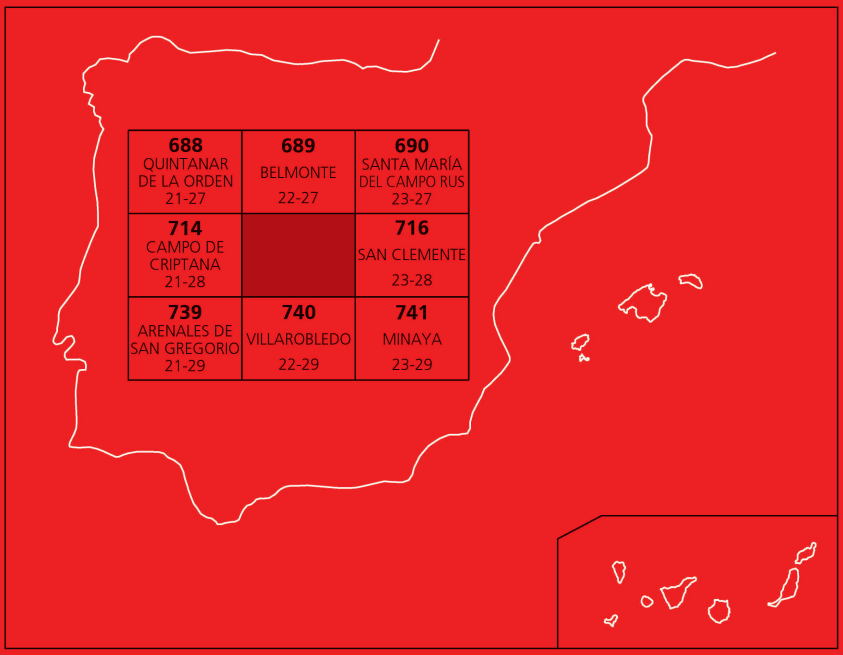
Instituto Geológico y Minero de España

715
22-28

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



EL PROVENCIO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

EL PROVENCIO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-10-005-3
ISBN: 978-84-7840-830-6
Depósito legal: M-17835-2010

Fotocomposición: Intecol S.L.U.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (El Provencio-715), han sido realizadas por el I.G.M.E., dentro del programa MAGNA, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

Mapa Geotécnico

- F. Moreno Serrano (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J.M. López García (I.G.M.E.). Cartografía Geológica y Memoria.
- L.M. Barranco Sanz (I.G.M.E.). Cartografía Geológica y Memoria.
- P.P. Goicoechea García (I.G.M.E.). Cartografía Geológica y Memoria.
- J. Mulas de la Peña (I.G.M.E.). Cartografía Geológica.
- M.A. Sanz Santos (I.G.M.E.). Cartografía Geomorfológica.

Dirección y supervisión

- A. Martín-Serrano García (I.G.M.E.)
- E. Elízaga Muñoz (I.G.M.E.)
- V. Gabaldón López (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías.
- Fichas bibliográficas.
- Informes complementarios.

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....7

2. ESTRATIGRAFÍA 8
2.1. JURÁSICO 9
2.1.1. Calizas oolíticas (1). Dogger 9
2.2. CRETÁCICO 10
2.2.1. Brechas calcáreas (2). Facies Weald. Cretácico inferior ¿Barremiense? 10
2.2.2. Arenas y areniscas, margas, limos dolomíticos y dolomías. Fms. Arenas de Utrillas, Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Dolomías de Villa de Ves (3). Albiense-Cenomaniense 11
2.2.3. Dolomías y margas (4). Fms. Margas de Casamedina y Dolomías de la Ciudad Encantada. Cenomaniense-Turoniense 12
2.2.4. Margas y calizas (5). Senoniense 12
2.2.5. Margas, arenas, calizas y dolomías (6). Cretácico indiferenciado 13
2.3. TERCIARIO 13
2.3.1. Paleógeno 13
2.3.1.1. Calizas, margas, arenas y arcillas (7). Cretácico superior-Eoceno 13
2.3.1.2. Conglomerados, margas, arenas y arcillas. Unidad detrítica Inferior (8), Eoceno superior-Oligoceno. Conglomerados cuarcíticos. Unidad detrítica Superior (8a). Oligoceno 14
2.3.2. Neógeno del borde meridional de la Sierra de Altomira 14
2.3.2.1. Arcillas y limos rojos (9) Mioceno indiferenciado. Brechas y conglomerados calcáreos (10). Yesos con sílex y calizas micrí--ticas con algas (11) Aragoniense-Vallesiense 15
2.3.2.2. Margocalizas blancas, areniscas amarillas y microconglome--rados. Unidad Superior (12) Vallesiense-Turoliense 15
2.3.2.3. Calizas micríticas con algas y calizas rojas. Unidad Superior (13) Turoliense 16
2.3.3. Plioceno de la Sierra de Altomira y Llanura manchega 16
2.3.3.1. Brechas y costras carbonatadas (14) Plioceno 16

2.4. CUATERNARIO 17
2.4.1. Gravas, arenas y limos (15), (16) y (17) Terrazas del río Záncara. Pleistoceno 17
2.4.2. Arcillas y limos con cantos. Glacis (18). Pleistoceno superior 17
2.4.3. Limos y arcillas con cantos. Coluviones (19). Pleistoceno superior-Holoceno 18
2.4.4. Limos, arcillas y arenas con cantos. Aluvial-coluvial (20) 18
2.4.5. Arenas, limos y gravas. Abanicos tipo "*crevasse splay*" (21). Holoceno 18
2.4.6. Arcillas y limos pardos con cantos calizos. Fondo de dolina (22). Holoceno 18
2.4.7. Limos negros y salinos, con cantos. Fondo endorreico y terrazas lacustres. (23). Holoceno 18
2.4.8. Arenas bien clasificadas, arcillas y limos. Manto eólico (24). Pleistoceno superior-Holoceno 18
2.4.9. Arenas y limos con cantos. Fondo de valle (25). Holoceno 19

3. TECTÓNICA.....19
3.1. ANTECEDENTES 19
3.2. MACROESTRUCTURAS 20
3.3. MICROESTRUCTURAS 22
3.4.DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES 22
3.4.1. Estructuración de la Sierra de Altomira 22
3.4.2. Fases tectónicas y campos de esfuerzos 24
3.4.2.1. Etapas tectónicas 25
3.4.2.2. Campos de esfuerzos 27

4. GEOMORFOLOGÍA 28
4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO 28
4.1.1. Estudio morfoestructural 28
4.1.2. Estudio del modelado 28
4.1.2.1. Formas estructurales 28
4.1.2.2. Formas de ladera 29
4.1.2.3. Formas fluviales 29
4.1.2.4. Formas eólicas 30
4.1.2.5. Formas endorreicas 30
4.1.2.6. Formas de alteración 30
4.1.2.7. Formas poligénicas 30
4.1.2.8. Formas antrópicas 31
4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA 31
4.3. PROCESOS ACTUALES 32

5. HISTORIA GEOLÓGICA 32

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....34
6.1. MINERÍA Y CANTERAS 34
6.2. HIDROGEOLOGÍA 34

7. BIBLIOGRAFÍA.....37

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja (escala 1:50.000) El Provencio (715) está situada en el extremo suroccidental de la provincia de Cuenca, comprendiendo también una pequeña parte de Albacete y Ciudad Real.

Se trata de una región eminentemente agrícola y de escaso interés minero e industrial, de morfología prácticamente llana y uniforme, cubierta por cultivos. Estas características, unido al escasísimo reflejo de las estructuras geológicas en la orografía, han sido la causa de que esta zona no haya sido estudiada hasta la publicación de la primera hoja geológica 1:50.000 (IGME 1955).

Las vías de comunicación más importantes que atraviesan la Hoja son: la carretera nacional 301 Madrid-Cartagena, que comunica las poblaciones de El Pedernoso, Las Pedroñeras y El Provencio; las carreteras comarcales que unen las localidades de La Alberca de Záncara, al NE, pasa por Las Pedroñeras y Las Mesas y continua hacia Socuéllamos, a tan solo 5 km fuera de la hoja.

La morfoestructura de la hoja permite su división en dos sectores. Al Norte los relieves meridionales de la Sierra de Altomira, prácticamente arrasados pero que confieren una orografía más ondulada en comparación con la mitad Sur, correspondiente a la Llanura Manchega (Fig. 1).

Dentro de la Hoja, el río Záncara presenta una dirección N-S hasta llegar a la localidad de El Provencio, donde gira hasta tomar la dirección NE-SO; aguas abajo sale de la hoja, para volver a entrar en ella en el vértice SO y atravesar el pantano de Los Muleteros. El río Monreal es su principal afluente. El sector centro-occidental se encuentra ocupado por charcas, zonas endorréicas y varias lagunas estacionales, entre las que destacan la de Navalengua, Molino Llano, Laguna Grande, Laguna del Huevero, etc.

La población se encuentra repartida entre los cinco núcleos urbanos de la hoja, todos ellos pertenecientes a la provincia de Cuenca. Las Pedroñeras es la más importante, con más de cinco mil habitantes.

El cultivo dominante es la vid, seguido del olivo y cereales. La ganadería, escasa, se reduce al ganado cabrío y ovino. La industria extractiva se centra en pequeñas explotaciones de calizas y arenas para áridos, destacando las canteras situadas en el núcleo anticlinal de Mota del Cuervo, con gran actividad.

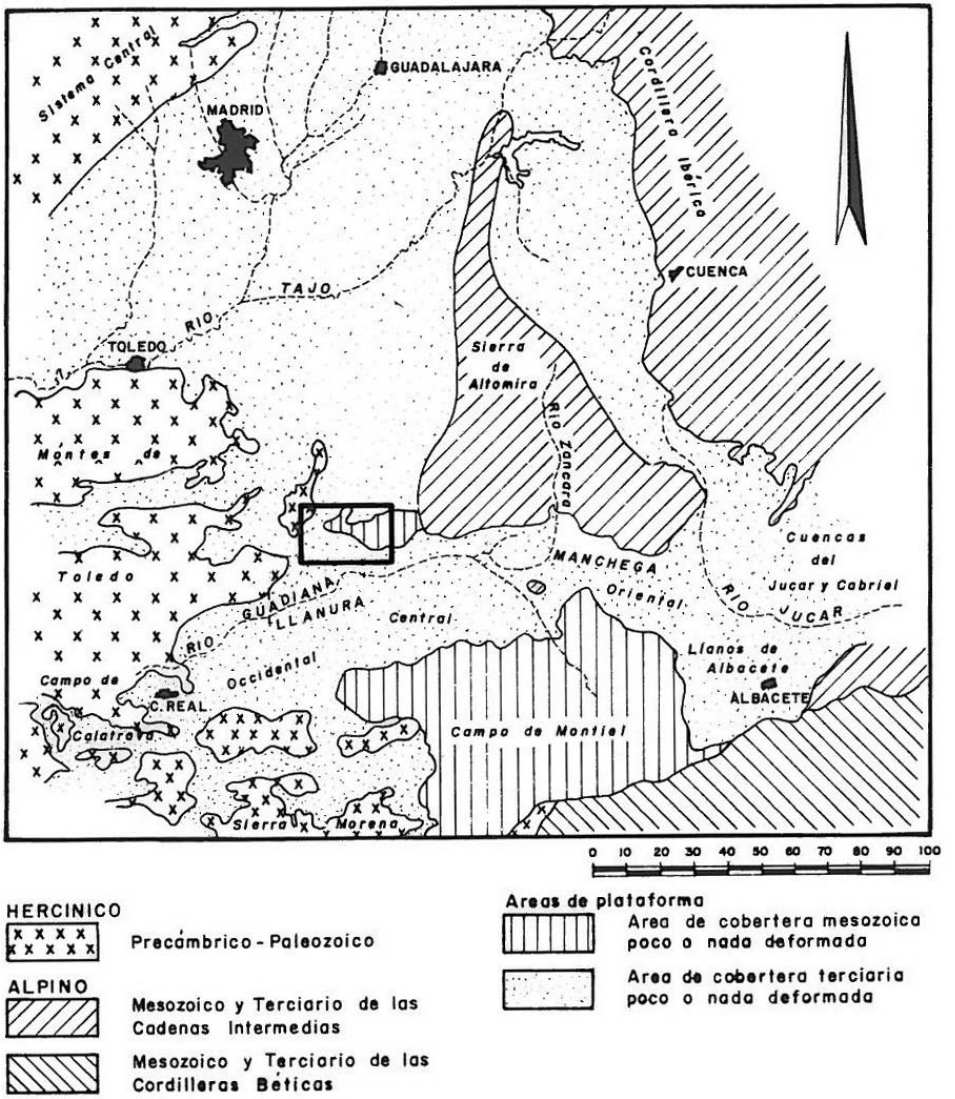


Fig. 1.- Situación del área estudiada dentro de la Submeseta Meridional. Esquema simplificado del de A. Pérez (1981).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales aflorantes en la Hoja de El Provencio pueden agruparse según su edad en tres grandes grupos:

a) Sedimentos mesozoicos y paleógenos concordantes.
b) Sedimentos terciarios sinorogénicos, que orlan los pliegues de la Sierra de Altomira.
c) Sedimentos postorogénicos de la Llanura Manchega.

2.1. JURÁSICO

Se encuentra representado en los núcleos anticlinales del ángulo NO de la hoja y en varios afloramientos dispersos asociados al núcleo anticlinal que con dirección NNO-SSE aparece al NE de Las Pedroñeras. De todos ellos el más importante, por su extensión y calidad de afloramiento, es el situado al SE de Mota del Cuervo.

2.1.1. Calizas oolíticas (1). Dogger

Esta litofacies aparece en varios núcleos anticlinales del NO y centro-Norte de la hoja. Está compuesta por calizas "*grainstone*", oolíticas, con menor frecuencia "*packstone*" e intercalaciones de "*mudstone-wackestone*". Se presentan bien estratificadas, en bancos de 10 cm a 1 m de potencia, de color gris-claro en los términos oolíticos a gris-oscuro en los niveles "*mudstone-wackestone*". Los tramos oolíticos constituyen la casi totalidad de los afloramientos y en ellos se han podido reconocer estructuras sedimentarias de gran tamaño (estratificaciones cruzadas y "*hummocky*") y de tamaño menor (estratificación lenticular, "*wavy*", y "*ripples*" de oleaje). En ocasiones los oolítos se encuentran ferruginizados, dando a la roca tonos rosados.

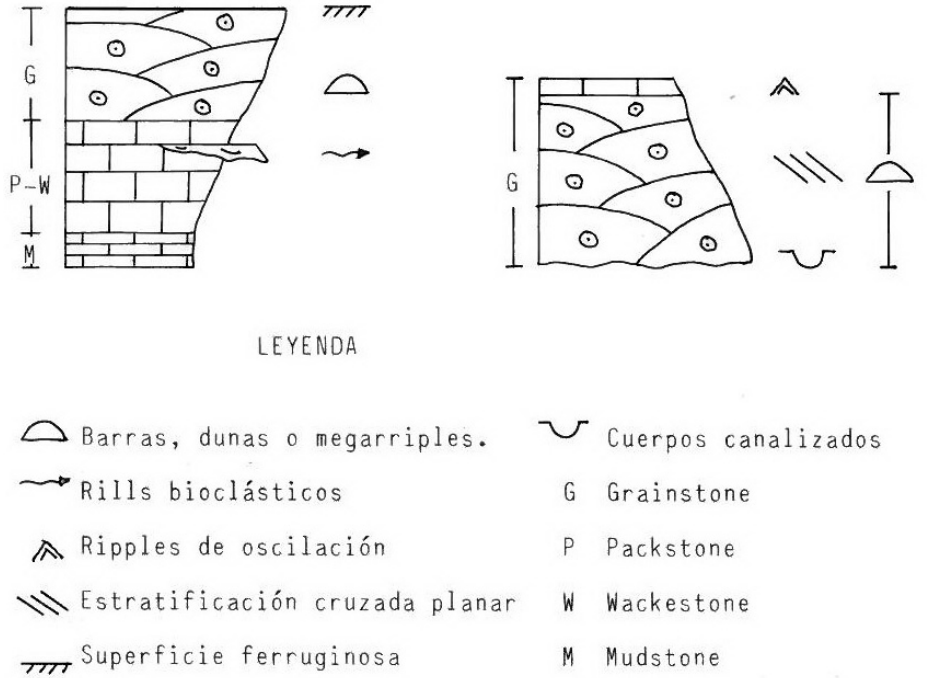


Fig. 2.- Secuencias tipo del Dogger.

La facies oolítica se generó en un medio de plataforma somera de alta energía, con influencia de oleaje y tormentas, constituyéndose así un sistema de canales y barras progradantes. La facies "*mudstone-wackestone*" corresponden a los sedimentos depositados en los canales (zonas de menor energía), sobre los que progradaron las barras oolíticas, generando secuencias grano y estratocrecientes (Fig. 2). Los escasos niveles "*mudstone*" existentes, indican que los depósitos de las barras oolíticas se encuentran amalgamados.

No se ha encontrado fauna clasificable, pero por la similitud de estos materiales con otros sedimentos de la Sierra de Altomira y de la Cordillera Ibérica, así como por su posición estratigráfica permiten situar esta unidad en el Jurásico medio (Dogger).

2.2. CRETÁCICO

Dentro de la Hoja de El Provencio se encuentran ampliamente representados materiales del Cretácico inferior y superior. Los del Cretácico inferior, que no han sido estudiados anteriormente con detalle, se consideraban como jurásicos, o bien se les incluía en la Facies Utrillas del Cretácico superior. Sin embargo, sus características estratigráficas y sedimentológicas han permitido identificarlos como Cretácico inferior en facies Weald.

Sin embargo, el Cretácico superior, ampliamente representado en la mitad septentrional de la hoja, es difícil de reconocer, por su importante plegamiento y arrasamiento, por las intensas dolomitizaciones y recristalizaciones que ha experimentado, y por la reducida potencia con la que aparecen sus diferentes tramos en toda la Sierra de Altomira.

Los estudios sobre el Cretácico superior de la región se inician con MARTÍNEZ PEÑA (1956), FONTBOTÉ y RIBA (1956), GAIBAR PUERTAS (1962), ABRIL BAREA *et al*. (1967). Entre los trabajos más específicos se encuentran los de MELÉNDEZ (1966), SANCHEZ SORIA (1973), MELENDEZ (1971, 1972a, 1972b), SÁNCHEZ SORIA (1974), RAMÍREZ *et al*., (1974), MELÉNDEZ *et al*., (1974, 1975), WIEDMANN (1974), GARCÍA ABAD (1975), FERNÁNDEZ CALVO (1978, 1979, 1980 a, b, c), GARCÍA y FERNANDEZ CALVO (1980), FERNANDEZ CALVO (1981, 1982), VILAS (1982), ALONSO *et al.* (1982, 1987, 1989), GARCÍA, A. *et al.* (1985, 1987, 1989).

La descripción de las distintas Formaciones se basa en las propuestas por VILAS et al. (1982) para la Cordillera Ibérica Suroccidental, adaptadas a las características descritas por SÁNCHEZ SORIA (1974) y FERNÁNDEZ CALVO (1981).

2.2.1. Brechas calcáreas (2). Facies Weald. Cretácico inferior ¿Barremiense?

Los sedimentos del Cretácico inferior se encuentran aflorando de forma irregular en la mayoría de los núcleos anticlinales de las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira. En la mayoría de estos afloramientos se encuentra representado por unas brechas de cantos micríticos, angulosos y subangulosos, poco dolomitizados. En ocasiones pueden aparecer algunos niveles calizos y dolomíticos con señales de nodulización y carniolización, como es el caso del núcleo anticlinal situado al NE de Las Pedroñeras.

En Mota del Cuervo se han reconocido más de 20 m de una sucesión que, además de las citadas brechas, presenta intercalaciones margosas hacia la base. Debido a la pésima calidad de estos afloramientos no se han podido realizar estudios de detalle, pero en la vecina Hoja de Belmonte se han podido reconocer en estos mismos niveles, huellas de raíces, nódulos calcáreos, encostramientos y ferruginizaciones, interpretándose el conjunto como depósitos de

lagos someros con zonas marginales carbonatadas y colonizadas por vegetales, en secuencias de colmatación y edafización.

Por su similitud con las facies de márgenes palustres y edáficas descritas para la Serranía de Cuenca, se le atribuye una edad Cretácico inferior, posiblemente Barremiense.

2.2.2. Arenas y areniscas, margas, limos dolomíticos y dolomías. Fms. Arenas de Utrillas, Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Dolomías de Villa de Ves (3). Albiense-Cenomaniense.

En discordancia erosiva sobre los sedimentos en facies Weald, cuando estos existen, o bien sobre el Dogger en otras ocasiones, se encuentran los materiales terrígenos de la Formación Arenas de Utrillas, compuestos por areniscas y arenas versicolores, con tintes blancos, ocres y rojos, cuyos componentes fundamentales son el cuarzo y los feldespatos caolinizados, apareciendo como accesorios la mica. El cemento varía entre calcáreo (colores blancos en la arena) y ferruginoso (tintes rojizos).

El mejor afloramiento de estos materiales se encuentra en el flanco oriental del anticlinal de Mota del Cuervo, en la esquina NO de la Hoja, así como fuera de ésta, en la vecina Hoja de Belmonte. En este lugar se han podido observar abundantes estructuras sedimentarias, tales como estratificaciones cruzadas planares, cruzadas de surco, y en ocasiones pequeños lentejones de arcillas pardo-rojizas que dan lugar a estratificaciones "*flaser*". El tamaño de grano varía desde microconglomerático y arena muy fina, siendo este último más frecuente, y el primero ocasional.

Estos materiales se interpretan como sedimentos de un ambiente continental-fluvial, con cierta influencia litoral, más importante hacia el Este.

Sobre las arenas de la Fm. Utrillas, se apoya la Formación Margas de Chera, un conjunto compuesto por una alternancia de margas y limolitas, con intercalaciones delgadas de dolomías grises muy arenosas y arenicas, con un espesor total que alcanza los 27 m. En los afloramientos de esta hoja no se aprecian estructuras sedimentarias, pero más al norte, en la hoja de Belmonte, se pueden reconocer estratificaciones cruzadas en los niveles arenosos, y laminaciones paralelas en los dolomíticos.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna-"*lagoon*", con decantación de material fino (margas), pequeños episodios carbonatados (dolomías), y canales que distribuirían el material terrígeno proveniente del continente.

Sobre estos materiales encontramos una sucesión de limolitas dolomíticas y dolomías de color blanco y amarillento, finamente laminadas e intercaladas con algunos niveles margosos, que se corresponden con la Formación Dolomías de Alatoz. En el anticlinal de Mota del Cuervo su potencia es muy reducida, no superando los 7 m. Son frecuentes las bioturbaciones y en algunos casos los bioclastos de ostreidos.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna somera (margas) y de llanura de marea (niveles de dolomías laminadas por tapices algales).

Sobre ellos se encuentran entre 4 y 12 m de un conjunto dolomítico, bien estratificado, generalmente recristalizado y con intensa bioturbación, separado del conjunto anterior por un

"*hard-ground*" no siempre visible. Ocasionalmente muestra algún nivel arenoso, como puede observarse en el anticlinal que corta la carretera nacional 301, en las proximidades de Sta. Mª de los Llanos. En otros casos, a techo aparece un nivel calizo con restos de rudistas y bivalvos, como es el caso de los afloramientos del Alto de la Pajarilla y El Concejo, en el cuadrante NE de la Hoja, o los situados en el anticlinal de Mota del Cuervo.

Son sedimentos de plataforma interna submareal somera, que evolucionan hasta alcanzar niveles de mayor energía, posiblemente debidos a una mejor comunicación con zonas externas de la plataforma.

Dado el reducido espesor con el que se presentan las formaciones descritas, se han agrupado bajo una misma unidad cartográfica, cuya edad es Albiense-Cenomaniense.

2.2.3. Dolomías y margas (4). Fms. Margas de Casamedina y Dolomías de la Ciudad Encantada. Cenomaniense-Turoniense.

Bajo ésta unidad cartográfica se engloban dos tramos estratigráficos que pertenecen a distintas formaciones, pero que se cartografían conjuntamente dado el reducido espesor que presentan. El primero corresponde a la Formación Margas de Casamedina, compuesta por margas grises y verdosas, normalmente dolomíticas, con alguna intercalación de calizas o dolomías. Su potencia es muy variable, oscilando entre 6 y 17 m. Suele contener abundantes restos fosilíferos muy bien conservados, fundamentalmente bivalvos (ostreidos, exogyras, etc.), equinodermos, gasterópodos, etc.

Se interpretan como sedimentos de plataforma submareal somera con comunicación con mar abierto, si bien algunos autores señalan características de restricción del medio, FERNÁNDEZ CALVO (1981).

En rápida transición sobre las Margas de Casamedina, se sitúa un conjunto de dolomías estratificadas en gruesos bancos o masivas, a veces muy recristalizadas, cuyo espesor no suele superar los 6 m. Presentan tonos rosados y es frecuente la presencia de nódulos de sílex. A pesar de la mala calidad de los afloramientos, que impiden el reconocimiento de texturas y estructuras sedimentarias, así como la identificación de fauna fósil, por correlación, se asocian a la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada

Son sedimentos de ambientes de plataforma somera, en conexión con la plataforma externa (rampa). La presencia de nódulos de sílex, y de niveles con huellas de raíces, citados en la vecina hoja de Belmonte, señalarían episodios de somerización y emersión por progradación de la línea de costa.

Estos materiales tienen una edad Cenomaniense-Turoniense.

2.2.4. Margas y calizas (5). Senoniense

Por encima de las dolomías de la Ciudad Encantada y separadas por una superficie de discontinuidad irregular, se dispone un conjunto de margas blancas y grises entre las que se intercalan delgados niveles dolomíticos, con nódulos y concreciones calcáreas, que pertenecen a la Formación Margas de Alarcón. Se han llegado a medir hasta 26 m, aunque su potencia es variable. Estos depósitos presentan macrofauna visible, pero en hojas vecinas se han encontrado carofitas y ostrácodos, que junto con los rasgos de alteración edáfica indican una

génesis continental.

Sobre las margas de la Formación Alarcón se encuentran unas calizas micríticas, generalmente "*mudstone*", de color blanco a beige, bien estratificadas y con brechificación ocasional. Su potencia oscila entre 20-30 m. Los afloramientos, de muy mala calidad, no producen resaltes en el relieve, por lo que ha sido imposible el reconocimiento de estructuras sedimentarias. Se han identificado foraminíferos bentónicos (miliólidos), tales como Lacazina.

Este conjunto calizo se interpreta como depósitos de plataforma somera en zonas protegidas, con abundante fauna bentónica. Esta unidad cartográfica tiene una edad Senoniense.

2.2.5. Margas, arenas, calizas y dolomías (6) Cretácico indiferenciado

Se ha considerado conveniente establecer esta unidad cartográfica, cuando la calidad de los afloramientos, o bien el enterramiento parcial del mesozoico bajo los materiales neógenos, han impedido la identificación de las unidades anteriores, o bien su delimitación sobre el terreno. En consecuencia esta unidad incluye las anteriores (2 a 5).

2.3. TERCIARIO

Dentro de los sedimentos terciarios se diferencian tres grupos, según su relación con la orogenia alpina. El primero lo forman los sedimentos del Terciario más antiguo, concordantes con el Mesozoico, que dibujan los pliegues alpinos. A veces en clara discordancia y en ocasiones de forma menos definida, aflora el segundo grupo sinorogénico. Los materiales neógenos corresponden al tercer grupo postorogénico, en posición horizontal o subhorizontal y con escasa deformación.

2.3.1. Paleógeno

2.3.1.1. Calizas, margas, arenas y arcillas (7). Cretácico superior-Eoceno

Yacentes y concordantes sobre las calizas del Cretácico superior se encuentran depósitos lacustres, más o menos detríticos, que aparecen bordeando los sedimentos mesozoicos de los pliegues de Altomira.

La mala calidad de los afloramientos ha impedido su estudio en detalle, habiéndose reconocido una única serie parcial en el cuadrante NO, en el corte de la carretera nacional 301, a la altura de Sta. Mª de los Llanos. En este punto se ha descrito una serie compuesta por calizas lacustres biomicríticas, con laminaciones algales y granos de cuarzo incluidos en las mismas. Esta sucesión presenta dos niveles intercalados de arenas y areniscas bioclásticas, en forma de barras estrato y granocrecientes, con restos de bivalvos. Sobre la segunda de estas barras aparece un nivel dolomítico y brechificado, seguido de margas y calizas micríticas, finamente tableadas. La serie culmina con un nivel de arcillas plásticas rojas.

La potencia de esta unidad no ha podido ser determinada, pero en la vecina hoja de Campo de Criptana (714) alcanza entre 140 y 190 m, como se desprende de los sondeos. Es correlacionable con la Unidad Basal (DÍAZ MOLINA, 1974 y DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1979) y representaría la continuación de la facies Garum que marca el tránsito entre medios marinos y continentales, estos últimos representados por depósitos lacustres y abanicos aluviales.

La edad de esta unidad corresponde al Cretácico superior, probablemente Maastrichtiense-Eoceno medio.

2.3.1.2. Conglomerados, margas, arenas y arcillas. Unidad detrítica Inferior (8), Eoceno superior-Oligoceno. Conglomerados cuarcíticos. Unidad detrítica Superior (8a). Oligoceno

La unidad cartográfica 8 comprende materiales del Paleógeno, de carácter eminentemente sinorogénico. Cuando ha sido posible delimitar sobre el terreno los conglomerados cuarcíticos del Oligoceno, se ha creado la subunidad 8a.

Esta unidad se encuentra compuesta fundamentalmente por bancos bien estratificados y cementados de conglomerados de cantos de caliza, entre las que se intercalan delgados niveles de calizas, margas, arcillas y arenas. Los cantos son de caliza micrítica, subangulosos, no seleccionados, y con tamaño medio (=1-2 cm y centil=20 cm). Ocasionalmente se encuentran intercalados niveles conglomeráticos con bases erosivas ("*matrix-supported*"), de cantos redondeados de cuarcita. Estos niveles predominan hacia el techo, dando lugar a la unidad (8a).

Estos materiales se interpretan como depósitos proximales de abanicos aluviales ("*debris-flow*"). Son correlacionables con la Unidad Detrítica Inferior de DÍAZ MOLINA (*op. cit.*), por lo que se situaría temporalmente en el Eoceno superior-Oligoceno.

La subunidad 8a está constituida por arcillas rojas con limos, y arenas e intercalaciones de conglomerados con cantos redondeados de cuarcita y caliza (muy minoritarios). Puede corresponder a la Unidad Detrítica Intermedia de la misma autora.

2.3.2. Neógeno del borde meridional de la Sierra de Altomira

Presenta una gran extensión en la mitad septentrional de la Hoja, aunque los cortes de calidad son prácticamente inexistentes dentro de la misma. Tampoco existen datos paleontológicos, por lo que su edad ha sido asignada mediante correlación con zonas próximas.

Estos sedimentos se encuentran dispuestos en "*onlap*" sobre los materiales que constituyen la Sierra de Altomira. Por lo tanto, son parte de los depósitos más meridionales del relleno de la Depresión Intermedia, (Hoja de San Clemente, ITGE 1998).

La unidad 9 se encuentran representada en toda la Hoja, disponiéndose sobre cualquiera de las unidades anteriores y configurando un paisaje de formas alomadas con tonos rojizos, entre las que llegan a aflorar pequeños retazos del Mesozoico y Paleógeno, o bien los materiales de las unidades 10 y 11, que aparecen intercalas en la misma. Sobre esta unidad (nº 9) se apoya el ciclo del Mioceno superior (unidades 12 y 13), mediante un contacto erosivo y discordante, circunstancia descrita y documentada en las Hojas colindantes por el oeste, pero por la escasez de afloramientos no ha podido ser evidenciada en esta Hoja. Así, la unidad 12 sólo se ha individualizado en el sector central de la Hoja (Las Mesas) y se ha integrado con la unidad 9 en el resto del área, por lo que ha sido designada como Mioceno indiferenciado, que hacia su techo incluye, en la mayor parte de la Hoja, la discordancia de la base del Mioceno superior y la unidad 12 suprayacente a la misma. Por ello la unidad 13 (calizas del Páramo) aparece representada en contacto concordante sobre la nº 9.

2.3.2.1. Arcillas y limos rojos (9) Mioceno indiferenciado. Brechas y conglomerados calcáreos (10). Yesos con sílex y calizas micríticas con algas (11) Aragoniense- Vallesiense

El contacto con los materiales del Mesozoico, aflorantes en los anticlinales de la Sierra de Altomira, se produce mediante un conjunto de capas decimétricas de una brecha calcárea (10), de cantos angulosos fuertemente cementados. A cierta distancia del borde de cuenca, sobre este nivel basal se encuentra un conjunto de arcillas rojas, entre las que se intercalan niveles de areniscas y conglomerados calcáreos, con las mismas características litológicas y de facies que el tramo basal. En consecuencia, la unidad 10 corresponde a una facies de borde, con cambio lateral a las facies lutíticas de la unidad 9.

Los conglomerados y brechas calcáreas (10) son equivalentes a las que jalonan la plataforma de Campo de Criptana y relieves de Altomira, en la Hoja contigua. Son conglomerados "*matrix-supported*" generados por "*debris-flow*", alternando con depósitos de "*mud-flow*". El conjunto presenta coloraciones marrones-rojizas, y una potencia de varias decenas de metros, disponiéndose en "*sets*" a favor de la pendiente deposicional en los bordes de los paleorrelieves.

En las proximidades de las localidades Las Mesas y Santa María de los Llanos se desarrolla un tramo de yesos limosos con nódulos de sílex (11), que por su mayor resistencia a la erosión dan lugar a mesas estructurales. Estos materiales representan los depocentros de las pequeñas cuencas miocenas.

En resumen, la unidad 10 correspondería a zonas proximales de abanicos aluviales, y la unidad arcillo-limosa (9) representaría las zonas distales de dichos abanicos. Los niveles de yesos con sílex y calizas micríticas (11) corresponderían a zonas encharcadas situadas entre dichos abanicos.

Por correlación cartográfica y estratigráfica con las hojas colindantes la edad del conjunto correspondería al Mioceno inferior y medio.

2.3.2.2. Margocalizas blancas, areniscas amarillas y microconglomerados. Unidad Superior (12) Vallesiense-Turoliense

Sobre los materiales anteriores se dispone un tramo heterogéneo con litologías diversas, a veces margoso, otras detrítico, que sólo ha podido reconocerse de forma puntual, ya que suele presentarse cubierto por los derrubios de ladera desarrollados bajo las mesas estructurales del páramo suprayacente (13). Al este de Las Mesas se han podido identificar las areniscas mencionadas, como bancos decimétricos de areniscas silíceas incoherentes, con microconglomerados de tonos blanquecinos en su base. La potencia de este tramo puede oscilar entre 2 y 4 m. En la zona de Las Mesas, la delimitación cartográfica de esta unidad se ha realizado por su posición bajo las calizas del Páramo. En el resto de la Hoja se ha integrado con la unidad 9, tal como se indica más arriba.

La unidad 12 podría correlacionarse con las "Areniscas de Villalgordo del Júcar", si bien en esta localidad han sido asignadas por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) al Turoliense-Villafranquiense, es decir, a una edad más reciente que la que resulta de su correlación con las Hojas de Arenales de San Gregorio, Campo de Criptana, Villacañas y Quintanar (Vallesiense-Turoliense), donde esta unidad se identifica como el equivalente del "Sistema fluvial intramioceno" (CAPOTE y CARRO, 1970), o como la base de la Unidad Terminal de la Cuenca de Loranca.

2.3.2.3. Calizas micríticas con algas y calizas rojas. Unidad Superior (13) Turoliense

Al igual que en las hojas vecinas ya mencionadas, el Mioceno finaliza con el depósito de calizas micríticas de color beige o blanco grisáceas, que en ocasiones presentan en su base capas de 10 a 20 cm de espesor de calizas detríticas rojas. En las primeras pueden reconocerse restos de algas y de forma ocasional texturas fenestrales. En la localidad de Las Mesas este conjunto presenta un espesor reducido a 2 m, repartidos entre las calizas detríticas y esparíticas de color rojo y la caliza micrítica beige, que culmina la serie miocena. Por el contrario, en el ángulo SE de la Hoja la unidad infrayacente (12) y esta misma alcanzan más de 20 m de potencia. También se produce un aumento de espesor hacia occidente (Hoja de Campo de Criptana), aunque menos acusado.

Estas calizas se interpretan como depósitos de sistemas lacustres carbonatados, que estarían conectados entre sí mediante pequeños canales.

Por correlación con los de Hojas adyacentes (San Clemente, 716; Horcajo de Santiago, 632; y Palomares del Campo, 633), donde estas calizas culminan con un nivel calcáreo en el que se han encontrado asociaciones de microvertebrados, su edad correspondería al Turoliense.

2.3.3. Plioceno de la Sierra de Altomira y Llanura manchega

En zonas adyacentes se puede comprobar la existencia de encostramientos que PÉREZ GONZÁLEZ (1982) hace corresponder con el fin del ciclo terciario en la región, dando ya paso a los procesos cuaternarios, de los cuales existe una amplia representación dentro de la Hoja de El Provencio y sus adyacentes.

2.3.3.1. Brechas y costras carbonatadas (14) Plioceno

Esta unidad comprende diversos recintos cartográficos en los que aparecen brechas y costras carbonatadas, con un origen mixto -edáfico y de escorrentía- que se ubican sobre algunos los sectores más septentrionales de la superficie de erosión finimiocena labrada sobre los materiales mesozoicos y paleógenos, coincidiendo con algunas de las culminaciones de la mencionada superficie.

Se trata de caliches, en unos casos pulverulentos y poco coherentes, compactos en otros. No existen cortes que permitan la observación detallada de estos materiales, aunque hay que pensar en episodios de removilización y transporte del mismo, dada la presencia en la superficie de los afloramientos de caliche con textura brechoide, que a su vez han sido cementados por la prosecución del encostramiento edáfico.

En la mitad oriental de la Hoja, con cierta proximidad al sistema de terrazas del río Záncara, estos materiales sólo se conservan en los sectores de la mencionada superficie de erosión, cuya cota es mayor que la de la terraza más alta de dicho río. Dicha circunstancia puede interpretarse como el resultado de la denudación del encostramiento y del enterramiento bajo dicho sistema de terrazas de los sectores más meridionales de la superficie de erosión, puesto que ésta desciende de norte a sur hasta situarse a una cota inferior o igual a la de las terrazas más bajas.

Todo ello avalaría la edad pliocena, o al menos anterior al depósito del sistema de terrazas del Záncara, en línea con las ideas de PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit*.).

2.4. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios en la Hoja de El Provencio, y en general en la Llanura Manchega, ocupan una gran extensión, fruto del escaso encajamiento de la red fluvial, con un gran desarrollo de zonas endorréicas y presencia de mantos eólicos, cuya fuente fue la llanura de inundación del río Záncara, que en la actualidad es ya la terraza inferior de este río.

2.4.1. Gravas, arenas y limos (15), (16) y (17) Terrazas del río Záncara. Pleistoceno

Estas tres unidades cartográficas ocupan gran extensión a lo largo de la mitad sureste de la Hoja. Constituyen el amplio y complejo sistema de terrazas del actual río Záncara, "superviviente de un sistema complicado de canales que a lo largo del Pleistoceno, ha modelado las regiones centro orientales de la Llanura Manchega" (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981).

Las terrazas más meridionales presentan la caliza como el elemento litológico principal (59 a 75%), la cuarcita pueden alcanzar el 30%. Los tamaños se agrupan entre 2 y 4 cm, con una distribución claramente unimodal. El centil puede llegar a 10 cm.

Aguas arriba de El Provencio, el espectro litológico está constituido por calizas entre el 90 y 95%, cuarcitas entre el 0 y el 5%, cuarzos entre el 0 y el 4%, y porcentajes menores de sílex y costras calizas. La forma de los cantos es subangulosa-subredondeada o subangulosa. En cuanto a la granulometría existe entre un 67,5 y 90% de cantos con un tamaño 2-4 cm, y entre un 8 y 30.5% con un tamaño de 4.6 cm. El centil, excepcionalmente, alcanza el tamaño bloque, cuando los clastos son calizos.

El sistema deposicional fue de canales, localmente "*braided*", que discurrirían por múltiples brazos o valles, tras la formación de la terraza alta.

A partir del punto denominado Santiago de la Torre, y con dirección NE-SO se encuentra el paleovalle de Santiago de la Torre, que enlazaría el actual río Záncara con el Embalse de los Muleteros. Se diferencia de las terrazas por la desaparición de la fracción más gruesa, existiendo una gran cantidad de arenas gruesas y limos pardos. En la cartografía se ha representado como un fondo de valle más (25), puesto que a pesar de haber sido abandonado por el curso del Záncara, aguas abajo de la diversificación sigue funcionando como tal.

PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) distingue cuatro niveles de terraza para el río Záncara, cuyas cotas relativas sobre el cauce actual son: +2-3 m, +6-8 m, +15-16 m, y +30-35 m. La terraza superior pierde altura con rapidez aguas abajo, desde +40 m en su extremo septentrional, situado junto a los relieves de la Sierra de Altomira, hasta sólo +10 en las inmediaciones de El Provencio.

La edad de estas terrazas abarca desde el Pleistoceno inferior al superior.

2.4.2. Arcillas y limos con cantos. Glacis (18). Pleistoceno superior

Cubren algunas suaves pendientes regularizadas, situadas entre los relieves de la Sierra de Altomira, en el borde septentrional de la Hoja. De esta manera, configuran el enlace entre los relieves mesozoicos y los sedimentos terciarios más recientes. Están constituidos por gravas, arcillas rojas y arenas. Su edad podría ser Pleistoceno superior o más antigua.

2.4.3.Limos y arcillas con cantos. Coluviones (19). Pleistoceno superior-Holoceno

Son depósitos que se encuentran asociados a los relieves de la Sierra de Altomira, si bien su extensión dentro de la Hoja es muy escasa debido a la poca entidad de los mismos.

Están integrados por arcillas, así como limos y arenas con fragmentos angulosos de naturaleza muy diversa, predominando los dolomíticos y calizos. Su textura y consolidación es muy similar a la de los pequeños abanicos aluviales, aunque su potencia es bastante menor, no llegando a superar los 2-3 m de espesor. Se les asigna una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

2.4.4. Limos, arcillas y arenas con cantos. Aluvial-coluvial (20)

Esta unidad corresponde a los delgados recubrimientos que cubren las suaves laderas de los relieves de la mitad norte, donde aparecen numerosas vallonadas en cuna cubiertas por estos depósitos de origen mixto (aluvial-coluvial). Son depósitos heterométricos en los que predomina la fracción fina (limo y arcilla) con cantos, preferentemente calizos y dolomíticos, junto con cantos rodados cuarcíticos, procedentes de los niveles paleógenos. Se les asigna la misma edad que a los coluviones (Pleistoceno-Holoceno).

2.4.5. Arenas, limos y gravas. Abanicos tipo *crevasse splay* (21). Holoceno

En relación con el paleovalle de Santiago de la Torre se produce una zona de derrame con morfología de abanicos muy planos, de unos 2 km^2 de extensión (SSE de Las Mesas). En ella predomina la fracción arenosa, con abundantes cantos rodados de cuarcita, procedentes de los materiales paleógenos. Se les asigna una edad Holoceno.

2.4.6. Arcillas y limos pardos con cantos calizos. Fondo de dolina (22). Holoceno

Cubren pequeñas depresiones circulares, de origen kárstico, algunas de las cuales han sido identificadas como cubetas endorreicas, por su mayor tamaño y por ser áreas de encharcamiento. Se les asigna una edad Holoceno, que podría remontarse al Pleistoceno superior.

2.4.7. Limos negros y salinos, con cantos. Fondo endorreico y terrazas lacustres. (23). Holoceno

Los materiales que constituyen esta unidad son el resultado de la presencia de zonas endorréicas y semiendorreicas presentes en toda la Hoja, y en especial, cuando el sustrato está formado por arcillas y yesos impermeables. El resultado es la formación de fangos salinos, por disolución de los yesos, y la formación de numerosas lagunas, cuyas aguas tienen una composición sulfatada-magnésica y clorurado-sódica. La existencia de vegetación resistente a este medio salino, da lugar a la aparición de limos negros, ricos en materia orgánica, junto con los depósitos evaporíticos.

2.4.8. Arenas bien clasificadas, arcillas y limos. Manto eólico (24). Pleistoceno superior-Holoceno

Dentro de este epígrafe se engloban tanto los mantos eólicos como las dunas, constituyendo ambos una misma unidad cartográfica. En este área, estos materiales fueron estudiados por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) y posteriormente por el IGME (1988), en la cercana Hoja de Villarta de San Juan (738).

Estos sedimentos se distribuyen en manchas irregulares a lo largo de la mitad meridional de la Hoja, y siempre asociadas a los depósitos aluviales del río Záncara, los cuales actúan como área madre, junto con los sedimentos miocenos. Están constituidos por arenas medias y finas y limos, de coloraciones rojizas y pardo-amarillentas.

Los análisis de minerales pesados realizados por PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) y por los autores de la vecina Hoja de San Clemente (ITGE, 1991) permiten reconocer el predominio de la turmalina (60-70%), seguida de circón (10-20%) y estaurolita (5-10%). Por lo que respecta a los minerales ligeros, el cuarzo es el principal constituyente, con un 80-90%. Actualmente, muchos de estos mantos eólicos se encuentran fijados mediante vegetación de matorral bajo y pinar. Su edad se atribuye al Pleistoceno superior-Holoceno.

2.4.9. Arenas y limos con cantos. Fondo de valle (25). Holoceno

Dentro de esta unidad se engloban todos los sedimentos que aparecen en el fondo de los valles que constituyen la red de drenaje de la Hoja, fundamentalmente los que tapizan los valles de los ríos: Záncara, Monreal, Taray y Las Ánimas.

Están constituidos por arenas y limos con cantos, generalmente calcáreos, aunque su composición depende del área fuente. Su génesis es fluvial y en ocasiones existen aportes laterales procedentes de las vertientes. Son depósitos poco coherentes, con desarrollo en superficie de suelos pardos o grises. Su edad es atribuible al Holoceno.

3. TECTÓNICA

3.1. ANTECEDENTES

Trabajos anteriores realizados al Norte de esta zona de estudio (SÁNCHEZ SORIA y PIGNATELLI, 1967; SÁNCHEZ SORIA, 1973), describen la estructura de la Sierra de Altomira como un haz de pliegues que se abre y amplía hacia el Sur, a la par que, en el mismo sentido, los pliegues se hacen más suaves y sus direcciones giran progresivamente hasta adquirir una orientación NNO-SSE. Paralelamente en el sector Norte se detecta una fuerte vergencia al Oeste, dándose numerosas superficies de cabalgamiento que llegan a imbricar los sucesivos anticlinales. También, en opinión de estos autores, dichos accidentes longitudinales se atenúan hacia el Sur reduciéndose también la cuantía de la vergencia.

En el borde oriental de Altomira se producen pliegues en relevo, vinculados posiblemente a la actuación de accidentes de zócalo transversos (NE-SO), como desgarres derechos. Dichos accidentes nunca llegan a constituir fallas de cobertera y su localización en superficie sólo puede realizarse de forma imprecisa a lo largo de las zonas de pliegues escalonados o de flexiones de las trazas axiales (SÁNCHEZ SORIA, *op. cit.*).

Los primeros estudios sobre microtectónica se deben a ÁLVARO y CAPOTE (1973) los cuales describen una única fase compresiva para la estructuración de la Sierra de Altomira, si bien, el desarrollo de la misma comprende dos subfases, con la misma dirección de acortamiento ENE-OSO. Durante la primera se generan juntas estilolíticas y desgarres (σ_1 vertical, σ_1 horizontal). Durante la segunda se forman primero fallas inversas y cuñas y seguidamente los pliegues (σ_1 horizontal).

En el sector situado al este de Quintanar de la Orden, MANERA BASSA (1981) dedujo tres fases compresivas en base a las relaciones entre diferentes familias de juntas estilolíticas, las cuales coinciden exactamente con las deducidas por ÁLVARO (1975) en el área de Sigüenza, y son correlacionables con las establecidas por distintos autores en el resto de la Cordillera Ibérica (BRINKMANN, 1931; VIALLARD, 1973 y 1976; GÓMEZ FERNÁNDEZ y BABIN, 1973; GARCÍA ABAD, 1973; SIMÓN GÓMEZ, 1984, etc.). La primera de ellas (Fase Pirenáica, preoligocena) actuó con una dirección de acortamiento NO-SE, y en la Sierra de Altomira sólo llegó a producir superficies estilolíticas (MANERA BASSA *op. cit*.). La segunda, considerada como Fase Castellana (PÉREZ GONZÁLEZ *et al*., 1971) es la fase principal de la Ibérica, presentando una dirección de acortamiento NE-SO y una edad intraoligocena. Igualmente y según MANERA BASSA (*op. cit*.) en la Sierra de Altomira sólo habría producido superficies estilolíticas. La tercera fase presenta una dirección de acortamiento ENE-OSO, dando lugar a la estructuración general de Altomira durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (SÁNCHEZ SORIA, 1973; ÁLVARO, 1975; CAPOTE *et al*., 1982).

Posteriormente, los mismos autores señalan la existencia de una segunda compresión tardía (NNE a N) en la misma zona, la cual se sitúa en el límite Aragoniense-Vallesiense. Paralelamente CAPOTE *et al*. (1982) citan también una última fase compresiva, en la zona de encuentro con el Sistema Central y en las hojas geológicas de El Pobo y Checa, con dirección NNE.

En suma, todavía no ha quedado bien acotada la edad Oligoceno-Mioceno de la fase principal de Altomira, la cual ha debido tener una evolución bastante prolongada (ÁLVARO y CAPOTE, 1973). DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ (1979) proponen su sincronismo con la sedimentación de la Unidad Detrítica Superior (Arverniense-Ageniense), que, en la Depresión Intermedia, aparece limitada por sendas discordancias correlacionadas con las fases Castellana y Neocastellana respectivamente. No obstante, cabe la posibilidad que la deformación progresase durante el Mioceno medio en relación con las superficies de cabalgamiento asociadas a los anticlinales de la Sierra de Altomira, en tanto que la deformación en la Depresión Intermedia, durante la sedimentación de la Unidad Terminal, fuese inapreciable.

3.2. MACROESTRUCTURAS

Los afloramientos mesozoicos quedan restringidos al tercio septentrional de la hoja, los cuales aparecen como un haz de pliegues y cabalgamientos con vergencia al Oeste y dirección dominante NNO-SSE, si bien algunos pliegues presentan giros en planta levógiros, de forma que algunas porciones de los mismos adquieren una dirección ONO-ESE.

Las estructuras anticlinales aparecen separadas por zonas sinclinoriales cubiertas por los materiales Neógenos y Cuaternarios, entre los cuales aparecen afloramientos mesozoicos correspondientes a pliegues anticlinales de menor amplitud.

De Oeste a Este pueden enumerarse los siguientes macropliegues más importantes:

- Anticlinal de Mota del Cuervo.
- Anticlinorio de Sta. Mª de los Llanos.
- Anticlinorio del Cerro de los Barreros.
- Anticlinal de Las Pedroñeras.
- Anticlinorio de la Veseda.
- Anticlinal del Molino de las Monjas.

En el primero y en el penúltimo los materiales jurásicos afloran con mayor o menor extensión. Sus extremos meridionales aparecen recubiertos por los materiales neógenos y cuaternarios del Corredor Manchego, sin que se aprecien cierres periclinales.

En todos los casos se trata de pliegues cilíndricos con gran desarrollo longitudinal y con vergencias variables. Así, el anticlinal de Mota del Cuervo presenta vergencia al Oeste, con buzamientos que oscilan entre los 70º y 80º en su flanco occidental y menores en el oriental. En su extremo sur adquiere una geometría más abierta y una dirección N-S.

El anticlinorio de Sta. Mª de los Llanos presenta una banda occidental con vergencia más definida. Hacia el interior de la estructura aparece una fractura, con la misma dirección que las capas, la cual repite los tramos correspondientes al Cenomaniense, indicando una última actuación como falla normal. No obstante, dicha fractura pudo actuar originalmente y durante la fase compresiva como una falla inversa. La banda oriental del mismo anticlinorio presenta diversos pliegues con anchura decamétrica y sin vergencia definida. Uno de ellos aparece en el talud de la carretera de Mota del Cuervo a El Pedernoso (km 145,5). Paralelamente dichos pliegues presentan importantes cambios de dirección.

Hacia el Este se pasa gradualmente al anticlinorio del Cerro de los Barreros. Esta estructura en su conjunto presenta una débil vergencia, también al Oeste, y un cierre periclinal en su extremo Norte. En su sector central dicho anticlinorio podría presentar la influencia de un accidente de zócalo con dirección E-O a ENE-OSO, que produciría un giro derecho en planta de las capas correspondientes al flanco occidental. Sin embargo, dicha geometría también puede interpretarse como el resultado de un movimiento relativo en la vertical, con hundimiento del bloque septentrional. También conviene señalar que las capas aflorantes en dicho bloque, presentan en la proximidad del accidente una dirección también próxima a la E-O, configurando un giro progresivo desde la dirección NNO-SSE y en definitiva una estructura braquianticlinal.

Más hacia el Este, aflora el anticlinal de Las Pedroñeras, sin vergencia definida y más laxo que todos los macropliegues restantes. Al Norte de esta localidad presenta un fuerte giro levógiro de su traza axial. Junto a este pliegue, bastante abierto, se sitúa, en su flanco oriental, un apretado sinclinal, posiblemente cabalgado por el anticlinorio de La Vereda. Éste presenta una fuerte vergencia, deducible de la posición vertical de las capas cretácicas y en algunos casos invertida en los niveles jurásicos. Contrariamente, en su flanco oriental los buzamientos no superan los 50º, existiendo diversos pliegues con anchura decamétrica y geometría más abierta. El carácter cabalgante de este anticlinorio no ha podido ser confirmado en superficie, puesto que no hay afloramientos de la superficie de cabalgamiento o de despegue entre los diferentes niveles verticalizados de su flanco occidental. Por otra parte, dicho anticlinorio mantiene una dirección NNO bastante constante, con una leve inflexión o rotación izquierda en sus afloramientos meridionales, donde queda progresivamente cubierto por los materiales neógenos.

En el ángulo nororiental de la hoja, cerca del río Záncara, se encuentra el anticlinal del Molino de las Monjas, cuyo flanco oriental parece estar cabalgado por otra estructura anticlinal con fuerte vergencia y escaso desarrollo longitudinal dentro de la hoja.

Contrastando todos los datos anteriores, con los reunidos en la hoja de Campo de Criptana (714) se desprenden otros datos de observación, con mayor rango y de carácter más general y que pueden resumirse en lo siguiente:

- Los extremos meridionales de los pliegues de la Sierra de Altomira, no corresponden a cierres periclinales, con inmersiones al Sur de sus ejes (tal como proponían SÁNCHEZ SORIA y PIGNATELLI, 1967; y SÁNCHEZ SORIA, 1973). Se trata de pliegues cubiertos por los materiales neógenos y cuaternarios.

- En este haz de pliegues se encuentran, conjuntamente y de forma casi alternante, pliegues anticlinales bastante abiertos y pliegues fuertemente vergentes al Oeste, con flancos occidentales verticalizados o incluso invertidos.

- Los giros y cambios de dirección de los ejes de los pliegues son mucho más frecuentes y pronunciados en los pliegues más abiertos, en tanto que los pliegues vergentes y asociados a cabalgamientos, presentan un trazado rectilíneo.

3.3. MICROESTRUCTURAS

Pese a la insistente búsqueda de microestructuras (juntas estilolíticas, microfallas, diaclasas, etc.) no se han encontrado estaciones relevantes que permitan reunir datos concluyentes sobre la evolución de la deformación. Tan solo en el flanco occidental del anticlinal de La Vereda, los bancos verticales de las calizas micríticas del Turoniense presentan dos familias de superficies estilolíticas. Unas de ellas paralela a la estratificación y la otra transversa a la misma, con picos estilolíticos en dirección submeridiana (km 1.7 de la carretera local de Las Pedroñeras a la Alberca de Záncara). Así mismo, sobre las calizas jurásicas de una cantera situada 2 km al Norte de la localidad anterior, se ha encontrado el mismo sistema de juntas estilolíticas.

3.4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

3.4.1. Estructuración de la Sierra de Altomira

Quizás las estribaciones más meridionales de las estructuras de la Sierra de Altomira, no sean las localidades más apropiadas para establecer conclusiones relativas a la evolución tectónica de este sistema montañoso, dado que dichas estructuras presentan un escaso relieve y aparecen parcial o totalmente cubiertas por las formaciones postorogénicas. No obstante, pueden contrastarse los datos obtenidos con las investigaciones de autores anteriores, resumidas al principio de este capítulo, para sacar algunas conclusiones e hipótesis de carácter más o menos general.

El esquema evolutivo, establecido más al Norte por MANERA BASSA (1981), correspondiente a las tres fases compresivas, no ha podido ser confirmado dentro de la hoja. No obstante, las superficies con picos estilolíticos, con una dirección submeridiana, podrían corresponder a una de las dos fases compresivas con dirección más norteada y anteriores a la última fase, o fase principal de Altomira. Dichas fases, tampoco habrían generado macroestructuras en las localidades investigadas.

Por el contrario, no se han encontrado microestructuras compatibles con esta fase principal, de forma que, su génesis y evolución serán analizadas en base a los rasgos generales deducibles de sus macroestructuras y ya expuestos en el apartado correspondiente.

Tal como apuntó SÁNCHEZ SORIA (1973), el extremo meridional de Altomira aparece como un haz de pliegues menos apretados que en los sectores septentrionales. No obstante, siguen dándose pliegues bastante apretados y con fuerte vergencia, alternando con otros de geometría

más abierta, como en el resto de la región. De esta forma no se produce un cambio notable en el estilo de la deformación, según proponía el mismo autor. La situación real corresponde a una coexistencia de anticlinales abiertos con anticlinales fuertemente vergentes y posiblemente cabalgantes, reflejando, eso sí, una disminución del acortamiento hacia el Sur, donde, por otro lado, los accidentes longitudinales o cabalgamientos no tienen una clara expresión superficial.

Otro rasgo ya apuntado es la presencia de inflexiones o giros bastante acusados, precisamente en los pliegues más abiertos, al lado de pliegues cabalgantes bastante rectilíneos.

Ambas circunstancias apuntan hacia la posible estructuración del conjunto en dos etapas sucesivas. Primeramente se habría producido el plegamiento general de la zona, generándose pliegues no muy apretados y sin vergencias definidas. Dicho plegamiento debió de verse influido por la actuación simultánea de accidentes de zócalo, transversos en relación a los pliegues, como desgarres levógiros o dextrógiros según los casos, dando lugar a pliegues en relevo en los sectores más septentrionales (SÁNCHEZ SORIA, *op. cit*.) y a diversos giros en planta, izquierdos, de los ejes de pliegues, estos últimos detectados también en el interior de la hoja. Hasta este momento los fenómenos de despegue pudieron ser poco importantes.

En una etapa posterior la totalidad de la cobertera debió experimentar un despegue general al nivel del Keuper, con desplazamiento hacia el Oeste, como muestra el corte Tectónico Generalizado, elaborado por HISPANOIL, en base a sus registros de sísmica de reflexión y a algunos sondeos puntuales, contemplado por HERRAIZ, M. y otros (2000). Paralelamente los pliegues experimentaron un apretamiento general en el Norte y más discontinuo y menos intenso en el Sur, donde los anticlinales con fuerte vergencia parecen corresponder a pliegues de propagación de falla (posibles anticlinales de rampa), que corresponderían a cabalgamientos menores, desarrollados hacia la superficie y enraizados en el cabalgamiento basal.

En una última etapa, el despegue general de la cobertera habría trasladado la totalidad de los pliegues de forma que los giros de los ejes de los pliegues ya no estarían localizados sobre los accidentes de zócalo que los generaron, por cuya razón su posición actual no puede servir para la localización de dichos accidentes. Por otra parte, la salida a la superficie de las rampas o cabalgamientos menores enraizados en el cabalgamiento basal, habrían reunido y aproximado en algunos casos pliegues con su estructura original apenas alterada (geometría abierta con giros en planta, junto con pliegues apretados y cabalgantes). Así, los anticlinales de Las Pedroñeras y de La Vereda pueden ser el ejemplo más claro de esto último.

En relación con la actuación de los accidentes del zócalo y simultáneamente a la formación de los pliegues, conviene indicar que los giros en planta de los ejes de los pliegues más relevantes de la hoja, son izquierdos, en tanto que los relevos de los pliegues descritos más al Norte (SÁNCHEZ SORIA y PIGNATELLI, 1967; y SÁNCHEZ SORIA, 1973) son sólo explicables mediante la actuación de accidentes de zócalo de tipo desgarres dextrales, con la excepción del relevo inverso de Saélices. Observando la cartografía de dichos autores puede comprobarse que dichos relevos de pliegues se ajustan, aproximadamente, a una dirección NNE-SSO a NE-SO, que lógicamente puede corresponder a la del accidente de basamento. Por otro lado, los giros ya aludidos y muy patentes dentro de las hojas de El Provencio y Campo de Criptana, pueden haberse producido sobre accidentes con dirección E-O. En definitiva, podría pensarse en la actuación simultánea en el zócalo, de ambas familias de fracturas conjugadas, derecha la primera e izquierda la segunda, frente a la fase compresiva principal de Altomira, con dirección ENE, o incluso antes, durante la fase principal de la Ibérica, con dirección NE.

Por otra parte, conviene recordar que los afloramientos más meridionales de los pliegues de Altomira no presentan los cierres periclinales, ni las inversiones al sur de los ejes de los pliegues, apuntadas por SÁNCHEZ SORIA (*op. cit.*), el cual vinculaba dichos supuestos cabeceos al hundimiento del bloque sur (Corredor Manchego) a lo largo del accidente de San Clemente, con dirección E-O. La realidad muestra como el conjunto de las estructuras, sin inversiones ni cambios apreciables de su geometría, quedan recubiertas hacia el Sur por los sedimentos neógenos y cuaternarios. La actuación de dicho accidente y el límite meridional de Altomira debe de situarse más al Sur, bajo las formaciones recientes de dicho corredor.

En relación con la edad de la deformación, nos referiremos de momento a las conclusiones de los autores anteriores, ya resumidos al principio de este capítulo. El plegamiento de la cobertera mesozoica y paleógena de Altomira pudo iniciarse con la sedimentación de la Unidad Detrítica Superior de la Depresión Intermedia, la cual ya aparecía jalonada por sendos relieves, al Oeste (Sierra de Altomira) y al Este (Serranía de Cuenca) (DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1979). Posteriormente y durante el Mioceno inferior y medio, la deformación progresó a favor de diversas superficies de cabalgamiento, en las que las facies de borde con dicha edad llegaron a ser cabalgadas por el Mesozoico (SÁNCHEZ SORIA, 1973).

3.4.2. Fases tectónicas y campos de esfuerzos

Hasta el final de los años ochenta la evolución alpina de la Cordillera Ibérica y sus aledaños, ha sido contemplada como una sucesión de fases o etapas tectónicas establecidas por diferentes autores en base al análisis macro y microestructural en diferentes sectores de la cadena, y al registro estratigráfico. Las fases tectónicas que se han ido estableciendo no siempre dan cuenta de todos los datos estructurales y estratigráficos de los sedimentos coetáneos en las diferentes localidades.

Los trabajos de SIMÓN GÓMEZ (1988, 1989 y 1990) constituyen un punto de inflexión en el estudio de la evolución de la Cordillera Ibérica, puesto que este autor propone y desarrolla una nueva metodología basada en los campos de esfuerzos. Con ello no descarta la existencia de etapas álgidas en el diastrofismo, pero sí sugiere las mayores posibilidades de integración que presentan los campos de esfuerzos en lo referente a edades y cinemática deducibles de estructuras en diferentes localidades, que pueden parecer contradictorias o no explicables con la metodología de etapas tectónicas.

Para ello, este autor llama la atención sobre las siguientes premisas:

- La cordillera Ibérica y áreas limítrofes han experimentado una evolución compleja, fruto de la propagación hacia el interior de la península de los esfuerzos diacrónicos debidos a la convergencia entre Europa y África.

- Los campos de esfuerzos provocados a consecuencia de lo anterior son inhomogéneos, ya que experimentan desviaciones e inversiones entre los esfuerzos principales, en relación con determinados accidentes.

- Campos de esfuerzos diferentes pueden actuar a la vez o al menos superponerse de forma alternativa en un mismo sector y para un determinado intervalo de tiempo geológico.

Seguidamente se expone la evolución alpina según el modelo clásico de fases tectónicas.

Después se realiza un esbozo de los trabajos más recientes sobre campos de esfuerzos en el entorno del corredor manchego.

3.4.2.1. Etapas tectónicas

Los materiales neógenos del Surco Manchego no permiten establecer una secuencia orogénica. No obstante y a nivel regional, se ha establecido la siguiente sucesión de fases para el ciclo alpino (Fig. 3):

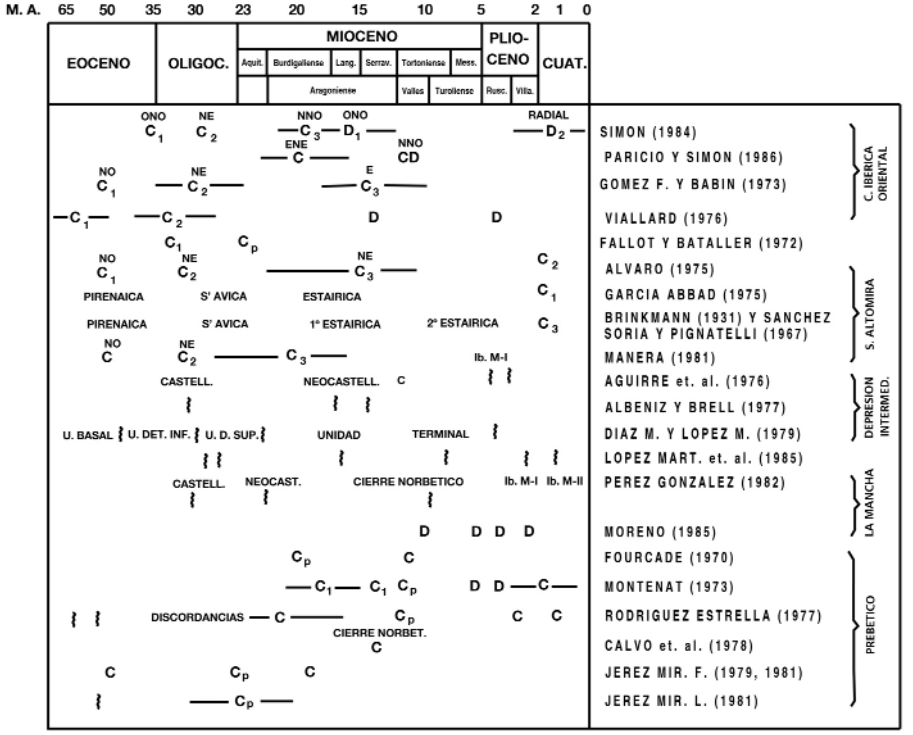


Fig. 3.- Cuadro de las fases tectónicas cenozoicas dadas por diferentes autores para la cadena Celtibérica, La Macha y el Prebético. Las fases van indicadas con un nombre en mayúsculas o en signo. $^{NE}C_2$ = segunda compresión con σ_1 = NE; ^{ONO}D = distensión con σ_3 = ONO. El tiempo abarcado por las fases está indicado por líneas horizontales; I = discordancia, con referencias a eventos o unidades sedimentarias. Ib.M-I = fase Iberomanchega I. (Elaborado por Barranco, 1988).

<u>Fases preorogénicas:</u>

Durante el Jurásico y el Cretácico tienen lugar las fases Neoquimérica y Aústrica, que provocan inestabilidad en el zócalo, mediante movimientos verticales (etapa de flexura del aulacógeno Celtibérico, ÁLVARO *et al.*, 1979).

Como consecuencia de lo anterior, se diferencian dos áreas durante el Cretácico y el Paleógeno: una meridional con tendencia al levantamiento (La Mancha-Campo de Montiel) y otra septentrional con tendencia al hundimiento (Depresión intermedia-Altomira).

Fases compresivas alpinas:

Durante el Terciario tiene lugar la Orogenia Alpina. La actuación de los dos márgenes activos de Iberia (Pirineo-Cantábrica y Bético- Balear) provocaría la deformación en el aulacógeno Celtibérico (ÁLVARO *et al., op. cit*) y en Campo de Montiel.

Se han descrito hasta 4 fases orogénicas para la Cadena Celtibérica situadas cronológicamente como sigue: Eoceno superior (Pirenaica) con compresión máxima en la dirección NO; Oligoceno superior (Sávica o Castellana) compresión NE; Mioceno inferior-medio (Estaírica o Neocastellana) con compresión NNO y Mioceno medio-superior con compresión NNO.

Las fases principales en la zona manchega son la 2ª y la 3ª, responsables de las deformaciones principales en el borde Sur de la Sierra de Altomira y en la Llanura Manchega oriental.

Por otra parte, en el Prebético parece existir una situación compresiva dirigida hacia el NO-NNO, desde el Eoceno medio al Tortoniense.

Fases postorogénicas:

Según este mismo modelo, las fases distensivas postorogénicas crearon en la zona manchega una serie de subcuencas con subsidencia diferencial, que en conjunto reciben el nombre de Surco manchego. Dicho proceso puede inscribirse dentro de un contexto distensivo más generalizado que, durante el Neógeno, tuvo lugar en el borde oriental de la península, el cual enlazaría con el sistema de fases de Languedoc y del Valle del Rin (VEGAS *et al.*, 1979). A lo largo de dicho sistema la distensión se inició por el norte (Oligoceno terminal en el Languedoc), progresando hacia el sur, de forma que la apertura y ampliación de las depresiones catalanas y cuenca norbalear tuvo lugar en el Mioceno Inferior. Las cuencas del Maestrazgo y sistema Ibérico oriental se configuraron como tales en el Vindoboniense y en el Vallesiense. La distensión alcanzó la zona manchega en el Vallesiense-Turoliense, inmediatamente después del cierre del estrecho nordbético. En dicho momento se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y diversas cuencas intramontañosas del Prebético (CALVO *et al.*, 1978).

La evolución de la distensión tuvo lugar a través de diversas etapas o fases, estando en consonancia con las dos etapas reconocidas en el Mediterráneo occidental (ARMIJO *et al.*, 1977; BOUSQUET, 1977).

En la Cordillera Ibérica oriental SIMON (1984) y posteriormente APARICIO y SIMÓN (1986) reconocen dos etapas. La primera, de edad Vallesiense, produciría una extensión ONO, mientras que la segunda actuaría de forma radial y continua durante el Plioceno terminal y el Cuaternario.

En el Prebético MONTENAT (1973) señala una distensión desde el Tortoniense al Plioceno, que es seguida por una compresión Cuaternaria y activa hoy día.

En la zona Manchega y Campo de Montiel, AGUIRRE *et al.* (1976) y GONZÁLEZ (1982) señalan varios procesos distensivos, a continuación de la fase compresiva del Tortoniense basal:

- Turoliense inferior: apertura de las cuencas del Júcar y Cabriel e inicio de la creación del Surco Manchego. También genera desnivelaciones de las distintas superficies de erosión del Campo de Montiel y está relacionado con el vulcanismo ultrapotásico de Campos de Calatrava.
- Villafranquiense basal: fase Iberomanchega I. Se estructura definitivamente el corredor Manchego. En la Cuenca del Tajo llega a producir pliegues y fallas (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1978).
- Villafranquiense inferior-medio: fase Iberomanchega II. Deforma levemente los materiales recién depositados mediante un basculamiento hacia el SO, ya iniciado en la fase anterior. Ambas fases se relacionan con el vulcanismo alcalino de Campos de Calatrava.

LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1985) y MORENO (1985) añaden otro episodio intraturoliense que amplió la Depresión de Albacete y estuvo relacionado con el vulcanismo de los Monagrillos en el Prebético.

Durante el Pleistoceno inferior se produjeron los últimos movimientos detectados en la región. Entonces, las superficies y los niveles de terrazas manchegas experimentaron un basculamiento al S y SO, condicionando un umbral arqueado que motivó la salida del río Júcar hacia el Mediterráneo. La disposición arqueada y centrífuga hace pensar en la acción simultánea de las dos familias de accidentes NE y NO.

3.4.2.2. Campos de esfuerzos

Diversos trabajos de los años noventa aportan un nuevo enfoque al estudio de la evolución tectónica de la Mancha y sus bordes montañosos. Así, la Sierra de Altomira es interpretada como el resultado de una primera actuación del *campo ibérico* (σ_1 NE-SO), durante el Oligoceno, en la que se generarían las estructuras de su mitad meridional (dirección NO-SE) (MUÑOZ MARTÍN Y DE VICENTE, 1998 a). Posteriormente y según los mismos autores, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, se produjo un solapamiento espacio-temporal del campo ibérico anterior y del *campo bético* emergente (σ_1 NNO). Esta superposición de campos, producida en el antepaís común a los orógenos pirenaico y bético, dio lugar al *campo Altomira* (σ_1 N100 E), que estructuró la mitad septentrional de esta pequeña cadena, cuyos pliegues y cabalgamientos presentan una dirección N-S a N 20E en su extremo más septentrional.

De acuerdo con lo anterior, Altomira es interpretada como una estructura de escape hacia el oeste de una cobertera mesozoica que se acuña en el mismo sentido, y que se despega del basamento y tegumento triásico gracias al nivel del Keuper. En este proceso, los accidentes de zócalo jugaron un papel determinante en los siguientes procesos: nucleación de pliegues, formación de rampas de cabalgamiento o de transferencia y diferenciación de los sectores septentrional y meridional de la cadena (PERUCHA *et al.*, 1995; MUÑOZ MARTÍN, 1997 y MUÑOZ MARTÍN y DE VICENTE, 1998 b).

Desde el Mioceno medio se produjo la actuación del campo Guadarrama (σ_1 NO-SE) (DE VICENTE, 1998 y CAPOTE *et al.*, 1990), que reactivó estructuras previas y generó otras nuevas en el extremo septentrional de Altomira y en la rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Ésta actuó como una zona transpresiva dextrosa, dando lugar a estructuras en flor (RODRÍGUEZ PASCUA *et al.* 1994 y DE VICENTE *et al.* 1996).

GINER (1996), DE VICENTE (*op. cit.*) y MUÑOZ MARTÍN (1997) señalan la coexistencia de este campo compresivo con el *campo extensivo reciente* (dirigido hacia el SE), desde el Mioceno superior hasta la actualidad. En el centro-oeste de la Meseta sur, este último campo es el causante de flexiones antiformales y sinformales en la corteza, con dirección NE-SO. Entre éstas, serían antiformales o positivas el eje de Alcázar de San Juan (plataforma del Campo de Criptana) y el Campo de Montiel. Entre las negativas, estaría la llanura manchega (RINCÓN y VEGAS, 1996). Si bien estos últimos autores relacionan dichas flexiones con la actuación del campo compresivo procedente del Arco de la Sierra de Alcaraz, desde el Neógeno superior a la actualidad. Simultáneamente accidentes con dirección NO-SE actuarían como desgarres dextrosos, incidiendo en la aparición del vulcanismo del Campo de Calatrava y en el trazado de la red hidrográfica, como sería el caso del río Guadiana, en su recorrido desde las lagunas de Ruidera hasta su salida a la llanura manchega.

Estas flexiones corticales se distribuirían por gran parte de la península y en su formación jugarían un papel importante las discontinuidades previas, como la falla del borde sur del Sistema Central. Según MUÑOZ MARTÍN y DE VICENTE, (1998 a) entre el campo compresivo y distensivo se produciría "relaciones cronológicas sincrónicas y/o alternantes" (p 68. *op. cit.*). Por otro lado, aparecen alteraciones en la dirección del eje de extensión máxima, provocadas por la existencia de accidentes previos, como el accidente del Záncara o falla de San Clemente, que forma el límite meridional de la Sierra de Altomira.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

4.1.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de El Provencio, comprende dos dominios morfoestructurales:

- Haz de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira, debidos al despegue de la cobertera sobre el tegumento triásico y su traslación hacia el oeste.
- Borde septentrional del Surco Manchego, en el que destacan las superficies estructurales del techo de los depósitos miocenos y el sistema de terrazas del río Záncara.

4.1.2 Estudio del modelado

Las formas que configuran la morfología de la Hoja de El Provencio se agrupan, según su génesis, en las siguientes:

4.1.2.1. Formas estructurales

En el haz de pliegues de la Sierra de Altamira, pese a su erosión y nivelación por la superficie finimiocena, la incisión posterior de la red hidrográfica produce relieves positivos sobre las capas más duras. Por su moderado contraste en el relieve se han identificado como *líneas de capa con indicación de buzamiento*, o bien como *resalte de capas subverticales*.

Las fracturas han sido identificadas como *fallas* o *fallas supuestas,* según los criterios geológicos, que en ocasiones permiten su tipificación como *fallas en dirección*, situadas en su mayoría a través de los pliegues de Altomira, o *fallas con indicación de bloque hundido*,

detectadas en las superficies estructurales de las calizas Turolienses (Páramo).

Las *superficies* y *escarpes estructurales* son los rasgos morfoestructurales más característicos y abundantes de la Hoja. Pueden reunirse en tres grupos:

- Las debidas a los pequeños relieves en cuesta o plataformas, labrados sobre los pliegues de la Sierra de Altomira y sobre las capas de yesos con sílex y calizas micríticas del Mioceno (unidad 11).
- Las *superficies estructurales degradadas* producidas por los conglomerados calcáreos de la unidad 10, presentes sobre todo en la banda central (E-O) de la Hoja
- La *superficie subestructural con retoques erosivos*, del Páramo o caliza finimiocena (unidad 13). La superficie estructural exhumada correspondiente a lo que en la Hoja de Campo de Criptana se designa como Páramo inferior, en ésta presenta un desarrollo mucho menor y ha sido integrada en la cartografía, junto con los niveles de yesos

Todas ellas configuras numerosos *escarpes estructurales*. Pequeños escalones que rompen la monotonía del paisaje.

4.1.2.2. Formas de ladera

Los *coluviones* se desarrollan casi siempre en las laderas de los relieves de la Sierra de Altomira, así como bajo los escarpes de la superficie subestructural con retoques erosivos del Páramo, de la mitad meridional de la Hoja.

4.1.2.3. Formas fluviales

La *incisión lineal* aparece más desarrollada en el borde septentrional de la Hoja, sobre los relieves de la Sierra de Altomira, aunque es un rasgo morfológico poco sobresaliente en el paisaje, por lo que en muchos casos se han representado como *líneas de incisión lineal poco marcada,* en especial sobre diversas vaguadas de la Sierra de Altomira, dada la morfología en cuna que presentan algunas de ellas. En el sector central algunas de éstas finalizan como *pérdidas de drenaje*

Sobre las mismas vaguadas mencionadas y en diversas hondonadas se han identificado *depósitos de arrollada* de origen mixto, *aluvial-coluvial*, en tanto que los valles principales con fondo plano aparecen cubiertos por acarreos fluviales de granulometría variable designados como *fondos de valle*, como ocurre en el cauce del río Záncara, donde predominan los limos grises debidos al encharcamiento esporádico del mismo y al desarrollo de la vegetación.

Cuatro kilómetros aguas arriba de El Provencio, el paleovalle de Santiago de la Torre, representa el antiguo curso del río Záncara, capturado y abandonado con posterioridad al desarrollo de la terraza baja de éste. El fondo de valle de este "antiguo Záncara" queda hoy a uno o dos metros sobre el Záncara actual. Al sur de Las Mesas, en un recodo de dicho paleovalle se ha producido un depósito de *derrame lateral* ("*crevasse splay*")

En la actualidad, la capacidad de erosión y transporte del Záncara es casi nula y su perfil en el tramo que aparece en la Hoja tiene una pendiente inferior al 1‰, hasta la localidad de El Provencio, y un poco mayor aguas arriba. En el primer tramo existen algunos *cauces abandonados* y en el segundo son frecuentes las *barras con cicatrices de acreción lateral*.

El sistema de *terrazas* del río Záncara conforma tres niveles. El más reciente se sitúa entre uno (aguas abajo) y cuatro metros (aguas arriba) sobre el cauce del río. El nivel intermedio se encuentra entre 6 y 10 m. El nivel superior presenta una pendiente acusada, puesto que se sitúa a unos 40 metros sobre el cauce, en el lugar donde éste sale de los relieves de la Sierra de Altomira, y desciende hasta los 10 m sobre el mismo cauce, en las inmediaciones de El Provencio. Contando con la pendiente propia del cauce, la de la terraza alta alcanza el 4,4‰.

Los escarpes de terraza están bien definidos en las dos más altas, pero muy degradados en la baja. Esta última pasa de forma lateral a extensas llanuras que se han identificado como *terrazas erosivas* situadas a la misma cota, en las que son identificables los colores característicos de las facies arcillosas del Mioceno.

4.1.2.4. Formas eólicas

Alcanzan gran extensión en el borde meridional de la Hoja, donde mediante fotointerpretación se ha identificado un extenso *manto eólico*, junto con diversas *crestas dunares* y dunas tipo *barjan*, que en la actualizad han sido destruidas por la maquinaria agrícola. Otros depósitos similares, pero menos extensos, cubren las superficies estructurales de las calizas finimiocenas, como resultado de la deflación de las áreas endorreicas contiguas.

Según las descripciones aportadas por PÉREZ GONZÁLEZ (1981), estos materiales son arenas de textura arcillo-limosa, con tamaño de grano entre medio y muy fino, con tonalidades amarillentas.

4.1.2.5. Formas endorreicas

El sector occidental de la Hoja aparece salpicado por numerosas *lagunas estacionales*, que en ocasiones aparecen transformadas en *áreas endorreicas* o en *áreas pantanosas*, debido a su colmatación y al descenso del nivel freático. En algunas de ellas, casi siempre las más extensas, puede identificarse un único nivel de *terraza lacustre*, con el consiguiente *reborde de terraza*, que configura un escalón de 1 a 2 m.

Algunas de estas áreas han debido ser en su origen depresiones de origen kárstico, en el seno de las superficies estructurales correspondientes a las calizas del Mioceno superior.

4.1.2.6. Formas de alteración

La karstificación, no sólo ha sido el origen de la mayor parte de las áreas endorreicas, también de diversas *dolinas con fondo plano*, *en embudo* y de otras *de borde difuso* y menos evolucionadas. Se sitúan sobre las mesas estructurales de la mitad meridional de la Hoja. En las inmediaciones del río Záncara, donde éste sale de la Hoja, se han identificado diversas *uvalas* y un *campo de pequeñas dolinas* sobre la superficie estructural exhumada correspondiente a la unidad 10.

4.1.2.7. Formas poligénicas

Lo más destacable de ellas es la presencia de una extensa *superficie de erosión degradada*, sobre el haz de pliegues de la Sierra de Altomira. En vías de desmantelamiento por la incisión fluvial actual, esta superficie se conserva sobre todo en los núcleos de los anticlinales. Los recintos cartografiados y representados en el mapa geomorfológico, en muchos casos resul-

tan de la integración de resaltes de capas duras, separados por pequeñas vaguadas, puesto que todos ellos se sitúan a la misma cota.

En la Hoja de San Clemente (716) (IGME, 1998), esta misma superficie ha sido designada como finimiocena, y donde también se indica que los bordes de la misma llegan a enlazar, a la misma cota, con la superficie del Páramo correspondiente a las calizas Turolienses. Sin embargo, en esta Hoja dicho enlace no es perfecto, puesto que casi siempre los afloramientos mesozoicos se sitúan una decena de metros sobre la superficie del Páramo más próximo a ellos en cada lugar.

El ángulo SE de la Hoja aparece ocupado por la superficie del Páramo, que se prolonga sin interrupción hasta el centro de la llanura del Corredor Manchego, donde fue designada por PÉREZ GONZÁLEZ, (1981) como Superficie Inferior de la Llanura Manchega.

La elaboración de la superficie finimiocena ha debido producirse a lo largo del Mioceno. En este contexto, los conglomerados y brechas calizas (unidad 10), y todas las unidades miocenas, vienen a ser los depósitos correlativos de dicha superficie.

Otras formas poligénicas son los *glacis de cobertera* que enlazan con algunos fondos de valle y los *glacis erosivos* que se extienden ampliamente por el sector central de la Hoja, en una posición ligeramente elevada sobre los cauces actuales, por tanto similar a la de la terraza más baja del río Záncara.

4.1.2.8. Formas antrópicas

Son destacables las *depresiones o huecos artificiales* creados para la extracción de áridos de machaqueo, en las calizas y dolomías del Lías o del Cretácico, y en las calizas que culminan la serie miocena, como ocurre en las inmediaciones de Las Mesas. También son relevantes las excavaciones realizadas sobre las arenas y gravas del paleovalle de Santiago. Otras explotaciones menores son las realizadas sobre los tramos yesíferos situados también cerca de Las Mesas.

4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Tras el depósito del Mesozoico y parte de Paleógeno se produjo la estructuración de la Sierra de Altomira. Ya iniciada la nucleación de los pliegues, estos fueron erosionados y cubiertos por los conglomerados cuarcíticos (unidad 8a) (Oligoceno-Mioceno inferior). Posteriormente a dicho episodio de sedimentación expansiva, los pliegues fueron reapretados a la par que prosiguió la elaboración de la superficie de erosión finimiocena, cuyos sedimentos correlativos (unidades miocenas) se acumularon en los surcos sinclinales de Altomira. Y en especial en el surco manchego, donde los datos de sondeos de hojas limítrofes atestiguan una subsidencia importante.

En la etapa final de la evolución de dicha superficie se produjo el depósito de las calizas del Páramo. Posteriormente ha experimentado procesos edáficos de encostramiento carbonático.

La incisión fluvial tiene su máximo exponente en el desarrollo del sistema de terrazas del río Záncara, en el que la terraza más baja se sitúa una decena de metros bajo la superficie del páramo (inmediaciones de El Provencio). El último rasgo destacable es la acción eólica, con deflación de las terrazas anteriores y de los materiales detríticos del Mioceno, y depósito de mantos eólicos y dunas aisladas.

4.3. PROCESOS ACTUALES

Todavía son activos los procesos eólicos mencionados, si bien estos son enmascarados por las labores agrícolas, que están transformando en tierras de labor los campos de dunas formados durante los últimos milenios. La misma suerte corren las áreas pantanosas, merced a los numerosos canales de drenaje excavados y al descenso del nivel freático debido a la importante explotación de las aguas subterráneas. Puede decirse que la Llanura Manchega es una de las regiones españolas más transformada por la acción humana que, en lo esencial, está acelerando el proceso de encajamiento de la red de drenaje con salida hacia el Atlántico.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Jurásico inferior, se instala una plataforma somera con evolución a "*lagoon*". El Dogger, ya presente en la Hoja de El Provencio, parece caracterizarse por un medio de plataforma somera de alta energía.

Durante el Cretácico inferior se producen una serie de episodios con movilidad tectónica cuyo resultado es la aparición de cuencas continentales en las que se depositan los sedimentos de la facies Weald.

Durante el inicio del Cretácico superior tiene lugar la sedimentación de la Fm. Utrillas, dentro de un medio continental fluvial, que da paso gradualmente a medios litorales. Es a partir de la transgresión cenomaniense cuando queda de nuevo homogeneizada la sedimentación, sucediéndose varios ciclos transgresivos-regresivos durante el Cretácico.

Durante el Cenomaniense tiene lugar un episodio transgresivo que da lugar a la instalación de una plataforma marina carbonatada somera, representada por los ciclos de somerización de las Fms. Alatoz y Villa de Ves. La progradación paulatina de la plataforma lleva a la interrupción sedimentaria puesta de manifiesto a techo de la secuencia.

En el Cenomaniense superior-Turoniense tiene lugar un nuevo episodio transgresivo, con la aparición de un medio de plataforma interna de poca profundidad y una gran variación de ambientes: montículos de rudistas, barras calcareníticas y áreas protegidas, que culminan con la colmatación de la plataforma y su emersión, produciéndose la discontinuidad sedimentaria correspondiente al descenso del nivel del mar.

Entre el Turoniense superior y parte del Coniaciense existe una laguna estratigráfica, y posteriormente, en el Coniaciense, se forman depósitos correspondientes a la etapa progradacional de un medio continental.

Finalmente, durante el Santoniense-Maastrichtiense, un nuevo episodio transgresivo-regresivo culmina con la retirada de la línea de costa, por progradación de los medios marginales y continentales. Esta importante regresión finicretácica da paso a la sedimentación de los primeros depósitos terciarios, comenzando por la facies Gärum, mixta marina-continental, seguida de los depósitos de la Unidad Detrítica Inferior, ya netamente continentales.

Por datos regionales se sabe que las principales fases alpinas en la Submeseta Meridional, Prebético y Sistema Ibérico, tienen lugar en el Oligoceno superior, limite Mioceno inferior-medio y base del Mioceno superior (Castellana y Neocastellana), en las que juega un impor-

tante papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo. Su efecto más significativo lo constituye el levantamiento definitivo de la Sierra de Altomira, que cabalga sobre la Fosa del Tajo, aumentando el carácter endorréico de la Depresión Intermedia. El relleno de ésta durante el Mioceno inferior-medio se lleva a cabo por medio de abanicos, cuyas retracciones permiten el predominio de los depósitos de carácter químico. Se produce el plegamiento de los sedimentos paleógenos y el depósito de la Unidad Detrítica Superior que se presenta claramente discordante sobre los terciarios plegados en el dominio de la Depresión Intermedia.

Durante el Mioceno superior tiene lugar el cierre del Estrecho Norbético. La distensión que siguió a este fenómeno da lugar a la deformación de los materiales terciarios, mientras que comienzan a generarse importantes cuencas continentales (apertura de las cuencas de los ríos Júcar y Cabriel, así como la de diversas fosas del Prebético), donde se depositan los sedimentos de carácter lacustre que constituyen el inicio de la Unidad Terminal. En la Fosa del Tajo se produce un laxo plegamiento que facilita el encajamiento de la "Red fluvial Intramiocena" (CAPOTE y CARRO, 1968). El equivalente de estos depósitos al Sur de la Depresión Intermedia está constituido por un conjunto de abanicos aluviales áridos, ligados a un irregular paleorrelive, representados por la unidad (12); ésta muestra facies de brechas adosadas a los relieves, así como facies conglomeráticas en cuerpos canalizados, carentes de organización, correspondientes a mantos de arroyada, que disminuyen su proporción a alejarse de aquellos, pasando al ámbito de una llanura aluvial. La formación de dichas cuencas estaría en relación con la reactivación de fallas profundas de zócalo.

Una disminución del régimen energético da paso al establecimiento de ambientes lacustre-palustres en la mayor parte de la Depresión Intermedia, representados por el depósito de las "Calizas del Páramo".

Durante el Turoliense superior tiene lugar una nueva fase de deformación responsable del hundimiento de la Cuenca del Júcar y el posterior depósito de las "Calizas del río Júcar" que no llegan a aflorar en el área de estudio.

El encajamiento de la red fluvial comienza en el Pleistoceno, con formación de secuencias de terrazas, que en la Llanura Manchega son muy escasas. Posteriormente tiene lugar el depósito de amplios abanicos aluviales.

El hecho más destacado durante el Cuaternario tiene que ver con el cambio de dirección del Río Júcar, que durante el Pleistoceno medio vertía sus aguas al Atlántico, como señala el depósito del "Sistema aluvial del río Júcar" a lo largo del Corredor Manchego, y después lo hace hacia el Mediterráneo, dejando un rosario de terrazas en las vecinas Hojas de San Clemente (716) y Quintanar del Rey (717).

Los fenómenos endorreicos que presenta la Llanura manchega central son atribuidos por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) a la confluencia de una serie de factores interrelacionados (clima, litología y evolución tectónica), mientras que su posterior expansión coincide con la transformación del sistema fluvial del Guadiana en una red residual durante el Pleistoceno superior.

Para finalizar diremos que, durante el Pleistoceno superior-Holoceno lo más característico en la Llanura manchega es el desarrollo de un amplio manto eólico causado por los vientos dominantes del oeste, noroeste y suroeste.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

No se conocen indicios de minerales metálicos dentro de la hoja de El Provencio. Existen restos de explotaciones de yesos, en la actualidad abandonadas, en las proximidades de Las Mesas y El Pedernoso, que llegaron a tener importancia local durante los años cincuenta. Actualmente se explotan las calizas oolíticas del Dogger, en el núcleo del anticlinal de Mota del Cuervo, para su utilización como áridos en la construcción. También se encuentran algunas explotaciones muy puntuales de arcillas y arenas, de carácter puramente artesanal.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de El Provencio se enclava en una encrucijada de dos sistemas acuíferos, los números 19 y 23 del Mapa Nacional de Síntesis de Sistemas Acuíferos del ITGE, ambos pertenecientes a la Cuenca Alta del Guadiana.

Sistema acuífero nº 19

Se presenta en forma de alineaciones estructurales mesozoicas de dirección Norte-Sur, única en la cuenca del Tajo, y varias paralelas cuyo número aumenta hacia el Sur en la del Guadiana, separados entre sí por materiales terciarios prácticamente impermeables.

El sistema está constituido por una serie de niveles carbonatados (calizas y dolomías), de edad jurásica (también de edad cretácica hacia el extremo oriental), separados por niveles de margas, margo-calizas y arcillas arenosas de idéntica edad. El muro del sistema lo constituye la facies arcillosa del Keuper (Triásico). El conjunto se encuentra fuertemente plegado en estructuras N-S. Esta tectónica tiene importantes repercusiones hidrogeológicas, conectando o aislando los distintos tramos permeables entre sí.

El funcionamiento hidrogeológico es el siguiente: la recarga procede fundamentalmente de la infiltración de la lluvia y, en mucha menor proporción, de la percolación del Terciario, de muy baja permeabilidad, existente tanto dentro del sistema como en su entorno. La descarga se produce directamente a los ríos, como aportación subterránea posterior al Sistema 23.

Sistema acuífero nº 23

Se trata de una depresión en la que, sobre un sustrato formado por materiales del Paleozoico y del Mesozoico, se apoyan materiales más modernos del Terciario y Cuaternario. Los materiales infrayacentes son pizarras, cuarcitas, areniscas y arcillas en la parte Oeste, y calizas, dolomías y margas en el centro y Este. Los materiales de relleno son gravas, arenas, arcillas, yesos y calizas. Estos últimos y las calizas y dolomías mesozoicas constituyen excelentes acuíferos.

En consecuencia, existen dos niveles acuíferos: uno superior, que se extiende casi en toda la Mancha, formado por calizas y materiales detríticos, y otro inferior, que abarca la mitad oriental de la misma y está formado por los niveles permeables del Jurásico y Cretácico. Entre ambos acuíferos y entre los niveles del acuífero inferior existen formaciones detríticas que actúan como acuitardos.

Las calizas miocenas funcionan como un acuífero libre, en conexión hídrica con los ríos, mien-

tras que los niveles carbonatados del Mesozoico lo hacen como un acuífero semiconfinado multicapa, cuyas aguas pasan al primero a través de los semipermeables que las separan.

7. BIBLIOGRAFÍA

ABRIL BAREA, J.; ABRIL HURTADO, J. Y SÁNCHEZ JIMÉNEZ, A. (1967). "Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SO de la provincia de Cuenca)." *Bol. Geol. Min.*, núm. 103-104, pp. 3-17.

ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. Y SALOMÓN, J. (1982). "El Cretácico de Cameros Castilla." *El Cretácico de España. Univ. Comp. Madrid.* pp. 345-454.

ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, N.; SALOMÓN, J. ET VADOT, J.P. (1987). "Modalités de la regression marine sur le detroit Iberique (Espagne) a la fin du Crétace." *Mem. Geol. Univ. Dijon.* Vol. 11, pp. 91-102.

ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. Y MELÉNDEZ, A. (1989). "Origin and evolution of an epeiric carbonate platform, upper Cretaceous. Spain." *XII Congr. Esp. Sedim. Bilbao.* Vol. II, Simposios. pp. 21-31.

ÁLVARO, M. (1975). "Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica)." *Estud. Geol.* 31, 241-247.

ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. Y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica." *Acta Geológica Hispánica*. 14, 172-177.

ÁLVARO, M. Y CAPOTE, R. (1973). "Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España)." *Estud. Geo. 29*. 467-478.

BRINKMANN, R. (1931). "Betikum und Keltiberikum in Südotspanien." *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys.,* kl.3, 1, pp. 749-851.

CAPOTE, R. Y CARBÓ, S. (1970). "Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)." *Est. Geol.*, vol. XXVI, pp. 1-15. *IGME*.

CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GÓMEZ, J.J. *ET AL.* (1982). "Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica." *Temas Geol. Min.* 5, 1-290.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990). "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español." *Geogaceta*, 7:20-22.

DE VICENTE, G. (1988). "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central - Cordillera Ibérica." *Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid*. 317p.

DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. Y RODRÍGUEZ PASCUA, M.A. (1996 a). C1. "Structure and Tertiary evolution of the Madrid basin." *En: Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics (Friend, P. F. and Dabrio, C.J., eds), Cambridge University Press*, 263-267.

DE VICENTE, G.; CALVO SORANDO, J.P. Y MUÑOZ MARTÍN, A. (1996 b). C2. "Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin." *En: Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics, (Friend, P. F. and Dabrio, C. J., eds), Cambridge University Press*, 268-271.

De Vicente, G.; Giner J.L.; Muñoz Martín, A.; González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996 c). "Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain." *Tectonophysics*, 266, 405-424.

Díaz Molina, M. (1974). "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)." *Estudios Geológicos,* 30, 53-67.

Díaz Molina, M. y López Martínez, N. (1979). "El terciario continental de la depresión Intermedia (Cuenca)." *Est. Geol.* 35: 149-167.

Fernandez Calvo, F. (1981). "Sedimentología y diagénesis del Cretácico superior de La Mancha." *Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.* 300 pp.

Fontboté, J. M. y Riba, O. (1956). "Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (provincia de Cuenca)." *Not. y Com. IGME.,* 44, 33-71, 2 fig. *Madrid*.

Gaibar Puertas, C. y Geyer, O.F. (1969). "Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Bética." *Bol.Geol.Min*. 80, pp 44.

García, A.; Gimenez, R. y Segura, M. (1985). "Un modelo para la etapa protoatlántica del Cretácico medio en la Cordillera Ibérica suroccidental." *Estudios Geol.* vol. 41., pp. 201-206.

García, A.; Segura, M.; Carenas, M. y Pérez, Z.P. (1987). "Transgression, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le Crétace moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne)." *Mem. Geol. Univ. Dijon.*vol. 11, pp. 81-89.

García, A.; Segura, M.; Calonge, A. y Carenas, B. (1989). "Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica." *Rev. Soc. Geol. España.* vol. 2, nº 3-4, pp. 303-333.

García Abad, F.J. (1975). "Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)." *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Univ. Complutense,* 475 pp. *Madrid*.

García Abad, F.J. (1978). "Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica." *Estud. Geol.* 34, pp., 215-229.

García Abad, F.J. y Rey Salgado, J. (1973). "Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid." *Bol. Geol. Min.* T. LXXXIV, nº 4, pp. 213-217.

Gómez, J.J. y Babín, R.B. (1973). "Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia)." *Est. Geol.,* 29. pp. 381-388. *Madrid*.

I.T.G.E. (1955). "Memoria hoja geológica 1:50.000 El Provencio (715)."

I.T.G.E. (1998). "Hoja MAGNA 1:50.000 Belmonte (689)."

I.T.G.E. (1998). "Hoja MAGNA 1:50.000 San Clemente (716)"

I.T.G.E. (1989). "Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis. Esquema de situación de los esquemas acuíferos de la cuenca del Guadiana. Mapa nº 4."

HERRAIZ, M.; DE VICENTE, G.; LINDO-ÑAUPARI, R.; GINER, J.; SIMÓN, J.L.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VADILLO, O.; RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A.; CICUÉNDEZ, J.L.; CASAS A.; CABAÑAS, L.; RINCÓN, P.; CORTÉS, A.L.; RAMÍREZ, M. Y LUCINI, M. (2000). "The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula." *Tectonics, vol.* 19, n2 4, 762-786.

MANERA BASSA, A. (1981). "Determinación de cuatro fases de deformación en la Sierra de Altomira." *Estud. Geol.* 37, pp. 233-243.

MAS, J.R.; ALONSO, A.; GARCÍA, A., *ET AL.* (1982). "Les grandes étapes dans l'evolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne)." *9ª Reunión Anuelle du Sciences de la Terra. Hist. Sco. Geol. France*. pp. 417. *Paris*.

MELÉNDEZ, F. (1971). "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrográficas." *Tesis Fac. Cienc. Univ. Complutense. Madrid.*

MELÉNDEZ, F. (1972). "El Cretácico superior-Terciario inferior de la Serranía de Cuenca y de la Sierra de Altomira. Ensayo de correlación." *Act. Geol. Hisp., T. VII fase 1*. pp. 12-14. *Barcelona*.

MELÉNDEZ, F.; SÁNCHEZ, P.; VILLENA, J. *ET AL.* (1974). "Síntesis del Cretácico de la zona sur de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica." *Actas I Symposium Cretácico Cord. Ibérica. Cuenca.* pp. 241-252.

MUÑOZ MARTÍN, A. (1 997). "Evolución Geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad." *Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 331 pp.

MUÑOZ MARTÍN, A.; DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1994). "Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid." *Cuad. del Lab. XeoL de Laxe,* 19, 203-214.

MUÑOZ MARTÍN, A. Y DE VICENTE, G. (1998). "Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona Centro-Oriental de la Península Ibérica." *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2):57-70.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo." *Tesis Doct. Ed. Univ. Comp. Madrid.* pp. 1-787.

RAMÍREZ, J.; DEL POZO, J.; PORTERO, J.M.; *ET AL.* (1974). "El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo. Correlación y cambios de facies." *I Symp. Cret.. Cord. Ibérica. Cuenca.* pp. 189-206.

REINECK, H.E. Y SINGH, I.B. (1975). "Depositional sedimentary environments." *Springer Verlag*. pp. 3-439.

RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales." *Geogaceta*. 20 (4): 929-931.

SÁNCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)." *Tesis Facul. Cien. Univ. Comp. Madrid (inédito).*

SÁNCHEZ SORIA, P. (1974). "Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira." *I Simposio sobre el Cretác. Cord. Ibérica,* 155-167. *Cuenca*.

SÁNCHEZ SORIA, P. Y PIGNATELLI, R. (1967). "Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca y Guadalajara)." *Bol. R. S. Esp. Hist. Nat.,* t. 65, núm. 3, pp. 231-240.

SIMÓN GÓMEZ, J.L. (1984). "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental." *Tesis doctoral. Inst. Estd. Turolenses*.

VIALLARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale." *Thèse, Trav. Lab. Géol. Méditerranéenne Univ. Paul Sabatier,* 445 pp. *Toulouse*.

VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A. *ET AL.* (1982). "Ibérica Suroccidental." *Cretácico de España, Univ. Comp. Madrid.* pp. 457-514.

WIEDMANN, J. (1974). "Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas celtibéricas.". *Actas I Symposium Cretácico de España*. pp. 135-153.

MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN