mioceno medio y superior. Su actividad genera la formación de grabens en toda la Cadena Ibérica constatándose también en el Prebético, donde Calvo et al. (1978), a partir del estudio de micromamíferos, en cuencas originadas en esta fase, sitúan los sedimentos continentales, superpuestos a los marinos de edad Serravaliente-medio-superior, en el Vallesiense inferior (zona nº 11 de Mein, 1973). Por lo tanto la edad de la formación de grabens se inicia casi contemporáneamente a las etapas finales de la última compresión. Así lo señala también Simón (1983), poniendo de manifiesto que el paso del régimen compresivo al distensivo no se produce de manera repentina, sino que ambos coexisten durante un lapso de tiempo. Este mismo autor pone de relieve, a partir del estudio de microestructuras, la existencia de una familia NNE correspondiente a un estiramiento de dirección E o ESE en el área de Bellver (Castellón).

Durante esta fase de distensión se diferencia definitivamente la Cuenca Valenciana (situada entre el oriente de la provincia de Valencia, el sur de la Cadena Costero-Catalana y las Islas Baleares) iniciada en el Mioceno Inferior (Alvaro et al., 1978), época desde la cual ya empezó a funcionar como unidad diferenciada de la evolución general del aulacógeno Céltibérico. Simón, o.c., sugiere, en la explicación de la génesis de la Cuenca de Valencia, que el tránsito progresivo del estado de compresión al de distensión puede ser debido a la superposición de los tensores de esfuerzos correspondientes a ambos estados.

La siguiente fase de distensión, constatada regionalmente, ha sido específicamente reconocida y estudiada por Viallard (1973) en Val de la Sabina (Ademuz), donde puede ser diferenciada de la anterior. Esta nueva fase de distensión se corresponde con un estiramiento regional de dirección NE que sería la responsable de los domos de Gudar y Javalambre (Simón 1983). En la zona manchega esta misma fase de distensión ha sido establecida por Aguirre et al. (1976), donde se le ha denominado Iberomanchega I.

Su edad ha sido establecida en el Plioceno medio, hace 4 millones de años (tránsito Ruscinense-Villafranquiense).

4.6. TECTONICA CUATERNARIA

En general, se puede decir que el área está sometida a lo largo del Cuaternario a una fase general distensiva, continuación de la desarrollada durante el Plioceno, que origina la morfología actual de la zona y la subsidencia acusada que ha ido desarrollándose.

Según Alia (1972) las estructuras que más han influido en la disposición actual de la región costera valenciana son el arco de Teruel-Almansa, el arco de Valencia y la banda estructural de Toledo. La primera de ellas está constituida por una serie de fallas y hundimientos paralelos al litoral que provocan el descenso en graderío de los terrenos hacia el mar, mientras que la Meseta se eleva. La segunda es el reflejo de la anterior en el litoral y la tercera presenta una zona en la que las fracturas tienen dirección E-W y provocan la adaptación de los cursos fluviales a estas direcciones, así como el cambio en este sentido de las alineaciones ibéricas y béticas.

Son también significativas las líneas sismotectónicas que atraviesan zonas como las de Sagunto-Alicante y la de la Depresión del Prebético externo, ya que coinciden con grandes fallas que han sufrido reactivaciones recientes.

Hay que considerar también un ligero episodio compresivo durante el Pleistoceno medio-superior que da origen a las fallas inversas y del que existen indicios en algunos depósitos de los abanicos aluviales a la zona de Burjasot.

Además de estos rasgos generales se han realizado algunas observaciones morfológicas (GOY, 1978) que apoyan la existencia de neotectónica en el litoral valenciano que son:

— En relación con una tectónica de fractura.

Los glacis antiguos de Burjasot, todos muy encontrados, que presentan un sistema de alineamientos que siguen tres direcciones fundamentales: NE-SW, NW-SE y E-W, que coinciden a grandes rasgos con las direcciones ibéricas. En el barranco de La Pedrera una falla pone en contacto la terraza de + 20 m. del Turia con un glacis de contrapendiente. La desaparición brusca del abanico antiguo del río Mijares, sin que en el tramo final varíe la pendiente significativamente, responde a una falla paralela al litoral.

— En relación con las deformaciones de amplio radio de curvatura.

Basculaciones en contrapendiente de los glacis del Cuaternario antiguo y medio de la zona de Náquera como reactivación de la falla de Carraixet.

Presencia de pliegues de escaso tamaño afectando a los glacis cuaternarios del barranco Cerezo.

Possible existencia de un eje de flexión continental, manifestada por la variación en cotas, de las terrazas del río Turia que pasan de 65 m. a 25 m., en un espacio de 2-3 km. (zona de La Cañada), hecho no explicable por el siempre descenso de alturas y niveles cuando están próximos al nivel de base general.

La no existencia de niveles marinos levantados así como las enormes potencias de sedimentos cuaternarios en la llanura litoral (mayores de 150 m.) en los abanicos deltaicos de los principales ríos; todo ello apoyaría la existencia de una subsidencia general para el litoral de esta zona. Sondeos en la plataforma han dado una potencia de 1.500-2.500 m. de sedimentos plio-cuaternarios. Esta subsidencia se ralentiza a partir del Holoceno (relleno de albuferas).

Además de estos datos existen otros que nos confirman la existencia de movimientos recientes, como son:

Desnivelación de la superficie de erosión pliocena, con descensos hacia la costa.

El salto morfológico que divide la superficie de abrasión marina del cabo de San Antonio.

El trazado rectilíneo de algunos ríos: Turia, Magro, Júcar, etc., relacionados con fracturas, como la falla del Júcar detectada por geofísica.

La secuencia anormal de glacis encajados en las estribaciones de los montes de Sagunto (7 niveles). En el resto de la zona se suelen dar uno o dos y además superpuestos.

Los contactos rectilíneos entre la depresión litoral y los macizos montañosos (Favareta-Oliva) con su escaso desarrollo de entrantes, golfos, hacia la zona montañosa.

La relación entre el Macizo de Corbera y el cono de deyección de Alcira, con una secuencia muy completa de aportes.

Estos datos se han obtenido atendiendo a la observación del fenómeno de deformación o fractura, a criterios geomorfológicos indicadores de tectónica reciente y al estudio regional que aporta datos de deformaciones o movimientos de amplio radio.

5. UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

En este apartado se ha realizado una síntesis actualizada de los conocimientos estratigráficos sobre la Provincia de Valencia, incluyendo los aspectos sedimentológicos y paleogeográficos y los datos sobre la edad de las diferentes unidades establecidas.

El problema más importante que se ha planteado es la disociación existente entre las unidades cartográficas sintetizadas del M.G.N. 1:50.000 y las unidades litoestratigráficas formales definidas para este área. Esta disociación está motivada por dos causas muy distintas: Por una parte, las unidades litoestratigráficas formales han sido definidas, con excepción de las del Triásico, cuando la segunda serie del M.G.N. 1:50.000 estaba ya concluida o muy avanzada, por lo que obviamente no han podido ser tenidas en cuenta por los autores de dicha cartografía. Por otra parte, los criterios tan variables adoptados por los autores de los diferentes bloques del M.G.N. dificultan el establecimiento de unidades cartográficas homogéneas correlacionables con las unidades litoestratigráficas.

Es evidente, en cualquier caso, que una síntesis como ésta no puede desconocer la existencia de estos trabajos estratigráficos en los que, además de establecerse las unidades formales de obligada utilización, se aportan datos paleoambientales, sedimentológicos y paleogeográficos de gran interés y que proporcionan una información de conjunto, no sólo del área representada en el Mapa 1:200.000, sino de amplias zonas de la Cordillera Ibérica y del Prebético externo que han seguido la misma evolución que la Provincia de Valencia. Esta visión global, que es la que se precisa a la escala de este Mapa, no puede obtenerse a partir de las memorias explicativas de las hojas 1:50.000 del M.G.N.

Por todo ello, hemos realizado este apartado basándonos en estos estudios estratigráficos y hemos correlacionado, mediante cuadros, las unidades formales litoestratigráficas con las unidades cartográficas descritas en la leyenda del Mapa 1:200.000. Esta correlación es en general fácil de establecer en el Triásico y en el Jurásico. Por el contrario, en el Cretácico, las dificultades son mucho mayores debido a la gran variabilidad de las facies, que se refleja en un elevado número de unidades litoestratigráficas y de unidades cartográficas, por lo que en este caso las correlaciones deben entenderse como aproximadas.

5.1. PALEOZOICO

Está muy escasamente representado en la Provincia de Valencia, donde sólo han sido localizados dos afloramientos:

- a) Proximidades de Chelva (Barranco de Alcotas): Conocido desde muy antiguo, está formado por pizarras verdosas y cuarcitas blanquecinas con metamorfismo acusado. Se ha atribuido al Ordovícico por la presencia del braquiópodo **Leptaena porcata** McCoy.
- b) Zona norte de Marines (Proximidades de Olocau): De pequeño tamaño, está compuesto por cuarcitas micáceas de edad indeterminada por la ausencia de restos fósiles.

Estos afloramientos paleozoicos, así como otros de mayor entidad próximos a la Provincia de Valencia (Castellón, Cuenca) son continuación de otros que aparecen con una cierta extensión en el núcleo de la Cordillera Ibérica. Corresponden a una amplia plataforma sobre la que se depositó, posteriormente, el Mesozoico. Por el contrario, en el ámbito de las Cordilleras Béticas, y en la parte que corresponde al País Valenciano, este zócalo paleozoico no llega a aflorar, si bien se sabe, por las investigaciones realizadas mediante sondeos sísmicos, que se encuentra a una profundidad comprendida entre 5 y 8 kms. En ambos casos dicho zócalo es continuación del Paleozoico del Macizo Ibérico, que se originó como consecuencia del plegamiento hercínico.

5.2. MESOZOICO

5.2.1. Triásico

Como ya hemos indicado, se vienen utilizando, tradicionalmente, las divisiones clásicas del Triásico germánico en los diversos estudios realizados en la Provincia de Valencia: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Sin embargo, si bien las litofacies es, efectivamente, de tipo germánico, la biofacies es de tipo alpino, de ahí que VIRGILI *et al.* (1976) hayan creado un término distinto (Trías Mediterráneo) para designar estos materiales. Una reciente síntesis bibliográfica sobre este Sistema, comprendiendo la Provincia de Valencia, ha sido publicada por VIRGILI (1977). Los aspectos paleogeográficos y sedimentológicos con inclusión de interesantes mapas de isopacas, han sido también tratados por GARRIDO y VILLENA (1977) y, más recientemente, en áreas relativamente próximas, por CAPOTE *et al.* (1982). Debido a las características litológicas de los materiales, la forma de aflorar de estos tres conjuntos es muy diferente. Así el Keuper, formado en su mayor parte por arcillas y evaporitas, aparece de forma extrusiva, despegado de su posición original, así como en la base de los mantos de corrimiento.

El Muschelkalk acompaña en ocasiones al Keuper en sus movimientos. De esta forma es frecuente encontrarlo formando escamas intercalado con el Keuper y con frecuencia repetido, lo que dificulta enormemente su estudio.

Hacia el S de Castellón y el N de Valencia aparecen los afloramientos más importantes y potentes del Triásico, donde el Buntsandstein se dispone, discordante, sobre las pizarras y cuarcitas paleozoicas. La columna estratigráfica, para el Triásico inferior y medio, es la siguiente:

- a) Conglomerado de base.
- b) Arcillas muy compactas que en ocasiones llegan a ser pizarras, de color rojizo, alternando con areniscas micáceas también de color rojizo. Localmente presentan intercalaciones de conglomerados cuarcíticos.
- c) Areniscas ortocuarcíticas muy compactas en bancos gruesos, de tonos rojizos, violáceos o blancos ("rodeno"). Presentan estratificación cruzada.
- d) Arcillas muy compactas arenolímosas con algunas intercalaciones de areniscas micáceas o límos gruesos con estratificación cruzada. En el techo existe un tramo, llamado en ocasiones "Rot" formado por una alternancia de margas y arcillas abigarradas de aspecto pizarreño.

Esta formación corresponde al Buntsandstein, que se puede reconocer siempre por su litología muy característica y homogénea, aunque presenta espesores variables relacionados con fracturas en el substrato paleozoico.

A continuación yace una formación carbonatada en la que se pueden distinguir los siguientes tramos:

- a) Dolomías, margas dolomíticas y raras calizas, en bancos medianos a gruesos, que hacia el techo presentan un aspecto irregular o lajoso (Tramo o barra inferior, frecuentemente denominado por la sigla M¹).
- b) Tramo arcilloso, evaporítico, a veces con aspecto pizarreño, con intercalaciones de finos niveles calcáreos de tonos claros (Tramo intermedio o M²).
- c) Dolomías, calizas dolomíticas, calizas y margas intercaladas, muy fosilíferas (Tramo o barra superior, M³).

Esta formación carbonatada corresponde al Muschelkalk. La existencia de estos tres tramos ha sido muy discutida, debido a que los frecuentes despegues originados por la capa intermedia y la tectónica de tipo diapírico generada por el Keuper dificultan extraordinariamente su estudio. En algunas zonas (p. ej.

Chelva) su existencia no ofrece dudas, pero en otras no ha podido establecerse su presencia y se precisan estudios más detallados que los realizados hasta ahora para resolver el problema.

Hacia el Centro y NW de la Provincia se encuentra muy bien representado el Triásico superior o Keuper. Aparece relacionado con numerosos accidentes tectónicos, entre los que destaca el "Arco

EDAD			UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		UNIDADES CARTOGRAFICAS		
SISTEMA	PISOS DEL TRIAS ALPINO	TRIAS GERMANICO	GRUPO	FORMACION	1:200.000		
JURASICO	HETTANGIENSE	KEUPER	RENALES	CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA	15		
				DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON			
	NORIENSE		VALENCIA	YESOS DE AYORA	13	14	
				ARCILLAS YESIFERAS DE QUESA			
				ARCILLAS DE COFRENTES	12		
				ARENISCAS DE MANUEL	11		
				ARCILLAS Y YESOS DE JARAFUEL	10		
TRIASICO	LADINIENSE	MUSCHELKALK	VAL	" TRAMO SUPERIOR " " M ₃ "	8	9	
				" TRAMO INTERMEDIO " " M ₂ "	7		
				" TRAMO INFERIOR " " M ₁ "	6		
	ANISIENSE	BUNTSANDSTEIN	ENCIA	" FACIES RÖT "	4	5	
				" ARENISCAS ORTOCUARCITICAS " " RODENO "	3		
				" LUTITAS Y ARENISCAS CON INTERCALACIONES DE CONGLOMERADOS "	2		
				" CONGLOMERADO DE BASE "			

CUADRO 5.1. Correlación de unidades

estructural Teruel-Almansa". Ha sido estudiado con detalle por ORTI (1974) quien lo ha dividido en cinco unidades litoestratigráficas con el rango de Formación y que son, de más antigua a más moderna:

- a) Formación "Arcillas y Yesos de Jarafuel".
- b) Formación "Areniscas de Manuel".
- c) Formación "Arcillas de Cofrentes".
- d) Formación "Arcillas yesíferas de Quesa".
- e) Formación "Yesos de Ayora".

La base son las calizas margosas del Muschelkalk y el techo lo forma un paquete de calizas dolomíticas y dolomías, denominado antiguamente Suprakeuper o Reto-Lías y que ha sido definido por GOY, GOMEZ y YEBENES como Formación "Dolomías tableadas de Imón". (GOY, GOMEZ y YEBENES, 1976; GOY y YEBENES, 1977).

La correlación de las divisiones que hemos establecido con los pisos alpinos no resulta fácil, ante la escasez de fósiles característicos. Se acepta la equivalencia del Buntsandstein con el Scythiense, del Muschelkalk con el Anisiense-Landinense y del Keuper con el Noriense y Carniense (VIRGILI *et al.*, 1977), pero quedan muchos detalles que precisar.

En el Cuadro 5.1. se han correlacionado las unidades litoestratigráficas descritas en el texto con las unidades cartográficas representadas en el Mapa 1:200.000.

La paleogeografía y el ambiente de depósito de los materiales del Triásico ibérico han sido estudiados recientemente, como hemos indicado, por GARRIDO y VILLENA (o.c.) y por CAPOTE *et al.* (o.c.), después de la etapa fundamentalmente erosiva correspondiente a los tiempos posthercínicos, tuvo lugar la sedimentación del Triásico sobre una amplia plataforma fragmentada en bloques que originan una serie de horst y graben. La sedimentación comienza por depósitos de tipo continental seguidos de un conjunto de abanicos estuarinos, siendo muy patente localmente la influencia mareal, aunque en algunos sectores predominan los rasgos fluviales. Esta influencia marina persiste durante el Muschelkalk. En cualquier caso, la profundidad del mar en esta época fue muy escasa, correspondiendo las barras inferior y superior a depósitos de zona mareal mientras que el tramo intermedio puede interpretarse como un depósito de "sebkha" costera.

Respecto a la influencia del substrato hercínico sobre la sedimentación del Triásico inferior y medio, los mapas de isopacas muestran, para el Buntsandstein, la existencia de un umbral alineado NW-SE que se extendería desde la Sierra de la Demanda hasta Castellón. Al N y S de este umbral se sitúan respectivamente, dos cuencas mayores: Cuenca del Duero y Cubeta de Valencia-Cuenca junto a una serie de cubetas menores, como la del Maestrazgo. En el Muschelkalk la cubeta de la región de Cuenca desaparece.

A la sedimentación del Muschelkalk sigue, sin aparente ruptura, la sedimentación del Keuper. Al inicio (Formación "Arcillas y Yesos de Jarafuel") se instalan en la cuenca triásica unas condiciones que hacen pasar de un mar muy somero, con depósitos carbonatados, a unas condiciones cada vez más evaporíticas. Este cambio es relativamente rápido y se acompaña de inestabilidad en la cuenca, lo que da lugar a las manifestaciones ofíticas.

Durante el Keuper medio (Formaciones "Areniscas de Manuel" y "Arcillas de Cofrentes") se afianzan unas condiciones lagunares francas. Progresivamente la sedimentación se hace más detrítica y los ambientes lagunares se ven intermitentemente inundados por aportes fluviales.

Durante el Keuper superior (Formaciones "Arcillas yesíferas de Quesa" y "Arcillas de Cofrentes") se instala un nuevo ciclo evaporítico. El medio de depósito corresponde, probablemente, al tipo "sebkha" costera.

Corona la sedimentación triásica un paquete dolomítico, la Formación "Dolomías tableadas de Imón" que corresponde a un medio sedimentario marino de aguas turbulentas que hacia el final pasaría a unas condiciones inter y supramareales, haciéndose predominantes estas condiciones en la unidad siguiente. Esta Formación, bien representada en la provincia de Valencia, posee todavía edad triásica, realizándose el paso al Jurásico en la unidad siguiente (Formación "Carniolas de Cortes de Tajuña").

5.2.2. Jurásico

El Jurásico de la parte de la Provincia de Valencia incluida en la Cordillera Ibérica ha sido recientemente revisado en la Tesis Doctoral de GOMEZ (1979). La zona de transición bético-ibérica fue

EDAD			UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS			UNIDADES CARTOGRAFICAS
SISTEMA	SERIE	PISO	GRUPO	FORMACION	MIEMBRO (CAPA)	1:200.000
TRIASICO	CRETACICO	INFERIOR	BERRIASIENSE			21
JURASSICO	DOROGOGEICO	PORTLANDIENSE		CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS RITMITA CALCARREA DE LORIGUILLA		20
JURASSICO	DOROGOGEICO	KIMMERIDIENSE		MARGAS DE SOT DE CHERA		19
JURASSICO	DOROGOGEICO	OXFORDIENSE	A	CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA (OOLITOS FERRUGINOSOS DE ARROYOFRIO)	"PARTE MEDIA" (INFORMAL)	18
JURASSICO	DOROGOGEICO	CALLOVIENSE	R	CARBONATADA DE CHELVA		17
JURASSICO	DOROGOGEICO	BATHONIENSE	U			16
JURASSICO	DOROGOGEICO	BAJOCIENSE	T	CALIZAS NODULOSAS DE CASINOS MARGAS Y MARBOCALIZAS		
JURASSICO	DOROGOGEICO	AALENIENSE	ABLANQUEO	ALTERNANCIA DE CALIZAS Y MARGAS DE TURMIEL CALIZAS BIOCLASTICAS DE MARGAS GRISES DE CERRO DE PEZ	ALTERNANCIA RITMICA DE MARGAS Y CALIZAS MARGAS ROSAS CALIZAS AMARILLAS CALIZAS Y CALIZAS MARBOBAS	
JURASSICO	LIASTICO	TOARCIENSE		CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	DOLOMIAS, CALIZAS Y MARGAS VERDES	15
JURASSICO	LIASTICO	PLIENSBACHIENSE		CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA	CARNIOLAS	
JURASSICO	LIASTICO	SINEMURIENSE- HETTANGIENSE		DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON	BRECHAS DE ASPECTO MARGOSO	
TRIASICO	SUPERIOR	--?--?--?				
TRIASICO	SUPERIOR	NORIENSE				

CUADRO 5.2. Correlación de unidades

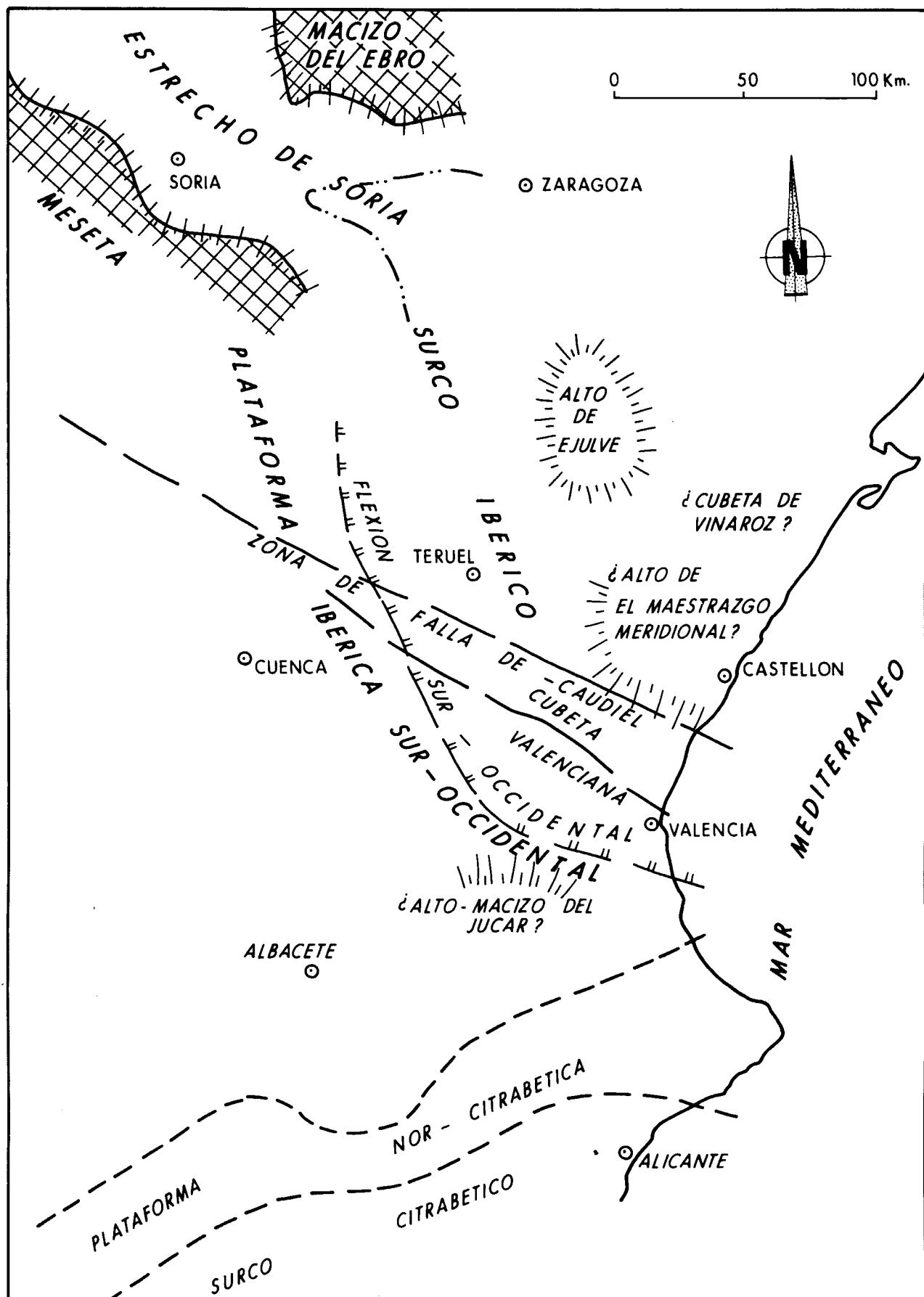


Fig. 5.1.-Surcos y umbrales posibles formados a partir del Lias medio. Gomez, J. (1979)

estudiada por CHAMPETIER (1971) y por FOURCADE (1970). GOY, GOMEZ y YEBENES (1976) y GOMEZ y GOY (1979) han realizado la subdivisión litoestratigráfica del Jurásico de la Cordillera Ibérica, definiendo una serie de unidades de gran interés cartográfico.

Después de la sedimentación triásica, donde alternan los sedimentos continentales con los marinos poco profundos, se inicia una trasgresión marina en la que va a jugar un papel importante la inestabilidad del zócalo. En el ámbito de la Cordillera Ibérica son los movimientos epirogénicos los que van a condicionar el tipo de sedimentación y los avances y retrocesos de las líneas de costa. Mientras tanto, los bordes SE y S del Macizo Ibérico se constituyen como un borde continental con desarrollo geosinclinal. En las Cordilleras Béticas se diferencian, a partir del Carixiense, los dos dominios Prebético y Subbético. De ellos el Prebético, que es el que comprende parte de la Provincia de Valencia, va a mostrar una sedimentación cuyas características son muy similares a las de la Cordillera Ibérica.

De muro a techo se han definido las siguientes formaciones, cuya edad incluimos a continuación:

- a) Formación "Carniolas de Cortes de Tajuña". Lías inferior.
- b) Formación "Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas". Lías inferior-Carixiense superior.
- c) Formación "Margas grises de Cerro de Pez". Carixiense superior-Domeriense inferior.
- d) Formación "Calizas bioclásticas de Barahona". Domeriense.
- e) Formación "Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel". Domeriense-Toarciente.
- f) Formación "Carbonatada de Chelva". Toarciente medio-Oxfordiente superior.
- g) Formación "Margas de Sot de Chera". Oxfordiente superior-Kimmeridgiense inferior.
- h) Formación "Ritmata calcárea de Lorigilla". Kimmeridgiense inferior-Portlandiente.
- i) Formación "Calizas con oncolitos de Higueruelas". Kimmeridgiense superior-Títónico inferior.

Las Formaciones f), g) y h) tienen su corte-tipo situado dentro de la Provincia de Valencia. La correspondencia de todas ellas con los materiales jurásicos del Maestrazgo y del Prebético ha sido estudiada por GOMEZ (1979).

En el Cuadro 5.2. se han correlacionado estas unidades litoestratigráficas con las unidades cartográficas representadas en el Mapa 1:200.000.

Por lo que se refiere a la evolución de la sedimentación jurásica, seguiremos básicamente a este autor en nuestra exposición.

Al final de la etapa detrítico-evaporítica triásica, los relieves creados durante la fracturación posthercínica debieron quedar bastante igualados en la mayor parte de la Meseta. La expansión de un mar epicontinental ya instalado previamente en el Norte de África y Sur de la Europa Mediterránea va cubriendo de forma progresiva y sin aparente ruptura con los sedimentos anteriores la mayor parte de las superficies.

Esta transgresión pudo estar relacionada con uno de los primeros estadios distensivos que van a marcar la línea de sedimentación del resto del Mesozoico.

En la plataforma somera así formada comienza una deposición de carbonatos y en el Lías inferior se observan ya las primeras individualizaciones paleogeográficas. Las diferencias continuaron durante el Lías medio; coincidiendo con una fase prerifting pudo producirse la diferenciación, en la plataforma ibérica, de una serie de surcos y umbrales, algunos de ellos de larga duración en el tiempo (fig. 5.1.).

Varios de estos elementos pueden observarse en el País Valenciano. De Sur a Norte nos encontramos con el hipotético Alto del Júcar, que ha actuado como área positiva durante gran parte del Jurásico inferior y medio.

Al Norte del Alto del Júcar se situaba un área subsidente, con gran espesor de sedimentos durante el Jurásico inferior y medio. Corresponde a la llamada Cubeta Valenciana (GOMEZ, o.c.) al Norte de la cual se situaría el Alto del Maestrazgo meridional.

La articulación entre la Cubeta Valenciana y el Alto del Maestrazgo meridional ha estado controlada por un accidente tectónico importante, la zona de falla de Caudiel. Se empieza a tener constancia de su existencia con las manifestaciones volcánicas del Lías medio y superior, que se continuaron durante el Jurásico medio.

Durante el Jurásico inferior casi toda la Plataforma Ibérica ha tenido una evolución conjunta. La mayor parte de las formaciones definidas pueden ser reconocidas a lo largo de casi toda la Cordillera Ibérica. Por el contrario, en las Cordilleras Béticas la diferenciación en plataforma y surco se produce durante el Lías medio.

En el Lías superior se produce una importante fase de distensión en el Tethys que hace que el Toarciano sea transgresivo.

En el límite Lías-Dogger suelen encontrarse irregularidades en la sedimentación. En la zona de la provincia de Valencia puede faltar el Toarciano superior. En ocasiones esta discontinuidad viene marcada por un nivel de oolitos ferruginosos.

A comienzos del Jurásico medio se desintegra la plataforma carbonatada en dos conjuntos: Surco Ibérico, donde se depositan carbonatos en un medio de baja energía y Plataforma Ibérica suroccidental, con depósitos más o menos someros.

Algunos elementos paleogeográficos se mantienen durante el Jurásico medio: El Alto del Maestrazgo y el Macizo del Júcar. La articulación entre ambos sigue marcada por la falla de Caudiel y el área de mayor subsidencia está relacionada con la zona de falla de Alcublas.

La abundante sedimentación durante el Bajociano parece ir disminuyendo progresivamente durante el Bathoniense y Calloviense hasta culminar en una discontinuidad de grandes proporciones cerca del límite Jurásico medio-Jurásico superior, faltando el Calloviense medio y el superior así como el Oxfordiense inferior y medio. Asociada a esta discontinuidad se encuentra una nueva capa de oolitos ferruginosos y fosfáticos y superficies ferruginosas.

A finales del Oxfordiense se vuelve de nuevo a la integración de una amplia plataforma carbonatada, que alcanza también a los dominios del Prebético. El Alto del Júcar parece haber dejado de actuar definitivamente. El Alto del Maestrazgo es igualmente invadido por la sedimentación marina.

Mientras que el Surco Ibérico, individualizado desde comienzos del Jurásico medio, desaparece en el Jurásico superior, el Surco Citrabético, constituido desde el Lías, permanecerá bien individualizado durante el resto del Mesozoico.

La sedimentación termina con una unidad depositada en una plataforma de escasa profundidad en la que se produce una extraordinaria proliferación de algas y de organismos constructores, la cual se ve recubierta finalmente por los depósitos con abundantes detríticos del Jurásico terminal-Cretácico basal.

En el ámbito de las Cordilleras Béticas los cambios paleogeográficos fueron menos acusados que los de la Cordillera Ibérica.

En el Lías inferior se desarrolló una plataforma carbonatada que fluctuó desde la zona supramareal a la submareal. En el Lías superior el límite de la costa retrocede hacia el sur, dejando en algunas zonas una sedimentación detrítica y evaporítica que recuerda a la del Triásico. Durante el Dogger predomina la sedimentación dolomítica; que en las zonas del dominio del Prebético externo deja paso a niveles oolíticos. La cuenca quedaría conformada como una plataforma marina somera de aguas agitadas.

Durante el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior la sedimentación experimenta un cambio notable. Las facies se hacen pelágicas, con depósitos de calizas nodulosas con fauna de ammonites y de braquiópodos y margas y margocalizas con ammonites. Estas facies debieron tener su equivalente de menor profundidad hacia el NW, pero han quedado erosionadas como consecuencia de los movimientos epirogénicos progresivos que afectaron a las partes más externas del Prebético.

En el tránsito Jurásico-Cretácico la zona Prebética presenta una serie de características tecto-sedimentarias que la distinguen de los tiempos anteriores y posteriores. Tiene lugar la emersión paulatina del Prebético externo de modo que a partir del Portlandiense quedará completamente emergida.

5.2.3. Cretácico

El Cretácico inferior de la Provincia de Valencia ha sido objeto de varias revisiones recientes, entre las que debemos destacar las Tesis Doctorales de CHAMPETIER (1972), FOURCADE (1970), GARCIA (1977), MAS (1981), MELENDEZ (1979) y VIALLARD (1973), que permiten alcanzar una amplia panorámica de la primera mitad de este Sistema. El Cretácico superior es menos conocido debiéndose destacar las aportaciones de VIALLARD (o.c.) y diversos trabajos locales que permiten conocer el desarrollo de la regresión finicretácica (GUTIERREZ *et al.*, 1975 a, b; ELIZAGA *et al.*, 1978). A ello hay que añadir la recientísima aparición del tomo dedicado a "El Cretácico en España", publicado por el Grupo Español del Cretácico, Proyecto nº 58, Mid Cretaceous Events, del Programa internacional de correlación geológica, que presenta síntesis regionales del Cretácico de la Ibérica Suroccidental (VILLAS *et al.*, 1982) y de la Cordillera Bética (VERA *et al.*, 1982).

VILLAS *et al.* (o.c.) reconocen la existencia de ocho megaciclos, cuyas características básicas y edad son las siguientes:

Ciclo I: Parte del Valaginiense y/o parte del Haueriviense, apareciendo en discordancia cartográfica sobre el Jurásico terminal en facies "Purbeck". Presenta carácter regresivo desde un ambiente de lagoon restringido hasta sedimentos fluviales depositados en llanuras parálicas.

Ciclo II: Comprende la mayor parte del Barremiense inferior y quizá se inicie en la parte alta del Haueriviense. Se apoya sobre diferentes términos que pueden variar desde el Jurásico terminal al Keuper. En un principio posee tendencia transgresiva, para adoptar luego un carácter regresivo, con ambientes variables entre llanuras aluviales y parálico con influencia marina.

Ciclo III: Barremiense inferior alto-Aptiense inferior. Se apoya, como el anterior, sobre términos variables, del "Purbeck" a la Formación "Margas de Sot de Chera". Corresponde a un episodio transgresivo excepto en su parte final, en la que se hace regresivo, presentando materiales correspondientes a ambientes muy variables, desde francamente continentales hasta plataforma interna o lagoon abierto carbonato.

Ciclo IV: Aptiense superior-Albiense inferior. Se apoya generalmente sobre el ciclo anterior, presentando como el primero carácter transgresivo y al final regresivo. Los ambientes sedimentarios representados varían desde llanuras parálico-aluviales costeras hasta una plataforma interna carbonatada.

Ciclo V: Albiense superior. Corresponde a la base de la gran transgresión del Cretácico superior en la Cordillera Ibérica. Comprende dos impulsos transgresivos interrumpidos bruscamente a techo, siendo el superior más extensivo que el inferior. Presenta sedimentos de ambientes muy variables, desde sistemas fluviales de baja sinuosidad hasta áreas de plataforma interna carbonatada.

Ciclo VI: Cenomaniense s. I. Corresponde a una secuencia transgresiva-regresiva, con materiales carbonatados, generados en extensas llanuras de marea instaladas sobre una cuenca muy homogeneizada.

Ciclo VII: Turoniense s. I. Presenta carácter general regresivo, con una brusca interrupción a techo. El ambiente sedimentario refleja la etapa de máxima apertura de la cuenca hacia el mar abierto y corresponde a una plataforma continental somera con formación de "patches" de Rudistas y, en zonas más someras, barras calcareníticas. Este ciclo abarca el Turoniense inferior y, probablemente, el medio. El Turoniense superior y la mayor parte del Coniaciense no han sido caracterizados en esta parte de la Cordillera Ibérica, por lo que se especula con la posibilidad de la existencia de una laguna coincidiendo con esta etapa.

Ciclo VIII: Senoniense. Se inicia por una plataforma carbonatada somera, produciéndose pronto una importante regresión asociada a una fase de inestabilidad tectónica, de forma que los materiales finales del ciclo corresponden ya a ambientes continentales, lacustres o fluviales.

Los mismos autores han realizado una detallada división litoestratigráfica del Cretácico de la Cordillera Ibérica Sudoccidental, estableciendo las siguientes formaciones, algunas de ellas ya definidas por autores anteriores:

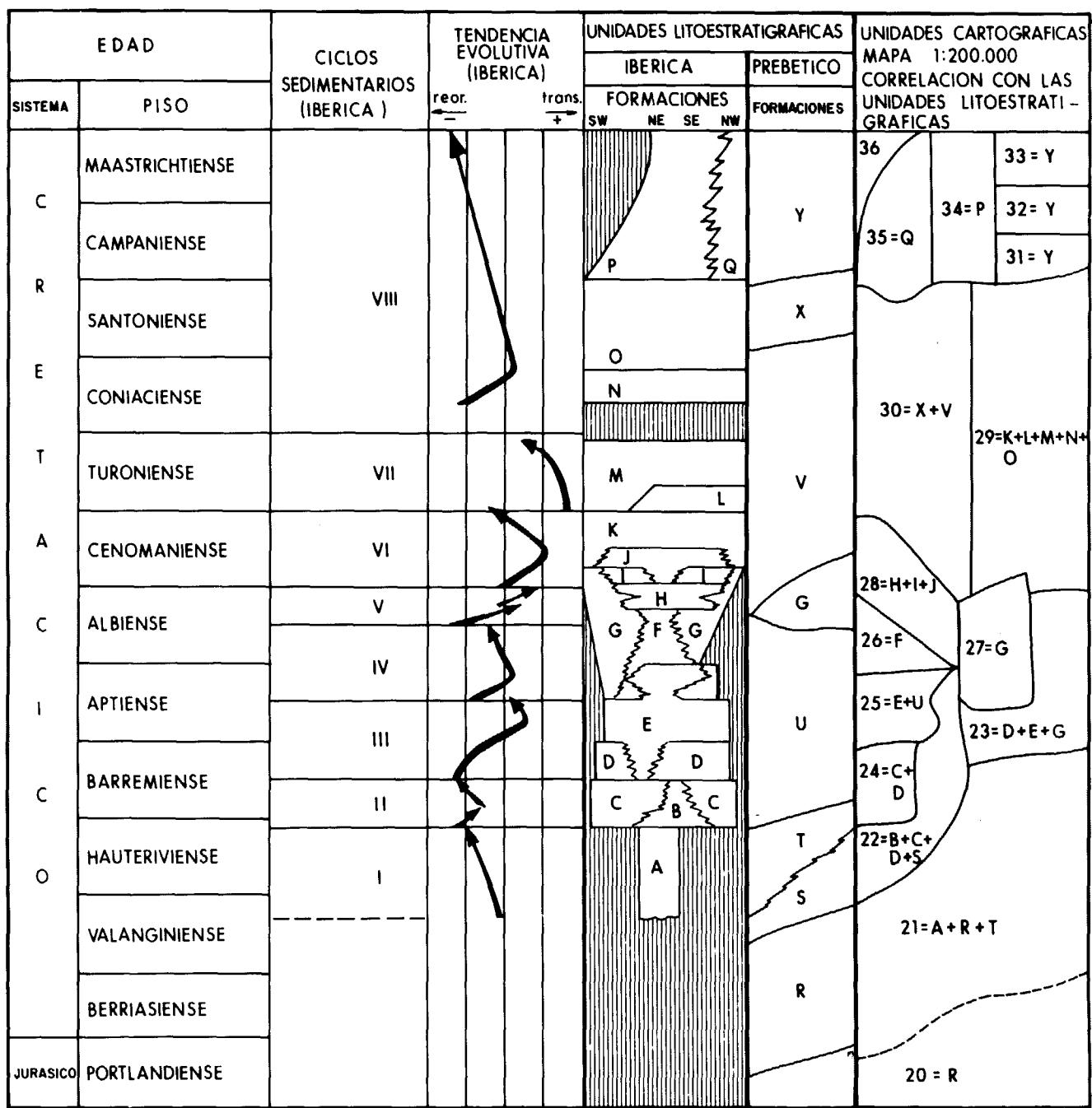
- a) Formación "Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés". Parte del Valanginiense-Parte del Haueriviense.
- b) Formación "Arenas y arcillas del Collado". Barremiense inferior (y parte del Haueriviense?).
- c) Formación "Calizas de la Huérniga". Parte alta del Haueriviense-Barremiense inferior.
- d) Formación "Arcillas de Contreras". Barremiense inferior-Parte baja del Bedouliense inferior.
- e) Formación "Calizas con Rudistas de El Caroch". Aptiense s. I.
 - Miembro "Calizas de Malacara". Fundamentalmente Bedouliense.
 - Capa de Mirasol. Bedouliense superior.
 - Miembro "Arenas y arcillas del Burgal". Gargasiense inferior-Gargasiense superior-Clansayense.
 - Miembro "Calizas del Buseo". Gargasiense superior-Clansayense.
- f) Formación "Calizas, Margas y Areniscas de Sacarás". Límites diacrónicos. En general Albiense inferior y medio.
- g) Formación "Arenas de Utrillas". Límites diacrónicos. Aptiense superior-Cenomaniense inferior.
- h) Formación "Calizas de Aras de Alpuente".
 - Miembro "Calizas de Estenas". Albiense superior.
 - Miembro "Margas de Losilla". Albiense superior.
 - Miembro "Calizas de la Bicuerca". Parte alta del Albiense superior-Parte baja del Cenomaniense inferior.

- i) Formación "Margas de Chera". Cenomaniense inferior, esencialmente.
- j) Formación "Dolomías de Alatoz". Cenomaniense inferior-medio.
- k) Formación "Dolomías tableadas de Villa de Vés". Cenomaniense inferior-medio.
- l) Formación "Calizas y Margas de Casa Medina". Turoniense inferior.
- m) Formación "Dolomías de la Ciudad Encantada". Turoniense inferior (¿y medio-superior?).
- n) Formación "Margas de Alarcón". Límites imprecisos. Turoniense inferior-Santoniente, probablemente.
- o) Formación "Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel". Santoniente-Parte del Campaniense.
- Miembro "Dolomías de Forata". Coniaciense-Santoniente.
- p) Formación "Calizas y Margas de Sierra Perenchiza". Campaniense-Maastrichtiense.
- q) Formación "Margas de los Cuchillos". Campaniense-Maastrichtiense.

Esta última formación ha sido definida en la Memoria explicativa de la hoja nº 693, Utiel del M.G.N. 1:50.000 (2_a serie). La correlación entre estas Formaciones y los megaciclos descritos más arriba pueden obtenerse en el Cuadro 5.3.

El Cretácico del Sector Prebético de la Provincia de Valencia ha sido estudiado con detalle por CHAMPETIER (1972) y FOURCADE (1970) y ha sido objeto de una importante síntesis, junto con el resto de las Cordilleras Béticas, realizada recientemente por VERA *et al.* (1982). Presenta facies similares a las de la Cordillera Ibérica que acabamos de describir, hasta el punto que sólo se puede situar el límite entre ambos sectores utilizando criterios estructurales en la parte N del Sector Prebético los materiales son predominantemente continentales, mientras que hacia el S van adoptando carácter francamente marino. A partir de la síntesis de VERA *et al.* citada, pueden reconocerse, en la zona situada entre Sierra Corbera y la Sierra de Benicadell, en el límite con la Provincia de Alicante, las siguientes unidades litoestratigráficas:

- r) Formación Sierra del Pozo: Corresponde al tránsito Jurásico-Cretácico, habiendo sido datada como Portlandiense-Valanginiense inferior. Corresponde a un ambiente marginal de plataforma con fluctuaciones desde el dominio submareal, intermareal a supramareal (miembro inferior) y plataforma abierta poco profunda y agitada (miembro superior). El techo está marcado por un *hard-ground*.
- s) "Facies Weal": Suprayacente de la formación anterior, posee edad Valanginiense superior-Hauteriviense. Corresponde a materiales no marinos, fluviolacustres: arenas y areniscas con cantos y escasos niveles de calizas con caráceas. Hacia el Sector Ibérico pasa a las Formaciones Arcillas y Areniscas de Aldea de Cortés, Arenas y Arcillas de El Collado y Calizas de la Huérniga; hacia el S cambia.
- t) Formación Cerro Lobo: Valanginiense superior-Hauteriviense superior. Está compuesta por dos miembros: el inferior corresponde a un ambiente de plataforma marina abierta en el que se depositaron margas con raros niveles calizos y una fauna abundante; el superior, más carbonatado, con dolomías, calizas areniscosas, calcarenitas y construcciones arrecifales de corales, corresponde a un sistema de barras alimentadas por aportes terrígenos y con frecuencia bioconstruidas.
- u) Formación Arroyo de los Anchos: Barremiense-Parte del Albiense. Se trata de una unidad expansiva hacia el Prebético externo; consta de dos miembros, de los que el inferior y parte del superior se han depositado en una plataforma carbonatada en la que se pueden reconocer desde el dominio supramareal hasta el pelágico. En la parte baja del miembro superior existen episodios terrígenos consecuencia de la acción de distintos medios sedimentarios, relacionados con un sistema deltaico.
- v) Formación Dolomítica: Cenomaniense-Turoniense. Localmente se apoya sobre la Formación "Arenas de Utrillas" (véase más arriba). Corresponde a un medio marino poco profundo, en la plataforma continental.
- x) Formación Sierra de la Solana: Senoniense inferior. Corresponde a un ambiente de lagoon de escasa profundidad aislado por barras de la plataforma abierta.
- y) Formación Mariasmal: Santoniente-Maastrichtiense. Está constituida por margocalizas, calizas margosas, margocalizas arenosas y margas. La parte inferior se ha depositado en un ambiente de plataforma marina abierta; la superior corresponde a la barra que aislaba el lagoon marginal.



CUADRO 5.3. Correlación de unidades y ciclos

En su conjunto, estas Formaciones corresponden a siete ciclos sedimentarios separados por discontinuidades que afectan al conjunto de la cuenca.

En el Cuadro 5.3. se han correlacionado las unidades litoestratigráficas del Cretácico ibérico y prebético con las unidades cartográficas representadas en el Mapa 1:200.000.

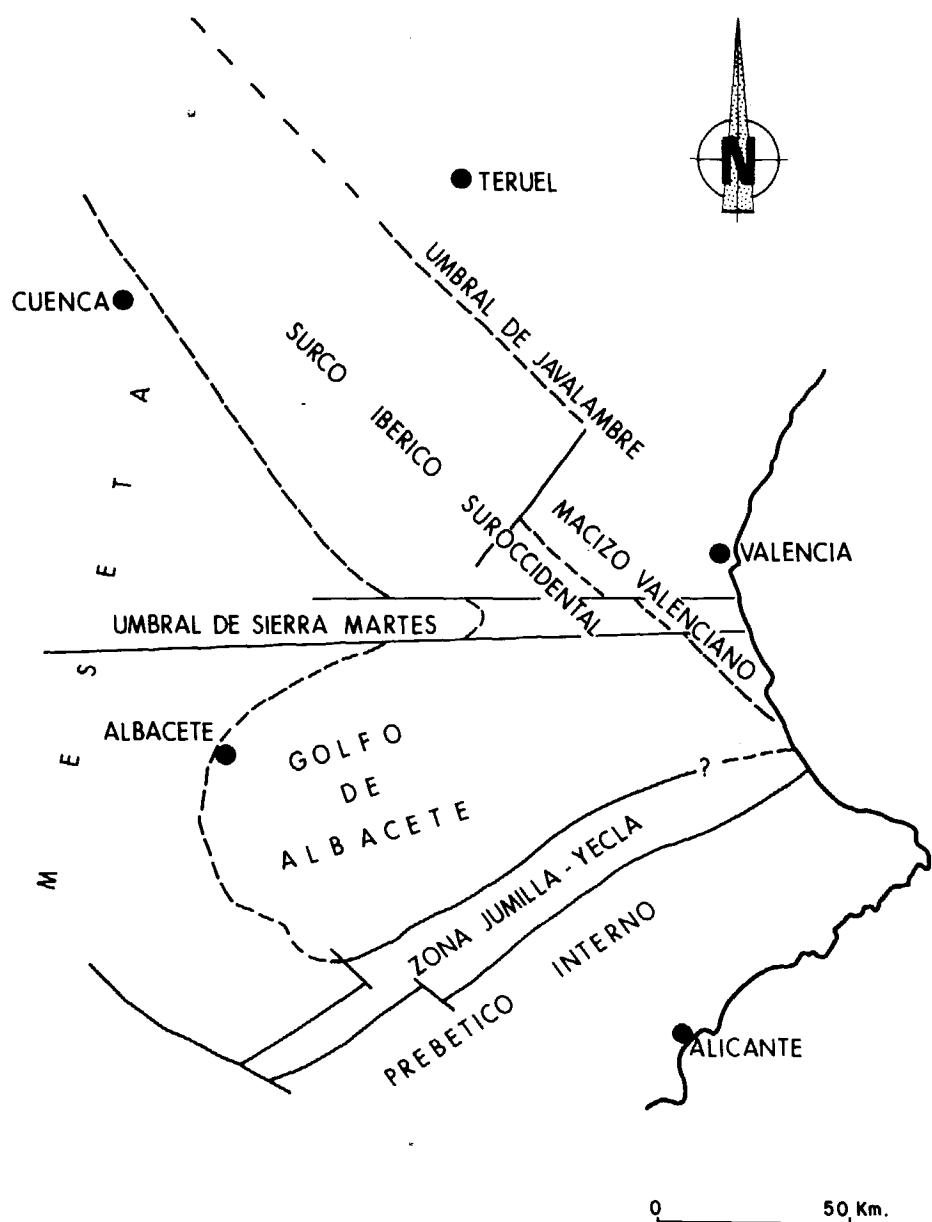


Fig. 5.2.-Elementos paleogeográficos para el Cretácico inferior (Vilas et al, 1982).

Por lo que se refiere a la paleogeografía regional, cabe distinguir dos épocas muy diferentes, que corresponden respectivamente al Cretácico inferior y al superior. Durante el primero, existen una serie de dominios y accidentes que desaparecen al iniciarse el segundo, ya que la transgresión del Cenomanense homogeneiza la cuenca.

Siguiendo a VILAS *et al* (1982), la región estaría enmarcada, durante el Cretácico inferior, por la Meseta al W y por el Umbral de Javalambre y el Macizo Valenciano por el E, bordes de cuenca que se comportan de forma distinta: La Meseta aporta materiales terrígenos a la cuenca de forma generalizada y casi continua; el Umbral de Javalambre y el Macizo Valenciano sólo actuaron claramente durante los

primeros episodios de la sedimentación cretácica. Entre el primer elemento y los segundos se sitúa el Surco Ibérico Suroccidental, dirigido de NW a SE que enlazaba con el Golfo de Albacete. Este termina por el S en la Cuenca Bética s.s. de forma brusca, a lo largo de la zona Jumilla-Yecla, limitada a su vez, por el N y por el S, por dos accidentes tectónicos que son el reflejo de flexiones existentes durante la sedimentación del Cretácico.

El Golfo de Albacete limita por el N. por una zona de fracturación reciente que afecta por igual al Surco Ibérico Suroccidental y al Macizo Valenciano, zona ligada al umbral de Sierra Martés, particularmente importante durante el Cretácico inferior (fig. 5.2.).

5.3. CENOZOICO

5.3.1. Terciario

Las dos grandes subdivisiones de esta Era, el Paleógeno y el Neógeno, presentan una importancia muy desigual en la Provincia de Valencia. Mientras que el primero sólo aparece en facies continental y en contados afloramientos, el segundo alcanza un gran desarrollo, con materiales continentales y marinos.

5.3.1.1. Paleógeno

No existe ningún estudio de conjunto sobre este Sistema en la provincia de Valencia, aunque existen datos puntuales de cierto interés en la Tesis Doctoral de VIALLARD (1973) y en algunas notas posteriores de este autor (VIALLARD, 1976) y en los trabajos que han estudiado el límite Cretácico-Terciario (ELIZAGA *et al.*, 1978), por lo que se refiere al Sector Ibérico de la Provincia y en las Tesis Doctorales de FOURCADE (1970) y de CHAMPETIER (1972), por lo que se refiere a los Sectores Prebético y de transición.

En términos generales el Paleógeno se presenta en continuidad con el Cretácico terminal y presenta materiales muy variados, con una alternancia de niveles lacustres (yesos, margas, calizas) y fluviales (areniscas, conglomerados), siendo frecuentes también los restos de procesos edáficos (paleosuelos, caliches). La fauna es escasa y en general poco representativa (Gasterópodos) aunque en ocasiones aparecen niveles con Caráceas que permiten una cierta precisión cronoestratigráfica.

Los principales afloramientos datados hasta ahora son los siguientes:

- Puerto de Contreras: BARTRINA y GEA (1954), VIALLARD (1973): arcillas yesíferas y conglomerados, seguidos de areniscas rojizas con *Vidaliella gerundensis*, que indicaría el Paleógeno inferior.
- Siete Aguas y Buñol: VIALLARD (1976): conglomerados polígenicos con areniscas rojas e intercalaciones de calizas más o menos arcillosas con *Romanella aff. hopii*, probablemente Eoceno medio.
- Sierra de Malacara: VIALLARD (1976): conglomerados y areniscas que en su parte media contienen margas arenosas con *Ischurostoma formosum* e *I. minutum*, de edad Eoceno superior.
- Depresión de Venta Gaeta: ELIZAGA *et al.* (1978): margas rojas y violáceas con intercalaciones de areniscas silíceas amarillentas y blancas con algunas pasadas de conglomerados. Contienen *Vidaliella gerundensis* y han sido datadas como Paleoceno-Eoceno inferior.
- Sierra Grossa, Puerto de Ollería y Ayelo de Malferit: FOURCADE (1970): Conglomerados y margas arenosas con caráceas que datan del Paleógeno inferior.
- Navarrés: Margas rojo ocre con pasadas de arenisca, arenisca conglomerática y conglomerados polígenicos de elementos calizos y esporádicamente calizas lacustres más o menos arcillosas. FEIST *et al.* (1979) han descrito una flora de Caráceas, procedente de esta localidad, en la que la especie *Harrisichara tuberculata* caracteriza el Oligoceno inferior.
- Estenas: VILLENA *et al.* (1973) han descrito una serie detrítica y calcárea, en continuidad con el Cretácico, que atribuyen a la base del Terciario (Paleoceno). Por nuestra parte hemos recogido en la misma localidad diversas especies de Caráceas, aún no publicadas, que indican que por lo menos parte de la serie tiene edad oligocena.
- Collado de Umán: Observaciones personales inéditas. Margas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados, seguidos de calizas lacustres con microflora de edad oligocena.
- Sierra del Mugrón, en el límite entre las provincias de Valencia y de Albacete: Hoja de Almansa 1:50.000 y observaciones inéditas: Margas y arcillas rojovinosa y grises con flora de Caráceas que indican también el Oligoceno.

Vemos por consiguiente que sólo se poseen datos locales, sin conexión entre sí, por lo que no se puede establecer todavía una visión general de la evolución paleogeográfica de la Provincia de Valencia durante el Paleógeno. Los materiales basales de este Sistema aparecen en continuidad con el Cretácico superior continental. El plegamiento mayor de la Cordillera Ibérica coincide con la etapa final del Oligoceno y con la base del Mioceno (VIALLARD, 1973; 1976). GARCIA *et al.* (1975) menciona la existencia de varias discordancias en el interior de la serie paleógena en las proximidades de Buñol.

5.3.1.2. Neógeno

Muy bien representado en la Provincia de Valencia tanto en sus facies marina como continental, ha sido objeto de numerosos estudios recientes.

Los depósitos marinos, de edad miocena exclusivamente, han sido descritos por USERA (1972, 1974), CALVO *et al.* (1974) y ACUÑA (1978). Existen notables diferencias, tanto en lo que respecta a la edad como al ambiente de depósito, entre los materiales de la parte N de la Provincia y los de la parte S.

La base del Mioceno marino está formada por sedimentos detríticos o biodetríticos litorales a los que se superponen frecuentemente calizas o calizas margosas, situándose el inicio de la trasgresión, en el S de la Provincia, en el Burdigaliense o en la base del Mioceno medio (Langhiense).

Por encima aparecen, en la misma zona, margas blancas arenosas en la base, con abundantes foraminíferos planctónicos que permiten asignarles una edad Serravallense. Estas margas, que indican el máximo avance transgresivo, reciben en la región el nombre de "tap".

En el N de la provincia aparecen diversos afloramientos de Mioceno marino distribuidos en las proximidades de la Ciudad de Valencia. Predominan los sedimentos arenosos y biodetríticos, aunque localmente existen margas arenosas con fauna planctónica que permite datarlos como Tortonense. Corresponden siempre a depósitos de poca profundidad, con zonas restringidas de lagoon y sedimentos litorales.

El Neógeno continental ocupa amplias extensiones de la provincia, presentando un gran desarrollo en la Mancha Valenciana (zona de Requena-Utiel-Villargordo del Cabriel). En el resto ocupa pequeñas cuencas muchas veces aisladas entre sí. Ha sido estudiado recientemente por ROBLES (1974) y por MEIN *et al.* (1978), especialmente en el área de la Cuenca del río Cabriel. Como unidad independiente debe considerarse el Rincón de Ademuz, ligado a la Fosa de Calatayud-Teruel, que ha sido estudiado recientemente por GAUTIER, MOISSENET y VIALLARD (1972) y por MOISSENET (1979).

Las principales dificultades con que se tropieza al intentar realizar una síntesis regional corresponden a la escasez de datos bioestratigráficos que dificulta el establecimiento de correlaciones entre los diferentes materiales de cuencas distintas o de localidades alejadas dentro de una misma cuenca.

Los materiales más antiguos datados corresponden al tránsito Oligoceno-Mioceno ("Chatiense-Aquitaniense"), que ha suministrado una flora característica en los alrededores de Castilblanques (MAPA GEOLOGICO NACIONAL, Hoja de JALANCE). Caráceas de edad similar han sido encontradas en el Collado de Umán, por debajo del yacimiento de Buñol (Datos inéditos de los autores). De acuerdo con la moderna división del Terciario, estos materiales corresponderían, al menos en su parte superior, al Ageniense.

El Aragoniense inferior u Orleaniense ha sido datado en la localidad de Buñol gracias a un importante yacimiento de mamíferos fósiles descubierto por CRUSA FONT y TRUYOLS (1957). Una puesta a punto del significado cronoestratigráfico de este yacimiento puede encontrarse en BELINCHON y ROBLES (1982). Edad aproximada posee el yacimiento de Mas del Olmo en el Rincón de Ademuz (ADROVER *et al.*, 1978).

El Aragoniense superior o Astaraciense no ha sido caracterizado, que sepamos, en el área de la provincia de Valencia.

El Mioceno superior o Cataloniense está representado en forma muy desigual en lo que se refiere a su parte inferior (Vallesiense) y superior (Turoliense). El Vallesiense no ha sido datado con seguridad, aunque es probable que el yacimiento de Fuencaliente, cerca de Contreras, en el límite entre las provincias de Valencia y de Cuenca corresponda a esta edad. El Turoliense ha sido datado en diversos puntos: Venta del Moro, con un importante yacimiento de Mamíferos estudiados por AGUIRRE *et al.* (1975), Fuente Podrida, con fauna de Micromamíferos descrita por MEIN *et al.* (1978), y diversas localidades del Rincón de Ademuz (ADROVER *et al.*, 1978).

El Plioceno no ha suministrado ningún yacimiento de vertebrados en la provincia de Valencia.

5.3.2. Cuaternario

Para la descripción de estos depósitos se ha tomado como base la zona prelitoral y litoral de la provincia, ya que son los mejor conocidos (GOY, 1978) y presentan una mayor variedad y extensión de materiales de diversos orígenes (continentales, marinos y mixtos) como consecuencia de su situación geográfica y de la morfología general de la región, ya que el fuerte contraste que existe entre las zonas montañosas y la llanura litoral favorece la acumulación de sedimentos en esta parte deprimida.

La dificultad del estudio del Cuaternario radica, principalmente, en la ausencia de cortes profundos como consecuencia de la suave morfología y del escaso encajamiento de la red hidrográfica, menor al acercarnos al litoral; a ello hay que añadir el intenso cultivo agrícola que complica la observación de los cortes naturales del terreno, junto con los rellenos artificiales y las construcciones urbanas que alteran la morfología inicial y ocultan o destruyen gran parte de los afloramientos litorales.

El tratamiento que debe aplicarse a los depósitos cuaternarios difiere considerablemente de los utilizados en los apartados anteriores, dada la gran diversidad de depósitos que se suceden en un lapso de tiempo proporcionalmente muy escaso y a la gran variabilidad lateral en un espacio muy reducido. Para la clasificación de estos depósitos nos hemos basado, principalmente, en la génesis de los materiales y en el transporte que éstos han podido sufrir. Se han dividido, así, en diez grandes grupos que presentan características diferentes desde los puntos de vista de su génesis, transporte, tipo y evolución de los materiales y morfología, perfil y pendiente de los depósitos. La clasificación resultante es la siguiente:

A) Con sedimentos transportados (alóctonos).

- A.1. Fluviales.
 - A.1.1. Asociados a cauces definidos.
 - A.1.1.1. Terrazas fluviales.
 - A.1.1.2. Abanicos aluviales.
 - A.1.1.3. Conos de deyección, antiguos y recientes.
 - A.1.1.4. Limos de inundación.
 - A.1.1.5. Limos pardos fluviales.
 - A.1.1.6. Aluvial y lecho mayor: antiguo y reciente.
 - A.1.2. Asociados a cauces no definidos.
 - A.1.2.1. Glacis: de cobertura y de acumulación.
 - A.1.2.2. Limos de vertiente.
 - A.1.2.3. Derrames.
 - A.1.2.4. Cubetas de decantación fluvial.
- A.2. Marinos.
 - A.2.1. Terrazas marinas.
 - A.2.2. Cordones litorales: antiguo y subfósil.
- A.3. Eólicos.
 - A.3.1. Limos eólicos.
 - A.3.2. Dunas litorales: subfósiles, recientes y surco interdunar.
- A.4. Gravedad.
 - A.4.1. Coluviones: antiguo y reciente.
- A.5. Mixtos.
 - A.5.1. Fluvial-Gravedad.
 - A.5.1.1. Pie de Monte.
 - A.5.1.2. Aluvial-Coluvial.
 - A.5.2. Fluvial-Marino.
 - A.5.2.1. Abanico deltaico.

B) Con sedimentos poco transportados (paraautóctonos).

- B.1. Lacustres.
 - B.1.1. Limos grises y pardos de albufera.
 - B.1.2. Turbas.
- B.2. Kársticos.

- B.2.1. Tobias y calizas pulverulentas.
 - B.2.2. Arcillas de decalcificación.
- C) Con sedimentos sin transporte (autóctonos).

- C.1. Edáficos.
- C.1.1. Costras.

Los criterios cartográficos de diferenciación para las distintas unidades y subunidades son morfolitoestratigráficos al estar basada la diferenciación de los depósitos, como hemos indicado, en características morfológicas y litoestratigráficas principalmente.

A continuación incluimos una breve descripción de los principales depósitos cuaternarios de las zonas litoral y prelitoral. Los de las zonas interiores deben ser revisados completamente, tarea ésta que escapa de las posibilidades y objetivos del presente proyecto de síntesis 1:200.000.

A.1.1.1. Terrazas fluviales

Las terrazas que aparecen en la zona corresponden a dos tipos: de depósito y erosivas. Su origen es debido a fases alternativas de relleno y encajamiento, motivadas principalmente por causas climáticas, ya que lo normal en la región es que su época de formación esté en contraposición con la teoría eustática, que solamente se puede cumplir en las desembocaduras de los ríos Turia y Júcar.

Es preciso tener en cuenta la existencia de niveles bastante altos en las proximidades de la desembocadura del río Turia: nivel de + 65 m. a 15 km. de ésta. Esta altura actual puede ser debida a una flexión continental que elevaría las zonas litorales internas y hundiría la parte costera. Por esta razón pensamos que los factores de formación de las terrazas han variado a lo largo del tiempo (poligénicos), produciendo terrazas de naturaleza compleja, habiendo intervenido sobre todo las condiciones climáticas, la inestabilidad tectónica, los cambios eustáticos del nivel del mar y el relieve integrándose estos elementos para dar lugar a estos niveles a sus alturas correspondientes.

El número de niveles de terrazas de los principales ríos de la región varía de unos a otros. El Palancia presenta cinco niveles de terraza debidos a otras tantas fases de excavación; el Turia presenta ocho niveles erosivos y con depósito, estando los más antiguos fuertemente encostrados y alguno de ellos tectonizado. Los restantes ríos de la zona presentan un número menor de niveles de terrazas.

La secuencia más completa en la provincia es la del río Turia en las proximidades de la Presa El Mirador, donde se distinguen:

- Pleistoceno inferior: Nivel de 65 m.
- Pleistoceno medio: Niveles de 50 y 35 m.
- Pleistoceno superior: Niveles de 25, 12-15 y 8-10 m.
- Holoceno: Niveles de 5 y 0-2 m.

En el río Palancia, entre Torres-Torres y Estivella, se diferencian cinco niveles que van desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno.

A.1.1.2. Abanicos aluviales

Las características generales de estos depósitos dependen de una serie de factores que condicionan sobre todo su morfología y el tipo de material. En la región que estudiamos, los factores que van a determinar el tipo de abanico son:

- El clima, ya que nos encontramos ante un régimen climático semiárido en la actualidad y durante gran parte del Cuaternario.
- El régimen tectónico, que determina que en unas zonas aparezcan superpuestos y en otras encajados.
- La litología y el área madre, que condicionan el tipo de materiales que forman el depósito.

- La pendiente de los cursos fluviales, que en esta región son de dos tipos: cortos, relacionados con los relieves prelitorales y largos, que presentan características hidrodinámicas de tipo torrencial, con cursos cortos para ríos y largos para torrentes.

Estos últimos van a dar origen al tipo de abanicos originados por ríos y ramblas, que se forman a la salida de la llanura aluvial y que presentan como características primordiales la escasísima pendiente, la forma triangular y el mayor desgaste de los materiales. El otro tipo está relacionado directamente con las vertientes y presenta forma de abanico o cono, mayor pendiente y materiales muy poco evolucionados. Ejemplo del primer tipo lo encontramos en el río Serpis; muestras del segundo son los originados por los barrancos Gállego y Pelos, al pie de la Sierra Perenchiza o en las inmediaciones de Carlet, formados por el río Seco y las ramblas Matamoros y Señora.

En general, podemos decir que las características más importantes de estos depósitos es la presencia de pendientes pequeñas (inferiores a 1°), perfil longitudinal recto o ligeramente cóncavo, transversal ligeramente convexo con tendencia a plano en los cursos, materiales formado en casi su totalidad por calizas y dolomías, encostramientos frecuentes de mayor o menor intensidad, en función de la antigüedad del depósito, etc.

Dependiendo de su disposición espacial hay que caracterizar dos grandes grupos de abanicos aluviales en la zona. En primer lugar los que se encuentran escalonados como es el caso de los situados al pie de las Sierras de Sagunto (alrededores de Náquera). Hemos representado en la cartografía cuatro grupos que comprenden desde el Plio-Cuaternario hasta el Holoceno. Su origen podría estar en causas tectónicas por tratarse de un área activa con fracturas importantes, como la falla del Carraixet. El segundo grupo corresponde al sistema de abanicos superpuestos, como los que existen en los alrededores de Villar del Arzobispo y Casinos, donde se pueden apreciar en los cortes de las ramblas la superposición de aportes.

A.1.1.3. Conos de deyección

Presentan características similares a las de los abanicos aluviales relacionados con las zonas montañosas. Se diferencian por presentar forma de cono o de abanico menos abierto como consecuencia de su mayor pendiente, perfil transversal y longitudinal convexo, menor tamaño y menor influencia del clima en su formación. Existen canales trenzados y canales dicotómicos; los materiales están menos evolucionados al existir una mayor influencia de los aportes de ladera. El ejemplo más característico es el del cono de deyección de Alcira, con perfil longitudinal y transversal convexo, perfil longitudinal del cauce con cambio brusco al salir a la llanura litoral, escasa longitud de curso fluvial, materiales poco evolucionados, etc., es decir, con características morfológicas de cono de deyección aunque por su tamaño podría asemejarse a los abanicos aluviales libres.

Presenta varias fases de deposición con distintos grados de cementación y de proporción de carbonatos y predominio de materiales finos, aunque tiene facies carbonatadas. Su origen es debido al movimiento del macizo de Corbera, limitado por un sistema de fallas, que originaría los distintos aportes. Los materiales son arcillas rojas con cantos en niveles o capas paralelas y gran cantidad de carbonatos como consecuencia de procesos edáficos o lavados postsedimentarios.

A.1.1.4. Limos de inundación

Formados como consecuencia de las crecidas de los ríos que provocan el desbordamiento del lecho mayor, depositando los materiales en los márgenes como consecuencia de la pérdida de energía.

Los sedimentos son finos (acarreo en suspensión), en general limos y limos arcillosos relacionados con los principales cursos fluviales. Se encuentran ejemplos en el río Turia, cerca de su desembocadura, como consecuencia del desbordamiento del cauce principal, dando un material limoso sobre el que se ha instaurado la huerta valenciana. El río Júcar presenta, formando una banda adosada a su cauce, diversos depósitos de este tipo al entrar en la llanura prelitoral (región del Bajo Júcar o Llanura del Júcar).

A.1.1.5. Limos pardos fluviales

Consisten en materiales fluviales que pueden corresponderse con terrazas limosas en donde los escarpes o no se han formado o se han erosionado. Pueden resultar del encajamiento continuo de un curso

de agua o de la degradación de un sistema de terrazas escalonadas. También y hemos empleado este término para los materiales de antiguas desembocaduras y de desbordamientos no incluidos en los limos de inundación.

Las zonas donde están mejor representados son los alrededores de Liria y la desembocadura del Júcar.

A.1.1.6. Aluvial y lecho mayor

Depósitos originados en cauces fluviales constituidos por cantos, arenas, limos y arcillas. Se encuentran muy extendidos por la provincia, ocupando los cauces de los ríos y ramblas.

Según su época de formación se han distinguido dos tipos: antiguos y recientes. Los primeros, más escasos, se han originado en valles profundos rellenando el fondo del barranco donde se ha encajado el cauce actual. Ejemplos de este tipo son el barranco de Casella y el barranco del Estrecho, entre las Sierras de la Murta y de las Agujas. Los aluviones recientes se presentan en toda la región ocupando los cauces actuales de los ríos y barrancos.

A.1.2.1. Glacis

Los depósitos de este grupo mejor representados en la Provincia de Valencia pertenecen a dos tipos fundamentales:

- Glacis de cubierta, con la base del depósito paralela a la superficie, potencias pequeñas (no suelen pasar de los 4 m.), encostrados con costras diagenéticas y de manto freático. Los más característicos se encuentran en la Hoja de Sueca.
- Glacis de acumulación, que presentan la superficie de la base de los depósitos muy irregular, no paralela a la superficie topográfica y potencia grande (del orden de decenas de metros). Se encuentran en los alrededores de Picassent, Sueca, Onteniente, etc.

Aparecen depósitos de estos tipos en diversas fases del Cuaternario; los más antiguos presentan costras diagenéticas potentes mientras que los modernos sólo tienen enriquecimientos en carbonatos.

La disposición de los glacis en el paisaje corresponde a dos tipos: escalonados (p. ej., Sueca) o superpuestos (p. ej., Manises).

Los glacis y las terrazas de la región presentan un cierto sincronismo con un pequeño desfase cronológico, comenzando primero a formarse la terraza, continuando luego ambos simultáneamente y persistiendo la formación de los glacis después de haber finalizado la construcción de la terraza. (Ej.: Turia, Barranco La Pedrera).

A.1.2.2. Limos de vertiente

Estos depósitos son debidos a un sistema de escorrentía en hiladas o láminas (**rill wash** o **sheet wash**) entre los relieves y los arroyos, produciendo un lavado y un transporte de material fino procedente de antiguos suelos. El hecho de que este sistema de arroyada en regueros puede ser sustituido por una arroyada en mano (**sheet flood**) con un poder de transporte mayor, hace que puedan aparecer en algunas zonas elementos más gruesos. Se trataría, por tanto, de un tipo de glacis pero que presenta una pendiente mayor y un material mucho más fino, pasando de ser un glacis de cubierta en la cabecera a un glacis de acumulación en la zona final.

Los principales ejemplos se encuentran al S de Liria y entre los valles del Turia y la rambla de Pozo, así como en la zona de Villamarchante, Manises, Cheste.

En la parte inferior pueden presentar costras hojas y brechoides, para terminar en una costra zonal.

A.1.2.3. Derrames

Son originados por el lavado de otros materiales preexistentes como consecuencia de un resalte morfológico que favorece la acumulación. Por regla general aparecen asociados a glacis y a abanicos aluviales. Es frecuente encontrarlos entre los depósitos anteriores y los depósitos de albufera, como consecuencia de la excavación de éstas en los materiales continentales.

Frecuentes al N y S de Valencia, presentan pendientes muy suaves y están formados por limos arenosos de color pardo o pardo rojizo, con algún canto subanguloso suelto. No presentan encostramientos.

A.1.2.4. Cubetas de decantación fluvial

El origen y morfología de estos depósitos depende de las características del tipo de cauce donde se han formado y de los materiales de donde proceden los aportes. Presentan un drenaje centrípeto que condiciona la concentración de elementos finos en su zona más deprimida y como resultado de la colmatación de ésta se originan depósitos casi planos, como microrrelieves, de forma alargada.

Los principales ejemplos se encuentran en el SW de la Provincia en la depresión morfoestructural de Alberique-Carcagente. Los materiales que las constituyen son unas arcillas marrones algo arenosas.

A.2.1. Terrazas marinas

El Cuaternario marino conocido en el litoral valenciano corresponde a una serie de oscilaciones positivas que tuvieron lugar a partir del Cuaternario medio. Sin embargo, los materiales más significativos aparecen a partir del Cuaternario superior.

Las terrazas marinas están mal representadas en la Provincia. El depósito más importante está localizado en el Cabo de Cullera, a + 1,5 m., con abundante fauna de *Glycymeris*, “*Cardium*” y *Patella*.

A.2.2. Cordones litorales

Desde Cullera hasta Jaraco existe un nivel marino, detectado por sondeos a —1 y —9m., con fauna trivial (*Cerastoderma edule*, *Donax* y *Glycymeris*), que pasan lateralmente a otros depósitos de tipo continental. Suponemos que corresponde al ciclo Flandriense y no se ha formado de manera continua, sino con ligeros avances y detenciones que originan la distinta cota del nivel.

Una ligera oscilación positiva, intraholocena, posterior por supuesto al máximo flandriense, ha dejado su impronta bajo forma de cordones litorales subfósiles o terrazas fluviomarinas: S de Sagunto, a + 2 m.

En resumen, el primer ciclo representado en los sedimentos marinos valencianos es el Tirreniense (Riss-Wurm). Este ciclo se sitúa entre los 125.000 y los 80.000 años B.P.

La transgresión flandriense (Holoceno) es responsable de las albuferas y durante la misma se deposita el cordón litoral de —1 a —9 m., así como algunas turbas.

Una ligera oscilación se ha producido en época histórica, como lo demuestran los acantilados subfósiles que se desarrollan sobre los cordones de cierre de las albuferas.

A.3.1. Limos eólicos

Se trata de sedimentos formados por el viento a expensas de la plataforma litoral puesta al descubierto por una fase regresiva que favorece la deflacción de los sedimentos marinos de dicha plataforma.

Los limos eólicos grises parecen que se adaptan al escarpe originado por una transgresión marina previa a la deposición de los limos, ya que existe en la actualidad un resalte morfológico a lo largo del frente del abanico aluvial del Serpis, pudiéndose continuar en la rambla Gallinera.

La presencia de un paleosuelo marrón negruzco, que separa dos depósitos de limos eólicos, indica una detención en la sedimentación a causa de un cambio climático que produce la concentración en profundidad del carbonato en forma de nódulos y la alteración de la superficie del depósito a consecuencia de un proceso edáfico, determinado por un aumento de la humedad y de la temperatura. Dicho paleosuelo se habría desarrollado durante un interestadio.

A.3.2. Dunas litorales

Se trata de un complejo eólico situado sobre el cordón o flecha litoral. Su formación está favorecida por el aporte fluvial de los grandes ríos, que proporcionan el material básico, y por las corrientes litorales que lo depositan en el borde costero, formando playas cuyo material es fácilmente transportable por los vientos dominantes, NE y E, con una resultante perpendicular que forma dunas transversales con alturas superiores a los 5 m.

Están formados por materiales que varían en su aspecto morfológico, compactación, grado de litificación y color como consecuencia de su antigüedad y posición en el cordón litoral. Presentan los granos sin cementar, formados por arenas de cuarzo sueltas; solamente en las dunas subfósiles existe una mayor compactación, debida a un pequeño aumento del material limo-arcilloso.

Este sistema dunar está distribuido a lo largo del perfil costero formando parte de los cordones y flechas litorales.

Desde Valencia hasta el Cerro de Cullera aparece el cordón dunar más importante, con una longitud de 28 kms. y una anchura superior a 1 km. Actualmente se encuentra interrumpido por dos golas que comunican la laguna y el mar.

Las dunas están formadas por dos o tres frentes de arenas separadas por zonas deprimidas, que corresponden a surcos interdunares. En el N del Perellonet se aprecian tres frentes dunares, dos de ellos recientes, separados por una incipiente depresión de 3 kms. de longitud y 100 m. de anchura; el tercer frente, próximo a la Albufera, corresponde a la primera flecha o restinga (considerada subfósil por presentar una tenue rubificación y una fijación vegetal), que se extiende hasta Pinedo con una longitud de 13 kms. y una anchura máxima de 600 m., estando separado de los anteriores por un amplio surco interdunar continuo durante 9 kms., con una anchura de 500 m. en su zona de máximo desarrollo.

Desde el Perellonet hasta el Cerro de Cullera el cierre se realiza mediante un cordón dunar subactual, como consecuencia de una comunicación con el mar hasta fecha muy reciente que correspondería a la salida de algún canal de la desembocadura del delta digitado del Júcar, como lo atestiguan datos históricos. Por las características de esta parte de la flecha se deduce que el último tramo en cerrarse correspondería al situado entre la actual Gola del Perellonet y Marenys. La edad del cierre sería, según el Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Públicas (1971) de 3.500 años B.P.

Desde el S de Cullera hasta el Grao de Gandía, cerrando las albuferas fósiles de Favareta y Jaraco, existe un cordón dunar compuesto de dos tipos diferentes de depósitos superpuestos, de los que el mayor es el más antiguo (20 x 2 km y 12 x 1 km, respectivamente).

Todos los sedimentos están compuestos fundamentalmente por arenas con tamaño máximo de 1 mm. y proporción limo-arcillosa entre el 5 y el 10 por 100 transportados por el aire o a expensas de procesos de disolución postsedimentarios. Presentan muy buena clasificación, estando comprendido entre los tamaños 0,25 y 0,125 mm. el 80-90 por 100 del sedimento.

Debemos indicar, por último, que existen pequeños afloramientos de dunas fósiles, cementadas, en la flecha litoral que cierra la Albufera, al S de la Gola del Perellonet (ROSELLÓ, 1979), que no han podido ser incluidas en la síntesis cartográfica ya que su escasa entidad las hace irrepresentables a escala 1:200.000.

A.4.1. Coluviones

Se han identificado dos épocas importantes de coluvionamiento en la Provincia de Valencia, con diferentes fases dentro del mismo coluvión. Su situación con relación al relieve y su grado de encostramiento permite una diferenciación entre coluvión antiguo y coluvión reciente. Constituyen también vertientes de enlace en continuidad con los glacis, pie de montes o conos de deyección. Su perfil longitudinal es marcadamente cóncavo, con pendientes comprendidas entre 4 1/2 y 10; es decir de unos 6° por término medio.

Se presentan como elementos intermedios entre los depósitos de gravedad (coluviones) y los fluviales de cauces no definidos (glacis). Sus características morfológicas sobresalientes son el perfil cóncavo suave, aumentando bastante su pendiente hacia las vertientes y su forma en planta que recuerda a los coluviones en orla, ya que bordean el relieve a modo de festón, con entradas en forma de "golfo".

Sedimentológicamente presentan caracteres intermedios entre los coluviones y los conos de deyección: muy mala clasificación ($S_o = 4, 14-6,08$), ya que se trata de mezclas de poblaciones diferentes con distintos índices de energía.

A.5.1.1. Pie de Monte

Se emplea este término en sentido literal, para aquellas formaciones que se encuentran al pie de los relieves. Se ha tenido en cuenta la génesis de estos depósitos (poligénicos) para diferenciarlos de los conos de deyección, al no presentar cauce principal ni cuenca individualizada, sino que se han formado por una serie de pequeños barrancos labrados en las vertientes montañosas, influyendo no solamente la acción fluvial sino también la gravedad.

Se presentan como elementos intermedios entre los depósitos de gravedad (coluviones) y los fluviales de cauces no definido (glacis). Sus características morfológicas sobresalientes son el perfil cóncavo suave, aumentando bastante su pendiente hacia las vertientes y su forma en planta que recuerda a los coluviones en orla, ya que bordean el relieve a modo de festón, con entradas en forma de “golfo”.

Sedimentológicamente presentan caracteres intermedios entre los coluviones y los conos de deyección: muy mala clasificación ($S_0 = 4, 14-6, 08$), ya que se trata de mezclas de poblaciones diferentes con distintos índices de energía.

A.5.1.2. Aluvial-Coluvial

Depósitos caracterizados por la mezcla de materiales procedentes de acarreo fluvial y de derrubios de ladera como consecuencia de darse ambos procesos simultáneamente. Son frecuentes en todo el área de estudio, estando muy extendidos en las zonas montañosas.

A.5.2. Fluvial-Marino

A.5.2.1. Abanico deltaico

El escaso reflejo morfológico en las costas valencianas es debido a procesos de hundimiento paulatinos equiparables a la velocidad de acarreo fluvial. (Potencias de 60-100 m. en el río Palancia y 150 m. en el Turia). Han sido formados a expensas de los materiales arrastrados por estos ríos y forman un saliente en la línea de costa.

Observaciones: La relación depósito/pendiente entre las formaciones que presentan mayor similitud de origen por estar relacionadas con las vertientes es, de forma general para la zona, la siguiente:

- Coluviones: Pendientes medias de 6°.
- Pie de monte: Pendientes medias de 2° 30'.
- Conos de deyección: Pendientes medias de 2°.
- Glacis: Pendientes medias de 1°.
- Abanicos aluviales: Pendientes medias de 30'.

Las restantes características morfológicas que los diferencian se han señalado en cada apartado.

B.1. Lacustres

B.1.1. Limos grises y pardos de albufera

Estos materiales se encuentran fundamentalmente orlando la actual Albufera de Valencia ocupando grandes extensiones como testigos de la superficie que ocupaba recientemente la Albufera de la que forman parte del relleno.

B.1.2. Turbas

Dentro del medio margino-litoral que constituye la costa del Ovalo de Valencia, el elemento característico por excelencia es la albufera, cuyo origen se debe a la individualización de una parte de la costa, poco profunda, debido a la formación de un cordón litoral (cuyo origen es la emersión de una barra arenosa) con uno o varios canales de comunicación con el mar que confieren a sus aguas un carácter salobre.

La Albufera de Valencia es el único testigo de las numerosas lagunas holocenas del litoral Valenciano; en su proceso de colmatación ha contribuido, además del Turia y del Júcar, toda una serie de barrancos que componen su cuenca de drenaje, principalmente el de Torrente.

Los materiales que se encuentran en este tipo de cuencas corresponden a la base del ciclo flandriense, con depósitos marinos que pasan lateralmente a continentales; sobre ellos se desarrolla una o varias capas de turba discontinua cuya edad de formación va desde el fin de Flandriense hasta los períodos Atlántico-Subboreal.

El resto de los materiales que rellenan la Albufera son los limos pardos oscuros y los limos grises. Entre

ellos y las turbas no hay una estratigrafía clara, aunque generalmente los dos primeros suelen estar debajo de las turbas.

B.2.1. Tobas y calizas pulverulentas

Las calizas pulverulentas, de aspecto harinoso, que no presentan elementos detriticos groseros, corresponden en la mayor parte de los casos a sedimentos depositados en un ambiente de charca.

Los tobas se generan a causa de la precipitación de carbonato cálcico debido a la presencia de aguas carbonatadas procedentes de surgencias kársticas, junto con la acción de la vegetación rica en algas clorofíceas ávidas de CO₂, que al absorberlo del agua producen la precipitación del carbonato.

Estas formaciones son muy frecuentes en la zona comprendida entre Enguera y Montesa y al W de la Font d'En Carros, en la vertiente septentrional de la Sierra Gallinera. Forman grandes acumulaciones al pie de los relieves calcáreos con potencia y extensión considerables.

Estos depósitos se caracterizan por la presencia de masas calcáreas porosas de tonos blancos o amarillentos con restos de vegetación y fauna de moluscos. Corresponden a climas templados con suelo bien desarrollado y cierta humedad.

La relativa antigüedad que atribuimos a estos depósitos se basa en criterios morfológicos, sobre todo en relación con los encajamientos y depósitos fluviales que presentan intercalados materiales de este tipo.

B.2.2. Arcillas de decalcificación

Materiales que se encuentran rellenando depresiones kársticas como consecuencia de la disolución de rocas calcáreas (calizas y dolomías) y de la destrucción de suelos rojos mediterráneos ("terra rossa"). En general estos paleosuelos han sufrido una descarbonatación por lavado y una rubefacción de los compuestos de hierro por deshidratación. Las condiciones climáticas serían más cálidas que las actuales y estacionales, es decir, con épocas húmedas que suceden a otras cálidas y secas.

El origen estaría relacionado con la destrucción de horizontes B texturales de paleosuelos rojos y la acumulación en depresiones kársticas, con un pequeño transporte por arroyada en época posterior.

Estas formaciones son frecuentes sobre el Terciario calcáreo entre Liria, Bétera y Burjasot y al W de manises, en pequeñas depresiones poco profundas. Además forman el relleno de dolinas uvalas y poljés en los macizos calcáreos (p. ej., en el Mondúber).

C.1.1. Costras

Hemos distinguido dos tipos, con carácter de depósito dada su importancia, aunque hay que hacer constar que la mayor parte de las formaciones del Cuaternario inferior y medio están frecuentemente encostradas. Hemos incluido en el mismo apartado las costras de origen edáfico y las costras no edáficas.

Las acumulaciones calcáreas más importantes de la Provincia corresponden principalmente a costras de tipo diagenético aunque también existen costras edáficas, sobre todo en el Cuaternario medio y reciente, aunque con un horizonte carbonatado Bca mucho menos desarrollado.

Las costras antiguas podemos considerarlas como horizontes edáficos, llegando en algunas zonas a presentarse muy endurecidas formando losas de espesor considerable. En general se encuentran sobre sedimentos terciarios, en superficies de poca pendiente. Litológicamente el depósito está formado por materiales pulverulentos rosados que en superficie pasan a materiales fuertemente cementados.

Las costras diagenéticas, formadas también sobre materiales carbonatados, caracterizan en ocasiones a parte de algunas otras formaciones a causa de su dureza y compactación. Se pueden deber a procesos de diagénesis o también a la presencia de mantos freáticos que afectan a parte de los depósitos. Son abundantes sobre todo en la base de los glaciares o terrazas en contacto con el Mioceno, pudiendo a veces afectar a todo el depósito.

Cronología del Cuaternario

Entre los criterios utilizados para establecer una cronología relativa como la que figura en la leyenda del Mapa Geológico al que acompaña esta Memoria, debemos destacar como más importantes:

- Las relaciones geométricas de las formas con el paisaje en el que se sitúan.
- Los datos sedimentológicos de los materiales y las estructuras sedimentarias.
- Los procesos edáficos desarrollados sobre ellos, el grado y tipo de encostramiento que les afecta.
- La sucesión de niveles continentales y marinos y sus relaciones.
- La influencia de la neotectónica en los diversos depósitos.
- El estudio de la fauna.
- La comparación de esta zona con otras próximas en las que existan criterios faunísticos o de dataciones isotópicas que permitan asignar una edad a los distintos términos.

Hemos preferido limitarnos a dividir el Pleistoceno en inferior medio y superior, dejando el Plio-Cuaternario para aquellos casos en que no se poseen criterios suficientes para incluir los depósitos, en una u otra época. Y el Holoceno para los depósitos de época reciente, correspondientes al postglaciar-actual.

Hay que tener en cuenta que la limitación latitudinal de esta área, le hace pertenecer a una zona intermedia entre África, con desarrollo de períodos pluviales e interpluviales, y Europa en la que se darían durante el Cuaternario períodos glaciares e interglaciares alternantes. Como por otra parte está en discusión la correspondencia entre pluvial y glacial, así como el nº de glaciaciones del Cuaternario, creemos mucho más lógico el hacer una tentativa cronológica en base a criterios más amplios admitidos a nivel mundial.

6. ITINERARIOS SELECCIONADOS

Proponemos a continuación una serie de itinerarios que permiten conseguir un conocimiento suficiente de los principales rasgos geológicos de la Provincia de Valencia. Dada la naturaleza de esta memoria, que se aleja completamente de la finalidad que tendría un libro-guía de excursiones, nos limitaremos a esbozar las características generales de las excursiones, que pueden completarse y ampliarse con la consulta de bibliografía seleccionada, especialmente las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 (2^a serie). También pueden ser de utilidad, para aspectos puntuales, la monografía "Lugares de Interés Geológico de la Provincia de Valencia" (ROBLES *et al.*, 1983) y el Proyecto de Puntos de Interés Geológico de la Provincia (I.G.M.E.).

En todos los itinerarios se ha tomado como punto de partida convencional la ciudad de Valencia, dada su mayor entidad demográfica que se traduce en una gran concentración de centros de enseñanza media y superior. No obstante, todos ellos pueden iniciarse en cualquier punto del recorrido o transformarse en una serie de excursiones parciales y complementarias.

El tiempo óptimo para el recorrido de cada itinerario es de dos días, período que puede alargarse o acortarse en función del nivel de detalle que se pretenda alcanzar en las observaciones realizadas en cada localidad o del número de paradas realizadas en cada itinerario.

En la figura 6.1. se ha señalado el desarrollo general de cada itinerario.

6.1. ITINERARIO 1. VALENCIA-SERRANIA-RINCON DE ADEMUZ

Desarrollo: Salida de Valencia por la Carretera C-234, pasando por Liria y Casinos. Antes de llegar a Losa del Obispo, se toma la desviación a Chulilla y Sot. de Chera. Se regresa a la C-234 y se continúa por ella hacia el NW, pasando por Losa del Obispo, Chelva (desviación a la Ermita del Remedio), Titaguas y Aras de Alpuente. Tras un corto recorrido por la Provincia de Cuenca, pasando por Santa Cruz de Moya, se penetra en el Rincón de Ademuz por la Carretera N-330. Tras pasar por Casas Bajas y Casas Altas, tomar la desviación a Vallanca y El Negrón. Retornar a la N-330 y continuar hasta el límite con la Provincia de Teruel. Regreso por la N-330 primero y por la C-234 hasta Titaguas. Allí se toma la desviación a La Yesa y, tras pasar por Higueruelas y Villar del Arzobispo, se regresa a Valencia siguiendo la C-234.

Rasgos geológicos generales: Llanura litoral y relieves de transición. Morfología y estructura de la Cordillera Ibérica Valenciana. Fosa tectónica de Teruel (parte meridional). Materiales mesozoicos (Triásico, Jurásico y Cretácico). Materiales cenozoicos continentales.

Descripción: Desde Valencia hasta Casinos se pasa de la llanura litoral valenciana, formada por materiales cuaternarios cubiertos por la huerta, a los suaves relieves de colinas del Neógeno continental (Mioceno terminal-Plioceno inferior), labrados sobre una serie detrítica coronada por calizas lacustres.

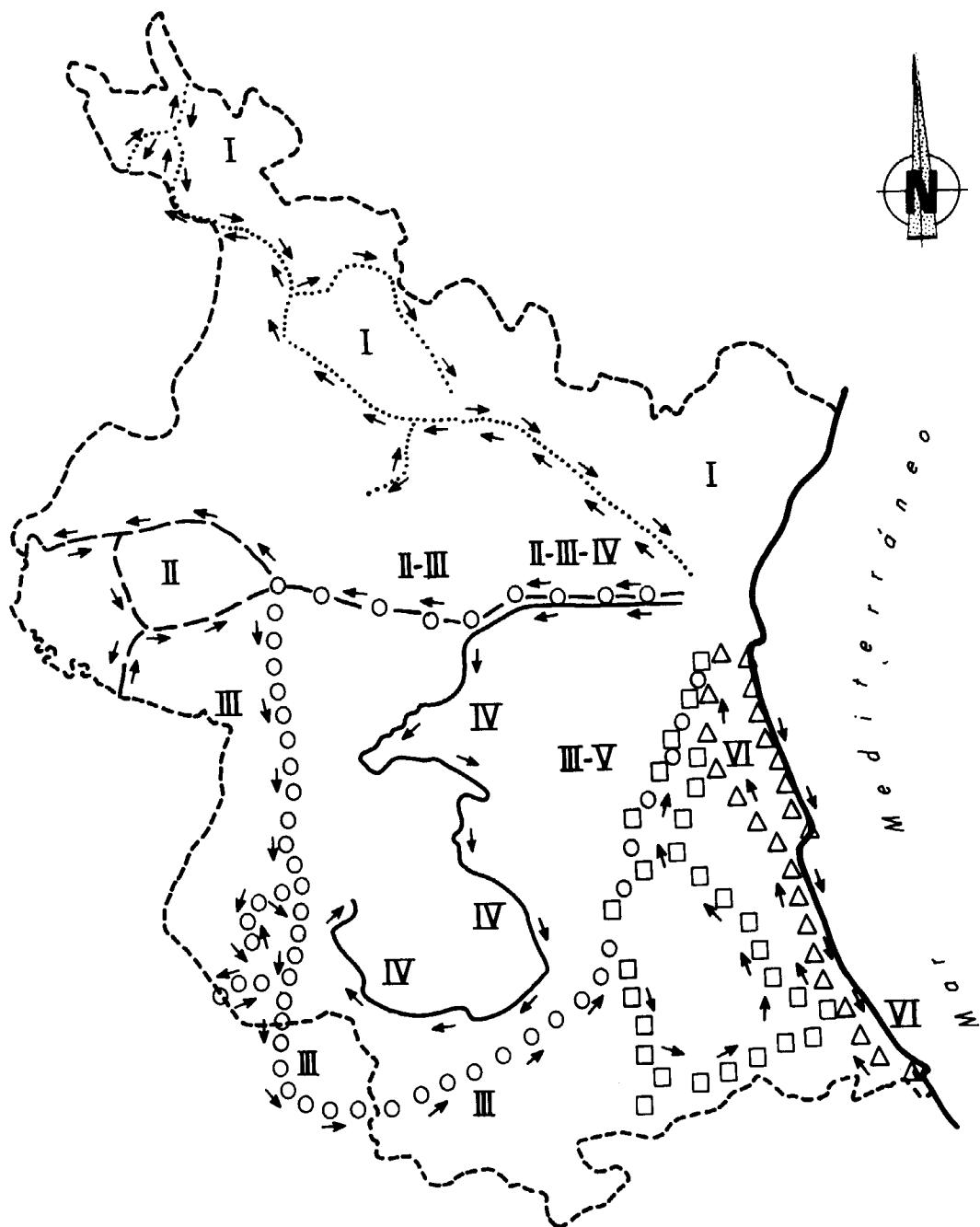


Fig. 6.1.-DESARROLLO DE LOS ITINERARIOS SELECCIONADOS

- | | | |
|-------|------------|---|
| | I | Valencia - Serrania - Rincón de Ademuz |
| — | II | Valencia - Hoya de Buñol - Plana de Requena - Utiel - Valle del Cabriel |
| ○○○○ | III | Valencia - Valle de Cofrentes - Ayora - Valle del río Canyoles |
| — | IV | Valencia - Muela de Cortes - Macizo del Caroig |
| □□□ | V | Valencia - Vall d'Albaida - Mondúber - Sierra de les Agulles y La Murta |
| △△△ | VI | Litoral entre Valencia y Oliva |

Buenos cortes de esta serie pueden observarse en las canteras situadas a la salida de Burjasot y en la cantera situada a la salida de Liria, en el km. 26,5 de la C-234.

A partir de Liria se observan los primeros relieves mesozoicos, en forma de cerros testigos de una paleogeografía fosilizada por los materiales neógenos. A la izquierda del km. 35, una espectacular cantera explota las calizas dolomíticas del Cretácico superior. Pasado Casinos atravesamos la rambla de Artaj, con interesantes terrazas de conglomerados y arenas.

En la desviación a Chulilla pueden obtenerse buenos cortes del Jurásico local, incluido el corte tipo de la Formación Margas de Sot de Chera, y del Cretácico, con el corte tipo de la Formación Margas de Chera en la subida a la Ermita de esta población.

Volviendo a la C-234, en el km. 56, un pequeño afloramiento del Triásico superior (Keuper) permite la recogida de ejemplares de cuarzo hialino ("Jacintos de Compostela") de gran tamaño. Un kilómetro más adelante, en el punto en que la carretera atraviesa el barranco del Lopo, esta misma unidad estratigráfica contiene uno de los mejores yacimientos de teruelita de la provincia.

La subida de la vertiente opuesta de dicho barranco permite observar interesantes formaciones cuaternarias sobre el Keuper. A continuación aparece, al fondo, el valle de Domeño, con un profundo tajo excavado por el río Turia en las calizas jurásicas. La carretera corta el Cuaternario, formado por terrazas de gravas y arenas y por abanicos aluviales que descenden desde los relieves mesozoicos hacia el centro del valle, estando disectados por diversos arroyos que permiten observar su estructura. Pasada la desviación a Calles, se obtiene una magnífica visión de la discordancia entre el Triásico y el Terciario superior.

Pasado el km. 70,500, se penetra en un estrecho valle labrado en el Triásico inferior y medio. En el km. 71, un bonito pliegue en rodilla permite observar con detalle el contacto entre las areniscas del Buntsandstein y las dolomías del Muschelkalk.

Una pequeña variante de este itinerario consiste en la subida por la Carretera de la Ermita del Remedio al Collado de las Granzas, corte tipo de la Formación Carbonatada de Chelva. Al fondo se contempla el Paleozoico del barranco de Alcotas, de difícil acceso.

La carretera continúa cortando las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica, con magníficas series del Mesozoico. Algunos niveles del Jurásico son muy fosilíferos. Pasado Santa Cruz de Moya, el río Turia labra un profundo cañón de gran belleza paisajística, que puede observarse desde el puente por el que la C-234 lo atraviesa.

La entrada al Rincón de Ademuz ofrece un cambio importante en el paisaje. El río Turia corre por el fondo de una fosa tectónica, constituida a ambos lados por materiales mesozoicos y con el bloque central, hundido, ocupado por el Mioceno en el que el río ha labrado un amplio valle. La subida a Vallanca y al Negrón permite cortar estos materiales. El itinerario continúa por la vega del Turia hasta el límite provincial, siendo interesante realizar una visita a las minas de azufre, abandonadas, de Libros, situadas ya en la provincia de Teruel.

Al regreso, la desviación a La Yesa y Villar del Arzobispo permite un reconocimiento muy completo del Cretácico regional. Destacan en el paisaje las minas de caolín, que explotan materiales continentales del Cretácico inferior. Pasada Losilla en dirección a La Yesa, la serie de El Collado permite estudiar los cortes tipos de las formaciones Arenas y Arcillas del Collado y las Calizas de Aras de Alpuente.

6.2. ITINERARIO II. VALENCIA-HOYA DE BUÑOL-PLANA DE REQUENA-UTIEL-VALLE DEL RÍO CABRIEL

Desarrollo: Salida de Valencia por la Carretera Nacional-III, hasta Chiva. Subida al Castillo y retorno a la N-III hasta Buñol. Allí, se toma la desviación de la Carretera local de Buñol a Yátova hasta 1 km., aproximadamente, de la primera localidad. Regresar a la N-III y seguir hacia el W por Requena, Utiel y Villagordo del Cabriel hasta el Puerto de Contreras. Descender por la Carretera antigua hasta el cauce del río Cabriel, y tras atravesar éste por el antiguo puente, tomar el camino de tierra que sigue aguas abajo del río hasta el paraje de Los Cuchillos. Volver a la N-III hasta la desviación a Venta del Moro y continuar por ella hasta Los Isidros, donde se toma la Carretera N-322 hasta el Balneario de Fuente Podrida, en la margen izquierda del río Cabriel, que constituye el límite con la Provincia de Albacete. Regreso por la N-322 por Los Isidros hasta Requena y desde allí por la N-III a Valencia.

Rasgos geológicos generales: Llanura litoral y relieves de transición. Llanura manchega. Valle del río

Cabriel. Esterbaciones de la Cordillera Ibérica. Materiales mesozoicos (Jurásico y Cretácico). Materiales cenozoicos continentales (Paleógeno y Neógeno).

Descripción: Desde Valencia hasta las proximidades de Cheste se atraviesa la Llanura litoral valenciana, constituida por materiales cuaternarios, cubiertos en su mayor parte por cultivos de huertas. Antes de llegar a Chiva dejamos, a la izquierda, la Sierra Perenchiza, relieve mesozoico que emerge de la llanura. En ella pueden obtenerse magníficas series del Cretácico en facies continental, como el corte tipo de la Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza.

Hasta Buñol, atravesamos la zona de transición, caracterizada por la aparición de suaves relieves alomados, labrados en los materiales neógenos continentales. La subida al Santuario y Castillo de Chiva permite, por una parte, observar con detalle estos materiales, en facies detríticas y carbonatadas; por otra, desde la explanada del Santuario se obtiene una visión panorámica, de gran valor didáctico, de la llanura litoral, los relieves de transición y las sierras mesozoicas plegadas que orlan la llanura.

Antes de entrar en Buñol, el Jurásico de la Sierra Cabrera puede ser estudiado en las canteras que suministran material a las fábricas de cemento. En el interior de la ciudad, pueden observarse materiales tobáceos cuaternarios de gran desarrollo, en la base del Castillo y en la Fuente de San Luis, donde originan una surgencia de agua muy notable. La desviación por la carretera de Yátova permite reconocer interesantes afloramientos del Neógeno continental.

Volviendo a la N-III, se inicia el portillo de Buñol, que sirve de vía de paso desde el límite oriental de la Llanura manchega al litoral valenciano. Atravesamos parajes de gran interés geomorfológico y sedimentos de abanicos fluviales en materiales paleógenos y neógenos.

Desde El Rebollar hasta Villargordo del Cabriel atravesamos una amplia plataforma de colmatación formada por materiales neógenos. Su carácter de zona limítrofe entre la Mancha y la Cordillera Ibérica queda patente por la existencia de una serie de relieves mesozoicos que emergen de la llanura, como son la Sierra de las Cabrillas, la Sierra del Tejo, la Sierra de Utiel, la Sierra de la Bicuerca y la Sierra de Rubial, testigos de un paleorrelieve fosilizado por los materiales miocenos y pliocenos horizontales.

A la altura de Villagordo del Cabriel, se toma la antigua carretera nacional Madrid-Valencia, que desciende hasta el cauce del río Cabriel. A expensas de la erosión fluvial, afloran interesantes series jurásicas y cretácicas, muy fosilíferas. Puede visitarse el corte tipo de la Formación Arcillas de Contreras. El camino que sigue la margen derecha del río, pasado el puente antiguo, permite obtener una serie muy completa de todo el Cretácico, con buena exposición de los materiales. Un fenómeno geomorfológico de gran interés puede observarse en el paraje de Los Cuchillos, 3 kms. al S del puente, donde la erosión diferencial sobre una alternancia de materiales de diferente consistencia ha formado un relieve muy espectacular. Tras atravesar un estrecho tajo, labrado en calizas y dolomías, el valle se abre bruscamente al aparecer sedimentos detríticos y evaporíticos, en los que se ha definido la Formación Margas de Los Cuchillos. (El río Cabriel sirve de límite entre las provincias de Cuenca y Valencia, por lo que esta parte del itinerario se realiza por tierras conquenses. Aconsejamos, de todas formas este itinerario para la excursión, dada su mayor accesibilidad y mejor exposición de los materiales).

Tras volver a la N-III, la desviación hasta Fuente Podrida permite reconocer materiales detríticos y calcáreos del Mioceno terminal-Plioceno de gran interés sedimentológico. A lo largo del recorrido se encuentra el corte tipo de la Formación detrítica Venta del Moro-Villatoya y de su Miembro detrítico Los Isidros. En las proximidades del río Cabriel, puede visitarse el Balneario de Fuente Podrida, con aguas minero-medicinales y los Miembros Fuente Podrida I y II de la Formación citada. En todo el recorrido abundan los yacimientos de moluscos continentales neógenos. Resulta de gran interés comparar las características geomorfológicas del valle del río Cabriel en Contreras y en Fuente Podrida, relacionándolas con la litología y la estructura de los materiales en que se encaja.

El regreso por Los Isidros hasta Requena permite completar el conocimiento del Neógeno valenciano.

6.3. ITINERARIO III. VALENCIA-VALLE DE COFRENTES-AYORA-VALLE DEL RIO CANYOLES

Desarrollo: Salida de Valencia por la N-III hasta Requena, siguiendo el mismo trayecto del Itinerario II. Se toma luego la Carretera N-330 por La Portera y Pedrones hasta las proximidades de Cofrentes. Subida al Cerro de Agrás por la Carretera asfaltada hasta la cantera Asland. Retornar a la N-330 y seguir en dirección Sur por Cofrentes, Jalance, Jarafuel, Teresa de Cofrentes y Ayora hasta el límite con la provincia de

Albacete. Tras un corto recorrido por ésta, tomando en Almansa la N-430, se penetra de nuevo en Valencia por el Puerto de Almansa. Desviaciones optativas a Fuente la Higuera (Monte Cupuricho), Mogente y Montesa (Castillo). Se continúa por la N-430 por Alcudia de Crepins (desviación al Río Los Santos), Rotglá y Corbera y, por último, se toma la N-340 para volver a Valencia por Alberique y Alginet.

Rasgos geológicos generales: Llanura litoral y relieves de transición. Llanura manchega. Fosa de Cofrentes-Ayora. Zona de transición Bético-Ibérica. Materiales mesozoicos (Triásico, Cretácico) y cenozoicos continentales y marinos (Mioceno). Vulcanismo.

Descripción: Para el recorrido hasta Requena, véase el Itinerario II. Al tomar la Carretera N-330, se atraviesa el Turolense superior-Plioceno, con series detríticas y carbonatadas de amplio desarrollo. La llanura manchega aparece disectada por numerosos barrancos, afluentes del río Cabriel. Al iniciarse la bajada hacia Cofrentes aparecen, por debajo de los materiales neógenos horizontales, las arcillas versicolores del Triásico superior (Keuper), muy replegadas. En los alrededores del km. 54 puede observarse la discordancia entre ambas unidades, separadas por un plano de discontinuidad alabeado y muy neto, habiendo erosionado la base de los materiales detríticos terciarios al Triásico. Localmente abundan los cristales de aragonito y de "jacintos de Compostela". Poco antes de Cofrentes se encuentra el corte tipo de la Formación Arcillas de Cofrentes.

El Cerro de Agrás, situado a la derecha de la N-330, unos 3 kms. antes del pueblo citado, corresponde al afloramiento volcánico más importante de la provincia. Datado entre uno y dos millones de años de antigüedad, está formado por rocas basálticas grisáceas, de estructura vacuolar y con grandes cristales de olivino. Además de los basaltos pueden observarse escorias, lavas cordadas, bombas, tofas y lapilli. Siguiendo la carretera asfaltada que conduce a la cantera de ASLAND pueden estudiarse las relaciones entre las coladas basálticas y las rocas sedimentarias sobre las que se apoyan.

Tras volver a la N-330, se continúa hasta Cofrentes, atravesando interesantes afloramientos del Triásico medio y superior. La subida al Castillo permite, por una parte, observar las cineritas volcánicas que le sirven de base y, por otra, aporta una división de conjunto del Embalse de Embarcaderos, en proceso de colmatación, cuyo vaso coincide con la unión de los ríos Júcar y Cabriel. Igualmente puede obtenerse una magnífica visión panorámica de las mesas cretácicas y de las depresiones que las limitan.

La carretera de Cofrentes a Ayora permite estudiar una fosa tectónica de gran interés, limitada lateralmente por masas cretácicas y en cuyo fondo aflora el Triásico superior, de carácter diapírico. Entre los kms. 30 y 32 de la N-330 puede observarse el corte tipo de la Formación Arcillas y Yesos de Jarafuel y en la Yesería Abarca (km. 30), el corte tipo de la Formación Yesos de Ayora. El contacto mecánico entre el Triásico y el Cretácico queda enmascarado, generalmente, por depósitos detríticos del Neógeno.

En las proximidades de Ayora, la subida al Montemayor permite obtener una buena visión del Cretácico inferior regional. Igualmente el Mioceno marino puede ser estudiado en el acceso a la Sierra del Mugrón.

Tras un corto recorrido por la provincia de Albacete, atravesando la depresión endorreica de Almansa, se penetra de nuevo en la de Valencia por el Puerto de Almansa. En la bajada podemos visitar uno de los cortes del Cretácico inferior mejor estudiados del E de la Península Ibérica. Los niveles fosilíferos son muy abundantes.

La Carretera N-430 continúa bordeando el Macizo del Caroch. En Fuente la Higuera, una pequeña desviación permite estudiar el Monte Cupuricho, estructura de gran interés geomorfológico y tectónico. En Montesa, la visita al Castillo permite conocer las facies calcáreas bioconstruidas del Mioceno marino en que aquél se asienta. Las trincheras de la carretera citada ofrecen magníficos cortes del Mioceno marino en facies margosas ("tap"), con abundante microfauna. La base de la transgresión miocena puede ser visitada en el Río de los Santos, en Alcudia de Crespins. También presentan interés las formaciones tobáceas, muy abundantes en los alrededores de esta localidad.

6.4. ITINERARIO IV. VALENCIA-MUELA DE CORTES DE PALLAS-MACIZO DEL CAROCH

Desarrollo: Salida de Valencia por la N-III hasta Buñol, siguiendo el mismo trayecto del Itinerario II. En Buñol, tomar la Carretera local a Macastre. Tras pasar por El Oro, la ruta atraviesa el río Júcar y continúa, por Cortes de Pallás, hasta Millares. Prosigue por Bicorp, Quesa, Navarrés, Chella, Anna y, poco después de esta última población, se toma la Carretera C-322 de Enguera a Ayora. Pasada Casa Aliaga, desviación al

Monte Caroch (1.126 m.) por una pista en buen estado. Tras volver a la C-322 puede regresarse a Valencia desde Ayora, siguiendo el valle de Cofrentes hasta Requena o desde Enguera, siguiendo la N-430.

Rasgos geológicos generales: Llanura litoral y relieves de transición. Relieves tabulares sobre calizas. Cañón del río Júcar. Materiales mesozoicos (principalmente cretácicos) y cenozoicos (Paleógeno continental).

Descripción: Para el recorrido hasta Buñol, véase Itinerario II. Entre Macastre y El Oro se atraviesan interesantes series cretácicas y paleógenas. La depresión de Venta Gaeta, entre la Sierra de Martés y la Muela de Albeitar, presenta un gran valor didáctico desde el punto de vista geomorfológico, estructural (cabalgamientos en el Cretácico de Sierra Martés) y estratigráfico, al poderse estudiar una de las mejores series del tránsito Cretácico-Paleógeno de la Provincia, bien datado paleontológicamente.

A continuación, la Carretera hasta Cortes de Pallás atraviesa el río Júcar por un espléndido cañón labrado en las calizas y dolomías cretácicas. El trayecto entre Cortes y Millares discurre por el borde septentrional de la Muela de Cortes de Pallás, por un paisaje de gran interés geomorfológico. Poco después de Millares, la carretera se dirige al Sur, atravesando la muela citada por su parte oriental, descendiendo luego a la cuenca del río Escalona, donde, entre Bicorp y Quesa, ha sido definida la Formación Arcillas yesíferas de Quesa, en el Triásico superior. Pueden visitarse, igualmente, una serie de afloramientos volcánicos, constituidos por ofitas, enclavados en el interior del Keuper.

Entre Navarrés y Enguera tienen especial interés, además de los materiales mesozoicos, las margas azuladas del Mioceno medio en facies marina ("tap"), que contienen abundantes microfósiles (Foraminíferos, Radiolarios, espícululas de Espongiarios, etc.).

Desde Enguera hasta la base del Monte Caroch, atravesamos una mesa formada básicamente por calizas y dolomías cretácicas subhorizontales. La serie del monte citado es una de las más completas del Jurásico superior-Cretácico de la Provincia de Valencia. En ella se ha definido la Formación Calizas con Rudistas del Caroch. Algunos de los niveles son muy fosilíferos. Desde lo alto del monte se obtiene una magnífica panorámica, que resalta una vez más el principal interés de este itinerario, que es el geomorfológico.

6.5. ITINERARIO V. VALENCIA-VALL D'ALBAIDA-MONDUBER-SIERRAS DE LES AGULLES Y LA MURTA

Desarrollo: Se sale de Valencia por la N-340 siguiendo, en sentido contrario, la ruta de retorno del Itinerario III. Al llegar a su unión con la N-430, continuar por la N-340, pasando por Játiva y Montaberner, hasta Albaida. Desde aquí tomar la C-320 por Castell de Rugat y Rótova hasta Gandía. En esta población tomar la Carretera a Beniopa y continuar hasta La Drova. Subida al Mondúber. Tras descender a La Drova, seguir por la misma carretera pasando por Simat de Valldigna hasta la C-3322. Tomar ésta en dirección a Alcira y, pasada esta población, la 3320 por Algemesí y Benifayó hasta la N-322, para volver por ella a Valencia.

Rasgos geológicos generales: Llanura litoral. Sector Prebético de las Cordilleras Béticas. Materiales mesozoicos (Triásico, Jurásico y Cretácico) y cenozoicos (especialmente Mioceno marino y Cuaternario).

Descripción: Desde Valencia hasta Alberique se discurre por la llanura litoral, a través de materiales cuaternarios muy diversos: Derrames, glacis de acumulación, limos de vertiente, cubetas de decantación fluvial, etc. Entre Alberique y Alcántara del Júcar, se atraviesa el valle de este río, con buena exposición de limos de la llanura de inundación y depósitos aluviales en el lecho menor del río.

La subida del Puerto de Cárcer permite reconocer el Triásico superior local, yesífero y arcilloso. De Llosa de Ranes a Játiva se atraviesan diversos depósitos cuaternarios (principalmente limos fluviales y depósitos de pie de monte) y materiales marinos del Mioceno medio (margas blancas y azules, con una microfauna muy variada, denominadas localmente "tap").

El trayecto entre Játiva y Albaida atraviesa las estribaciones orientales de Serra Grossa, donde pueden estudiarse con detalle los niveles superiores del Cretácico, con fauna abundante y discurre luego por el

valle del río Albaida, con interesantes afloramientos del Mioceno marino (facies "tap") y materiales cuaternarios.

Desde Albaida hasta Rótova pueden reconocerse, por debajo del Mioceno medio margoso, los conglomerados y areniscas marinos del Mioceno inferior, que afloran en numerosas localidades. También tienen interés algunos afloramientos diapiricos del Triásico superior.

Desde Rótova a Gandía, la carretera discurre por materiales cuaternarios, correspondientes en su mayor parte al abanico aluvial del río Serpis. La subida al Mondúber tiene, sobre todo, un elevado interés geomorfológico. Sobre las calizas del Cretácico superior se ha desarrollado una importante formación cárstica que puede estudiarse con detalle. Por otra parte, se divisa una excelente panorámica de la Llanura litoral y de las diversas sierras que emergen de ella.

Desde La Drola hasta Alcira, se atraviesan materiales del Jurásico, en ocasiones muy fosilíferos, del Cretácico y del Cuaternario. Por último, entre Alcira y Valencia pueden reconocerse los depósitos de la Llanura de inundación y del lecho del río Júcar y los materiales de relleno de La Albufera.

6.6. ITINERARIO VI. LITORAL ENTRE VALENCIA Y OLIVA

Desarrollo: Se sale de Valencia por Pinedo y se continúa por la Carretera antigua de El Saler, pasando por El Perellonet y El Perelló. Superado el km. 30, tomar la desviación al Faro de Cullera y seguir por ella hasta la Ciudad. Subida al Santuario. Cruzar el río Júcar y continuar hasta L'Estany. Regresar hasta las proximidades de Cullera y tomar la Carretera N-332, pasando por Favareta, Jaraco y Jeresa hasta Gandía. Allí tomar la C-320 hasta el Grao de Gandía. Volver a la N-322 y seguir por Bellreguart y Oliva hasta el límite con la Provincia de Alicante. Retorno por la 322, pasando por Recó, Juana, Favareta, Llaurí, Corbera de Alcira, Sueca y Sollana para llegar a Valencia por la N-340.

Rasgos geológicos generales: Llanura litoral. Cuaternario continental y marino. Lagunas litorales, marjales, turberas, dunas, etcétera. Acantilados.

Descripción: Desde Valencia hasta El Saler atravesamos la huerta valenciana, instalada sobre los limos de la Llanura litoral, correspondientes al relleno de la antigua Albufera, mucho más extensa que la actual. La acción humana ha contribuido a este relleno, transformado por aterramiento artificial, los bordes del lago en arrozales que se inundan periódicamente. En la Dehesa del Saler, un perfil desde la Playa hasta la Albufera permite reconocer dos cordones dunares separados por una depresión o surco interdunar. El cordón más antiguo, Holoceno, es el más alejado de la costa y está fijado por la vegetación de matorral y pinada de la Dehesa. El más moderno, subactual y actual, está formado por dunas móviles, activas, o menos desarrolladas que las anteriores. Entre ambos existe una depresión que corta el nivel freático, por lo que permanece frecuentemente encharcada.

Los proyectos de urbanización de la Dehesa han destruido, en gran parte, el cordón dunar moderno, llenando el surco interdunar. En la zona comprendida entre el campo de golf del Parador Nacional y la Gola del Perellonet, las dunas modernas se han recuperado espectacularmente, alcanzando alturas importantes. También pueden observarse, bien conservadas, en algunos puntos no urbanizados entre El Perellonet y El Perelló.

La Albufera conecta con el mar mediante tres canales (golas) de los que el situado más al Sur (Gola del Perelló) es natural. Estas golas están provistas de compuertas que se cierran para provocar la elevación del nivel de La Albufera e inundar así los arrozales.

Continuando hacia el Sur, la montaña de Cullera constituye la única costa acantilada de la provincia de Valencia. La morfología litoral puede estudiarse siguiendo la Carretera del Faro, que bordea el acantilado. La subida al Santuario permite observar, en la trinchera de la carretera, una importante formación cárstica fosilizada por rellenos arcillosos, con numerosas fisuras y restos de cuevas, algunas de ellas con brechas osíferas. Desde la explanada del Santuario, se obtiene una magnífica vista panorámica del relleno cuaternario litoral, el tramo final y la desembocadura del río Júcar y los relieves mesozoicos de Sierra Corbera.

Tras atravesar el río Júcar, canalizado artificialmente en esta zona, la desviación al Estany permite estudiar una laguna litoral muy interesante, conectada con el mar. Los aportes de agua dulce del río Júcar flotan sobre la capa más densa de agua marina, con una picnoclina muy acusada.

Continuando hacia el Sur, en los alrededores de Jeresa y de Jaraco, pueden observarse restos de la

marjal, en su mayor parte transformada en terrenos de cultivo. Especial interés tiene el amplio desarrollo de formaciones de turberas holocenas, algunas de las cuales se encuentran en explotación.

Entre Gandía y Oliva, una serie de abanicos aluviales y conos de deyección recientes enlazan con limos de vertiente que alcanzan prácticamente la costa.

El retorno primero por la Carretera N-322 permite observar con detalle la morfología y los materiales de la llanura de inundación del tramo final del río Júcar y los rellenos de La Albufera que se bordea ahora por su borde occidental.

7. BIBLIOGRAFIA SELECCIONADA

En este apartado ofrecemos las referencias de las obras citadas en el texto y de aquellas otras que, sin aparecer en él, tienen especial importancia por sus aportaciones al conocimiento reciente de la Geología de la Provincia de Valencia. El criterio con el que se han seleccionado estas obras es el de su utilidad inmediata para el establecimiento de una síntesis regional, si bien en ningún momento se ha pretendido suministrar una bibliografía exhaustiva sobre el tema. Se ha prescindido de las obras antiguas que tienen gran interés desde el punto de vista de la evolución histórica de los conocimientos pero que han sido superadas ampliamente por investigaciones posteriores. En el caso de los autores que han publicado numerosos trabajos de detalle, resumidos luego en la publicación de su Tesis Doctoral, sólo se incluye la referencia de ésta última y los trabajos posteriores a la misma que posean interés concreto. Las obras con abundante bibliografía, que pueden permitir ampliar la que aquí ofrecemos, han sido señalados con un asterisco.

- *ACUÑA, J.D. (1978): Malacología del Mioceno marino en la Provincia de Valencia. *Estudios geol.*, **34**: 281-291.
- ACUÑA, J.; GUTIERREZ, G.; MARQUEZ, L. y USERA, J. (1979): Aspectos paleocológicos del Tortoniense marino de La Cañada (Valencia). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **77**: 5-15.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978): Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios geol.*, **34**: 205-214.
- AGUIRRE, E.; ROBLES, F.; THALER, L.; LOPEZ, N.; ALBERDI, M.T.; FUENTES, C. (1973): Venta del Moro, nueva fauna finimiocena de Moluscos y Vertebrados. *Estudios geol.*, **29**: 569-578.
- ALONSO PASCUAL, J.J. y PEREZ MATEOS, J. (1961): Los arenales costeros del levante español. Consideraciones de conjunto sobre las tres provincias: Valencia, Castellón de la Plana y Alicante. *II Reunión de Sedimen.*, C.S.I.C., Inst. Edafología, págs. 167-177.
- AMBROSIDE, D. et al. (1977): Le Crétacé inférieur du Montemayor d'Ayora (Province de Valence, Espagne); essai sur les conditions de sédimentation. *Bull. Soc. géol. France*, (7), **19**: 1275-1284.
- ALVARO, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos* 31. Págs. 241-247.
- ALVARO, M.; G. ARGUESO, J.M. y ELIZAGA, E. (1975): La estructura del borde Prebético en la zona de Alcaraz (prov. de Albacete, España). *Bol. Geológico y Minero* 86-5. Págs. 467-477.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica (Libro homenaje al Prof. Solé Sabaris). *Acta Geológica Hispánica* nº 14. Págs. 172-177.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Tectonophysics* nº 25. Pág. 131-171.

- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa. *Geol. Soc. América. Bull.*, Vol. nº 88.
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. y RANGHEARD, Y. (1974): Rapports stratigraphiques et structuraux entre la Chaine Ibérique, les Cordillères Bétiques et les Baléares. *Bull. Soc. géol. France*, (7), **16**: 140-160.
- AZEMA, J.; FOUCault, A. y FOURCADE, E. (1979) Le jurassique des Cordillères Bétiques. Symposium "Sédimentation jurassique W européen". *A.S.F., Publ. spec.*, **1**: 317-333.
- BARTRINA, A. y GEA, F. (1954): Reconocimiento geológico entre la zona del Puerto de Contreras (Cuenca, Valencia). *Notas y Comuns. I.G.M.E.*, **33**: 89-122.
- BELINCHON, M. y ROBLES, F. (1982): Rinocerontidos fósiles del Mioceno de Buñol. *Estudios geol.* (en prensa).
- BRINKMANN, R. (1931): Betikum un Keltiberikum in Sudostspanien. *Beitr. geol. westl. Mediterr.*, nº 6. Trad. española: *Publ. extr. Geol. España*, **4**: 305-434.
- CALVO, J.P.; ORDOÑEZ, S. y USERA, J. (1974): Estudio del Terciario marino de la Sierra del Mugrón. (Prov. de Albacete y Valencia). *Acta Geol. Hisp.*, (5) **9**: 174-178.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ, N.; ROBLES, F.; USERA, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético. *Bol. Geol. y Min.*, **89**: 407-426.
- CANEROT, J.; GAUTIER, F. y VIALLARD, P. (1971): Un seuil éocretacé aux confins des provinces de Valencia et de Castellón (Espagne), nouvel élément de la paléogéographie du domaine ibérique oriental. *C.R. Acad. Sc. París*, **272**: 3269-3273.
- CAPOTE, R. (1978): Tectónica Española. Seminario sobre criterios sísmicos de proyecto de investigaciones nucleares y Obras Públicas. *Instituto Geográfico Nacional*, 30 págs.
- *CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A.; y YEBENES, A.: Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico-Mineros*, 290 pp. (1982).
- *CHAMPETIER, Y. (1972): Le Prebétique et l'Ibérique cotiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne). *These Sci., Sciences de la Terre, Mém.*, **24**: 1-170.
- CHOUKRONE, P.; SEGURET, M. y GALDEANO, A. (1973): Caractéristiques et evolution structurale des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France*. Vol. XI nº 5-6.
- CRUSA FONT, M. y TRUYOLS, J. (1957): Descubrimiento del primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la cuenca valenciana. *Notas y Comus. I.G.M.E.*, **48**: 3-20.
- DARDER, B. (1945): Estudio geológico del Sur de la Provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. *Bol. I.G.M.E.*, **57**: 1-775.
- DUMAS, B. (1976): Recherches géomorphologiques dans le Levant Espagnol, entre les Plaines de Valence et Cartagene. *These Dr.*
- ELIZAGA, E. (1980): Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del sur de la Meseta y norte del Prebético externo. Hipótesis Sedimentológica. *Bol. Geológico Minero* t. XCIV, pp. 619-638. Madrid.
- ELIZAGA, E.; GUTIERREZ, G.; LENDINEZ, A.; ROBLES, F. y TENA, M. (1978): Caracterización del Senoniano Continental-Paleógeno en la Hoja de Jalance (provincia de Valencia). *Bol. Geol. y Min.*, **89**: 1-14.
- FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *News!. Stratigr.*, **5**: 160-167.
- FEIST, M.; BELTRAN, F.; MARTINEZ DIAZ, G. y RIOS, L.M. (1979): Existencia de un Oligoceno inferior en la zona de Navarrés (Valencia, España). *Tecniterrae*, 21.
- FERNANDEZ LOPEZ, S. (1979): Estudio bioestratigráfico (Ammonioindex) de materiales aalenianos en Ribarroja (Valencia). *Cuad. Geol.*, **10**: 55-65.
- *FOURCADE, E. (1970): Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Ibériques. (SE de l'Espagne). *These Sc., París*, 427 págs.
- FOURCADE, E. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. III. *Primer coloquio de Estr. y Paleogeogr. Cretácico de España*. Enadimsa, serie 7, nº 1, págs. 233-244.
- FRICH, W. (1980): Plate motions in the Orogen of the Alpes and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. *A. Wegener Symp. Berlin*.
- *GARCIA, A. (1977): Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la Provincia de Valencia y noroeste de la Provincia de Albacete. Tesis Doctoral. *Seminarios de Estrat., Monografías*, **1**: 1-334.

- GARCIA, A.; MAS, J.R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A. y RINCON, R. (1978): Evolution sédimentaire des facies terrigènes, mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cénomanien, dans la région de Cuenca-Almansa, Espagne. *Cahiers Microp.*, **4**: 11-19.
- GARCIA, A.; FOURCADE, E.; MAS, J.R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; AZEMA, J.; FOUCault, A. (1979): Mid Cretaceous Events. Iberian Field Conference 77. Guide, III partie. Chaîne Ibérique et Prébétique. *Cuadernos Geol. Ibérica*, **5**: 263-283.
- GARCIA, A.; HERNANDO, S. y VILAS, L. (1975): Nuevos datos sobre Terciario de Buñol (Valencia). *Estudios geol.*, **31**: 571-575.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977): El Triásico germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuadernos Geol. Ibérica*, **4**: 37-56.
- GAUTIER, F.; MOISSENET, E. y VIALLARD, P. (1972): Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaines Ibériques, Espagne). *Bull. Mus. Hist. Nat.*, **77**: 179-206.
- GOMEZ, J. J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis. *Seminarios de Estratigr. Monogr.*, **4**: 1-683.
- GOMEZ, J. J. y BABIN, C.S. (1973): Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticinal de Sot (C. Ibérica prov. de Valencia). *Estudios geológicos. Vol. XXIX Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C.* pp. 381-388.
- GOMEZ, J. J. y GOY, A. (1979): Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, **10**: 83-93.
- GOMEZ, J. J. y GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios geol.*, **35**: 569-598.
- GOMEZ, J.; TRELL, A. y PEREZ, P. (1976): Presencia y edad de vulcanitas en el Jurásico del Norte de Valencia. *Acta Geológica Hispánica nº 11*, 1 págs. 1-7.
- GOY, A.; GOMEZ, J. J. y YEBENES, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios geol.*, **32**: 391-423.
- GOY, A.; GOMEZ, J. J. y BACELAR, J. (1973): El Bathoniense, Calloviano y Oxfordiense, en facies de oolitos ferruginosos, en el límites suroeste del Rincón de Ademuz (Valencia-Cuenca). *Estudios geol.*, **29**: 355-366.
- GOY, A. y YEBENES, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuadernos Geol. Ibérica*, **4**: 375-383.
- GOY, J. L. (1978): Estudio geomorfológico del Cuaternario litoral valenciano. *Tesis Doctoral* (inédita).
- GOY, J. L. y ZAZO, C. (1974): Estudio morfotectónico del Cuaternario en el Ovalo de Valencia. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, **2**: 71-82.
- GOY, J. L., ZAZO, C. y HOYOS, M. A. (1977): Esquema geomorfológico de los alrededores de Rambla Gallinera en las proximidades de Oliva (Valencia). *Trab. Neógeno-Cuaternario*, **6**: 105-112.
- GUTIERREZ, G.; MELENDEZ, A.; ROBLES, F. y USERA, J. (1975): El Cretácico Superior continental de la Sierra de Besorí (Valencia). *Estudios geol.*, **31**: 563-570.
- GUTIERREZ, G.; ROBLES, F.; MELENDEZ, A. y USERA, J. (1975): El Cretácico superior de la Sierra Perenchiza (Valencia). I. *Coloquio de Estr. y Paleog. del Cretáculo de España. ENADIMSA, Series de trabajos varios*, **1**: 151-158.
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J.F. y BURXLE, K. (1974): Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from slave lake, Canada. *Soc. Paleontologists Mineralogists, Spec Pub 19*. Págs. 38-55.
- I.G.M.E. (1973-1981): Mapa Geológico de España Escala 1: 50.000. Segunda serie. Explicación de las Hojas de Alpuente, Chelva, Villar del Arzobispo, Utiel, Chulilla, Liria Burjasot, Venta del Moro, Requena, Cheste, Valencia, Jalancé, Llombay, Sueca, Ayora, Navarrés, Alcira, Canals, Játiva, Gandía, Ademuz, Sagunto, Almansa, Onteniente, Terriente, Camarena de la Sierra, Landete, Jérica, Mira, Iniesta, Casas Ibáñez, Carcelén, Caudete, Alcoy. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LE PICHON, X., BONNIN, J. y SIBURET, J. (1970): La faille nord pyrénéenne: Faille transformante lieée à l'entouverture du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. París*. Vol. 271.
- LOPEZ GOMEZ, A. (1977): Geografía de les terres valencianes. *Eliseu Climent Editor Valencia*.
- MARTEL, M. (1975): El Cretácico superior de Bicuerca-Los Cuchillos (Valencia). I. *Coloquio de Estr. y Paleog. del Cretáculo de España. ENADIMSA, Serie de trabajos varios*, **1**: 141-150.
- MARTEL, M. (1975): Afloramiento volcánico en el Triásico de Lugar Nuevo de Fenollet (Valencia). *R. Soc. Española Hist. Nat. Tomo extr. Primer Centenario*, **1**: 287-300.

- MAS. J. R. (1981): El Cretácico inferior de la región nordoccidental de la Provincia de Valencia. *Seminarios de Estrat. Monografías*, **8**: 1-408.
- MELENDEZ, A. (1979): El Cretácico del Macizo de Caroch (Provincia de Valencia). *Cuad. Geol. Ibérica*, **5**: 435-452.
- MOISSENET, E. (1979): Relief et tectonique récente: Quelques transversales dans les fossés des Chaines Ibériques Orientales. Trav. de la Rep. 431: Relief et Néotectonique des Pays Méditerranéens, págs. 159-207.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y TRUC, G. (1978): Les formations continentales du Néogène supérieur des vallées du Júcar et du Cabriel au NE. d'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et environnement. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **72**: 99-147.
- *MONTENAT, Ch (1973): les formations Néogenes et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia). *These Sci.* 1.135 págs.
- *ORTI, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios geol.*, **30**: 7-46.
- ORTI, F. (1973): El Keuper del Levante español: Litoestratigrafía, petrología y paleografía de la cuenca. *Univ. de Barcelona, Resumen Tesis*, 14 págs.
- ORTI, F. 1981: Diapirismo de materiales triásicos de zócalo en el sector central valenciano (España). *Estudios geológicos* nº **37**, págs. 245-256.
- ORTI, F. y VAQUER, R. (1980): Volcanismo jurásico del Sector Valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geológica Hispánica*, nº 5, 15, págs. 127-130.
- PARGA, J. R. (1969): Spatvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. *Geol. Rdsch.* t. 59, págs. 323-336.
- QUESADA, A.; REY, R. y ESCALANTE, G. (1967): Reconocimiento geológico de la zona de Carcelén (Provincia de Albacete, Valencia). *Bol. Inst. Geol. y Min. España*,
- RAMBAUD, D. (1962): Descripción geológica de la región de Tuéjar Valencia). *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, **73**: 371-417.
- RIBA, O. y RIOS, J. M. (1960-1962): Observations sur la structure du secteur SW. de la Chaîne Ibérique (Espagne). Livre à la mémoire de P. Fallot, *Mém. hors. série, Soc. géol. France*, **1**: 275-290.
- ROBLES, F. (1975): Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior. 4, 10, Levante. Libro-guía, págs. 87-133.
- ROSELLÓ, V. (1963): Notas preliminares a la morfología litoral del N. de Valencia. *Saitabi*, **13**: 105-144.
- ROSELLÓ, V. (1969): El litoral valenciá. I. El medio físico y humá. Valencia.
- ROSELLÓ, V. (1971): Notas sobre geomorfología litoral del S. de Valencia. *Quaternaria*, **15**: 121-144.
- ROSELLÓ, V. (1972): Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Saitabi*, **22**: 129-147.
- ROSELLÓ, V. (1976): Evolution récente de l'Albufera de Valencia et de ses environs. *Mediterranée* (2.º serv.), **27**: 19-30.
- ROSELLÓ, V. (1979): Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Saitabi*, **29**: 99-113.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): Estudio de las rocas eruptivas de España. *Mem. Acad. Ciencias Madrid*, **6**.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): Las erupciones de Cofrentes (Valencia). *Boletín Soc. Española Hist. Nat.*, **36**: 407-428.
- SANJAUME, E. (1974): El cordón litoral de la Albufera de Valencia: estudio sedimentológico. *Cuad. Geogr.*, **14**: 61-96.
- SAENZ, C. y LOPEZ, J. M. (1975): La edad del vulcanismo de Cofrentes. *Tecniterra*, **1**: 8-14.
- SIMON, J. (1983): La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental. *Bol. Geológico y Minero*. T. XCIV-IV. Págs. 281-290.
- TAPPONIER, P. (1977): Evolution Tectonique du système alpin en Méditerranée. *Bull. Soc. Geol. France* Vol. XIX, nº 3.
- USERA, J. M. (1972): Paleogeografía del Mioceno marino en la Provincia de Valencia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., Geol.*, **70**: 307-315.
- USERA, J. M. (1974): Microbiestratigrafía del Neógeno marino en la provincia de Valencia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., Geol.*, **72**: 213-228.
- VEGAS, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault System of the South western Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rdsch* t. 64.1. Págs. 266-278.

- MAS. J. R. (1981): El Cretácico inferior de la región nordoccidental de la Provincia de Valencia. *Seminarios de Estrat. Monografías*, **8**: 1-408.
- MELENDEZ, A. (1979): El Cretácico del Macizo de Caroch (Provincia de Valencia). *Cuad. Geol. Ibérica*, **5**: 435-452.
- MOISSENET, E. (1979): Relief et tectonique récente: Quelques transversales dans les fossés des Chaines Ibériques Orientales. Trav. de la Rep. 431: Relief et Néotectonique des Pays Méditerranéens, págs. 159-207.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y TRUC, G. (1978): Les formations continentales du Néogène supérieur des vallées du Júcar et du Cabriel au NE. d'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et environnement. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **72**: 99-147.
- *MONTENAT, Ch (1973): les formations Néogenes et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia). *These Sci.* 1.135 págs.
- *ORTI, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios geol.*, **30**: 7-46.
- ORTI, F. (1973): El Keuper del Levante español: Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca. *Univ. de Barcelona, Resumen Tesis*, 14 págs.
- ORTI, F. 1981: Diapirismo de materiales triásicos de zócalo en el sector central valenciano (España). *Estudios geológicos* nº **37**, págs. 245-256.
- ORTI, F. y VAQUER, R. (1980): Volcanismo jurásico del Sector Valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geológica Hispánica*, nº **5**, 15, págs. 127-130.
- PARGA, J. R. (1969): Spatvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. *Geol. Rdsch.* t. **59**, págs. 323-336.
- QUESADA, A.; REY, R. y ESCALANTE, G. (1967): Reconocimiento geológico de la zona de Carcelén (Provincia de Albacete, Valencia). *Bol. Inst. Geol. y Min. España*,
- RAMBAUD, D. (1962): Descripción geológica de la región de Tuéjar (Valencia). *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, **73**: 371-417.
- RIBA, O. y RIOS, J. M. (1960-1962): Observations sur la structure du secteur SW. de la Chaîne Ibérique (Espagne). Livre à la mémoire de P. Fallot, *Mém. hors. série, Soc. géol. France*, **1**: 275-290.
- ROBLES, F. (1975): Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior. 4, 10, Levante. Libro-guía, págs. 87-133.
- ROSELLÓ, V. (1963): Notas preliminares a la morfología litoral del N. de Valencia. *Saitabi*, **13**: 105-144.
- ROSELLÓ, V. (1969): El litoral valenciano. I. El medio físico y humá. Valencia.
- ROSELLÓ, V. (1971): Notas sobre geomorfología litoral del S. de Valencia. *Quaternaria*, **15**: 121-144.
- ROSELLÓ, V. (1972): Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Saitabi*, **22**: 129-147.
- ROSELLÓ, V. (1976): Evolution récente de l'Albufera de Valencia et de ses environs. *Mediterranée* (2.ª serv.), **27**: 19-30.
- ROSELLÓ, V. (1979): Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Saitabi*, **29**: 99-113.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): Estudio de las rocas eruptivas de España. *Mem. Acad. Ciencias Madrid*, **6**.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): Las erupciones de Cofrentes (Valencia). *Boletín Soc. Española Hist. Nat.*, **36**: 407-428.
- SANJAUME, E. (1974): El cordón litoral de la Albufera de Valencia: estudio sedimentológico. *Cuad. Geogr.*, **14**: 61-96.
- SAENZ, C. y LOPEZ, J. M. (1975): La edad del vulcanismo de Cofrentes. *Tecniterra*, **1**: 8-14.
- SIMON, J. (1983): La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental. *Bol. Geológico y Minero*. T. XCIV-IV. Págs. 281-290.
- TAPPONIER, P. (1977): Evolution Tectonique du système alpin en Méditerranée. *Bull. Soc. Geol. France* Vol. XIX, nº **3**.
- USERA, J. M. (1972): Paleogeografía del Mioceno marino en la Provincia de Valencia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., Geol.*, **70**: 307-315.
- USERA, J. M. (1974): Microbiestratigrafía del Neógeno marino en la provincia de Valencia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., Geol.*, **72**: 213-228.
- VEGAS, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault System of the South western Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rdsch* t. 64.1. Págs. 266-278.

