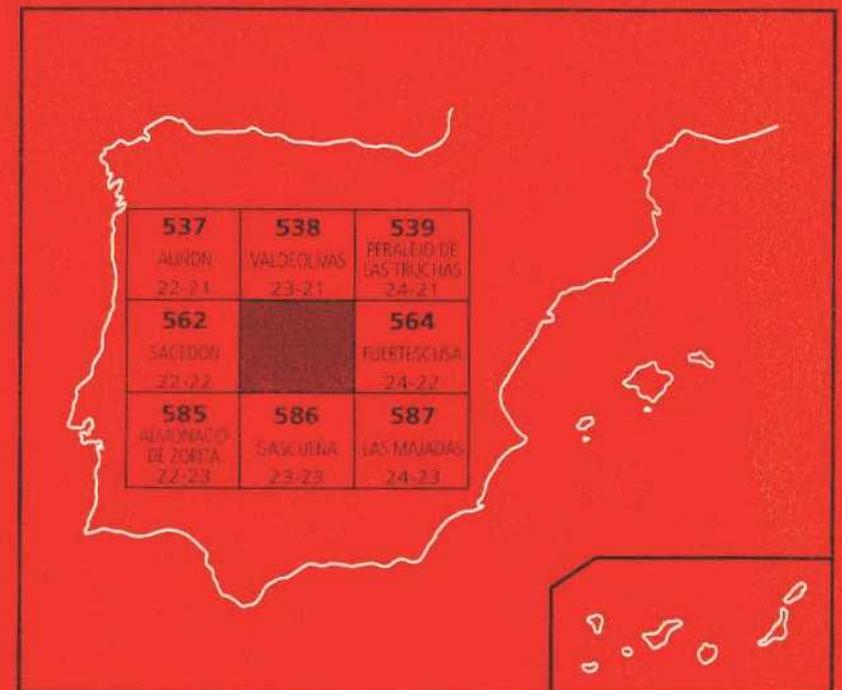




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



PRIEGO





Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PRIEGO

Segunda serie. Primera edición

© Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
ISBN: 84-7840-368-X
Depósito Legal: M-20909-1999
NIPO: 320-99-004-9
Primera Edición 1998

Imprime: Gráficas Chile, S.A.L. - C/. Chile, 27 - 28016 MADRID

Impreso en papel ecológico

La presente hoja y Memoria ha sido realizada por E. N. ADARO, dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, y han colaborado las empresas IMYPSA (Informes y Proyectos, S.A.) e INTECSA (Internacional de Ingeniería Técnica, S.A.), habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

DIRECCION Y SUPERVISION DEL PROYECTO:

V. Gabaldón López (ITGE)

JEFE DEL PROYECTO:

A. Lendínez González (E. N. ADARO)

CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y REDACCION DE MEMORIA:

T. de Torres Pérez Hidalgo (E. N. ADARO)

CUATERNARIO, GEOMORFOLOGIA Y NEOTECTONICA:

M.ª Fernanda Valverde Hernández (INTECSA)

TECTONICA:

T. de Torres Pérez Hidalgo (E. N. ADARO)

SEDIMENTOLOGIA Terciario:

T. de Torres Pérez Hidalgo (E. N. ADARO)

SEDIMENTOLOGIA CARBONATOS JURASICO:

J. J. Gómez Fernández (U. C. M.)

SEDIMENTOLOGIA CARBONATOS CRETACICO:

A. Meléndez Hevia (Univ. Zaragoza)

PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS:

R. Daams (U.C.M.)

T. de Torres Pérez Hidalgo (E. N. ADARO)

HIDROGEOLOGIA:

J. del Pozo (INTECSA)

RECURSOS NATURALES:

G. Delgado Gutiérrez (INYPISA)

GEOTECNIA:

J. Alameda Revalderia (INYPESA)

PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO:

J. Palacio Suárez (INYPESA)

TELEDETECCION:

J. González Lastra (INYPESA)

RESPONSABLE HIDROGEOLOGIA:

V. Fabregat (ITGE)

RESPONSABLE RECURSOS NATURALES:

J. M. Zapardiel Valenzuela (ITGE)

RESPONSABLE TELEDETECCION:

C. Antón Pacheco (ITGE)

Se pone en conocimiento del lector que en el ITGE existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos, petrográficos y micropetrográficos.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Informe de Tectónica, Geología Económica, Puntos de Interés Geológico, etc.
- Fichas bibliográficas y Album de Fotografías.

INDICE

	<u>Páginas</u>
0. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES	9
0.1 Introducción	9
0.2 Antecedentes	10
1. ESTRATIGRAFIA	12
1.1 Triásico y tránsito Triásico-Jurásico	12
1.1.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón (Rethiense) G, y Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (Rethiense?-Hettangiense) (1)	12
1.2 Jurásico	14
1.2.1 Fm. Alternancia de calizas y dolomías de Cuevas Labradas (2). Sinemuriense-Carixiense	14
1.2.2 Fm. Margas grises de Cerro del pez. Fm. Caliza bioclástica de Barahona (3). Carixiense-Domeriense	16
1.2.3 Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (4). Toarciense	17
1.2.4 Formación carbonatada de Chelva (Miembro Calizas nodulosas de Casinos) (5). Toarciense superior-Bajociense	17
1.3 Cretácico	18
1.3.1 Arenas, areniscas, arcillas, margas y calizas en Facies Weald (6) Barremiense-Aptiense inferior	18
1.3.2 Formación Arenas de Utrillas (7) Albiense-Cenomaniense inferior	20
1.3.3 Fms. Margas de Chera, Dolomías de Alatoz, Dolomías tableadas de Villa de Vés, y Margas de Casamedina (8). Cenomaniense	21
1.3.4 Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (9). Turoniense.	25
1.3.5 Formación brechas dolomíticas del Pantano de la Tranquera, Formación Calizas del Pinar (10). Coniaciense-Santoniense superior.	26
1.3.6 Formación brechas dolomíticas de Cuenca (11). Santoniense superior-Campaniense	27
1.3.7 Formación margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (12). Senomaniense-Eoceno medio	28

	<u>Páginas</u>
1.4 Terciario	30
1.4.1 Unidad Paleógena inferior. Eoceno Medio-Arverniense. (13) ..	31
1.4.2 Unidad Paleógena-Neógena. Lutitas, arenas, yesos carbonatados (14), arenas canalizadas (15), gravas canalizadas (16), yesos bioturbados (17) y Calizas y margas con materia orgánica (18). Arverniense inferior-Ramblense inferior.	33
1.4.2.1 Lutitas (14)	35
1.4.2.2 Areniscas canalizadas (15)	37
1.4.2.3 Gravas canalizadas (16)	40
1.4.2.4 Yesos bioturbados (17)	40
1.4.2.5 Calizas y margas con materia orgánica (18)	40
1.4.2.6 Yesos bioturbados, calizas de palmiches (19)	41
1.4.2.7 Calizas de palmiches, yesos bioturbados, lignitos (20)	41
1.4.3 Unidad Neógena: Lutitas, gravas, arenas, yesos y carbonatos (21), arenas y gravas canalizadas (22), yesos bioturbados (23), lutitas con arena y grava (24), calizas laminadas blancas y grises (25), yesos bioturbados y detríticos (26)	42
1.4.3.1 Lutitas, arenas, sulfatos y carbonatos (21)	43
1.4.3.2 Arenas y gravas canalizadas (22)	43
1.4.3.3 Yesos bioturbados (23)	44
1.4.3.4 Lutitas, arenas, gravas (24)	44
1.4.3.5 Calizas laminadas blancas y grises, calizas oquerosas (25)	44
1.4.3.6 Yesos bioturbados, yesos detríticos, calizas, margas (26)	46
1.5 Cuaternario	46
1.5.1 Glacis (27)	46
1.5.2 Terrazas (28, 29)	46
1.5.2.1 Terrazas travertínicas (28)	47
1.5.2.2 Terrazas detríticas (29)	49
1.5.3 Fondos de valle (30)	50
1.5.4 Coluviones (31)	50
1.5.5 Conos de deyección (32)	50
1.5.6 Llanura de inundación (33)	51
2. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	51
2.1 Tectónica	51
2.1.1 Dominios estructurales	51
2.1.2 Análisis microestructural	56
2.1.3 Interpretación tectónica	58
2.2 Neotectónica	60
3. GEOMORFOLOGIA	61
3.1 Descripción fisiográfica	61

	<u>Páginas</u>
3.2 Análisis Geomorfológico	63
3.2.1 Sustrato geológico	63
3.2.2 Descripción del modelado	64
3.3 Evolución dinámica	65
3.4 Morfología actual, subactual y tendencias futuras	66
4. HISTORIA GEOLOGICA	66
5. GEOLOGIA ECONOMICA	73
5.1 Hidrogeología	73
5.1.1 Climatología	73
5.1.2 Hidrología	74
5.1.3 Características hidrogeológicas	74
5.2 Recursos minerales	77
5.2.1 Minerales energéticos	77
5.2.2 Rocas industriales	79
5.3 Características Geotécnicas Generales	79
5.3.1 Zonas y unidades con características geotécnicas similares en la hoja	82
6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (P.I.G.)	86
6.1 Relación de puntos inventariados	86
6.2 Descripción de los puntos de interés	86
6.3 Testificación de la metodología	88
6.4 Tipos de interés	88
7. BIBLIOGRAFIA	89

0 INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

0.1 INTRODUCCION

La hoja de Priego pertenece en su totalidad a la provincia de Cuenca (Autonomía de Castilla-La Mancha), a caballo entre la Sierra de Bascuñana y la Alcarria.

Posee un bajo índice demográfico. La población se agrupa en una serie de pueblos pequeños, entre los que destaca el de Priego. Son de mucha menor entidad los de Cañamares, La Frontera, Villaconejos de Trabuque, Cañaveras, Buciegas, Canalejas del Arroyo, Castejón, San Pedro de Palmiches, Villar del Infantado y Albendea. Existe una agricultura cerealística y ganadería casi de subsistencia. Recientemente se ha comenzado a cultivar el mimbre de manera intensiva, aunque la capacidad local para la obtención de derivados es muy baja.

La mayor parte de la hoja está absolutamente deforestada, aunque hay intentos de repoblación en la mesa de Gascueña y en la falda occidental de la Sierra de Bascuñana. En la Frontera queda un importante relicto del encinar y robledal ancestrales.

Fisiográficamente, la hoja se puede dividir en dos dominios de desigual importancia areal:

El cuarto oriental constituye el componente serrano: la sierra de Bascuñana al Oeste (con una línea de cumbres a 1.200 m aprox.) y una sierra menor al este con línea de cumbres en 1.300 m. Estas dos alineaciones orográficas se orientan en sentido S-N y NO-SE respectivamente. Entre ambas, se desarrolla una zona deprimida, alargada (N-S) y angosta (E-O), que ocupa también porciones de las hojas inmediatamente vecinas al Este y Sur de la de Priego; se trata del Sinclinal ("Sinclinorio") de Mariana en el que se localizan los ríos Trabuque (al Sur) y Cañamares (al Norte), que se abren paso a través de la Sierra de Bascuñana dando unos profundos cañones de los que el más conocido es Estrecho de Priego, por el que el segundo de estos ríos accede al llano.

Los puntos de mayor altitud, se localizan en la banda de Sierra del ángulo nororiental de la hoja: vértices de Atalayuela (1369 m), Pinilla II (1303 m) y Palomarejo (1315 m). La Sierra de Bascañana va perdiendo progresivamente altura desde su extremo septentrional en la Atalayuela (1369 m), su parte central Corraliza (1220 m) y su extremo inferior Latas (1101 m).

El resto de la hoja, porción alcarreña, está compuesto por una serie de mesas de laderas abruptas, que dominan valles amplios con pequeños cerros testigo de materiales más resistentes a la erosión. Por su enorme amplitud destacan los valles del río Guadiela y de su afluente el Merdanchel. Afluentes menores son: San Juan, Boquilla, Pradillos y Tejadillos al Norte y Trabaque al Sur. Este último ha dejado potentes y espectaculares depósitos travertínicos, al igual que el Guadiela más o menos hasta su confluencia con el Escabas. Todos los ríos pertenecen a la Cuenca hidrográfica del Tajo. Por su gran extensión, destaca la mesa de Villaconejos. La de Gascueña tiene poco desarrollo en la hoja y en ella se localiza el vértice más elevado de la hoja: Pico (1072 m).

Desde un punto de vista geológico, la hoja se encuadra en dos dominios bien distintos. El cuarto oriental, compuesto fundamentalmente por rocas carbonatadas, que van del Triásico al Cretácico superior, pertenece al dominio de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, sector central. El resto de la hoja está ocupado, fundamentalmente por el relleno cenozoico de la Depresión Intermedia, que está limitada entre la Serranía de Cuenca, al este, y la Sierra de Altomira, que al oeste la independiza de la cuenca del Tajo. (Ver Figura 1.1)

0.2 ANTECEDENTES

Del análisis del apartado de Bibliografía, se puede deducir que sobre esta zona existe un cuerpo bibliográfico relativamente extenso, que puede ordenarse de la manera siguiente:

Los primeros trabajos referidos a esta zona, o áreas cercanas son los de CORTAZAR (1875), MALLADA (1907), HERNANDEZ PACHECO (1914, 1933), DANTIN CERECEDA (1916, 1917, 1921), ROYO y GOMEZ (1918, 1920, 1926), SAENZ GARCIA (1932, 1957).

Con posterioridad empiezan a editarse algunas hojas geológicas, IGME (1945 a, b, 1946, 1950 a, b, 1951) que contienen numerosos datos de interés, aunque no tantos como los de la segunda serie IGME (1972 a, b, c), que serán superadas por las del plan MAGNA, IGME (1974, 1976 a, b, 1979) ITGE (1989 a, b, c, 1990 a, b en prensa). También fueron de utilidad las síntesis geológicas a escala 1:200.000 IGME (1970), ITGE (en prensa).

De manera simultánea a la aparición de estas hojas geológicas, se ha ido desarrollando un amplio corpus bibliográfico sobre la estratigrafía y paleontología:

Del Mesozoico: COMA y FELGUEROSO (1962), FOURCADE (1970), GAIBAR PUERTAS y GEYER (1969), GARRIDO y VILLENA (1977), GOY (1974), GOY y

YEBENES (1977) GOMEZ y GOY (1979), GOY y ROBLES (1975), GOY, GOMEZ y GOY (1979), GRAMBAST (1974), GUTIERREZ (1975), MARFIL (1970), MARTINEZ PEÑA (1956), MELENDEZ A. *et al.* (1981), MELENDEZ F. (1971 a, 1972 a,b), MELENDEZ *et al.* (1974), MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ del POZO (1972 a,b), RAMIREZ del POZO y MELENDEZ HEVIA (1972), SANCHEZ SORIA (1973,1974), SANCHEZ de la TORRE *et al.* (1971), VIALLARD (1966, 1969), VIALLARD y GRAMBAST (1970), VILAS *et al.* (1982), YEBENES (1973,1974) y YEBENES *et al.* (1978).

Del Cenozoico: De la CONCHA (1962 a, b,) CRUSAFONT y QUINTERO (1970, 1971) , CRUSAFONT y AGUIRRE (1973), PEREZ GONZALEZ (1971), PEREZ GONZALEZ *et al.* (1971), VIRGILI y PEREZ GONZALEZ (1970). Los primeros datos globales sobre el Cenozoico de la cuenca se tienen en SANCHEZ SORIA Y PIGNATELLI (1967), CAPOTE y CARRO (1968), GARCIA PALACIOS (1973), GARCIA ABBAD (1977) AGUIRRE *et al.* (1976), DIAZ MOLINA (1978).

Posteriormente surgen un gran número de publicaciones: ALFEREZ (1980), ALFEREZ y BREA (1981), ALFEREZ *et al.* (1982), ALVAREZ SIERRA *et al.* (1987), DAAMS (1989), DAAMS *et al.* (1986, 1989), DIAZ MOLINA (1978) DIAZ MOLINA (1979 a, b), DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1979), DIAZ MOLINA y BUSTILLO REVUELTA (1985), LOPEZ *et al.* (1988) ORTI *et al.* (1988), QUEROL (1989), RACERO (1988), SANCHEZ JIMENEZ (1984) TORRES y ZAPATA (1985, 1986 a, b, c), TORRES *et al.* (1984 a, b) y UTRILLA *et al.* (1987).

Desde los años sesenta, se comienza también a reunir una amplia documentación sobre la zona, que aunque inicialmente dirigida a ingeniería geológica y a la investigación minera, finalmente dan un volumen grande de datos sobre el Cenozoico de la zona: ENADIMSA (1976, 1977), ENRESA (1988, 1989), ENUSA (1984), JEN (1980), MOP (1965).

De manera directa o indirecta, se puede decir que los trabajos de los autores antecitados han encontrado algún reflejo en esta Memoria, aunque si se tuviera que hacer una selección, hay que citar (por orden alfabético los siguientes): AGUIRRE *et al.* (1976) que datan las discordancias intracenozoicas del área, CAPOTE y CARRO (1970) y ALBENIZ y BRELL (1976) que definen las discordancias sintectónicas de la zona, DIAZ MOLINA (1978) y DIAZ MOLINA y LOPEZ (1979) que aportan los primeros datos paleogeográficos y biostratigráficos, ENADIMSA (1976,1977) y ENUSA (1984) donde se recogen las primeras cartografías del Cenozoico de la cuenca y nuevas interpretaciones paleogeográficas. IGME (1982) donde se recoge la evolución del ciclo alpino en la Cordillera Ibérica, LOPEZ *et al.* definen y correlacionan las diversas unidades existentes en las cuencas neógenas ibéricas, ORTI *et al.* (1988) cuyos datos sobre geoquímica de evaporitas han permitido corregir algunas teorías sobre áreas fuente, QUEROL (1989) y RACERO (1988) que reinterpretan los datos del subsuelo de la cuenca del Tajo, SANCHEZ-SORIA y PIGNATELLI (1967) verdaderos precursores de la cartografía moderna en la zona, TORRES y ZAPATA (1986) publican una síntesis de la evolución cenozoica de la cuenca, TORRES *et al.* (1984) que demuestran la interrelación de eventos de la Depresión Intermedia y de la Cuenca del Tajo y UTRILLA *et al.* (1987) que caracterizan geoquímicamente las evaporitas de la cuenca.

Los trabajos de ALVARO *et al.* (1978) y ALVARO y GUIMERA (en prensa) han encon-

trado un amplio eco al interpretar la evolución geotectónica de la cuenca y zonas circundantes.

La cartografía del Mesozoico (ITGE, PORTERO y OLIVE, inédito), llevada a cabo para la realización del mapa 1:200.000 de Cuenca-Guadalajara, ha sido la base empleada para la cartografía del Mesozoico de la hoja de Priego.

1. ESTRATIGRAFIA

Como ya se ha indicado previamente, en la hoja afloran materiales del Triásico, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario, que darán origen a los principales encazamientos de este apartado.

1.1 TRIASICO Y TRANSITO TRIASICO-JURASICO

1.1.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón (Rhetiense) G, y Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (Rhetiense?-Hettangiense) (1)

Debido a la escasa representación de la primera de las formaciones y a su convergencia de facies con la segunda, se han cartografiado de forma conjunta, aunque se van a describir por separado.

Los depósitos de la Fm. Dolomías tableadas de Imón, son los materiales más antiguos que afloran en la hoja, aunque realmente lo hacen de forma muy puntual: en el núcleo del Anticlinal de Priego. Marcarían el tránsito en las facies salinas del Keuper y los materiales carniolares ya decididamente jurásicos.

Esta formación, GOY y YEBENES (1977), es muy extensa ya que ha podido ser localizada, pese a su potencia reducida y frecuente tectonización, en toda la Cordillera Ibérica y el Prebético. En la cuenca del Ebro, en una formación equivalente, CASTILLO HERRADOR (1974) cita la presencia de *Ovalipollis ovalis* y *Tsugapollenites mesozoicas* que de manera indudable dan una edad Rhetiense.

La potencia esperable es muy pequeña, menos de 25 m, y en los sondeos de hidrocarburos de la zona, ENRESA (op.cit) se han cortado espesores algo menores, explicables por el obvio acuanamiento hacia el oeste (línea de costa) de esta formación: el sondeo Torralba, Fig. 1.1, cortó 17 m, el sondeo San Lorenzo 15 m y 27 m aparecieron en el sondeo Belmontejo. Más hacia el este puede llegar a alcanzar una potencia de 50 m.

Litológicamente, se presenta como dolomías grises bien estratificadas, en capas métricas. Las microfacies más comunes son las de dolomías con peloides, oolitos e intraclastos. También aparecen dolomías de grano fino-medio con mosaicos hipidiotópicos-xenotópicos y con porosidad móldica de anhidritas (Fig. 1.2 (a))

Desde un punto de vista más regional, esta formación viene a marcar un paso más en la tendencia de profundización progresiva desde los materiales detríticos y evapo-

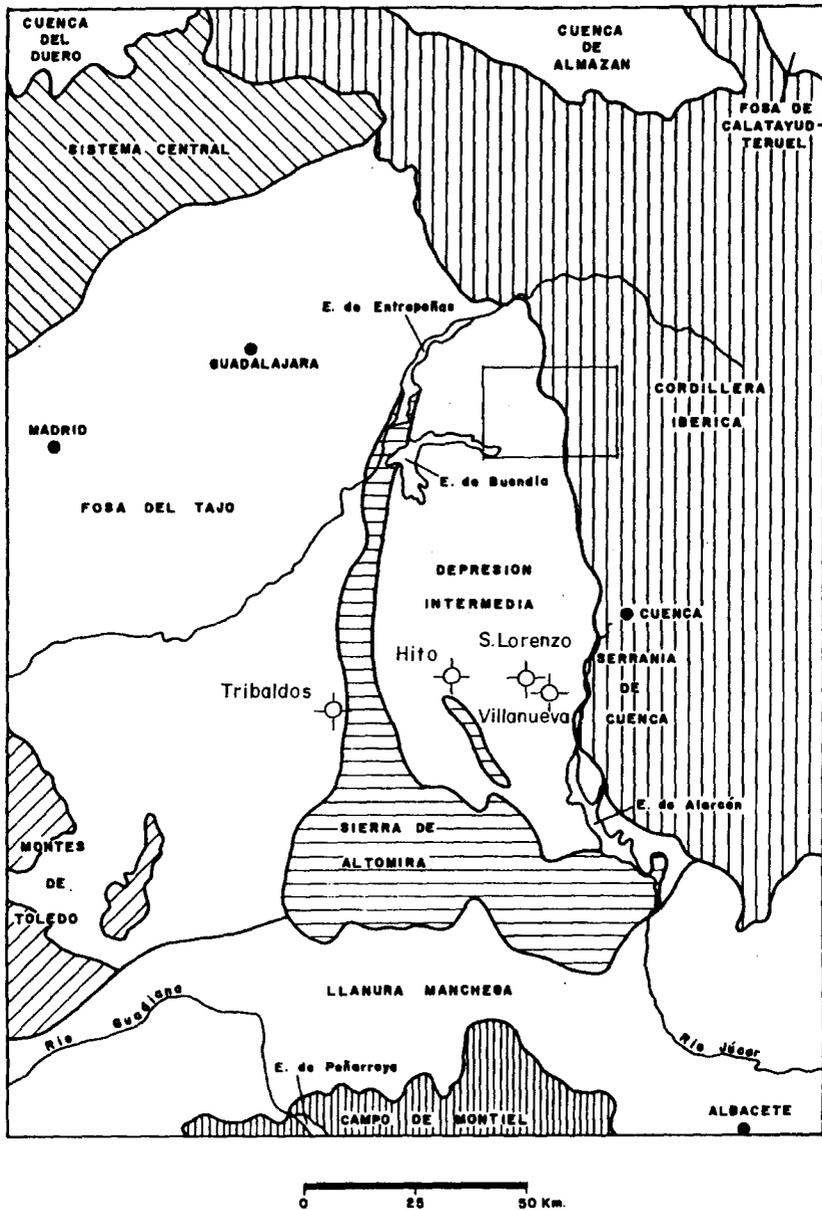


Figura 1.1 Situación geológica de la Hoja de Priego y sondeos de investigación de hidrocarburos y Uranio en la depresión intermedia.

ríticos del Keuper, en los que se pasa de un ambiente litoral-"sabkha" al de una plataforma carbonatada. A techo de la formación, se vuelve a invertir la tendencia, iniciándose los depósitos regresivos (anhidriticos) del Lías inferior.

La Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña, GOY *et al.* (1976), aparecen los núcleos de los anticlinales de Priego, La Herradura y Carrascalejo-Fuente del Perro. En el Estrecho de Priego se han podido medir unos 14m de esta formación suprayaciendo a la Fm Dolomías Tableadas de Imón y seguida, en aparente continuidad, por la Fm de Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas. Se presenta como Dolomías masivas muy oquerosas y brechas dolomíticas muy mal estratificadas. En zonas vecinas aparecen grandes masas carniolizadas entre las que destacan bancos, hasta métricos, de Dolomías similares a las de la Fm Dolomías tableadas de Imón. Este aspecto carniolar se sabe que obedece a un proceso de cavitación- colapso, relacionado con la disolución de la anhidrita que, muy posiblemente, constituyó la mayor parte de la roca original. En los sondeos de hidrocarburos se han reconocido potencias enormes (sin corregir buzamientos) de esta formación: en el Hito se cortaron 158m, en el de Torralba, a pocos kilómetros del borde sur de la hoja se cortaron 211 m, en San Lorenzo de la Parrilla fueron 312 m (Fig. 1.1) y en Belmontejo aparecen 865m.

La edad de esta formación siempre se cita como Rhetiense-Hettangiense, marcando pues el tránsito Triásico-Jurásico. CASTILLO-HERRADOR (*op. cit.*), describe la presencia *Txiosporires* sp, que le permiten datar la Formación como del Hettangiense.

Las microfacies más frecuentes son las de pseudosparitas de dolomitización y dolosparitas. El potente desarrollo de anhidritas (en el subsuelo) y las características regionales hablan de un medio marino somero, hipersalino y confinado, con períodos de dominancia de ambiente de "sabkha" litoral.

Según CASTILLO-HERRADOR (*op. cit.*) hacia el sur de la hoja ya aparecen potentes espesores de halita, que en el borde meridional de la hoja de Cuenca alcanza mas de 1.000m.

Esta formación también se ha denominado Infralías, Suprakeuper y Lías inferior salino.

1.2 JURASICO

Los materiales jurásicos afloran exclusivamente ligados a los núcleos anticlinales: Priego, La Herradura, Carrascalejo-Fuente del Perro y Cañamares. En la zona no hay materiales del Malm, posiblemente no se depositaron; el Jurásico medio está erosionado en muchos puntos.

1.2.1 Fm. Alternancia de calizas y Dolomías de Cuevas Labradas. (2) Sinemuriense-Carixiense

Esta formación aparece siempre bien representada en los anticlinales de Priego, La Herradura y Carrascalejo-Fuente del Perro y Fuertescusa, aunque sólo en los dos pri-

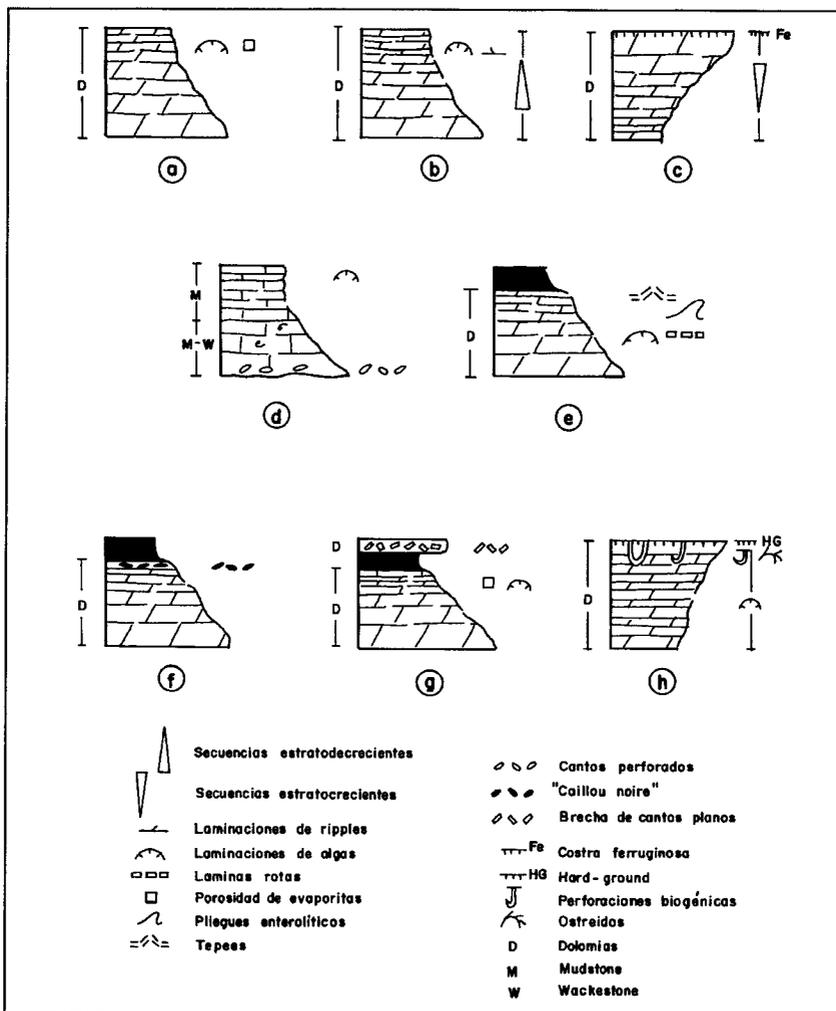


Figura 1.2 Secuencias tipo de la Fm. Dolomías tableadas de Imon (a) y de la Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (b-h) en las secciones estudiadas en la hoja de Priego.

meros se puede observar su contacto con la Fm infrayacente (Carniolas de Cortes de Tajuña).

En el Corte Hoz de Priego (cf. documentación complementaria) se han podido medir cerca de cien metros de Dolomías, generalmente cristalinas, en bancos decimétricos,

con un potente episodio de calizas micríticas beige-gris hacia la parte central del tramo medido, en bancos gruesos a medios. Hacia el techo comienzan a aparecer intercalaciones decimétricas de margas grises. En general las secuencias son positivas. Localmente se observa laminación por "ripples".

En todo el corte son muy frecuentes las bioconstrucciones de origen algal, hay niveles poco frecuentes de láminas rotas. La bioturbación es poco visible y siempre moderada. Aparecen restos de equinodermos, fragmentos de gasterópodos y lamelibranchios, Fig.- 1.2.

La presencia en la hoja vecina de Valdeolivas de: *Mayncina cf. termieri* HOT, *Pseudopfenderina cf. butterlini* (BRUN), *Favreina cf. prusensis* (PAREJAS), *Lingulina tenera* (BORN), *Lingulina gr pupa-tenera*, *Haurania sp.*, *Paleodasycladus sp.*, *Glomospira sp.*, *Ammobaculites sp* y *Ammodiscus sp*, permiten datar un Lías medio, posiblemente Sinemuriense-Carixiense.

La ordenación en secuencias positivas (somerización) en la que se distingue un cuerpo basal depositado en condiciones de alta energía: canales, dunas y megaripples, indica un sistema de barras y canales con dominio de la acción mareal que protegió los depósitos de materiales más finos que se depositaron al final de la secuencia. Esta formación se depositó en un ambiente de llanura carbonatada somera dominada por mareas ITGE (*op. Cit.*).

1.2.2 Fm. Margas grises de Cerro del Pez, Fm. Caliza bioclástica de Barahona (3). Carixiense-Domeriense-Toarciense.

Esta unidad cartográfica aflora bastante recubierta en los núcleos de los anticlinales de Priego, La Herradura, Carrascalejo y Fuente del Perro. Está representada por un nivel margoso gris-amarillento en la base, con carbonataciones más o menos dispersas que se van haciendo más frecuentes a techo, donde dan un paquete calcáreo, en capas decimétricas poco definidas, de aspecto marcadamente noduloso y en el que aparecen abundantes bioclastos.

En el corte del Convento de San Miguel de la Victoria, *cf.* documentación complementaria, se han podido medir unos diecisiete metros de serie, con el techo parcialmente recubierto, de los que unos cinco metros correspondería a la Fm. Margas del Cerro del Pez. Esta formación no posee abundantes estructuras sedimentarias, si se exceptúan los *rills* bioclásticos y la bioturbación. Ocasionalmente hay ostreidos más o menos completos, incluso en posición de vida, del género *Griphaea*.

Tampoco aflora bien la Fm. Caliza bioclástica de Barahona, aunque en el corte antecitado, se han podido medir unos siete metros con la base y techo recubiertos (Fig. 1.3 a y b).

El sondeo Torralba, QUEROL (*op.cit.*) cortó 30 m de esta unidad.

Por datos procedentes de zonas cercanas, ITGE (*op. cit*) se conoce que dominan las calizas bioclásticas tipo "wakstone" "packstone" de fósiles. Son frecuentes las lami-

naciones de "ripples", ocasionalmente estratificación "linsen". Hay estructuras de deformación por escape de fluidos y suele aparecer bioturbación. Hay abundancia de superficies ferruginizadas. Se le atribuye un ambiente de depósito de rampa de extensión.

Por datos regionales, se le asigna una edad Pliensbachense superior (Domeriense) - Toarciense.

1.2.3 Formación Alternancia de marcas y calizas de Turmiel (4) Toarciense.

A pesar de que esta unidad cartográfica, definible s.l. como margas nodulosas y calizas, aflora ampliamente en toda la Ibérica, en la hoja de Priego sólo aparece en los núcleos de los anticlinales de Priego y de Carrascalejo-Fuente del Perro. En IGME (en prensa), se le atribuye una potencia media de unos treinta metros, que es ampliamente sobrepasada en el sondeo Torralba 1, QUEROL (*op. cit.*), en el que se cortaron 67 m.

En el corte del Convento de San Miguel de la Victoria, *cf.* documentación complementaria, se midió un espesor parcial de 17m, potencia similar a la obtenida en otro corte parcial realizado en la hoja de Gascueña (23-23).

En general, la formación se puede describir como una potente serie margosa gris con intercalaciones de calizas micríticas. "mudstone" o "wackstone" bioclásticas, en capas medias finas. También abundan las calizas arcillosas de aspecto noduloso (Fig. 1.3.c)

Esta formación es muy fosilífera, entre la microfauna se puede citar: *Citharina longuemari* (TERQ), *Lenticulina munsteri* (ROEM), *L. subalata* (REUSS) *L. minuta* (BORN), *Nodosaria aff. obscura* REUSS, *Ammodiscus* sp. *Glomospirella* sp. y *Globochaete cf. alpina*. En toda la unidad se encuentran ejemplares de *Hildoceras* que permiten datarla como Toarciense inferior-medio, ITGE (*op.cit.*). Los restos de macrofauna son también muy abundantes. En la hoja de Ledanca se citan: *Phymatoceras* sp., *Protogrammoceras* sp, *Pecten textorius* SCHLOT y *Terebratula jauberti*.

Hay pocas estructuras sedimentarias primarias, salvo laminación de "ripples", bioturbación e ichnofauna del tipo *Thalassinoides* y *Zoophycus* (mas rara). En su conjunto, la unidad se ordena en secuencia tipo caliza-marga, o inversa, con transición, a base y techo, de las secuencias. A techo de algunas secuencias aparecen indicios de ralentización de la sedimentación, enriquecimiento en hierro, Fig 1.3. En definitiva la Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel se produjo en un ambiente de rampa carbonatada de bajo ángulo, ITGE (*op. cit.*).

1.2.4 Formación carbonatada de Chelva (Miembro Calizas nodulosas de Casinos) (5). Toarciense superior-Bajociense.

Esta formación aparece solamente en el cierre periclinal sur del anticlinal de Priego, ya que ha sido erosionado por la Fm. Arenas de Utrillas en el resto de la estructura. También aparece en el flanco occidental del anticlinal Carrascalejo-Fuente del Perro.

Dado que las condiciones de observación son nulas en esta hoja, se recurrirá a la descripción de los cortes realizados en la hoja de Gascuña (23-23) inmediatamente al sur donde se han medido potencias parciales de esta formación de 26 y 23m, mientras que el sondeo de Torralba llega a cortar 46m y regionalmente (hoja 1:200.000 de Cuenca-Guadalajara ITGE inédito), se admite un cambio de espesor entre 50 (Norte) y 25m (Sur).

La base de la formación está compuesta por "mudstones" beige en capas de espesor variable, dispuestas en secuencias estratocrecientes, a la que suprayace un tramo de características similares pero con intercalaciones de "packstones" de fósiles, finalizando el corte en micritas en capas medias con intercalaciones de calizas bioclásticas y calizas oolíticas. Hay abundantes restos de equinodermos, gasterópodos y lamelibranchios, bioturbación moderada pero poco frecuente. El otro corte, que no presenta muro ni techo, muestra una sucesión mucho más bioturbada en su conjunto, con barras o "megaripples", costras ferruginosas y abundante fauna similar a la descrita en el corte anterior (Fig. 1.3 d-f).

En ITGE (*op.cit*) se describe la presencia de *Globochaete alpina* LOMB y de *Lenticulina* sp. pensándose en una edad Toarciense medio para la base de la formación y Torciense superior, e incluso Aaleniense-Bajociense, para la superior. En la hoja de Ledanca (ITGE en prensa) se ha localizado una fauna de *Trigonia sulcata* HERMANN y *Lima semicircularis* GOLDFUSSI.

La aparición de fenómenos de endurecimiento del substrato (fijación de Serpúlidos), niveles de tubos piríticos y de enriquecimiento en hierro, sugieren una ralentización de la sedimentación en un ambiente de plataforma externa submareal de baja energía y con poca influencia de clásticos finos.

1.3 CRETACICO

Los materiales cretácicos están bastante bien representados en la hoja de Priego, pese a que sólo ocupan una banda norte sur adosada a su borde oriental. En el resto de la hoja están recubiertos por materiales cenozoicos aunque se conoce su litología y espesor por los sondeos de hidrocarburos. Los materiales del Cretácico superior están bien desarrollados, pero los del Cretácico inferior sólo corresponden a las facies detríticas Weald y Utrillas, poco potentes y mal aflorantes, ya que, de hecho, la zona queda marginal respecto del Surco Ibérico suroccidental, VILAS *et al* (1982), principal depocentro en la zona al norte del Golfo de Albacete durante el Cretácico inferior.

1.3.1 Arenas, areniscas, arcillas, margas y calizas en Facies Weald. (6). Barremiense-Aptiense inferior.

Estos materiales aparecen solamente en el núcleo del anticlinal de Fuertescusa, discordante sobre la Fm. Alternancia de Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas y, a su vez, con el techo erosionado por la Fm. Arenas de Utrillas. Al parecer no llegan a la Depresión Intermedia o fueron erosionados, ya que no han sido descritos en ninguno de los sondeos de hidrocarburos de la zona, excepto en el de Villar de Olalla donde

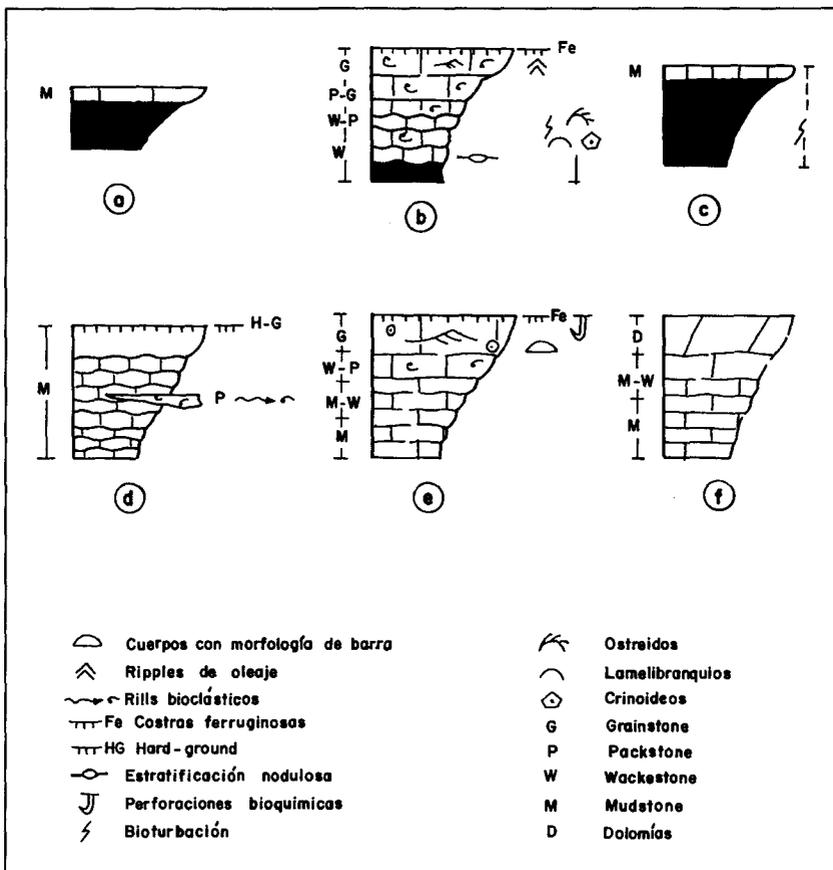


Figura 1.3 Secuencias tipo de la Fm. Margas grises de Cerro del Pez (a), Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (b); Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (c); y Fm. Carbonatada de Chelva (d-f); observadas en las secciones estudiadas en la hoja de Priego (a-c) y en la hoja de Gascuña.

podrían haberse cortado materiales de esta facies. Se han descrito materiales carbonatados en la Sierra de Altomira.

Regionalmente, dentro de la hoja 1:200.000 de Cuenca Guadalajara ITGE (inédito), muestra una enorme variabilidad de espesor: puede faltar o alcanzar hasta 150m de potencia. En general, cuando tiene buen desarrollo, la serie se inicia con un nivel de conglomerados calcáreos de área fuente local, luego siguen lutitas abigarradas y cali-

zas lacustres de caráceas, finalizando con otro tramo detrítico similar al descrito anteriormente.

Su edad se admite generalmente como Barremiense-Aptiense inferior, aunque hay matizaciones al respecto, ya que en la vecina hoja de Fuertescusa, ITGE (1989) se asimila a la Fm Calizas de la Huérquina y se le dá una edad Hauteriviense-Barremiense inferior. En la hoja de Peralejos de las Truchas, ITGE (1989), la edad sería Barremiense superior-Aptiense inferior con una asociación de caráceas compuesta por *Atopochara trivolvris* PECK., *A. trivolvris trigueta* GRAMB., *Globator aff. trochidiformis* GRAMB., *Nodosoclavator* sp., y ostrácodos *Cypridea menevensis* (AND.), *C. rotundata* AND y *Cyprideis* sp. En la hoja de Cuenca, ITGE (1989) se dá una edad Barremiense superior-Aptiense inferior a partir de la asociación de caráceas: *Atopochara trivolvris trivolvris* GRAM., *A. trivolvris trigueta* GRAMB., *Globator trochidiscoides* GRAM., *Flabellochara harrisi* (PECK) GRAM., y ostrácodos: *Cypridea aff. rotundata* (AND.), *C. propunctata* SILV.- BRAND.

El medio de sedimentación se admite como netamente continental: depósitos de sistemas fluviales efímeros de baja sinuosidad, con secuencias de abandono de canal y paso de depósitos palustres con carbonatos y acumulaciones de materia orgánica.

1.3.2. Formación Arenas de Utrillas (7) Albiense-Cenomaniense inferior.

Esta formación aparece con espesores reducidos y frecuentemente recubierta en los anticlinales de Priego, La Herradura, Fuertescusa, Carrascalejo-Fuente del Perro. En áreas vecinas alcanza espesores notables: 50-100 m. en las hojas de Cuenca y Peralejos de las 100 Truchas, ITGE (*op.cit.*). En el sondeo de Torralba sólo se cortaron 34m aunque en el sondeo de Villanueva de los Escuderos, más al sur, se cortaron cerca de 100 metros (sin corregir buzamiento).

Según datos regionales, esta formación está compuesta fundamentalmente por arenas blanco-amarillentas caoliníferas con gravas cuarcíticas (y calcáreas) dispersas. Hay finas intercalaciones de arcillas asalmonadas y rojas. Las arenas se disponen en cuerpos tabulares de base plana poco erosiva, siendo difícil determinar cuerpos canalizados, aunque los hay. También aparecen "sets" de gravas con estratificación cruzada planar y arenas con estratificación cruzada de gran escala ("megaripples"). En sondeos se observan "ripples" y estratificación "linsen" y "flaser" en los términos más finos, lechos carbonosos y niveles de "debris" vegetales flotados, oxidados o reducidos. Es frecuente encontrar pirita botroidal biogénica. Según IGME (1982), la Formación arenas de Utrillas responde a un ambiente que oscila de fluvial con amalgamamiento de canales trenzados, fluvial de influencia mareal a medios transicionales, deltáicos con dominio mareal. La influencia más marcada a techo de la formación siendo, pues, gradacional su contacto con la formación suprayacente. Este cambio viene anunciado por una mayor frecuencia y espesor de bancos de ostreidos. Regionalmente se hace también más marina hacia el sur. Hacia la Sierra de Altomira (Estrecho de Paredes) todavía aparecen unos veinte metros, aunque sólo una parte menor es arenosa.

Por criterios regionales y posición estratigráfica, se le atribuye una edad Albiense-

Cenomaniense inferior, aunque en la hoja de Ledanca, ITGE (*op. cit.*) más hacia el norte y oeste prácticamente en el borde deposicional de la formación, se le atribuye una edad Cenomaniense inferior-medio.

1.3.3 Fms. Marcas de Chera, Dolomías de Alatoz, Dolomías tableadas de Villa de Vés, y Margas de Casamedina (8). Cenomaniense.

Esta serie de formaciones, que se han englobado en una única unidad cartográfica, afloran a favor de los núcleos anticlinales de Priego, La Atalayuela, Fuertescusa y Carrascalejo-Fuente del Perro. Los datos sedimentológicos proceden de la columna de Fuertescusa.

La Formación Margas de Chera está representada por margas glauconíticas gris-verdosas con intercalaciones dolomíticas, que descansan concordantes sobre la Fm Arenas de Utrillas. Su espesor es de unos 5-7m.

Por datos regionales, estas margas parecen corresponder a depósitos de decantación en un área protegida (baja energía) con tasa de sedimentación baja (glauconita), en unas condiciones de plataforma interna "lagoon" o plataforma proximal (niveles de Dolomías laminadas y restos de fósiles bentónicos).

En la hoja de Valdeolivas, ITGE (*op.cit*) esta formación posee una mayor influencia continental, ya que muestra frecuentemente niveles de arenas fuertemente bioturbadas, es más potente: supera los treinta metros de espesor y tiene fauna de ostrácos, ostreidos, rudistas, gasterópodos y lamelibranquios. Se determinaron los siguientes foraminíferos: *Cytherella ovata* (ROEM), *Cytherella* sp., y *Doloccytheridea* sp. En esta zona se interpretan como sedimentos de llanura fangosa con canales arenosos, que hacia techo pasan a "lagoon" protegido, de características más similares a las facies observables en la hoja de Priego.

La Formación Dolomías de Alatoz marca el inicio de los depósitos carbonatados del Cenomaniense. Sus caracteres principales, que se van a describir a continuación, proceden del corte de Fuertescusa (ver documentación complementaria). Se trata de una serie relativamente potente, unos 70m, de Dolomías muy recristalizadas en bancos pluridecimétricos bien estratificados, ocasionalmente con estructura brechoide. Se identifican facies de: Dolomías en litosomas de bases erosivas y estratificación cruzada, Dolomías bioturbadas (pistas horizontales y verticales), Dolomías bioclásticas. También hay niveles de Dolomías con estratificación mucho más fina con laminación algal. Hay superficies ferruginizadas. Fig.1.4 (a y b)

Las facies se organizan en secuencias de somerización ("shallowing upward") en las que los términos basales son los de base erosiva y estratificación cruzada, mientras que los superiores muestran laminación de "ripples" y algal. Las margas se interpretarían como resultado de procesos de decantación marginal. Muchas veces las secuencias están truncadas.

Se interpretan como facies correspondientes a ambientes de plataforma interna-llanura de marea, de las que los términos inferiores reflejan el máximo de energía (sub-

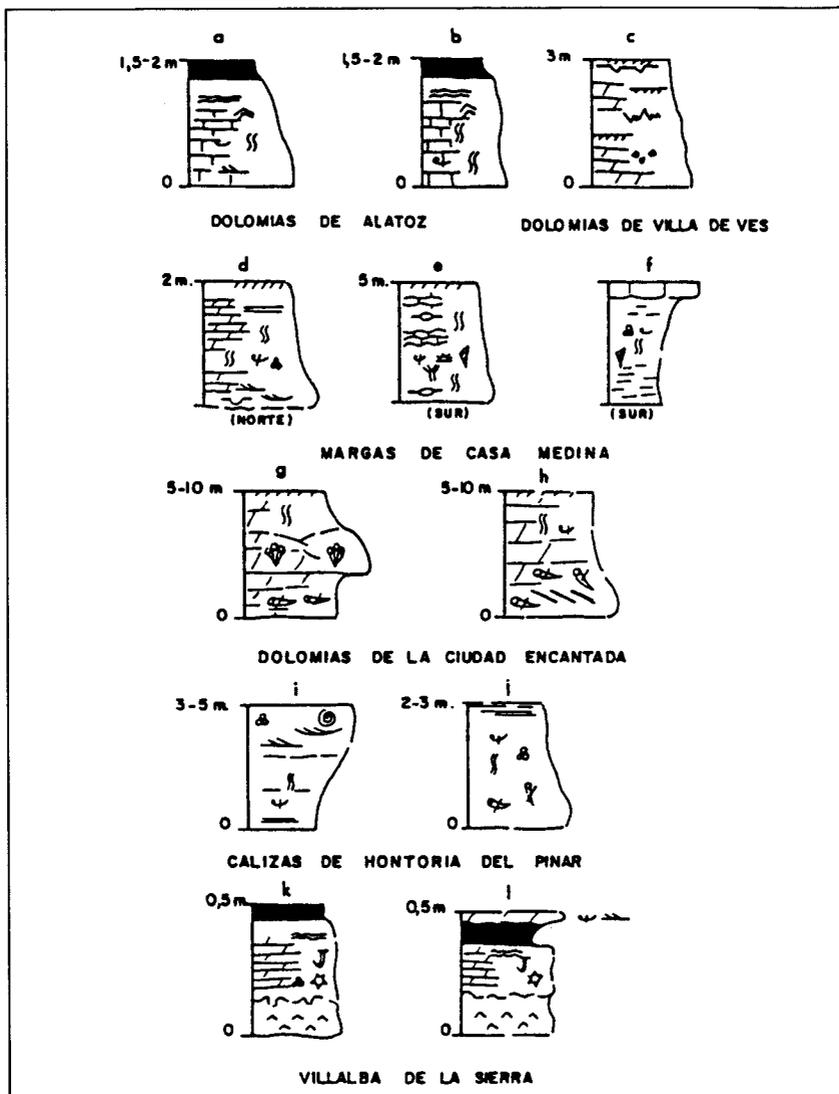


Figura 1.4 Secuencias elementales de las distintas formaciones del cretácico superior (Sierranía de Cuenca-Basqueña)

mareal) mientras que los superiores, marcan el posicionamiento de la llanura submareal somera-intermareal sobre los términos más inferiores. Las margas se corresponden con ambientes de llanura fangosa inter - supramareal. En definitiva: definen la

	Ostrácodos		Grietas de desecación
	Carófitas		Estromatolitos
	Gasterópodos		Laminación algal
	Foraminíferos (Milióidos)		Laminación paralela
	Fragmentos Rudistas		Ripples de corriente
	Rudistas sueltos		Ripples oscilación
	Rudistas (patches)		Karstificación
	Lamelibranquios		Calizas
	Bioclastos en general		Calizas nodulosas
	E. C. surco		Dolomías
	E. C. planar		Yesos
	Bioturbación		Margas
	Brechificación		Lutitas
	Costras		

LEYENDA DE LA FIGURA 1.4

implantación de una llanura mareal sobre una plataforma carbonatada interna somera. *cf* Fig. 1.4(a y b)

En las hojas de Fuertescusa y Valdeolivas esta formación es menos potente (40 m y 30 m respectivamente).

La Formación Dolomías de Villa de Ves está compuesta, en el corte de Fuertescusa, por Dolomías de cristalinidad media-fina, organizadas en paquetes potentes de aspecto masivo. Están altamente dolomitizadas, lo que ha borrado cualquier signo de ordenación interna y restos de fósiles, aunque quedan restos de bioturbación y porosidad móldica por disolución de bioclastos. Es posible observar también trazas de niveles con laminación y de ferruginización. Se ordenan en secuencias estratocrecientes de orden métrico. Fig. 1.4.c

El espesor total de la formación es de unos 50 m.

Debido a la intensa dolomitización sufrida, no es posible realizar grandes precisiones de tipo paleoambiental, aunque la bioturbación y el carácter estratocreciente, sugieren que podría estar situada en un proceso de somerización en una plataforma interna somera (litoral?) con condiciones moderadas de energía.

En las hojas de Valdeolivas, Peralejos de las Truchas y Fuertescusa, esta formación es algo menos potente, ya que oscila entre 30 y 40m. En la hoja de Peralejos de las Truchas posee una microfauna compuesta por *Charentia cuvillieri* NEUM. *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Pseudorhizophydionina cf. casertana* (DE CASTRO), *Nummoloculina* sp. y *Acicularia* sp. que caracterizan un Cenomaniense superior.

La Formación Margas de Casamedina en la hoja de Priego se presenta con una litología diferente a la que aparece en la zona tipo, VILAS *et al.* (*op. cit.*), ya que está constituida por Dolomías bien estratificadas organizadas en bancos con contactos irregulares, o débilmente erosivos en la base. Los cuerpos dolomíticos muestran laminación cruzada y horizontal. Se observan fantasmas de fósiles.

En lámina se observan pelets, intraclastos y oolitos, hasta un 15%, la fauna, aunque mal conservada, ha permitido reconocer Ophthalmidiidos, Miliólidos, Rotálidos *Pseudocyclamina* sp. y espículas.

Muestra una potencia de unos 10-20m, con un contacto neto con la formación infra-yacente, aunque regionalmente parece haber una superficie ferruginizada entre ambas ITGE (1988 inédito).

Se pueden identificar las siguientes facies: Dolomías con bases erosivas y estratificación cruzada, con bioturbación, y bioclastos. Dolomías tableadas y laminadas ("ripples" y algas) asociadas según secuencias de somerización. Los términos de mayor energía se presentan como barras de acumulación bioclástica con bioturbación, mientras que los términos con laminación menor energía, se sitúan a techo, Fig. 1.4. d,e y f. Esta asociación caracteriza las partes proximales de una plataforma somera.

Se ha de tener en cuenta que en áreas situadas hacia el norte (Ledanca), sur y este de esta hoja esta formación está compuesta por calizas nodulosas con fauna planctónica (*Heterohelix* sp y *Hedbergella* sp en Ledanca), interpretables como depósitos de plataforma abierta o rampa relativamente profunda. En la hoja de Priego nos encontraríamos en las partes más proximales (más someras) de dicha rampa, único lugar donde se podrían producir las secuencias de somerización anteriormente apuntadas.

En la hoja de las Majadas, IGME (1970), esta formación es bastante fosilífera y se pudieron determinar *Acompsoceras bochumense* SCHULT. *Exogyra flabellata* D'DORB, *E. columba* LAM., *Arca* sp., *Isocardia* sp., *Natica* sp., *Tylostoma* sp., *Cerithium* sp., *Cidaris* sp., *Hemiaster* sp., *Pentacrinus* sp., y *Thecosmilia* sp. En la hoja de Peralejos de las Truchas, ITGE (*op.cit.*), se determinaron abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos como: *Hedberaella* sp., *Heterohelix* sp. *Pithonella spha-*

rica (RAUF), *Coxites zubairensis* SMOUT. *Pseudolituonella reicheli* MARIE *Chrysalidina gradata* D'ORB. *Idalina* sp., *Discorbis* sp., *Gavelinella* sp., *Nezzazata* sp. *Marssonella* sp., *Tritaxia* sp. y *Gaudryina* sp. que datan un Cenomaniense superior-Turonense inferior, dato con el que también coinciden las dataciones de la hoja de Ledanca (ITGE *op. cit.*)

En conclusión, la edad de esta unidad cartográfica sería Cenomaniense-Turonense muy inferior, con un espesor total de unos cien metros, que parece disminuir hacia la hoja de Ledanca, aunque hacia el norte de ésta (Sigüenza) vuelva a aumentar duplicándose.

En el sondeo de Torralba, QUEROL (*op.cit.*), se cortó un espesor equivalente: 107m., que se mantiene sensiblemente igual en los de Villanueva y Tribaldos. El registro geofísico del sondeo de Torralba revela un buen desarrollo del contenido de arcilla en la Fm. Margas de Casamedina.

1.3.4 Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (9). Turoniense.

Esta formación es posiblemente una de las más características de todo el Cretácico de la Ibérica, ya que por su masividad y competencia dá farallones extraplomados de colores grises, que destacan netamente en el paisaje. En la hoja de Priego afloran en áreas cercanas al anticlinal de Priego y en su ángulo NE.

Se coloca concordante sobre la formación infrayacente y el contacto, cuando es observable es muy neto. En el Estrecho de Priego (cf. documentación complementaria), tiene un espesor de unos setenta metros, siendo posible observar algunos planos de estratificación, geometrías plano convexas y "sets" de estratificación cruzada de gran escala muy borrados por la dolomitización. Puntualmente se aprecia bioturbación y fantasmas de microfósiles (Rudistas) y en los metros superiores, en los que se puede apreciar la estratificación original, aparecen laminaciones cruzadas.

Esta formación, por criterios regionales dada la ausencia de fósiles, se atribuye al Turoniense. En lámina se observan sólo restos de moluscos, Miliólidos y Ophthalmiididos.

La intensa dolomitización sufrida por estos materiales, hace difícil apreciar su posible ordenación interna, pero las estratificaciones cruzadas de gran escala, montículos, bioturbación y fantasmas de Rudistas, sugieren un sistema de barras y canales con zonas protegidas, al abrigo de barras y canales, donde se desarrollaron "patches" de Rudistas, en un contexto de plataforma interna con alta tasa de producción de carbonatos, dando un conjunto progradante, cuya colmatación final vendría reflejada en los metros finales mejor estratificados con desarrollo de secuencias de somerización (superficies ferruginizadas y brechas de colapso) y algas, Fig. 1.4 g y h.

En las hojas de Cifuentes y Ledanca las potencias son menores y se les atribuye una edad Turoniense-Coniaciense, mientras que en ITGE (inédito *op.cit.*) se habla de una superficie de enriquecimiento en hierro a techo de la formación, que en el ámbito de la hoja 1:200.000 de Cuenca-Guadalajara indicaría una interrupción sedimentaria en

el Turoniense superior-Coniaciense inferior, que en otros puntos también viene marcada por una superficie de karstificación.

En las hojas vecinas, ITGE (*op. cit.*), las potencias son algo menores a la medida en la hoja de Priego, aunque se datan más antiguas ya que se sitúan en el Turoniense inferior quizás inferior-medio. En IGME (1970) se cita en la base *Heterodiadema lybicum* COR. que certifica una edad Turonense.

Los sondeos de hidrocarburos realizados en la Depresión Intermedia (Torralba y Villanueva) y áreas adyacentes (Tribaldos) muestran potencias muy similares del orden de unos cuarenta metros.

1.3.5 Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera, Formación Calizas de Hontoria del Pinar (10). Coniaciense-Santoniense superior.

Sobre la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada, se emplaza una potente sucesión dolomítica, que en el corte de la Hoz de Priego se ha interpretado como el conjunto de las formaciones de calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera y de calizas de Hontoria del Pinar. En la hoja afloran en la Sierra de Bascuñana desde el vértice de La Atalayuela al Sansón y en amplias bandas de su ángulo NE.

En la parte alta de esta unidad cartográfica, de potencia cercana a los 125 m, donde el recubrimiento es menos importante, se observa estratificación cruzada, superficies onduladas y posibles montículos. En zonas relativamente próximas aparece *Lacazina elongata* lo que situaría esta parte de la unidad en el Santoniense superior, correspondiéndose con la Fm. Calizas de Hontoria del Pinar.

Las estructuras sedimentarias observables, como laminación cruzada y paralela, brechificaciones, bioturbación y superficies de ferrificación, sugieren que esta unidad corresponde a depósitos someros en una plataforma interna extensa con "sabkhas" costeras ocasionales (brechificación por colapso), aunque la evidencia de corrientes tractivas (laminaciones) también sugiere episodios aislados de depósito en condiciones de nivel de energía más elevado (Transgresión del Santoniense superior?).

Esta interpretación paleoambiental, se correlaciona bien con los datos aportados en las hojas vecinas de Valdeolivas y Peralejos de las Truchas, en las que en esta unidad se localizan estructuras "chicken wire", seudomorfos de evaporitas, porosidad fenestral etc., aunque en estas dos hojas su espesor nunca supera los 100 metros. En la hoja de Valdeolivas en la parte mas inferior (Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera) se ha encontrado algún nivel calcáreo ("packstones") con "patches" de Rudistas y restos de Miliólidos. Se ha clasificado una fauna compuesta por *Idalina antiaua* D'ORB, *Dicyclina schlumbergeri* (MUNCH.-CHALM.), *Periloculina* sp., *Nummofallotia cretacea* SCH., *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Peneroplis giganteus* GENDROT, *Cyclolina cretacea* (D'ORB) y *Thaumatoporella* sp., asociación frecuente en el Santoniense superior de la Cordillera Ibérica. El conjunto se interpreta como una secuencia mayor de somerización, de relleno de "lagoon", en la que se pasa de condiciones submareales a sub-intermareales y, finalmente, supra-mareales e incluso de "sabkha" costera. (Fig. 1.4 i y j).

1.3.6 Formación brechas dolomíticas de Cuenca (11) Santiense superior-Campaniense.

Esta formación resulta muy característica en el paisaje serrano de la hoja, ya que dá morfologías ruñiformes de colores blanco-gris claro, que destacan netamente en el paisaje. Constituye el componente principal de la Sierra de Bascuñana, dando formas suaves en las que se realizan aterrazamientos para la repoblación forestal. También aflora extensamente en el ángulo NE de la hoja en el Puerto de Monsaete.

En afloramiento es posible medir hasta un centenar de metros de brechas dolomíticas, caóticas y masivas, en las que muy difícilmente se pueden reconocer texturas primarias. Regionalmente se han reconocido brechas de desecación, moldes de evaporitas, laminaciones algales y en lámina transparente aparecen como biomicritas recristalizadas y estromatolíticas con cuarzo autigénico, vacuolas de relleno y bandeados y nódulos de recristalización. También se detectan niveles calcáreos sin brechificar en los que aparece laminación estromatolítica, niveles de oolitos, "tepees", porosidad fenestral, pseudomorfos de evaporitas y estructuras "chicken wire" etc.

En la hoja de Valdeolivas, (ITGE *op.cit.*), aparecen foraminíferos: *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Scandonea mediterranea* DE CASTRO, *Ophthalmidium* sp. y *Gaudryina* sp.

En principio parece que esta formación se puede interpretar como el resultado de la sedimentación en una plataforma interna restringida, una "sabkha" costera, con predominancia del supramareal (evaporitas) sobre el internareal (carbonatos con laminación algal) y sobre el submareal. Una diagénesis temprana, con disolución de los materiales salinos por llegada de aguas continentales, fue responsable del colapso generalizado de estos materiales.

Estos datos de superficie, contrastan marcadamente con los que ofrecen los sondeos de hidrocarburos realizados en la Depresión Intermedia. En ellos, QUEROL (*op. cit.*), se pone de manifiesto que esta unidad cartográfica, resulta ser mucho mas potente: 560m en el sondeo de Torralba y 400 en el de Villanueva de los Escuderos I (aunque en ambos casos se incluye la unidad infrayacente compuesta por las Fms. Calizas de Hontoria del Pinar y Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera con un espesor de unos 125m). Esto plantea problemas a la hora de explicar la cronología de la disolución de evaporitas-colapso de carbonatos citado anteriormente, ya que se dá la coincidencia de que en los sondeos siempre se cortan potentes intercalaciones de evaporitas, mientras que en afloramiento siempre faltan las evaporitas y siempre hay brechas. MELENDEZ *et al.* (1985) lo interpretan Fig.1.5, como un cambio de facies.

Los testigos del sondeo de Villanueva I, ORTI (com. pers.) revelan la presencia de anhidrita nodular con encajante carbonatado, siendo la anhidrita tipo prismático con textura fina-muy fina. El carbonato es micrítico. Las relaciones isotópicas de oxígeno y azufre de muestras de este sondeo, revelan que estos sulfatos son de neto origen marino.

1.3.7 Formación marcas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (12). Senoniense-Eoceno medio.

Esta formación aparece más o menos recubierta por materiales cenozoicos y cuaternarios, en todo el núcleo del Sinclinal (sinclinorio) de Mariana. También aflora con bastante extensión en los alrededores del borde norte de la hoja, a ambos lados de la carretera Priego - Alcantud.

Aparentemente, esta unidad se emplaza con un cambio gradual, aunque rápido sobre la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca. En los sondeos de hidrocarburos está muy bien representada y se marca su inicio por la súbita y cada vez más frecuente presencia de materiales detríticos (lutitas), ausentes en la infrayacente, formada por alternancias de dolomía-anhidrita.

De acuerdo con los datos de MELENDEZ *et al* (*op. cit.*) en la zona se distinguen tres tramos (miembros):

-En la base aparece una sucesión de margas y arcillas versicolores, en la que se pueden observar niveles discontinuos de areniscas e incluso conglomerados de procedencia local. Su potencia es de unos treinta metros.

-La parte media de la formación (miembro Bascuñana) es predominantemente anhidrítico y en el corte citado, tiene un espesor de unos 25m .

-La parte final de la serie es de unos 30m de espesor constituidos por arcillas rojas y verdes con yeso diagenético y niveles discontinuos de calizas más o menos dolomíticas.

Este reparto vertical de facies, puede decirse que, con algun matiz local, se va a mantener para toda la zona de la Depresión Intermedia, pero van a manifestarse bastantes cambios de espesor, que se van a analizar a continuación.

En la zona del corte del Estrecho de Priego, es decir en las cercanías de Cañamares, esta unidad tendría una potencia total estimable en unos 80m, que hacia la zona de La Frontera, en la misma hoja de Priego, se hace de uno mucho mayor: supera netamente los 150m, sin que se vea la base de la formación y toda ella está compuesta por anhidrita con algunas intercalaciones de margas gris-verde, Dolomías en cuerpos de escasa continuidad lateral y calizas micríticas con fósiles. Esta unidad evaporítica, en el flanco oriental del sinclinal (sinclinorio) de Mariana pasa a hacerse más carbonatada, de manera que hacia el límite con la hoja de Fuertescusa hay bastantes Dolomías, en ocasiones con aspecto carniolar. En esta hoja, ITGE (*op.cit*), también se han podido distinguir tres tramos, bastante similares a los de la hoja de Priego aunque sin arenas o gravas, y en el tramo superior aparecen calizas con gasterópodos y huellas de raíces. En este de la hoja de Valdeolivas, cerca de los Baños de Alcantud, se ha encontrado un paquete dolomítico-carniolar de unos 60m de espesor a techo de la formación, formado por dolomicritas ("mudstones" y "wackstones") grises.

En la hoja de las Majadas, IGME (1972), se asimila esta formación y la paleógena inmediatamente suprayacente a la "facies Garum", dándosele un espesor conjunto de

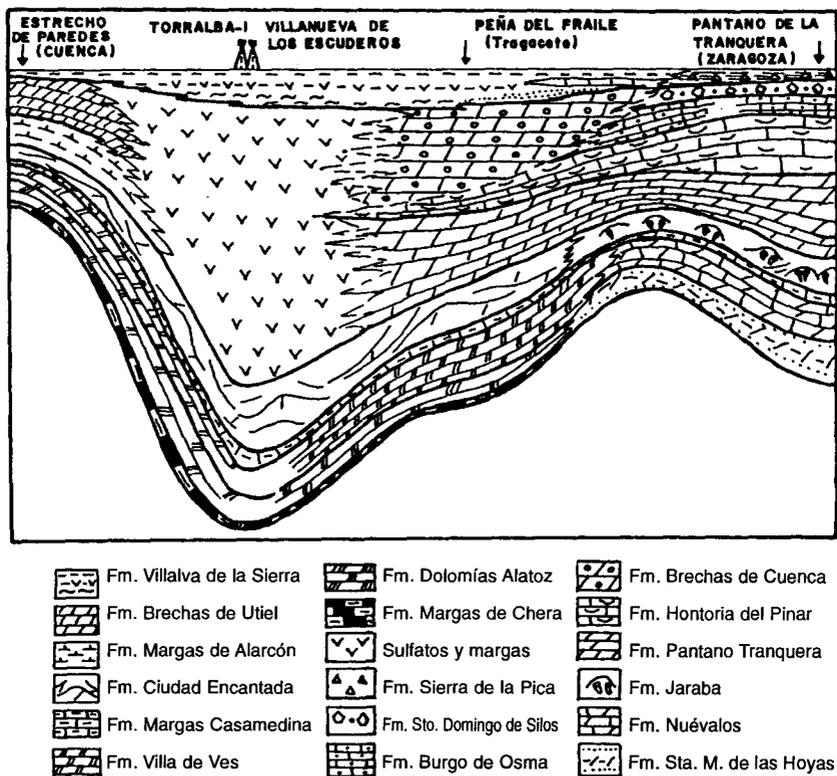


Figura 1.5 Evolución paleogeográfica del Cretácico Superior en la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira MELENDEZ et al (1985).

unos 350m, que viene a suponer unos 200m para la Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra, lo que parece estar bastante de acuerdo con los datos del área. El tramo inferior se describe como compuesto por "arcillas, areniscas, conglomerados, calizas lacustres y Dolomías brechoides similares a las del Senonense". En esta publicación se indica que (cf. p. 6)" posiblemente la cordillera ya se había empezado a levantar y se habían formado cuencas continentales aisladas del mar. En el interior de la Serranía y a favor de grandes sinclinales, también se debieron constituir cuencas aisladas..."

En la hoja de Ledanca, ITGE (en prensa), también se ha localizado esta formación, aunque sólo se han identificado los dos tramos mas inferiores, estimándose un espesor de más de 200m.

En la hoja de Cifuentes, también se separan tres tramos aunque en este caso el inferior es más carbonatado (margocalizas) con brechas de colapso, el medio sigue siendo de anhidritas, y el superior es de carácter detrítico carbonatado, con calizas lacustres y margas.

Los sondeos de hidrocarburos realizados en la zona, no permiten separar netamente esta formación de la suprayacente, y en su conjunto deben mostrar espesores conjuntos cercanos a los cuatrocientos metros.

La edad de esta formación es un tanto contradictoria, en especial en lo que se refiere a su límite superior. A continuación se va a realizar un resumen de los datos conocidos y de la problemática planteada.

Esta formación descansa concordante y en cambio progresivo sobre la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca, de edad Senoniense. GRAMB., *Strobilochara aff. compta* GRAMB., *S. truncaba* GRAMB. y *Platychara aff. compta* GRAMB. que definen el Maastrichtiense.

Hacia el techo de la misma aparecen las siguientes especies de charáceas:

Maedleriella mangenoti GRAMB., *Maedleriella* sp., *Harrisichara lineaba* GRAMB., *Nitellopsis (Tectochara) cf. major* (GRAMB.) y *Raskyella* sp. que datan el Eoceno medio y que en ningún caso han sido citadas en GUTIERREZ y ROBLES (*op cit.*).

La Formación de margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra, se corresponde totalmente con la Unidad basal así denominada informalmente por DIAZ MOLINA (1978). También equivale totalmente a la formación yesífera Cretácico-Eoceno descrita por CAPOTE y CARRO (1970).

Los materiales carbonatados son micritas ("wakstones-packstones") con laminaciones algales. En los tramos lutíticos son frecuentes los cuarzos autigénicos, en ocasiones rojos (Jacinto de Compostela), *cf.* GUTIERREZ y ROBLES *op.cit.*

Las anhidritas son nodulares y más raramente masivas. El análisis isotópico de muestras de esta litología, UTRILLA *et al.* (1987) revelan composiciones más afines a las de las evaporitas terciarias que a las cretácicas, por lo que no sería muy aventurado suponer una componente decididamente cenozoica para esta formación.

El medio de depósito se puede interpretar como una llanura fangosa litoral (lutitas), con canales efímeros (areniscas y conglomerados) con áreas locales de hipersalinidad ("sabkhas") que se hacen dominantes en la parte media de la formación (Fig. 1.4. k y l) (miembro Bascuñana), mientras que a techo se instauran condiciones mucho más continentales. Este conjunto de facies, hacia el este estaría representado por las calizas de *Lacazina*.

1.4 TERCIARIO

En la hoja de Priego existe una amplia y privilegiada representación de los materiales cenozoicos en facies continentales fluviolacustres. Se han separado las siguientes

unidades: Unidad Paleógena inferior, Unidad Paleógena-Neógena y Unidad Neógena. Todas estas unidades tiene carácter informal.

1.4.1 Unidad Paleógena inferior. Eoceno Medio-Arvernense. (13)

Esta unidad está poco representada en la hoja de Priego , ya que aflora sólo en un sinclinal en las cercanías del pueblo de La Frontera y en el ángulo sureste de la hoja en las cercanías de Ribagorda, los dos en el sinclinal de Mariana. Aparece en los alrededores de Priego, asociado al frente de montaña del cabalgamiento origen de la Sierra de Bascuñana y, finalmente, en una estructura anticlinal muy apretada cerca del río Escabas.

Se presenta en contacto concordante sobre la unidad infrayacente (Fm Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra) su techo está siempre erosionado por materiales paleógenos y neógenos más modernos.

Su espesor es bastante constante en los afloramientos de toda la cuenca: raramente supera los ciento cincuenta metros, quizás en la parte central del sinclinorio de la Depresión Intermedia pueda ser algo mayor.

Esta unidad fue denominada informalmente Unidad detrítica inferior por DIAZ MOLINA (*op. cit*) y aparece como Paleógeno inferior en ENADIMSA (1976). TORRES y ZAPATA (1986c), la citan como Primer Ciclo Paleógeno (Ver figura 1.7.).

Su edad, aparece bastante controvertida en las distintas publicaciones consultadas. Ahora, con mayor número de dotaciones disponibles, se puede precisar mucho más. El dato más inferior, lo constituye el hallazgo en Alcázar del Rey, DIAZ MOLINA y LOPEZ- MARTINEZ (1979), de restos de dentición de *Paleotherium castrense* NOULET, que permite datar la biozona de Robiac (Rhenanense ó Eoceno medio). Esta cronología parece encajar bien con la dotación del techo de la formación Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra, hoja de las Majadas, ITGE (*op.cit*), como Eoceno medio.

El techo fue inicialmente situado en el yacimiento de Cerro Arenoso (Carrascosa-Cuenca). Realmente este yacimiento infradata el techo de la unidad, ya que está situado a muro de la inmediatamente suprayacente, *cf.* TORRES y ZAPATA (1986c *op. cit.*).

Más recientemente DAAMS *et al.* (1989) localizan en esta unidad, en la vecindad del anticlinal y pueblo de Pareja, una microfauna compuesta por las siguientes especies: *Issiodoromys minar* BRAVARD, *Archaeomys (A.) gervaisi* THALER *Gliravus caracensis* DAMS *et al.*, *Eomys cf. molassicus* ENGESSER *Heterocricetodon landroveri* DAMMS *et al.*, *Eucricetodon margaritae* DAAMS *et al.* y *Eucricetodon* sp. Respecto a la edad de la fauna dicen lo siguiente (p. 54): "...the fauna of Pareja might be somewhat older than that of Carrascosa because of the slightly more primitive evolutionary stage of *I. minor*. En otras palabras: la Unidad Paleógena inferior posee una edad perfectamente acotada entre el yacimiento de Alcázar del Rey (Rhenaniense o Eoceno medio) y el de Pareja (Arvernense inferior o biozona T) de DAAMS y VAN DER MEULEN (1983), Fig.-1.6.

No deja de ser llamativo que las diferencias de edad entre los yacimientos de muro y techo del Primer ciclo Paleógeno y las de techo de la formación infrayacente (Fm Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra -dato del corte del barranco de la Hoz, hoja de las Majadas ITGE *op. cit.*) y del muro de la formación suprayacente (Unidad Paleógena-Neógena), ponen de manifiesto la ausencia de hiatos estratigráficos de importancia. En la hoja de Zahorejas, ITGE (1979), se consiguieron datar unos niveles lacustres intercalados en esta formación con *Tectochara (Nitellopsis) aemula* GRAMB., *Rhabdochara maior* (GRAMB.), *Chara* aff. *molassica*, *Rhabdochara stockmansii* (GRAMB.) y *Sphaerochara* aff. *inconspicua* (ALBRAUN ex UNGER), que los sitúan en el Oligoceno inferior-medio.

A nivel de cuenca, esta unidad cartográfica es bastante heterolítica. Al sur (Tribaldos) es eminentemente detrítica, con arenas y gravas silíceas y calcáreas, generalmente canalizadas, según canales de poca sinuosidad en los que frecuentemente aparecen secuencias de barras de gravas seguidas por "sets" arenosos con estratificación cruzada en surco de escala media grande. Constituyen las denominadas "facies utrilloides" que también tienen un gran desarrollo en el borde sur de la cuenca del Tajo

Estos niveles arenosos, tienen siempre carácter canalizado y usualmente una fuerte cicatriz erosiva en la base. No es raro que se puedan ver fenómenos de acreción lateral, indicadores de cierta sinuosidad de los canales, pero más frecuentemente los canales son poco sinuosos y sí dan amalgamamientos. También hay apilamientos de "sets" arenosos. En el sinclinal de la Frontera, los niveles arenosos son más tabulares y la base, aparentemente al menos, es menos erosiva.

Los canales se empastan en lutitas, generalmente rojas, que ocasionalmente llevan arena e incluso grava dispersas. Otras veces aparecen bancos relativamente continuos y poco potentes que se interpretan como facies de desbordamiento. Las lutitas muestran niveles de acumulación de carbonatos (suelos calcimórficos) y niveles de decoloración hidromórfica (pseudogleys).

Hacia el paralelo que marcaría el borde sur de la hoja de Priego, comienzan a aparecer intercalaciones de calizas oquerosas palustres, calizas estromatolíticas etc. que se hacen más frecuentes a techo de la unidad, llegando a ser la litología dominante en la parte norte de la Depresión Intermedia. De acuerdo con TORRES y ZAPATA (*op. cit.*) estos anillos de facies indican que estos materiales provienen de un área fuente paleozoica-granítica, situada al sur de la cuenca. Localmente estos detríticos se cargan de clastos calcáreos provinientes del desmantelamiento de relieves mesozoicos muy cercanos, en especial a techo de la unidad. Tal es el caso de Alcázar del Rey, del Sinclinal de Chillarón de Cuenca y del núcleo del anticlinal sobre el río Escabas en el borde Norte de la hoja de Priego.

De acuerdo con el informe ENUSA (*op. cit.*), el estudio petrográfico de 32 muestras de esta unidad, revela que existe un claro predominio de las litarenitas, seguidas por las litarenitas feldespáticas y cuarzarenitas, arcosas y subarcosas no son especialmente frecuentes. Los granos angulosos-subangulosos. Cemento paligorskítico y raramente silíceo. No son raros los cantos blandos.

En las rocas carbonatadas ARRIBAS en ENUSA (*op. cit.*) separa cuatro tipos de

facies: calizas homogéneas, calizas nodulosas, calizas con rizocrecciones y oncolitos. Las primeras se interpretan como depósitos bajo lámina de agua en condiciones de baja energía; niveles de intraclastos marcan también cierto retrabajamiento. Las calizas nodulosas, usualmente marmorizadas con terrígenos de tamaño aleurítico, indican microfacies lacustres a las que se superpone una pedogénesis temprana por emersión: se trata de calizas palustres de orla marginal. Algo similar se indica para la interpretación de las calizas con rizocrecciones. Las facies de calizas con oncolitos, se interpretan como depósitos de áreas lacustres en zonas restringidas "near-shore" en condiciones fóticas.

Todo este conjunto de facies carbonáticas, ordenados en secuencias de retracción de la orla lacustre, representan la superposición de episodios lacustres-palustres someros generalmente en zonas distales de abanicos aluviales.

1.4.2 Unidad Paleógena-Neógena. Lutitas, arenas, yesos, carbonatos (14), Arenas canalizadas (15), Gravas canalizadas (16), Yesos bioturtados (17) y Calizas y margas con materia orgánica (18). Arverniense inferior-Ramblense inferior.

Se ha elegido la denominación genérica de "Lutitas, arenas, yesos y carbonatos (14)" para la descripción general de esta unidad cartográfica, ya que a pesar de ser marcadamente heterolítica, las lutitas son su principal componente, tanto en la sección como en el área cubierta por esta formación.

Por motivos de facilidad cartográfica, se ha tomado esta unidad compresiva, cuyas equivalencias con las unidades descritas en trabajos precedentes, aparece en la Fig. 1.7.

Además de estas equivalencias, también existen nomenclaturas equivalentes en las hojas MAGNA, así en Valdeolivas, ITGE (*op.cit.*) equivaldría a la Unidad de conglomerados, areniscas y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior y a la "unidad basal" del Mioceno inferior medio.

-Serían equivalentes los Conglomerados silíceos, areniscas y arcillas, Oligoceno, de la hoja de Fuertescusa, los conglomerados calcáreos masivos. Arenas de la hoja de Cuenca y, para no ser exhaustivos, en la hoja de Santa María del Campo Rus, IGME (1976), el "Oligoceno yesífero", "Oligoceno arcilloso" y "Oligoceno detrítico".

Esta unidad compresiva, tiene una edad que está comprendida entre el yacimiento de Carrascosa, Fig. 1.6, y el de Villaconejos.

En Carrascosa del Campo (Cerro Arenoso) asociada a materiales de manto de arroyada, sobre la discordancia, ha aparecido una fauna siguiente LACOMBA y MORALES (1987):

Micromamíferos: *Issiadoromys minor* (SCHLOSSER), *Archasomys (A.) gracilis* (SCHLOSSER), *Sciromys* sp., *Gliravus alvarezae* n.sp. *Pseudocricetodon incertus* (SCHLOSSER).

OLIGOCENO				MIOCENO																								
ARVERNIENSE		AGENIENSE		ARAGONIENSE						VELLESIE.		TUROLIENSE			RUSCIENS.													
NN 0		NN 1		FRAMBLIENSE		ORLEANIENSE		ASTARACIENSE		NN 8		NN 9		NN 10		NN 11		NN 12		NN 13		NN 14		NN 15		MEIN 1975		
T	U	V	W	X	Y	Z	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	
<p style="text-align: right;">— Vía. Pajel — Candejas</p>																											LEONICA	487
<p style="text-align: center;">— Pajares</p>																											ORIENTES	512
<p style="text-align: center;">— Escamilla</p>																											AUNON	537
<p>Sayatón 0 — Sayatón 1 — Sayatón 2</p>																											PASTANA	561
<p>— Pareja — Alcocer 3B Córcoles — — — — —</p>																											SAGEON	622
<p>Priego 3 Villacorejos ————— 9001 La Atalaya 9003 ————— La Riva (9005) Cantarera 9002 Casa 9002 ————— 8003 El Cerro Casa 9001</p>																											PRIEGO	563
<p>— Parrayes Moncalvillo</p>																											ALMONACID DE ZORITA	585
<p>— Olmeda 9003 — Olmeda 9002 — Olmeda 9005 — Olmeda 9002</p>																											GASCUEÑA	686
<p>— C. Arenoso — Carrasosa 2 — La Retama — Canales — Huele 2 — Pineda — Loranca — Vallojo — Castillejo del Romeral — Navakón — Cabrejas — Navakón</p>																											HUETE	608
<p style="text-align: right;">Zafra de Záncara ————— Almendros —————</p>																											VILLAR DE OJALLA	609
<p style="text-align: center;">— Huerta de la Obispatía</p>																											PALOMARES DEL CAMPO	633
																											S. LORENZO DE LA PARRAL	634
																											VILLARDO DE FUENTES	661
																											BEIMONTE	669

Figura 1.6 Edades y yacimientos de vertebrados de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara)

Macromamíferos: Hyaenodontidae indet., *Nimravus* sp, *Schizotherium modicum* (GAUDRY), *Cadurcotherium nouleti* (ROMAN), *Eggysodon osborni* (SCHLOSSER), *Metrotherium mirabile* (FILHOL), Caenotheriidae indet., Gelocidae indet., *Lophiameryx chalaniati* (POMEL), Quiróptera y Crocodilia, que sugieren un clima árido y relativamente cálido. (zona W)

En Villaconejos aparece: *Heteroxerus rubricati*, *Glirudinus modestas*, *Peridyromys murinus*, *Altomiramys daamsi*, *Ouercomys parsani*, *Ligerymis antiquus* y *Eucricetodon* sp. Que dan una edad Ramblense inferior (Zona Z)

Aflora extensamente en toda la hoja, en especial en sus dos tercios más occidentales. Su espesor parece ser relativamente variable ya que se adapta a los paleorrelieves preexistentes. La potencia máxima se acercaría a unos 800 mts. Pudiendo no haberse depositado en algunas zonas.

Esta unidad se coloca en discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Paleógeno inferior, discordancia Intra Arverniense, o Fase Castellana de AGUIRRE *et al.* (1976). Su techo viene definido por una ruptura sedimentaria a nivel de cuenca, fase Intra Aragoniense, TORRES y ZAPATA (*op.cit.*) o fase Intra Z de LOPEZ *et al.* (*op. cit.*). Con la introducción reciente del término Ramblense, DAAMS *et al.* (1988), la ruptura Intra Aragoniense debería pasar a llamarse "Intra Ramblense".

En esta unidad queda incluida una ruptura sedimentaria, fácilmente observable en el borde occidental de la cuenca y que estaría comprendida entre las edades de los yacimientos de Moncalvillo (Zona X) y Verdelpino (Zona Y), Fig.1.6. En la hoja de Gascuña, en su límite con la de Priego, el yacimiento de Buciegas estaría algo por encima de esta ruptura, con microfauna siguiente: *Heteroxerus* sp., *Peridyromys murinus*, *bailloni*, *Pseudodryomys simplicidens*, *Altomiramys daamsi*, *Praearmantomys ontensis*, *Ritteneria manca*, *Ligerimis antiquus* *Eucricetodon* sp. De edad Ageniense (Zona Y2).

Esta ruptura, descrita como ruptura Intra Ageniense, también ha sido descrita en la cuenca del Tajo, *cf.* TORRES *et al.* y LOPEZ *et al.* donde aparece como intra X.

1.4.2.1 Lutitas (14)

Son el componente principal de la unidad: generalmente de colores rojos (10R6/6) o amarronados (10YR (7/4) en las que se intercalan materiales gravelosos-arenosos canalizados y de materiales de origen químico: yesos y/o carbonatos.

Las lutitas llevan en muchas ocasiones, las más, yeso diagenético, generalmente en forma de yeso lenticular ocasionalmente con cristales de gran tamaño. También aparece yeso travecular. No es raro encontrar niveles de enriquecimiento de carbonatos, en general son caliches incipientes, más raramente globulares o bandeados, aunque algunos sondeos los han encontrado. Esporádicamente aparecen lentejones de lutitas más o menos calcáreas con colores reducidos, que implican un encharcamiento más estable. En estos niveles no resulta infrecuente encontrar girogonitos de characeas, pirita botroidal generada por acción bacteriana, dientes faríngeos de ciprínidos,

AUTOR		DIAZ-MOLINA (1974)	GARCIA-ABBAD (1975)	DIAZ-MOLINA (1978)	TORRES et al (1983)	TORRES et al (1987)	DIAZ-MOLINA et al (1989)	MAGNA ALTOMIRA-BASCUÑANA (1990-92)	UNIDADES CARTOGR. HOJA N.º 563 PRIEGO	
NEOGENO	PLIOCENO									
	MIOCENO	TUROLIENSE	UNIDAD MIOCENO MEDIO-SUPERIOR	UNIDAD TERMINAL	UNIDAD TERMINAL	U. POSTPARAMO	4.º CICLO NEOGENO	UNIDAD TERMINAL	UNIDAD POST-PARAMO	
		VALLESIENSE				U. PARAMO	3.º CICLO NEOGENO		UNIDAD PARAMO	
		ARAGONIENSE				U. TERMIN.	T. SUPERIOR		2.º CICLO NEOGENO	
		ABENIENSE					T. INFERIOR	1.º CICLO NEOGENO		
	PALEOGENO	OLIGOCENO	ARVERNIENSE	UNIDAD DETRITICA SUPERIOR	UNIDAD DETRITICA SUPERIOR	UNIDAD DETRITICA SUPERIOR	UNIDAD DETRITICA SUPERIOR	UNIDAD SUPERIOR	UNIDAD PALEOGENO-NEOGENA	14, 15, 16, 17, 18, 19 y 20
			SUEVIENSE	UNIDAD DETRITICA INFERIOR	UNIDAD DETRITICA INFERIOR	UNIDAD DETRITICA INFERIOR	UNIDAD DETRITICA INFERIOR	1.º CICLO PALEOGENO	UNIDAD INFERIOR	UNIDAD PALEOGENA INFERIOR
		EOCENO								

 AUSENCIA DE REGISTRO SEDIMENTARIO

Figura 1.7 Cuadro de equivalencias entre unidades definidas en el terciario de la depresión intermedia.

la media-grande. El techo de cada ciclo individual suele estar truncado por erosión del siguiente. Cuando se analizan secuencias con abandono de canal y se conserva todo el último ciclo, se observa que las arenas muestran una neta selección positiva, pasando a techo a arenas muy finas, limolitas y arcillas con "ripples" estando todo el complejo lutítico intensamente bioturbado. El evento final de abandono de canal suele dar sedimentos varvados claro-oscuros por contenidos diferenciales en materia orgánica, con fragmentos vegetales macerados y flotados, gasterópodos, restos de vertebrados y girogonitos de charáceas.

En muchos puntos, es posible ver ejemplos de acrección lateral, como lo largo de la carretera Cañaveras-Gascuña, en el paraje denominado Entremuelas, donde se alternan episodios de baja y alta sinuosidad. No es tan frecuente observar el desplazamiento lateral de canales (sin acrección) aunque hay un punto muy notable en el techo del corte de Buciegas.

Las gravas son polimícticas y poligénicas con predominancia de las de naturaleza carbonatada sobre las cuarcíticas (70% y 20%), componentes minoritarios son los cantos blandos (<5%) los de arenisca (<5%) y los de lidita, obviamente heredados de la Unidad Paleógena Inferior. Los cantos calcáreos muestran huellas de presión - disolución. En el "lag" de los canales y en las barras gravelosas, es muy fácil observar verdaderas barras de oncolitos, que suelen ser subesféricos y más raramente cilíndricos, alcanzando longitudes que superan el metro, actuando un tronco de buen diámetro como nucleador del oncolito. Otras veces los depósitos de algas son de tipo tapiz, y el cuerpo resultante puede alcanzar grandes espesores, hasta 50 cm. Generalmente se desarrollan en los bordes de las barras en períodos de corrientes poco tractivas, *cf* TORRES y ZAPATA (1986). Posteriormente una reactivación los arranca y arrastra un corto trecho, quedando englobados entre las gravas.

Las deformaciones hidroplásticas por escape de fluidos, son observables en la mayoría de los afloramientos de estas arenas hay "sand pillows", "flame structures" e incluso grandes diques clásticos, especialmente visibles en canales del borde sur de la hoja. El desarrollo de esta deformación se explica siempre aludiendo a un empapamiento importante tanto del sustrato como del material arenoso. Esto implica que antes de su enterramiento estas arenas estuvieron protegidas de la acción oxidante de la atmósfera por un nivel de base estable y alto, lo que permite explicar sus colores reducidos en los testigos de los sondeos.

Las arenas poseen una excelente clasificación, y petrográficamente aparece predominancia de litarenitas feldespáticas (32%), litarenitas (27%) y sublitarénitas (21%). Existe una importante presencia de cuarzenitas (19%) y las arcosas subarcosas suponen en total un 27%. Predominan los granos de cuarzo, seguidos de los de dolomía y caliza. Localmente gibsarenitas (y gibsoruditas), siempre en proximidad de afloramientos de rocas sulfatadas. La presencia de Jacintos de Compostela resedimentados, fue interpretada como un indicativo de que las areniscas de la facies Buntsandstein sirvieron de área fuente para estos detríticos, estos cuarzozos bipiramidados rojos también podrían provenir de la Fm margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra.

En sondeo, las arenas suelen aparecer sin cementar, o con un ligero cemento carbo-

gasterópodos, dientes de *Crocodylia* y más raramente dientes y huesos de micromamíferos. También aparecen rizocreaciones que se presentan rellenas de carbonato, silicificadas o más ocasionalmente piritizadas. Ocasionalmente se detectan bandeados estromatolíticos y oncolitos. Hay niveles centimétricos de lignito y restos vegetales macerados y flotados.

Estas lutitas se interpretan como sedimentos de llanura aluvial, zona entre canales, de una serie de sistemas de abanicos aluviales húmedos que posteriormente serán descritos. En general en esta zona predominan los fenómenos de exposición aérea-subaérea con oxidación intensa. En zonas de encharcamiento más estable aparecen materiales charcustras con colores reducidos, ya descritos.

Se intercalan niveles de arena, grava, carbonatos y sulfatos (estos últimos se hacen dominantes a techo) que se han separado en la cartografía y que serán descritos a continuación. Niveles de arena poco potentes, (decimétricos) sin estratificación visible, o con "ripples", que usualmente están cementados, bien por yeso o por carbonatos y siempre oxidados (incluso en los sondeos), se interpretan como depósitos ligados a desbordamiento de los canales ("levees").

En los sondeos de la hoja, se ha cortado un nivel pluridecamétrico de materiales de origen químico: calizos y calizas arcillosas, oquerosas, con laminaciones de algas, yeso secundario, ocasionalmente se ven estructuras "chicken wire". Se intercalan pasadas métricas de yesos bioturbadas con abundante materia orgánica y lignitos. Hay siempre colores reducidos (grises) y también son muy frecuentes los restos de flora macerados, girogonitos de coráceas así como fauna: gasterópodos, ostrácodos, lamelibranquios, cocodrilos, peces, batracios y micro y macromamíferos. Una ruptura sedimentaria de este depósito lacustre, marcada por la llegada brusca de lutitas (rojas) y arenas, podría representar la ruptura Intra Ageniense anteriormente citada.

Este nivel carbonatado, como ya se ha dicho, no aflora en la hoja de Priego, pero en la inmediata al este (Sacedón), en la vecindad del embarcadero norte (Alcocer) del antiguo transbordador hay niveles carbonatados buzando al este, al flanco oriental del anticlinal de Córcoles, que podrían correlacionarse con ellos. En ENUSA (*op. cit*) estos niveles se asimilaron a la unidad infrayacente (Paleógeno inferior) y en TORRES y ZAPATA (*op.cit.*) se indica su posible edad oligocena.

1.4.2.2 Areniscas canalizadas (15).

En la cartografía se han separado los niveles arenosos más conspicuos por dar resaltes morfológicos de importancia o por su desarrollo.

En general se trata de cuerpos arenosos acintados ("sand ribbons") en los que destaca más su potencia total, por apilamiento de "sets", que su anchura. Esto en buena parte se debe a la escasa dispersión de las paleocorrientes, a causa del estricto control estructural de los sistemas fluviales cenozoicos de la Depresión Intermedia *cf.* TORRES & ZAPATA (1986). Predominan canales de baja sinuosidad, en los que aparece un "lag" basal sobre una cicatriz muy erosiva, incluso una barra de gravas, al que se superponen varios "sets" arenosos con estratificación cruzada en surco de esca-

natado, que hace la roca friable con la mano. El color más singenético conocido de estos sedimentos es gris claro-gris oscuro, con abundante contenido en materia orgánica y pirita framboidal de origen biogénico que llega a folisizar restos vegetales y animales incluidos en el sedimento. Un hecho geoquímico mayor, ASTUDILLO & TORRES (1985) como fue el desarrollo de un frente Redox que se movió en sentido E-O, dio lugar a la oxidación de las arenas y a su ulterior cementación por redepósito del carbonato de los granos detríticos. Un fenómeno similar, pero de menor entidad, aparece en los afloramientos, donde areniscas rojas conservan fragmentos leñosos carbonizados (21%). La caracterización geoquímica de los sulfatos asociados distalmente a estos canales, ha permitido demostrar que el área fuente de estos detríticos estaría básicamente en las Facies Weald y sobre todo en la Fm. Arenas de Utrillas.

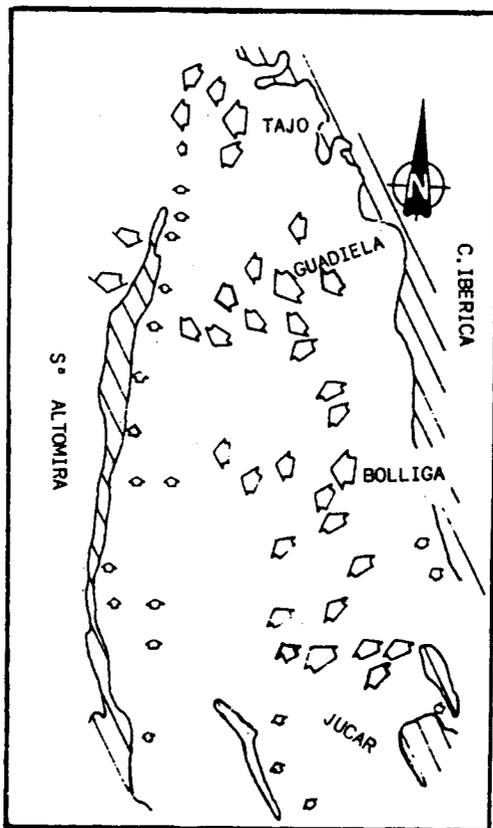


Figura 1.8 Paleocorrientes del Paleógeno-Neógeno de la D.I. de TORRES y ZAPATA (1986).

En la hoja, las paleocorrientes indican dos sistemas deposicionales distintos para los materiales canalizados: hasta una línea al sur de Canalejas del Arroyo - San Pedro de Palmiches, los materiales se relacionan con un abanico aluvial húmedo con paleocorrientes NE-SO y zona apical en la hoja de Valdeolivias (Arandilla). En el borde sur de la hoja hay canales de paleocorrientes SE-NO, que tendrían su zona apical en la hoja de Gascuña. Estos abanicos fueron denominados por TORRES y ZAPATA (*op. cit.*), Fig. 1.8, como Abanico aluvial húmedo del Guadiela y Abanico aluvial húmedo de Bólliga. Se interpreta que se dio una notable recurrencia en estos fenómenos a lo largo de todo el Paleógeno (excepción hecha del Paleógeno inferior) y del Neógeno, de manera que las zonas apicales, algunas al menos, se superponen de un evento a otro, aunque se registran importantes discordancias angulares y erosivas entre ellos. Según DIAZ MOLINA y BUSTILLO (1986) el abanico de Bólliga pertenecería al denominado Abanico de Tórtola, que fue denominado Abanico aluvial húmedo del Júcar en ENUSA (*op. cit.*), admitiéndose su recurrencia durante el Paleógeno y Neógeno.

1.4.2.3 *Gravas canalizadas (16).*

En la hoja se ha distinguido de manera específica un potente (>10 m) nivel de gravas canalizadas que se ha podido seguir cartográficamente durante cerca de quince kilómetros en ambas márgenes del río Guadiela. Se trata de una enorme tongada de gravas, posiblemente transportada por canales coalescentes en sucesivos episodios. Las gravas muestran estratificación masiva, localmente planar y más raramente en surco. Los cantos, mayoritariamente calcáreos muestran buen redondeamiento y tienen matriz arenoso-lutítica (son ortoconglomerados). Son muy frecuentes las marcas de presión disolución. Los depósitos arenosos se preservaron mal, al ser erosionados por reactivaciones sucesivas, aunque se conservan cuerpos lentejones de areniscas de cemento carbonatado y granulometría gruesa, en las que normalmente no se observa la estratificación, aunque localmente hay trazas de estratificación cruzada en surco o planar, corte de San Pedro de Palmiches. Su espesor varía ya que en S. Pedro de Palmiches es de 6 m mientras que en Albendea no supera los dos. Este depósito de gravas podría evidenciar un evento de tipo paleoclimatológico más que tectónico.

1.4.2.4 *Yesos bioturbados (17)*

En muchas partes de la hoja, se han separado cartográficamente intercalaciones de espesores métricos, de yesos de colores acaramelado-negro, que siempre muestran trazas de bioturbación. Como serán descritos más ampliamente en otro apartado, (19), valga sólo citar que en la subida del puerto de la carretera que une Cañaveras y Villar de Domingo García, exactamente en el borde sur de la hoja, se ha encontrado un nivel de estos yesos que en la hoja vecina al sur aumenta rápidamente de espesor, pasando a tener varias decenas de metros.

1.4.2.5 *Calizas y margas con materia orgánica (18).*

De la misma manera que en el caso anterior, también se han separado intercalacio-

nes métricas de calizas laminadas, calizas arcillosas, margas y lignitos, que son equivalentes laterales de las calizas de palmiches (20), que se describirán posteriormente. Fundamentalmente aparecen al norte de Cañaveras y en el corte de La Riva.

1.4.2.6 Yesos bioturbados, calizas de palmiches. (19)

Bajo este epígrafe, se recogen los extensos y potentes materiales yesíferos que configuran la Mesa de Villaconejos, basculada hacia el este. Estos yesos son de tonalidades variadas, blancas-acarameladas, en afloramiento, aunque en sondeo presentan tonos más oscuros debido a la mejor preservación de la materia orgánica. Su característica más llamativa es la presencia de una bioturbación muy importante en forma de tubos entrelazados, aunque siempre conservando orientación vertical, en los que destaca su diámetro uniforme, aunque en algunos casos aparecen "burrows" mayores, llegándose a veces a observar los meniscos lutíticos producidos por el avance del organismo limífago. En ocasiones, se produce silicificación, que se inicia en los tubos. Otras veces, esta silicificación avanza tanto que afecta a toda la roca, dando bloques métricos de sílex que fueron explotados para fabricación de vidrios especiales. También constituyeron el "área fuente" de talleres del Paleolítico y Neolítico y de artesanos de cuchillas para trillos. Estos sílex bioturbados fueron denominados "sílex tobáceos" por BUSTILLO y DIAZ-MOLINA (1980).

Siempre se ha pensado que estos yesos no se depositaron en condiciones de aridez, confinamiento extremo, sino que lo hicieron bajo lámina de agua, de aquí que en los fondos hubiera actividad biogénica. De hecho, en ocasiones se observan restos de gasterópodos.

Aunque predomina la facies de yesos bioturbados, también son frecuentes las calizas arcillosas laminadas con improntas de hojas de palmiche, *Chamaerops* sp., que se han denominado "calizas de palmiches" y con las que establecen relación de cambio de facies. Hay también intercalaciones de lutitas yesíferas rojas, lutitas negras con mucha materia orgánica y yeso secundario (porfiroblastos) y en algunas zonas aparece yeso nodular (posiblemente en la orla de retracción de las áreas encharcadas).

El área fuente fueron las anhidritas del Liásico inferior y del Senoniense y no el Keuper, UTRILLA *et. al.* y ORTI *et al.* (1988). Se dió una disolución en el área fuente, transporte como solutos y floculación-precipitación ("limos y organismos limífagos. El bajo aporte de cloruros, permitió (ley de reparto) la precipitación de los sulfatos a partir de disoluciones menos concentradas que se darían caso de aparecer cloruros, manteniéndose las condiciones biogénicas. La hidrogeoquímica, *cf.* ENUSA (*op. cit.* vol III), ya puso de manifiesto el carácter deficitario en cloruros de la Depresión Intermedia. Este esquema explica el llamativo carácter monomineral de estos yesos, que donde no se indentan con carbonatos tienen casi el 100% de sulfato cálcico *cf* SANCHEZ (*op.cit.*).

1.4.2.7 Calizas de palmiches, yesos bioturbados, lignitos (20)

Esta unidad cartográfica se establece en cambio de facies con la descrita en el apartado precedente.

Se puede apreciar que los potentes carbonatos, con importantes intercalaciones de yesos a techo, cortados en los sondeos de ENUSA Villaconejos pasan lateralmente a esos bioturbados en el corte de La Riva, donde todavía quedan niveles palustres de calizas de palmiches, que en el corte de la Atalaya ya se han perdido, produciéndose simultáneamente un acuñamiento de los yesos bioturbados que pasan entonces a lutitas yesíferas. Pese a ello el sondeo ENUSA de Valdeolivas tiene representantes carbonatados-sulfatados que podrían corresponderse con los materiales ya descritos.

De acuerdo con el corte de Villaconejos en esta unidad aparecen calizas bioclásticas, calizas laminadas margas con carbón, margas con oncolitos y base erosiva (canalizadas) con un espesor visible inferior a 15 m abundancia de ostrácodos, gasterópodos algales, coráceas y diatomeas.

El sondeo Villaconejos, perforado en la vertical del corte antecitado, pone de manifiesto que la secuencia es mucho más potente, casi 100 m, y que además del nivel de margas carbonosas (lignitos) visible en el corte, aparecen otros nueve en profundidad, siendo muy posiblemente establecer su continuidad lateral ya que estos cuerpos se acuñan, digitan y apilan con gran facilidad. Las intercalaciones de yeso masivo (bioturbado) son muy frecuentes. También hay niveles de margas negras con oncolitos con clasificación positiva. Los niveles lignitosos presentan anomalías radiométricas muy importantes. En todo el conjunto hay abundancia de hidrocarburos, gaseosos y líquidos, que huelen fuertemente al romper la roca.

El paso de estas calizas a los yesos bioturbados es gradual, de manera que en calicatas se vé una mayor presencia de nódulos de sulfato, hasta estructuras tipo "chicken wire", para pasar finalmente a yesos bioturbados con "nódulos" calcáreos.

El medio de depósito se interpreta, tanto para las calizas de palmiches como para los yesos bioturbados, como un mosaico palustre en el que coexisten áreas con secuencias de somerización y profundización, zonas de mayor energía con canalizaciones (margas con oncolitos) e incluso entradas de siliciclásticos (arenas) relacionados distalmente con canales. También hay orlas de retracción lacustre con desarrollo de nodulizaciones (sobre sulfatos y/o carbonatos).

Ya se ha citado al inicio el contenido faunístico y edad de esta unidad cartográfica.

1.4.3 Unidad Neógena: Lutitas, gravas, arenas, yesos y carbonatos (21), arenas y gravas canalizadas (22), yesos bioturbados (23), lutitas con arena y grava (24), calizas laminadas blancas y grises (25), yesos bioturbados y detriticos (26).

En este apartado, se van a describir las diferentes unidades cartográficas que se han podido diferenciar en la hoja de Priego y que quedan englobadas dentro de una unidad compleja de rango mayor. Su muro viene definido a nivel cuencial por una marcada ruptura sedimentaria. Cerca de la zona de borde o en los umbrales, viene también marcada por una discordancia angular y erosiva, muy característica ya que fagocita los materiales del techo de la unidad Paleógena-Neógena infrayacente.

Su edad viene claramente acotada entre los yacimientos de Priego 3 (Ramblense superior (antes Aragoniense inferior), zona A de DAAMS y VAN der MEULEN (*op. cit.*) y biozona MN3 de MEIN 1973) y los de los alrededores de Priego población, con microfauna más pobre, pero que permiten estimar que el techo de esta unidad podría llegar al Vallesiense.

En el yacimiento Priego 3 ha aparecido la microfauna siguiente: *Glirudinus modestus*, *Peridyromis murinus*, *Pseudodyromis ibericus*, *Liaerimys antiquus*.

Los yacimientos de las zonas cercanas a Priego contienen: *Fahlbuschia* sp., *Megacricetodon* sp., *Microdyromis complicatus*, que datan un Aragoniense - Vallesiense (?).

En la hoja de Priego esta unidad está ligada a tres sistemas deposicionales diferentes. Dos de ellos son abanicos aluviales húmedos, es decir de alta eficiencia de transporte, con un importante desarrollo de canalizaciones. El otro sistema es mucho más local, ya que se restringe al borde activo de la Sierra de Bascuñana, y está caracterizado por el desarrollo de abanicos aluviales de baja eficiencia de transporte, que acumulan grandes espesores de materiales clásticos y químicos en un depocentro en surco que corre paralelo al frente de montaña de la Sierra de Bascuñana.

1.4.3.1 Lutitas, arenas, sulfatos y carbonatos (21)

De esta manera genérica, se han querido describir los materiales correspondientes a dos sistemas de abanicos aluviales húmedos, que en la Mesa de Gascueña marcan una ruptura sedimentaria sobre los yesos de la unidad infrayacente, mientras que en el borde norte de la hoja, su base viene definida por un súbito aumento de la densidad e importancia de los términos canalizados, y su importancia ya aparece reconocida en la memoria correspondiente a la hoja de Valdeolivas, ITGE (*op.cit.*) donde se separa mediante un contacto discordante.

En la mesa de Gascueña, donde tiene un espesor de unos 120 m, está ligada a un abanico aluvial húmedo que viene del sur, y que en ENUSA (*op. cit.*) y TORRES y ZAPATA (*op. cit.*) se interpreta como una recurrencia del Abanico aluvial húmedo del Júcar, que en DIAZ MOLINA y BUSTILLO (*op.cit.*) se individualiza con el nombre de "Valdeganga Fan".

En el borde norte de la hoja, donde está poco representado, estos materiales lutíticos, se asociarían a otro abanico aluvial húmedo, denominado Abanico aluvial húmedo del Guadiela, con su zona apical en la hoja de Valdeolivas (cerca de Alcantud) y paleo-corriente de dirección NE-SO.

Esta unidad se diferencia de su equivalente (14) en la Unidad Paleógena-Neógena sólo por el carácter yesífero más marcado de los niveles lutíticos y por una menor densidad de términos canalizados.

1.4.3.2 Arenas y gravas canalizadas (22).

Aparecen en la Mesa de Gascueña entre dos potentes secuencias de yeso bioturba-

do: canales de poca sinuosidad pero fuertemente coalescentes, dan un litosoma arenoso casi continuo alrededor de la mesa, en el que es característico la dominancia de granulometrías finas y grandes bolas de algas totalmente yesificadas. Este depósito estaría ligado al Abanico aluvial húmedo del Tajo.

También aparecen cuerpos canalizados, ligados al Abanico aluvial húmedo del Guadiela, en seis cerros cortados por el borde septentrional de la hoja.

Las características petrográficas de estos materiales son similares a las descritas para las Areniscas canalizadas (15) de la Unidad Paleógena-Neógena.

1.4.3.3 Yesos bioturbados (23).

Aparecen coronando toda la Mesa de Gascuña, con un espesor que se aproxima al centenar de metros. Se han relacionado distalmente, TORRES y ZAPATA (*op. cit.*) y DIAZ-MOLINA y BUSTILLO (*op. cit.*) con un abanico aluvial húmedo cuyo ápice estaría al sur de Cuenca. Su descripción petrográfica es similar a la realizada para los Yesos bioturbados y calizas de palmiches de la Unidad Paleógena-Neógena, aunque en este caso no hay calizas de palmiches. Hacia Castejón, en el límite occidental de la hoja, comienzan a aparecer calizas esparíticas a techo de la unidad. Se interpreta como un depósito básicamente palustre.

1.4.3.4 Lutitas, arenas, gravas (24)

En este epígrafe, se contemplan los depósitos de una serie de abanicos aluviales "áridos", dirigidos transversalmente al eje mayor (N-S) de la cuenca y con áreas fuentes locales. Estos depósitos aparecen bordeando toda la Sierra de Bascuñana y también recubriendo discordantes la Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra en el sinclinal (sinclinorio) de Mariana, especialmente en su cierre periclinal norte. Su espesor máximo sería de unos 80 m.

En el corte Torralba 1, en la hoja de Gascuña, dominan los materiales heterolíticos y heterométricos desorganizados, propios de depósitos asociados a coladas fangosas ("debris flow"), como también ocurre en la hoja de Priego. Estos depósitos tienen gran cantidad de yeso detrítico, hasta tamaño bloque, y ocasionalmente la yesificación posterior se manifiesta dando paquetes de yeso, en los que "flotan" cantos cuarcíticos perfectamente redondeados (los cantos calcáreos han sido digeridos).

En el corte Torralba 2, también en la hoja de Gascuña, más hacia la zona apical de unos de estos abanicos, la serie aparece compuesta por lutitas con arena y grava en proporciones variables e intercalaciones de conglomerados polimícticos, calcáreo - cuarcíticos; en cuerpos de base muy erosiva, canalizados, muy similares a los que aparecen en la base del corte de Albalate de las Nogueras.

1.4.3.5 Calizas laminadas blancas y grises, calizas oquerosas (25)

Estos materiales carbonatados aparecen coronando la unidad desde el límite sur de

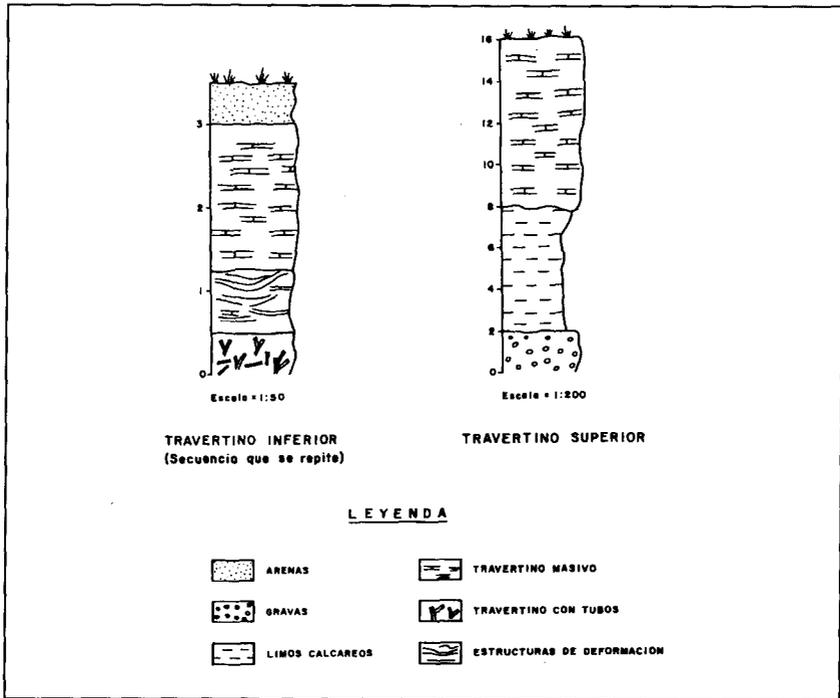


Figura 1.9 Secuencias elementales de las terrazas travertínicas.

la hoja, Albalate de las Nogueras, hasta su extremo más septentrional, corte de la Atalaya, Fig. 1.10. Aunque en la hoja representan los depósitos Neógenos más modernos, en relación con la hoja de Valdeolivas, lindante al norte con la de Priego, estas calizas quedarían intercaladas en una serie lutítico arenosa a cuyo techo estarían las "calizas del Páramo". Se trata de una potente serie calcárea, unos 80 m en el corte de Albalate de las Nogueras, donde hay una serie monótona de calizas arcillosas en bancos decimétricos, en las que destacan simplemente los niveles de lumaquelas de gasterópodos y algunas finas pasadas, centimétricas de lignitos, que en conjunto identifican un ambiente palustre.

Estas calizas, desde el corte de Albalate de las Nogueras, al de Priego, pasan a micritas fuertemente recristalizadas, muy bioturbadas, con restos de gasterópodos, coráceas y oncolitos, que también se identifican con un ambiente palustre-lacustre.

Ya se ha citado anteriormente su contenido paleontológico. Equivalen, Fig. 1.6, a las Calizas de Pineda (Hoja de Villar Olalla y a la "Ciénaga de Córcoles" (Hoja de Sacedón).

1.4.3.6 Yesos bioturbados, yesos detríticos, calizas, margas (26)

En esta unidad se contemplan una serie de cuerpos, generalmente de pequeño desarrollo lateral, también de potencia discreta, que pueden considerarse como materiales asociados distalmente a las Lutitas con arena y grava (24). Normalmente son depósitos de yesos bioturbados y detríticos, que se intercalan en la serie roja característica de los depósitos de abanicos aluviales.

Mucho mayor interés revisten dos afloramientos de materiales carbonatados. Uno de ellos está en el paraje denominado el Cabezo, al norte de Villaconejos de Trabuque. Se trata de calizas laminadas sobre unas lutitas rojas que marcarían la discordancia entre la Unidad Paleógena-Neógena y la Unidad Neógena. El otro es una sucesión relativamente potente que aparece cerca del paraje de Valhondillo, en el talud de la carretera que une Villaconejos de Trabuque y Priego, donde se localiza el yacimiento de micromamíferos Priego 3. Según el corte Valhondillo aparecen algo más de veinte metros compuestos de: calizas travertínicas, bioclásticas, micríticas y oncolíticas con intercalaciones margosas, definiendo una sedimentación palustre-lacustre, interpretable como de pié de abanico, que rápidamente pasa a materiales rojos detríticos. Estos materiales están deformados, anticlinal, y fallados.

1.5. CUATERNARIO

La mayor parte de los depósitos cuaternarios de la hoja están relacionados con la acción fluvial, de la que son principales agentes los ríos Guadiela (afluente del Tajo), Trabuque (afluente del Escabas por su margen izquierda), el propio río Escabas, que pasa por Priego, y el río Liendre al SE.

Los depósitos dominantes son los de terraza, tanto las travertínicas como las detríticas, seguidos de los de conos de deyección y llanura de inundación.

Los coluviones y glaciares no relacionados con la dinámica fluvial completan el conjunto de elementos separados en la cartografía de la hoja.

1.5.1 Glaciares (27)

Estos depósitos no están muy representados en la hoja. Se disponen en algunas vertientes de pendiente suave. Litológicamente están compuestos por arenas de grano medio a fino, con algo de matriz limosa-arenosa. Hay cantos de caliza, angulosos, y de cuarcita, más redondeados, heredados.

No se pueden correlacionar con ningún depósito de edad conocida. Teniendo en cuenta criterios morfológicos y sus geométricas con otras unidades, se les asigna una edad Pleistoceno-Holoceno.

1.5.2 Terrazas (28, 29)

Se distribuyen prácticamente por toda la hoja, en su mayor parte relacionadas con los

cauces fluviales descritos en la introducción. Dan resaltes duros, que se presentan colgados respecto al cauce actual de los ríos a cotas diferentes: +1-3m; +7-21m ; +30-46m ; +50 - 80m.

Se han diferenciado dos grupos de terrazas, de acuerdo a su composición litológica: Terrazas travertínicas (28), ligadas a los ríos Guadiela, Escabas y Trabuque y Terrazas detríticas (29) relacionadas con los ríos Liendre, Guadiela y Escabas. En la mayoría de los casos, estos tipos de terrazas, se han establecido de acuerdo con la litología dominante, pero en la mayoría de las ocasiones tienen un carácter mixto. Además, se han considerado dentro del grupo de terrazas travertínicas aquellas en las que hay abundantes niveles de fitoclastos recubiertos de envueltas de carbonatos ocasionalmente ligadas a la acción algal (oncolitos), que en pureza tienen un cierto carácter detrítico.

1.5.2.1 Terrazas travertínicas (28)

Alcanzan su máximo desarrollo en las proximidades de Priego, Albalate de los Nogueras y Villaconejos de Trabuque. Se han distinguido cuatro niveles, que se agrupan en dos mas generalas: inferiores y superiores.

Niveles inferiores

El nivel travertínico más inferior (nivel 1), es decir el más próximo al cauce actual, está poco desarrollado y en ocasiones enmascarado por derrubios. No se han obtenido datos suficientes para su descripción.

El techo del nivel 2, se sitúa a una cota relativa de unos 22 m sobre el cauce actual. Su espesor es variable, pero en la proximidad de Priego, puede alcanzar unos 15 m.

Este nivel muestra pequeñas diferencias de una zona a otra, pero se puede establecer una secuencia tipo, Fig. 1.9. En la sección se aprecia un tramo inferior formado por calcisiltitas y travertinos, estos últimos formados por tubos de tallos calcificados, que pueden estar en posición de vida o sin ordenación preferente.

Sobre el tramo anterior existe un paquete travertínico con laminación bastante aparente, y en las láminas se observa una fuerte deformación (estratificación convoluta), muy posiblemente debida a la litostasia de los materiales suprayacentes y a escape de fluidos en los inferiores, todavía poco consolidados,

En el área de Albalate aparecen diferencias en este nivel de la secuencia: hay alternancia de travertinos porosos y limos calcáreos, así como alguna costra calcárea. En el área de los ríos Escabas y Guadiela, este tramo es predominantemente arenoso, conglomerático incluso, con restos carbonosos y abundantes gasterópodos.

En este travertino, en la zona de Priego, PEREZ GONZALEZ y VIRGILI (*op.cit.*) describen una malacofauna de: *Ancylus fluvialite* MULLER *Acicula lineata* DRAPARNAUD, *Carychium minimum* MULLER, *Hydrobia ventrosa* MONTAGU, *Hydrobia bre-*

vispira PALAD, *Limnaea peregra* MULLER, *Pseudoamnicola similis* DRAPARNAUD, *Succinea putris* LIN., *Succinea elegans* MULLER, *Limnaea palustris* MULLER, *Zebrina detrita* MULLER, *Vallonia* GREGLER, *Vertigo antivertigo* DRAPARNAUD y *Cepaea nemoralis* LIN.

Niveles superiores

En este grupo se tratarán de manera unificada los niveles 3 y 4, que son los más antiguos.

El techo de los depósitos se sitúa aproximadamente hacia los 80 m respecto del cauce de los ríos. Su espesor es variable, oscila entre 15 y 25 m. Los valores máximos aparecen al oeste de Priego, mientras que los mínimos están en Albalate de las Nogueras.

Configuran un nivel continuo en toda la zona, aunque de unos puntos a otros presentan ciertas diferencias menores. En general son niveles heterolíticos con travertinos, gravas lutitas.

De una manera general, se pueden separar varios tramos, Fig 1.9. El travertino, propiamente dicho está solamente en el nivel superior siendo fácil observar restos de vegetales macerados. En otras zonas es muy masivo y fuertemente bioturbado, posible origen de la pérdida de toda ordenación interna. En otros puntos aparecen laminaciones (en "sets" de más de 30 cm de potencia), produciéndose una alternancia de niveles competentes con otros que los son menos.

Hay niveles conglomeráticos polimícticos, con predominancia de las gravas calcáreas sobre las silíceas, con matriz arenosa. Son de esqueleto quebrantado (matriz soportados). Los cantos de grava suelen tener buen redondeamiento, hay algunos cantos planos. El cantil es de 20 cm y la moda está en 5 cm.

Las lutitas, normalmente aparecen sobre las gravas configurando una secuencia positiva, granodecreciente a techo. También aparecen en cambio lateral con ellos. Los limos son de naturaleza calcárea o silícea, sin estructuras visibles.

Estos niveles presentan importantes procesos de karstificación, lo que no suele ocurrir en los inferiores. Hay agujeros de colapso ("sink holes"), lapiazes incipientes y localmente conductos en los que se dan pequeños espeleotemas.

Ocasionalmente presentan cierta deformación, generalmente relacionada con niveles de yeso infrayacentes. Un caso notable aparece en un sinclinal neógeno que se emplaza al oeste de Priego.

Tienen un contenido paleontológico importante, aunque banal a nivel estratigráfico, PEREZ GONZALEZ y VIRGILI (1972) citan abundantes restos paleobotánicos: Monocotiledóneas: *Poacites* sp., *Cyperites reticulatus* HEER, *Typha latissima* AL. BR. Dicotiledóneas: *Quercus* aff. *charpentierii* HEER, *Myrica cerifera* L. *Juglans regia* L., *Carya minar* SAP. MARION., *Carya* sp., *Salix* sp., *Poculus tremula*, L., *Populus* cf. *latior* AL. BR. *Ulmus Pyramidalis* GOEPP, *Zelkova* sp., *Ficus* sp., *Benzoin* sp., *Prunus*

sp., *Acer* sp., *Rhamnus gaunini* HEER. que dan indicación de un clima templado. También citan una gran variedad de moluscos fósiles: *Hydrobia ventrosa* MONTAGU m *Limnsea auricularia* LIN., *Limnaea peregra* MULLER, *Pseudoamnicola similis* DEP., *Planorbis carinatus* MULLER, *Vallonia Pulchella* GREDLER, *Vertigo antivertigo* DRAPARNAUD y *Xeromagna arigonis* RSM.

Las diferencias fundamentales entre los niveles superiores y los inferiores, radica en que los superiores estarían relacionados con un momento climático más cálido que el correspondiente a los inferiores, tal y como sugieren los datos de paleobotánica.

Estos depósitos travertínicos se pueden asociar a las áreas marginales de los ríos a los que se desarrollan, con corrientes poco tractivas incapaces de transportar sedimentos.

Los materiales en suspensión tampoco debieron ser muy importantes. Ocasionalmente la energía era suficiente para dar barras bioclásticas (estratificación cruzada). Momentos de funcionamiento fluvial en régimen superior, motivaron la ruptura del depósito carbonatado que será recubierto por barras de grava o arena.

No se poseen datos sobre la edad de estos depósitos, aunque PEREZ GONZALEZ (in ITGE 1989d) supone que estos depósitos van del Pleistoceno inferior al Holoceno (referidos al conjunto de la cuenca del Tajo).

1.5.2.2 Terrazas detríticas (29)

Generalmente aparecen asociadas al río Guadiela, pero en la porción más occidental de su recorrido en la hoja, hasta donde va a perderse en la cabecera del embalse de Buendía. También hay terrazas de este tipo asociadas al río Escabas, en las proximidades del pueblo de Cañamares, y al río Liendre, hacia el SE. Se pueden separar tres niveles, el más inferior esté poco desarrollado en el río Guadiela, siendo mejor observable en los ríos Escabas y Liendre.

Para su descripción se van a agrupar terrazas bajas y terrazas medias.

Terrazas bajas

En estas terrazas se han agrupado dos de los niveles, cuyas cotas relativas serían +1-7m y +10-13m. Están formadas por paquetes de gravas calcáreas y silíceas, con predominio de estas últimas, y arenas de grano medio-grueso, que aparecen en forma de bancos y constituyendo la matriz. Hay niveles de limos con laminación paralela y "ripples" de corriente. Los cantos son de morfología subangulos a-subredondeada, muy heterométricos, hay algunos cantos planos. En los tamaños de los cantos aparecen dos modas dominantes: 1-4 cm y 1,5- 2 cm. El cantil no supera los 30 cm. conglomerados con matriz sostenidos, y aparecen en cuerpos de hasta un metro de espesor en los que frecuentemente se observa estratificación cruzada en surco, más raramente planar, aunque normalmente no se observa estructura interna y domina la facies de gravas masivas, propias de las barras.

Terrazas medias

Aparecen a una cota relativa de +20-60m sobre el cauce actual de los ríos. Se trata de gravas y/o conglomerados de naturaleza cuarcítica (dominante) y calcárea, también engloban fragmentos de travertinos. Hay niveles compuestos exclusivamente por arenas cuarzosas de grano fino con hiladas de cantos de pequeño tamaño. La morfología de los cantos oscila entre subangulosa a subredondeada, hay menor presencia de cantos planos, los cantos de naturaleza cuarzosa poseen mejor redondeamiento que los calcáreos (poligénicos).

La moda oscila entre 1-3 cm y el cantil no sobrepasa los 30 cm.

Uno de los mejores cortes de terraza siliciclástica está situado en las cercanías de Villar del Infantado. La terraza tiene un buzamiento de 10 hacia el SO, este basculamiento estaría relacionado con el comportamiento plástico del sustrato neógeno

1.5.3 Fondos de valle (30)

En este grupo se unifican los aluviales y aluviales-coluviales. Se trata de depósitos que tapizan las partes más bajas de los valles.

Dado su carácter local, su composición litológica varía fuertemente, teniendo un espectro composicional condicionado fuertemente por la litología de la zona de cabecera del arroyo con el que se relaciona, aunque también está muy contaminado por aportes laterales (coluviones) desde las laderas circundantes.

Estos depósitos están formados por cantos (poligénicos) arena y lutitas.

1.5.4 Coluviones (31)

Aparecen en la mayoría de las vertientes de la región. Su litología está compuesta por lutitas con algún porcentaje de arena y cantos calcáreos y cuarcíticos bastante angulosos, en especial los primeros. Son depósitos recientes, por lo tanto poco consolidados y, en la mayoría de los casos, no presentan estructuración interna. Su espesor es pequeño.

1.5.5 Conos de deyección (32)

Se disponen en las desembocaduras de la mayor parte de los arroyos, especialmente en su confluencia con un cauce mayor. Su composición litológica dependerá de las características locales del área fuente, pero en general aparecen arcillas, arenas y cantos calcáreos, cuarcíticos y de yeso.

En la zona este y sur de la hoja predominan los cantos calcáreos, generalmente subangulosos. En el resto de la hoja los cantos son silíceos y bien redondeados (son heredados)

Estos depósitos son poco potentes, 2-3m.

1.5.6 Llanura de inundación (33)

Dentro de la hoja aparecen dos áreas con depósitos de este tipo: uno está en las proximidades de Cañamares el otro está relacionado al río Liendre al norte de Ribatajada.

Su composición litológica es similar a la de las terrazas detríticas, aunque los materiales gravelosos tienen a techo potentes espesores de materiales más finos, que aunque se denominan genéricamente "limos de inundación", usualmente llevan cantidades importantes de arena media-fina, incluso con cuerpos lentejonares de grava. Su espesor estimado es de 3-4m.

2. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

2.1 TECTONICA

La hoja num. 563, de Priego, desde un punto de vista geológico, queda enmarcada en el sector occidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica.

Según JULIVERT *et al.* (1974), la Cordillera Ibérica es una cadena de tipo intermedio con dos dominios estructurales bien diferenciados: el zócalo y la cobertera, lo que condiciona de forma decisiva su estilo tectónico. El zócalo está constituido por los materiales hercínicos, a los que se adosa un tegumento de Trías inferior; la cobertera comprende todas las unidades desde el Lías hasta el Terciario. Separando ambos dominios aparece el nivel de despegue formado por los materiales plásticos del Trías medio y superior (Muschelkalk y Keuper).

Dentro de la hoja de Priego, aflora únicamente la cobertera mesozoica y los materiales terciarios. Los potentes conjuntos calcodolomíticos del Jurásico y Cretácico de la cobertera presentan deformación por flexión y fractura que origina pliegues, fallas inversas, cabalgamientos, y desgarres durante las etapas compresivas alpinas y fallas normales en las distensivas. Dentro de las estructuras de flexión dominan los pliegues isopacos, cuya formación ha sido favorecida por la presencia de series sedimentarias muy heterolíticas (calizas - dolomías y margas-arcillas) y estratificación bien marcada, así como por la condición de esfuerzo tectónico no muy grande (situación en el nivel intermedio de cadena, MATTAHUER (1976).

Los materiales detríticos, yesíferos y calcáreos del Cenozoico, situados en los bordes de las depresiones, también están afectados por deformación de flexión y fractura de menor envergadura. Los materiales que ocupan la mitad occidental de la Hoja, presentan estructura tabular con escasa deformación.

2.1.1 Dominios estructurales

La superficie que comprende la hoja de Priego abarca porciones de cuatro dominios con características estratigráficas y estructurales propias:

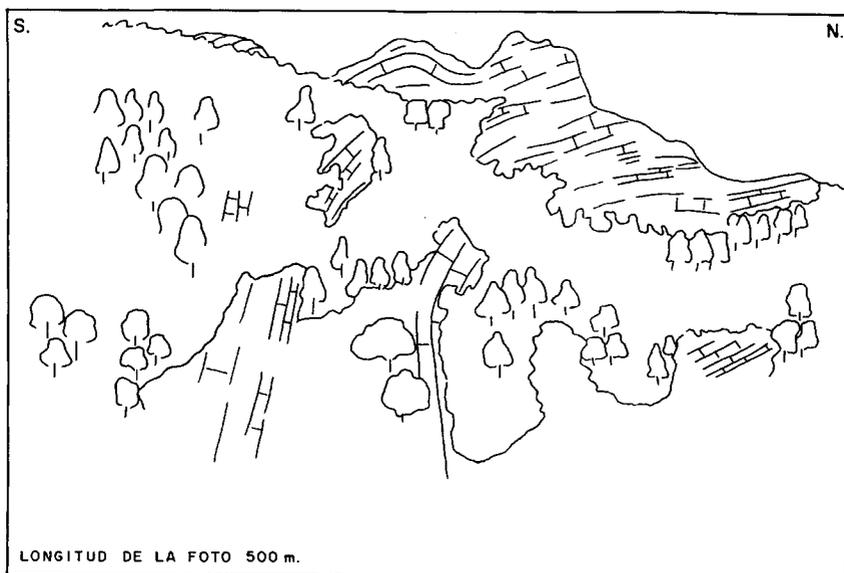


Figura 2.1 Flanco O del anticlinal de Carrascollano

-Dominio de los pliegues encofrados y cabalgamientos, que corresponde al borde oeste de la Serranía de Cuenca.

-Dominio de la depresión (sinclinorio) de Mariana.

-Dominio de la alineación de Bascuñana.

-Dominio de la Depresión Intermedia, que separa la Serranía de Cuenca de la Sierra de Altomira.

Dominio de pliegues encofrados y cabalgamientos

Ocupa exclusivamente la esquina nororiental de la Hoja.

El estilo tectónico del dominio está definido por la cobertera jurásico-cretácica despegada a nivel del Keuper y plegada con orientación de pliegues NO-SE.

La estructura interna está formada básicamente por tres anticlinales de direcciones NO-SE.

Se comenzará la descripción por el de Carrascollano-Fuente del Perro por ser el de más continuidad dentro de la hoja.

El *Anticlinal de Carrascollano-Fuente del Perro*, con dirección aproximada 150, se continúa en la hoja vecina al este, Fuertescusa, configurando el borde oriental de la Depresión (sinclinorio) de Mariana. Es un anticlinal encofrado, que presenta su terminación periclinal en la hoja de Priego. Tiene una amplitud de unos 2 km.

En ambos flancos, las capas se presentan verticalizadas e incluso invertidas, cabalgando, en el caso del flanco occidental hacia el SO, sobre el Terciario de la Depresión de Mariana, Fig. 2.1.

Afecta a los materiales del Mesozoico y su núcleo está constituido por Jurásico y Rhetiense.

La estructura aparece afectada, tanto en el núcleo como en el flanco, por numerosas fallas.

En el flanco oriental se han observado estrías de deslizamiento, capa sobre capa, coherentes con una dirección de plegamiento NO-SE.

En el flanco occidental aparecen algunas estructuras que indican acortamiento en dirección E-O: duplex y fallas inversas vergentes hacia el O (Fig. 2.2, Fig. 2.3).

Los otros dos anticlinales, de direcciones semejantes, y que afectan a los mismos materiales, sin llegar a aflorar el Rhetiense, se sitúan uno a cada lado del anterior.

El *Anticlinal de Fuertescusa*, también de dirección NO-SE y amplitud 1 km, está situado al E del de Carrascollano. Los materiales aflorantes más antiguos corresponden al Jurásico.

Su flanco occidental queda limitado por una falla inversa de igual dirección que el plegamiento.

El *Anticlinal de la Herradura*, con dirección NO-SE y amplitud 1.5 km aproximadamente, está situado al NO del de Carrascollano. Tiene su flanco occidental verticalizado y cabalgante sobre el Cretácico del anticlinal de Bascañana.

Este anticlinal se continúa en la hoja num. 538 de Valdeolivas, donde llega a aflorar su núcleo y presenta tendencia a la geometría en "cofre".

Dominio de la Depresión de Mariana

Este dominio queda enmarcado entre el de pliegues encofrados y cabalgamientos y la alineación de Bascañana. Ocupa la parte más oriental de la Hoja.

Es un gran sinclinorio de dirección submeridiana ocupado por depósitos terciarios.

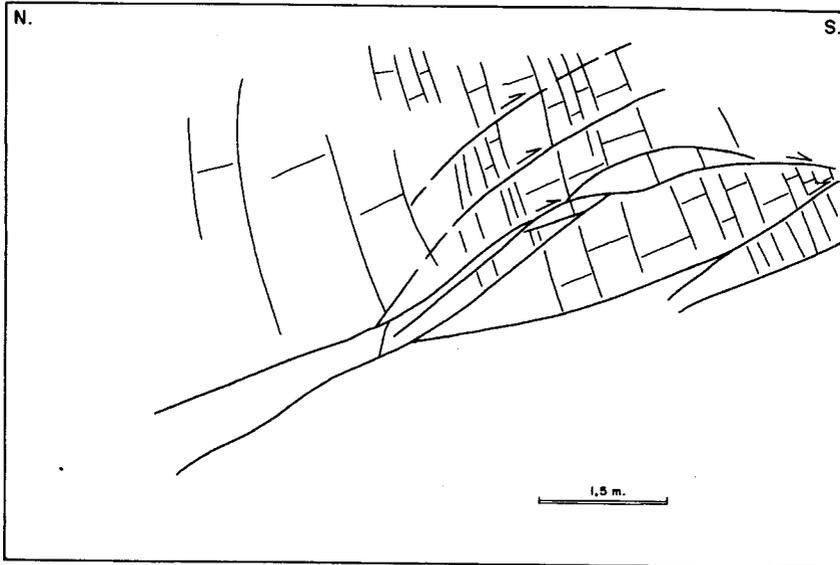


Figura 2.2 "Horses" o lenticulas en calizas cretácicas del plano occidental del anticlinal de Carrascollano

En la hoja de Priego se encuentra el cierre periclinal de dicho sinclinatorio, constituido por materiales del cretácico superior y de la "facies Garum".

Estos presentan buzamientos variables, entre 29 y 45, Aunque la orientación regional del sinclinatorio es N-S, los pliegues menores que afectan a los depósitos de la "facies Garum" tienen direcciones variables en torno a NE-SO.

Discordante sobre la "F. Garum" se sitúan los materiales detríticos del Paleógeno inferior, también deformados por flexión. Así se observa un sinclinal situado al E de la Frontera, de dirección NO-SE y amplitud 2,5 km, que se prolonga hacia el norte pasando por Cañamares. Las capas presentan buzamientos comprendidos entre 20 y 40 .

Dominio de la alineación de Bascañana.

Separa el dominio de la depresión de Mariana del de la Depresión Intermedia.

Esta alineación aparece en superficie como un anticlinal de dirección NNO-SSE y de unos 9 km de amplitud, que recorre toda la hoja, prolongándose por la de Gascueña, situada al sur de la de Priego.

Es un anticlinal asimétrico, con el flanco oriental más tendido que el occidental, que

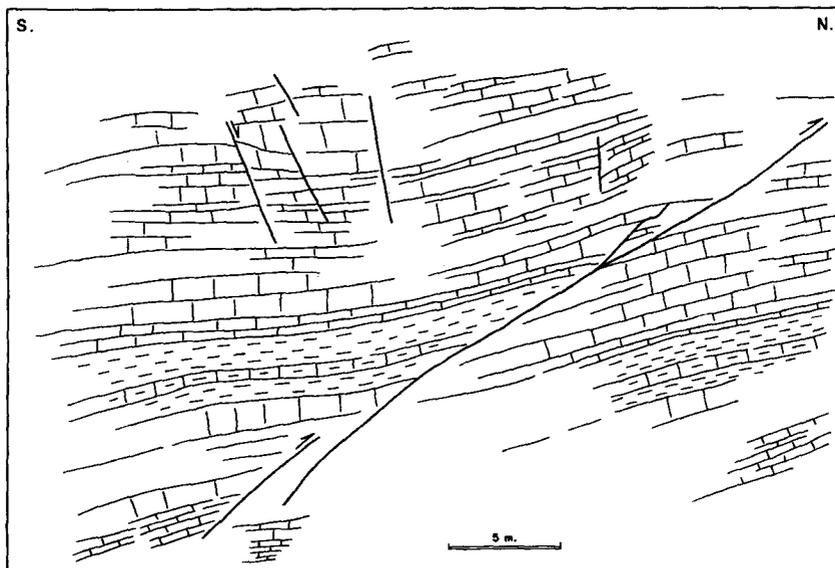


Figura 2.3 Falla inversa afectando a materiales del Mesozoico. Flanco O del anticlinal de Carrascollano.

en algunos puntos aparece como un cabalgamiento, vergente hacia el oeste, de Cretácico sobre el Terciario.

Este anticlinal afecta a los materiales del Mesozoico y su núcleo, que únicamente aflora (y en parte) a la altura de Priego, debido al encajamiento del río Escabas, está constituido por materiales del Jurásico y Rhetiense.

En la mitad septentrional de la hoja, el flanco occidental del anticlinal de Bascañana está afectado por una serie de fallas inversas paralelas a su eje, de dirección submeridiana.

Dominio de la Depresión Intermedia

Abarca la mayor parte de la Hoja.

La Depresión Intermedia, constituye una amplia zona que separa la Serranía de Cuenca de la Sierra de Altomira. Está ocupada por sedimentos cenozoicos.

En conjunto, es un área tabular. No obstante aparecen algunas estructuras de plegamiento en las proximidades de la alineación de Bascañana, en una banda paralela a la misma. Dichas estructuras afectan tanto a los materiales del Paleógeno como a los del Mioceno y tienen una orientación general NO-SE.

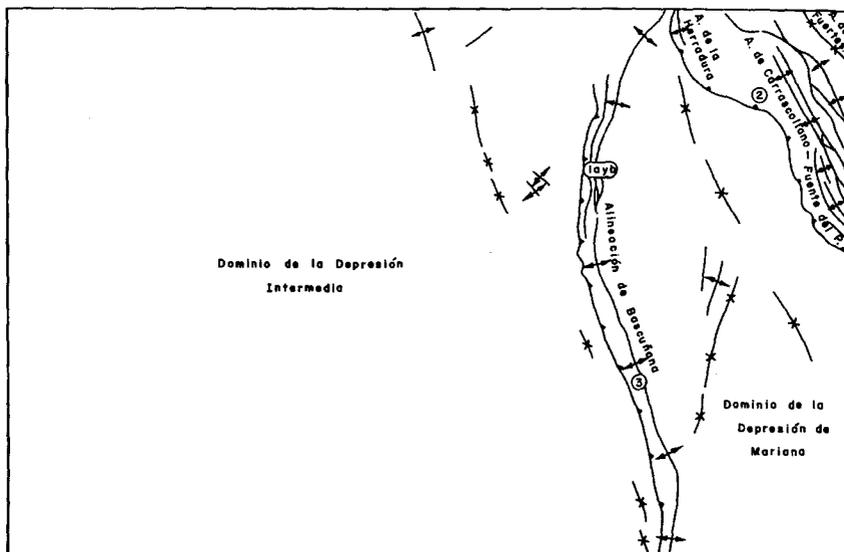


Figura 2.4 Esquema tectónico y situación de las estaciones de microestructuras (fallas y estilolitos)

Afectando las calizas paleógenas aflorantes al E de Priego aparecen cuatro pequeños pliegues de amplitudes inferiores a 200 m y dirección NO-SE.

Tanto las calizas lacustres del Aragoniense, aflorantes al O de Priego, como las que aparecen al SE de Albalate de las Nogueras, están afectadas por sendos sinclinales de dirección NNO-SSE y amplitudes respectivas de 2 y 1 km.

2.1.2. Análisis microestructural.

Se han realizado cuatro estaciones de medidas situadas dos de ellas en calizas jurásicas (1a y 1b) y otras dos en calizas del Cretácico superior (2 y 3). Fig. 2.4 y Fig. 2.5.

Para el análisis de las poblaciones de fallas, se han utilizado tres métodos estadísticos que permiten la reconstrucción de los estados de paleoesfuerzo que caracterizan la evolución tectónica del área: método de los Diedros Rectos, PEGORARO (1972), método de Etchecopar, ETCHECOPAR *et al.* (1981) y método del diagrama YR, SIMON GOMEZ (1984).

La estación 1a (30TWK604782 UTM) está situada en el flanco oeste del anticlinal NNO de Bascañana, con una estratificación 147,350. Se han medido 29 microfallas que se agrupan en dos familias de direcciones NO y E y presentan fuerte componen-

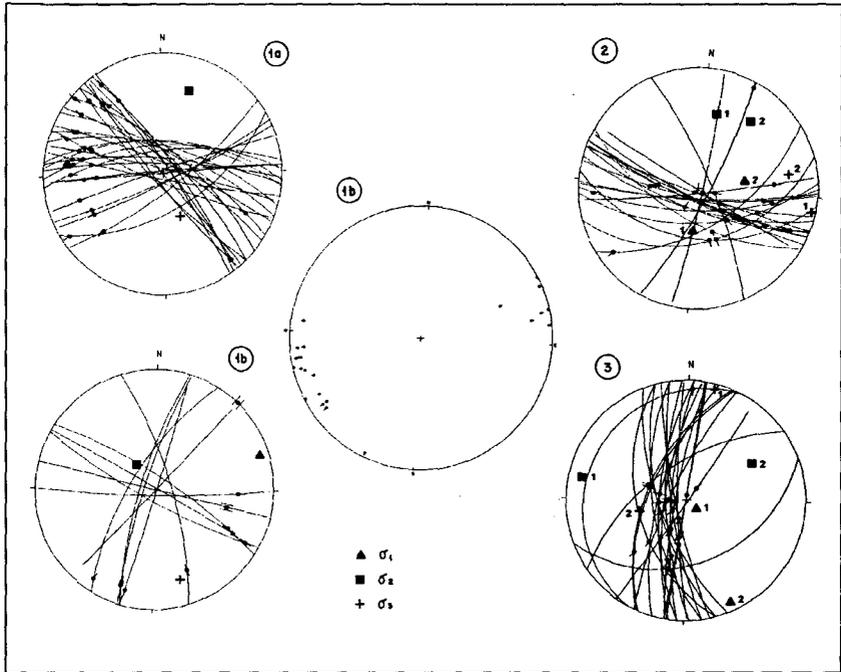


Figura 2.5 Representación estratigráfica de los datos de microestructuras y de los tensores de esfuerzos obtenidos a partir del análisis de los mismos.

te direccional. Se ha obtenido un tensor solución que explica 24 fallas, se trata de un elipsoide con σ_1 099,19O; σ_2 018,26N; σ_3 157,57S y valor de la relación de esfuerzos $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_1 - \sigma_3 = 0.00$

El elipsoide hallado tiene dos de sus ejes contenidos en el plano de estratificación y el tercero (σ_2) perpendicular. Ello sugiere que la fracturación, en este punto, se habría producido como consecuencia de un episodio compresivo en régimen de desgarre, con dirección de 095, muy próximo a la compresión uniaxial que habría actuado antes del plegamiento de las capas.

La estación 1b (30TWK607782 UTM) está situada en el núcleo del anticlinal de Bascañana, con una estratificación 092,11S. Se han medido 21 picos estilolíticos, que dan una dirección de compresión 075,60 y 11 microfallas con direcciones preferentes ONO y NE y que presentan fuerte componente direccional. Al aplicar el método Etchecopar, se obtiene una única solución que explica 10 fallas. Se trata de un tensor con σ_1 070,6E; σ_2 145,68 N; σ_3 162, 21S y relación $R=0.31$. El diagrama YR da una solución con 0.70 situado en el campo de desgarre ($\sigma_2 = \sigma_3$) con valor de R entre, 0.50

y 1.00. Este valor es mayor que el obtenido por el método Etchecopar, pero está igualmente en el campo del desgarre. El elipsoide hallado, tiene dos de sus ejes contenidos en el plano de estratificación y el tercero (σ_2) perpendicular. La fracturación en esta estación se habría producido como consecuencia de un período compresivo con 070 en régimen de desgarre, que habría actuado antes del plegamiento de las capas.

La estación 2 (30TWK663808) está situada en el flanco oeste del anticlinal de Carrascollano, con estratificación 091,68S. Se han medido 21 microfallas que se agrupan en dos familias dominantes de dirección ONO y E. Al aplicar el método de Etchecopar se obtienen dos tensores solución de ejes inclinados: (a) σ_1 077,54E; σ_2 033,27N; σ_3 134,21E; R=7,69, explica 9 fallas. (b) σ_1 002,58S; σ_2 009,32N; σ_3 097, 3E; R=0,25, explica 6 fallas.

Se han realizado dos diagramas YR abatiendo las poblaciones de fallas según la dirección del plano de estratificación (091) pero con distinto buzamiento en cada caso (685 y 105) obteniéndose dos nudos que coinciden con los tensores (b) y (a) respectivamente. Esto sugiere que la fracturación en esta localidad se ha producido como resultado de la superposición de dos episodios: uno compresivo en régimen de desgarre con dirección de 002, que habría actuado antes del plegamiento, y otro en régimen de distensión triaxial, próxima a radial, con dirección de 134, que habría actuado contemporáneamente a los últimos episodios de plegamiento.

La estación 3 (30TWR 619708) está situada en el flanco oeste del anticlinal de Bascañana con estratificación no identificable. Se han medido 22 microfallas que se agrupan en dos familias de direcciones N y NNE.

Al aplicar el método Etchecopar se han obtenido dos tensores solución:

(a) σ_1 115,80E; σ_2 102,100; σ_3 012,2N; R=12.50, que explican 13 fallas.

(b) σ_1 154,7S; σ_2 059, 35E; σ_3 074,540; R=0,80, que explican 5 fallas.

Se han realizado dos diagramas YR sin abatir y abatiendo la población de fallas según el plano 126,550, obteniéndose dos nudos que se corresponderían con los tensores a y b, respectivamente. La fracturación en esta localidad se produjo como consecuencia de dos episodios: uno en régimen de distensión triaxial próxima a la radial, con dirección de σ_3 012, que habría actuado con posterioridad al plegamiento, y otro compresivo en régimen de desgarre con dirección de σ_1 154.

2.1.3 Interpretación tectónica

Todas las deformaciones observadas en la hoja pueden considerarse incluidas en la orogenia alpina s.s.

Aunque la mayor parte de las estructuras compresivas, pliegues y cabalgamientos, se alinea según las direcciones NNO y NO, también aparece alguna estructura transversal a estos, de dirección NE.

En los bordes de la Depresión Intermedia y el sinclinatorio de Mariana, la serie paleógena es discordante sobre los depósitos del Cretácico terminal y aparece, a su vez, plegada. Sobre ella se disponen otros depósitos continentales, datados como Mioceno inferior que fosilizan pliegues del Paleógeno y que están suavemente plegados.

Las orientaciones de las macroestructuras y los resultados del análisis microestructural sugieren la existencia de varias fases de compresión, que se corresponden con las encontradas por otros autores en distintos lugares de la Ibérica (NE-SO, N-S, E-O, NO-SE).

La dirección de máxima compresión NE, presumiblemente relacionada con el plegamiento principal de la Cadena, que originó estructuras de rumbo NO (dominio de los pliegues encofrados y cabalgamientos), no se encuentra representada en las microestructuras frágiles de las estaciones analizadas. En el sinclinatorio de Mariana esta fase queda registrada por la discordancia entre el Paleógeno inferior y los depósitos del Mioceno inferior.

Sin embargo, sí hay reflejo microestructural de una compresión de ENE a E (estaciones 1a y 1b) que sería la responsable del origen de las macroestructuras de rumbo NNO observadas en la región (sinclinatorio de Mariana y alineación de Bascañana). Esta compresión se corresponde con la tercera fase de compresión, que dió lugar a la estructuración de la Cadena (F. Neocastellana, AGUIRRE *et al.* (1976). De acuerdo con los datos microestructurales obtenidos en las hojas 586 (Gascuña) y 609 (Villar de Olalla), esta fase perdura durante todo el plegamiento de la región.

En el análisis microestructural se ha obtenido también una compresión de dirección de máximo acortamiento N-S que no tiene reflejo a escala macroestructural, pero sí tiene su correlación en muchas otras áreas de la Cordillera, con dirección variable NNE a NNO: borde norte de Cameros, CASAS (1987), sector occidental de la Cuenca del Ebro, GRACIA y SIMON (1986) y parte centrooriental de la cadena, SIMON (1984), CASAS (1985), SIMON y APARICIO (1988). Con los datos disponibles resulta imposible conocer el momento en que actuó, con respecto a las otras compresiones, aunque en otros puntos de la Cordillera queda clara su posterioridad respecto a la compresión NE.

Otra compresión, de dirección NNO, aparece reflejada en los resultados del análisis microestructural. Esta parece manifestarse tempranamente. Actuó con anterioridad al plegamiento y dió lugar a la discordancia entre el Paleógeno y el Cretácico. Ha sido situada al final del Cretácico o intraeocena en otros sectores de la Cordillera.

En resumen, la evolución tectónica del área está marcada principalmente por la sucesión de cuatro etapas compresivas:

1-La más antigua de dirección NNO que provocó la discordancia entre el Paleógeno y el Cretácico. Dentro de la Rama Castellana, esta compresión ha sido citada por ALVARO (1975), CAPOTE *et al.* (1982) y MANERA (1982). Cabe la posibilidad de que dicha compresión llegue a coexistir y/o alternar repetidamente con la compresión principal NE, ALFARO (1987), DE VICENTE (1988).

2-Compresión NE, que es la responsable de la arquitectura principal de la Cordillera Ibérica y que en la región se manifiesta únicamente a escala macroestructural. Equivalente a la fase Castellana de PEREZ GONZALEZ *et al.* (1971).

3-Compresión N-S, que únicamente aparece reflejada a escala microestructural, pero que tiene sus correlatos en muchas otras áreas de la Ibérica. Para GUIMERA & ALVARO (1989) y GUIMERA (1988) esta es la única dirección de compresión primaria a escala regional en la Cordillera Ibérica. El resto de las compresiones corresponden a desviaciones en las trayectorias de los esfuerzos compresivos provocados por los grandes accidentes de zócalo y cobertera.

4-Compresión ENE a E-O, responsable de estructuras de plegamiento y fallas inversas de dirección NNO a N (alineación de Bascañana). Es la fase Neocastellana.

Aunque no existen indicios macroestructurales de movimientos distensivos tardíos, similares a los citados en otros puntos de la Cadena, SIMON (1984), GUIMERA (1988), a partir del análisis microestructural se han obtenido tensores distensivos que indicarían un régimen próximo a la distensión radial (estaciones 2 y 3)

2.2 NEOTECTONICA

Con posterioridad al Mioceno superior, la región sufrió los efectos de una tectónica de tipo distensivo, que aunque no se manifiesta a escala macroestructural, sí aparece reflejada en el análisis microestructural. El campo de esfuerzos, sería una distensión próxima a radial. Esta misma distensión ha quedado evidenciada en la deformación de la superficie de erosión fundamental de la Ibérica, ya descrita por SIMON (1984) en otras zonas de la Cadena y datada de edad Plioceno superior.

En CGS (1987), se interpreta la deformación sinforme, que afecta a las calizas laminadas blancas y grises (26) del Aragoniense- Vallesiense, como el resultado de la formación de cubetas, atribuibles a la acomodación de fallas de la cobertera plástica mesozoica, generadas en la fase de deformación antes citadas. Debido al amplio registro estratigráfico de esta formación, a que únicamente su techo alcanza la época neotectónica, a la intensa deformación que presentan estas calizas en la hoja y a la orientación de dicho sinforme (NNO) perpendicular a la compresión regional tardía, correspondiente al final de la fase Neocastellana, se considera que únicamente la deformación que afecta a la parte más alta de estas calizas, puede ser explicada de esta forma.

Durante el Cuaternario, se produjeron en la terraza travertínica superior del río Escabas, situado al O de Priego, dos fracturas: una de ellas, falla normal, de direcciones SE y NE, perfectamente coherentes con el campo de esfuerzos distensivos inferido a partir de la fracturación que afecta al Cretácico.

Más importante que la actividad tectónica s.s. fueron los procesos diapíricos a pequeña escala, originados por un sustrato de materiales yesíferos en los depósitos de terrazas del río Trabaque que se apoyaban en ellos. CAPOTE y FERNANDEZ-CASALS (1978) y MARTIN ESCORZA (1976) ya describieron, en la cuenca del Tajo,

deformaciones por fluencia de capas blandas o plásticas infrayacentes. Entre los tipos de deformación observados cabe citar: basculamientos, ondulaciones, flexuras y fallas dúctiles con fuerte componente inversa (fig. 2.6.) Deformaciones similares son descritas por SIMON y SORIANO (1986) en el área de Zaragoza y BENITO y CASAS (1987) en la Rioja y en las terrazas del Gállego, que según los referidos autores se asocian inequívocamente a estructuras diapíricas que han alcanzado cierto grado de desarrollo y han llegado a penetrar o perforar parcialmente la cobertera detrítica cuaternaria (diapiros perforantes). Estos procesos afectaron principalmente a las terrazas detríticas del nivel inferior del río Trabaque, situadas entre los km. 27 y 28 de la carretera de La Frontera a Ribagorda y, de forma puntual, a la terraza tobácea del nivel medio situada en la carretera de Priego a San Pedro de Palmiches a 3 km aproximadamente de la primera de estas localidades. Por tanto, se puede decir que el diapirismo fue activo durante gran parte del Pleistoceno, aunque su actividad más evidente se produjo durante el Pleistoceno superior.

Los datos aportados por la geofísica, CARBO *et al.* (1989) ponen en evidencia una serie de fallas o anomalías de la cobertera mesozoica, de las que algunas son coherentes con las directrices regionales y otras, tienen reflejo en superficie. Como es el caso de un tramo rectilíneo del río Trabaque entre Villaconejos de Trabaque y Albalate de las Nogueras.

La asimetría de los niveles de terraza, a un lado y otro del río Escabas, a su paso por Priego, así como los cambios bruscos de su curso, indica la existencia de fallas probables, cuya expresión morfológica, hace pensar en posibles reactivaciones en época neotectónica.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La hoja de Priego está situada en la denominada "Depresión intermedia" aunque en su borde oriental aparecen materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica.

El área de estudio supone unos 525 km² y la altitud media de la zona es de unos 1020m. Las cotas más elevadas están ligadas a los relieves desarrollados sobre los materiales mesozoicos: 1203 m (Pinosilla II al NE), 1315 m (Palomarejo) también al NE de la hoja. Las cotas más inferiores están en su borde occidental en las inmediaciones de la cola del Embalse de Buendía, a cotas rondando los 720 m. También se localizan cotas bajas a lo largo de los arroyos Merdanchel y Pradillos.

Si se analiza el esquema de distribución de pendientes, a escala 1:200.000, situado en el borde derecho de la hoja geológica, se aprecia que las zonas más abruptas se localizan en la parte nororiental, con rangos superiores al 40%.

Áreas con rangos entre 20-40% se localizan preferentemente areolando las zonas más abruptas, pero también aparecen en el vértice SO de la hoja en las cercanías de la superficie estructural conocida como Mojón de Yeso.

El clima es bastante uniforme. Los datos de una estación meteorológica existente en

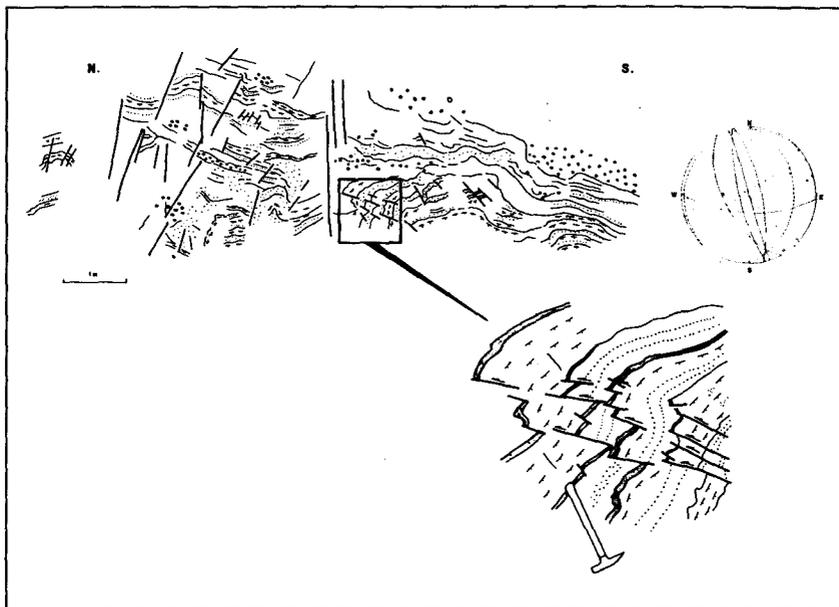


Figura 2.6 Esquema y representación estratigráfica de la deformación producida por el empuje de los yesos infrayacentes en las terrazas bajas del río Trabaque (km. 27,5 de la carretera de Ribagorda a La Frontera)

Priego, indican una temperatura media de 13° , señalando una temperatura mínima de 4° en enero y una máxima de $22,7^{\circ}$ en julio. Según estos valores, el régimen térmico podría ser clasificado como *Templado cálido*). Se aprecian precipitaciones medias de 525 mm y evapotranspiración de 729 mm/cm²/año, que clasifica a la zona como *Mediterránea seca*. Por lo tanto, teniendo en cuenta a la vez el régimen térmico y el de humedad, la zona se clasifica como *Mediterránea templada*.

Al analizar la distribución de la Isoyetas, según el esquema climatológico, a 1:1.000.000, situado en el margen derecho de la hoja, se observa la existencia de dos rangos de pluviosidad: uno comprendido entre 600-800mm y otro entre 400-600mm. Estos datos indican mayores precipitaciones en el ángulo NE de la hoja, explicable por ser mas montañosa, susceptible de crear un microclima proclive a producir una pluviosidad mayor.

La hoja esta totalmente incluida en la cuenca hidrográfica del Tajo, estando recorrida por uno de sus afluentes, el Guadiela. Sus aguas están reguladas por el Pantano de Buendía, que a su vez es punto de arranque del Trasvase Tajo-Segura.

3.2 ANALISIS GEOMORFOLOGICO

Dentro de un contexto más bien regional, cabe decir que en la zona se han diferenciado cinco grandes conjuntos morfoestructurales, de los que solamente tres tienen representación en la hoja de Priego.

1- Relieves mesozoicos de la Cordillera Ibérica: son relieves abruptos con fuertes pendientes y cotas que en la zona de estudio llegan a alcanzar 2.000 m.

2- Depresión de Mariana-Cañamares. Aparece cerca del vértice SE de la hoja. Se caracteriza por relieves suaves, desarrollados sobre materiales cenozoicos, que contrastan con las sierras mesozoicas que los rodean.

3- Depresión Intermedia. Ocupa la mayor parte de la hoja, está limitada de la Depresión de Mariana - Cañamares por la Sierra de Bascañana. Los materiales aflorantes más antiguos son paleógenos, los más recientes neógenos. Se observan relieves alomados y tabulares. A consecuencia de la erosión diferencial, ocasionalmente se observan cerros cónicos.

4- Depósitos cuaternarios. Están ampliamente desarrollados, en general en estrecha ligazón al afluente del río Tajo y sus afluentes. Dominan las terrazas, aunque también hay conos de deyección que no llegan a alcanzar gran desarrollo.

3.2.1. Sustrato geológico

Dada la importancia que tienen la litología del sustrato como factor controlador de la geomorfología, se van a analizar brevemente las características principales de los materiales que constituyen el sustrato geológico de la geomorfología de la hoja.

A-Rocas carbonatadas del Mesozoico: Está constituida fundamentalmente por Dolomías, calizas y margas. En general dan escarpes bastante acusados. Cuando el material dolomítico está carnolizado, es decir ha sufrido colapso por disolución de una parte evaporítica más soluble, las formas resultantes son bastante alomadas y suelen estar aradas o aterrazadas para la repoblación forestal.

B- Anhidritas. Si son masivas puedan dar escarpes fuertes, formas de karstificación: exokársticas y endokársticas. También se produce karstificación epitelial con colapsamientos en materiales detríticos suprayacentes. Si se trata de alternancias lutítico-anhidriticas, se observan formas más alomadas.

C- Lutitas y arenas cenozoicas. Las arenas, ocasionalmente dan vertientes sin cohesión, mientras que las lutitas, impermeables, favorecen la escorrentía superficial, pudiéndose observar casos de acarcavamiento. En numerosos puntos, las arenas canalizadas están cementadas por carbonato y la erosión ha creado un relieve invertido dejando exhumados los antiguos canales.

4-Calizas del Cenozoico. Sobre ellas se producen fenómenos de karstificación, que generalmente no pasan de microformas tipo lapiaz. Al tener poca extensión y ser arcillosas no se desarrollan formas de mayor escala.

5-Yesos del Cenozoico. Son muy extensos, con una componente monomineral muy marcada, que facilita su disolución sobre ellos se desarrollan campos de dolinas coalescentes muy extensos; también se han localizado karstificaciones de tipo epitelial, conductos ocasionalmente rellenos por arcilla residual.

3.2.2 Descripción del modelado

Formas estructurales

Se distinguen una serie de formas que caracterizan las vertientes. Por sus dimensiones destacan los replanos o superficies estructurales, debidos al desarrollo de niveles potentes de carbonatos y/o sulfatos, más resistentes a la erosión. Constituyen niveles más o menos continuos entre 880 y 900 m. Los escarpes destacan por sus tonalidades más claras del relieve circundante donde predominan las tonalidades rojizas. En la mayoría de los casos, estos replanos se degradan lateralmente llegándose a difuminar sus márgenes, pasando indistintamente a otras unidades.

Hay que destacar la presencia de una superficie estructural con retoques erosivos, desarrollada en el extremo SO de la hoja. Se desarrolla sobre yesos y tiene una morfología extremadamente plana y escarpes netos y acusados, su altitud geográfica está comprendida entre 1060 y 1100 m. Está ligeramente basculada hacia el O (s.l.).

Hay otros tipos de formas menores como cerros cónicos (cerca de Villar del Infantado), cuyo origen está en la erosión diferencial.

Además de estas formas, relacionadas con el modelado estructural, se observa cierta influencia de la tectónica en la geomorfología: tramos rectilíneos y cambios bruscos de dirección en ríos, niveles de terrazas a diferentes alturas en las dos márgenes de un mismo río (cercañas de Priego).

Formas fluviales

Se han cartografiado cuatro niveles de terrazas, de las que muchas tienen una componente travertínica exclusiva o dominante.

El río Escabas se encaja fuertemente al atravesar los relieves mesozoicos de la zona NE de la hoja, pero hacia Cañamares, ya en la depresión Mariana-Cañamares, sufre un cambio de dirección y estilo creando una llanura de inundación posiblemente condicionada por un nivel de base local, formado por el umbral de la Sierra de Bascañana.

En ambas márgenes del río Escabas se observa una distribución de terrazas similar, aunque hacia el norte aparecen los mismos niveles de terrazas a alturas diferentes lo que lleva a pensar en cierto control tectónico.

Hay otra llanura de inundación en el ángulo SE de la hoja en relación al río Liendre, que desemboca en la Depresión Intermedia tras atravesar la sierra de Bascañana por un cañón fuertemente encajado.

Obviamente las terrazas están en relación con los cursos de agua más importantes, los arroyos acumulan en sus fondos depósitos aluviales, poligénicos, orientándose en direcciones preferentes: NO-SE ,E-O y NE-SO (subordinada).

Dentro del modelado fluvial se dan otra serie de formas menores como los conos de deyección que aunque muy numerosos tienen dimensiones pequeñas. La morfología de los valles, suele ser plana, excepto en los valles sobre áreas de rocas mesozoicas donde hay una fuerte erosión vertical.

Formas poligénicas

Dentro de este grupo hay que destacar las superficies de erosión que se encuentran truncando los relieves mesozoicos del ángulo NE de la hoja. Está representada por una serie de retazos discontinuos y con una morfología extremadamente plana. Se encuentran a cotas comprendidas entre 1260 y 1300 m. Da escarpes acusados.

Formas kársticas

El ejemplo más representativo son las dolinas, con tamaños muy diferentes. Se desarrollan sobre los yesos del Mioceno y sobre las anhidritas del Cretácico terminal.

La charca del Recuenco fue originariamente una dolina.

Formas de gravedad

Este apartado comprende formas (depósitos) como los coluviones, frecuentes en la zona y en la mayoría de las vertientes de la región. Generalmente se trata de depósitos poco consolidados.

3.3 EVOLUCION DINAMICA

El rasgo geomorfológico más antiguo es una superficie de erosión que decapita las estructuras plegadas del Mesozoico, y que sería correlacionable con los niveles calcáreos y yesíferos de la Unidad Neógena. Esta superficie se encuentra algo basculada.

Posteriormente se desarrolla la superficie finineógena: S. estructural con retoques erosivos, basculada hacia el NNE. Esta superficie sufrirá posteriormente un proceso de karstificación.

El encajamiento de la red fluvial cuaternaria, dará fenómenos de erosión diferencial, con modelados estructurales. También aparecen diversas formas de valles, de acuerdo con la naturaleza de los materiales en que se encajan.

Los cursos fluviales principales desarrollan diversos niveles de terrazas en ambas

márgenes: unas travertínicas y, cuanto más lejos de las calizas mesozoicas, más detríticas.

3.4 MORFOLOGIA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Algunos datos obtenidos en la realización de la hoja, sugieren la presencia de fenómenos de neotectónica, con diapirismo de muy pequeña escala que actuó durante el cuaternario.

Hay indicios de relación entre fallas y cursos fluviales y en un punto, en las cercanías de Priego, una falla afecta a una terraza travertínica. También hay basculamiento de algunas terrazas detríticas.

Otros procesos actualmente activos son la migración de barras fluviales y el desarrollo de cárcavas. De todas formas, la estabilización del nivel de base, y del perfil de equilibrio del río Guadiela, que supone la presencia del Pantano de Buendía, hace difícil que se desarrollen fenómenos fluviales de gran escala aunque se dé un ascenso/descenso del nivel de mar.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En este apartado, se va a intentar dar una visión generalizada de la paleogeografía y evolución sedimentaria y tectónica del área, que a todos los efectos se considerará parte del dominio ibérico. Para ello se tendrán en cuenta los datos obtenidos en la realización de esta hoja y de las de Gascueña, Villar de Olalla, San Lorenzo de la Parrilla y Valverde del Júcar. Obviamente se emplearán los datos derivados del análisis de la Bibliografía.

Pese a que el basamento de la hoja, sondeo Torralba, está compuesto por neises, el entorno de la hoja de Priego aparentemente participó de la sedimentación paleozica, como ha puesto de manifiesto de interpretación del Aeromagnetismo, QUEROL *op.cit.*

Estos materiales paleozoicos, que afloran pobremente en Cueva del Hierro, y más ampliamente en Albarracín, habría que identificarlos por contenido paleontológico y facies con los de la zona Astur-Leonesa del Macizo Hespérico, JUVIVERT *et al* (1974), en la que se caracteriza una potente serie cambro ordovícica, con una parte inferior relativamente heterolítica, pero siempre detrítica, que culminará con las barras de cuarcita armoricana, y una parte superior, de granulometría más fina, que va a finalizar con depósitos carbonatados marinos, configurándose un medio de llanura mareal (fangosa, arenosa o mixta) dominada por mareas y con frecuentes episodios de tormenta.

Posiblemente esta zona mostró los efectos de una fase principal de plegamiento, de carácter flexural, a la que corresponderían pliegues de direcciones NNO-SSE a N-S con vergencia ENEE. Una segunda fase podría haber dado fallas inversas y cabalgamientos. Esta estructuración polifásica, se produjo durante el Carbonífero, de manera que cuando empiezan los depósitos Permo-Carboníferos, van a hacerlo recu-

briendo un sustrato deformado y arrasado por la erosión. Con este momento se relacionan tanto los depósitos del Carbonífero superior (Estefaniense) de Henarejos, así como los depósitos detríticos y vulcanodetríticos del Pérmico. El volcanismo, de carácter básico (diabasas), que estaría ligado a las fallas de desgarre, puede ocasionalmente dar depósitos muy potentes (Sondeo JEN de Albarracín)

Según ALVARO *et al.* (*op. cit.*) durante el ciclo alpino, la Cadena Celtibérica (Cordillera Ibérica), responderá a un modelo de tipo aulacógeno: una estructura de "rift" complejo, regulado por una tectónica de tipo distensivo, que se desarrolló desde el Triásico al Cretácico superior.

Esta extensión dió lugar a la reactivación de algunos de los sistemas de fallas tardihercínicas, y a la subsiguiente aparición de un "graben" complejo, orientado según una dirección NO-SE que vá a constituir una de las tres extremidades de una triple unión ("hot spot") que se situaría sobre Valencia.

En este período se separarían una serie de etapas:

-Etapas de pregraben: con la actividad pérmica (sedimentación, volcanismo y fracturación).

-Etapas de graben: las fallas preexistentes pasarían a funcionar en régimen extensional, depositándose la facies (tectofacies) Buntsandstein, que incluye el Pérmico superior (Thuringiense).

En opinión de ALVARO *et al.* (*op.cit.*) este período finalizará con la implantación de la plataforma carbonatada del Muschelkalk. En ENRESA (*op.cit.*) se recoge la idea de que este período finaliza antes, ya que los tramos heterolíticos superiores de la F. Buntsandstein ya parecen haber construido una plataforma siliciclástica.

-Etapas de transición: en este período la zona de graben deja de actuar como área de subsidencia diferencial, ya que se amortigua el funcionamiento de las fallas normales, y el mayor estiramiento cortical favorecerá los depósitos expansivos de la parte alta del Buntsandstein, Muschelkalk y, sobre todo, del Keuper cuando a través de una zona cortical adelgazada se producirán efusiones de carácter "ofítico".

-Etapas de "downwarping": equivaldría a la subsidencia térmica decadente, la corteza muy adelgazada se enfría y contrae. "Entra el mar jurásico", apareciendo plataformas estables, que los movimientos Neokimméricos y Aústricos, a finales del Jurásico-Cretácico inferior, trastocarán notablemente pues darán lugar al comienzo de la aparición de relieves diferenciales.

Durante el Pérmico la sedimentación fue de carácter continental con influencia de materiales volcánicos, en base a depocentros locales con fuerte subsidencia. En el Buntsandstein la sedimentación se generalizará a todo el "graben", primero con aparatos aluviales perpendiculares a la dirección general del surco, y finalmente con sistemas fluviales, con creciente influencia mareal a techo, orientados según el eje mayor del surco. A techo de la facies Buntsandstein las facies se hacen expansivas ("Unidad heterolítica superior" de ENRESA *op.cit.*) construyéndose una plataforma

que se hará carbonatada en el Muschelkalk, del que sólo se depositó la barra dolomítica superior.

La sedimentación de la facies Keuper se hará siguiendo unas pautas diferentes: el depocentro se traslada a la actual Depresión Intermedia donde se reflejan los efectos de la subsidencia térmica decadente. En un golfo, comunicado con el mar, se depositarán grandes espesores de halita, mientras que en la zona de máximo espesor de F. Buntsandstein, la potencia de la F. Keuper será modesta. Esta facies, de la que en sondeos se reconocen las cinco unidades definidas por ORTI (1974) se ordena formando parte de dos secuencias regresivas a techo, la más inferior todavía ligada, como unidad regresiva, al Muschelkalk. Dominan los ambientes de "sabkha" litoral con un episodio fluvial intercalado con su área fuente en la Meseta Sur.

El depósito de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón, supondrá una reinstauración de plataforma carbonatada sin contrastes de subsidencia (potencia constante), mientras que en el Lías inferior, la Depresión Intermedia volverá a funcionar como depocentro de gran subsidencia con grandes espesores de anhidrita y halita y un ambiente dominante de "sabkha", que hacia el mar (Tethys) se irá haciendo más marino. En afloramiento estos materiales aparecerán como carniolas.

La reconstrucción paleoambiental del Liásico, sugiere que en su parte inferior (Grupo Renales) se había desarrollado una plataforma carbonatada interna, extensa y sin contrastes morfológicos, mientras que en la parte superior (Grupo Ablanquejo) se desarrolló una plataforma abierta con salinidad normal.

Durante el Jurásico medio (Dogger) la serie comienza a depositarse en un ambiente de plataforma abierta, que se va complicando, topográficamente, a techo por el desarrollo de relieves: barras de oolitos, de esponjas, etc.

En la zona faltan sedimentos del Jurásico superior (Malm), posiblemente como reflejo de las primeras manifestaciones de los movimientos neokimméricos.

La rotación de la Península durante el Jurásico superior creó movimientos diferenciales, en la vertical, de bloques, ligados a desplazamientos laterales, con la aparición de un comienzo de "rifting" (Fases Neokimméricas) cuyo reflejo en la zona será la aparición de un depocentro, Fig. 4.1: "Surco Ibérico Suroccidental" de VILAS *et al.*, que justifica que hacia el oeste de Cuenca, Depresión Intermedia, los materiales en facies Weald falten o estén muy poco representados. Estos materiales, se ordenan en una secuencia transgresiva-regresiva entre las fases neokimméricas y austrica.

La fase austrica y su reflejo clástico en el depósito de la F. Utrillas, vá a marcar el inicio de la contracción térmica, subsiguiente al "rifting" y la aparición de la Cuenca Neocretácica.

Desde el depósito de las arenas de Utrillas al final del Cretácico, se van a diferenciar tres grandes secuencias:

Durante el Albiense la cuenca estaba abierta al Tethys por el este, y dominaban los depósitos terrígenos con mayor influencia mareal. Fig. 4.2. (2)

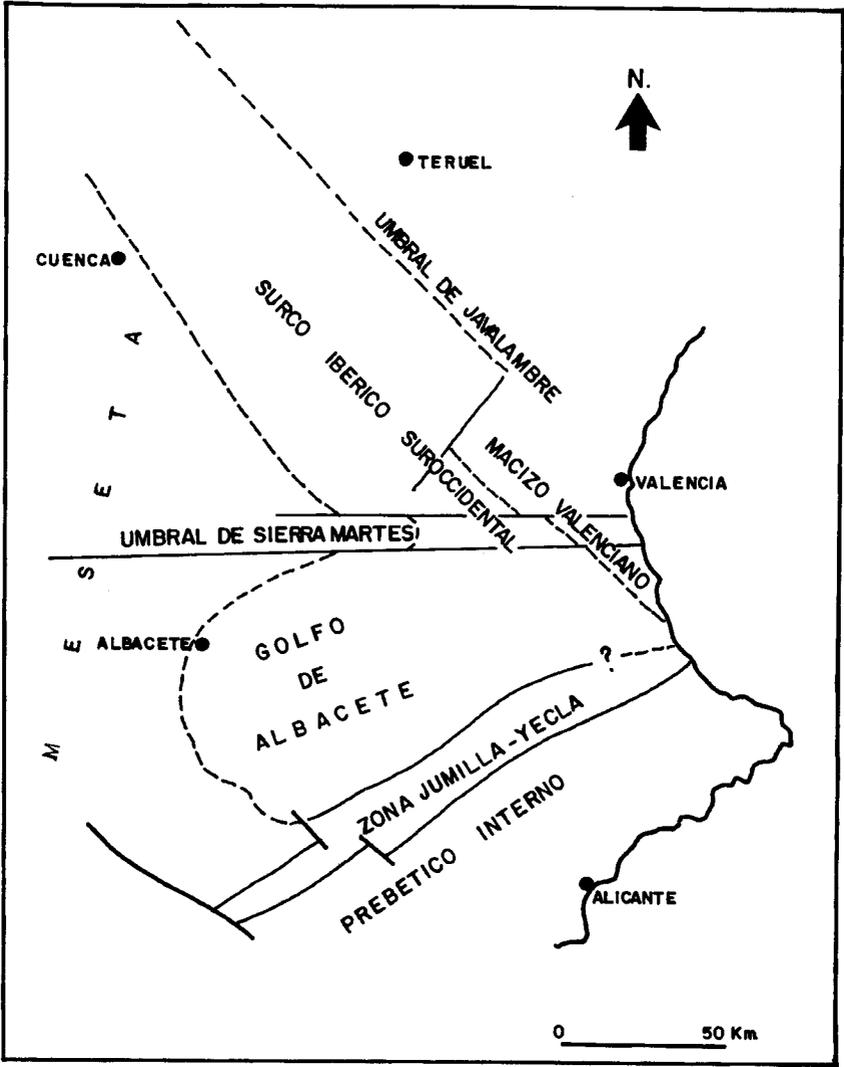


Figura 4.1 Elementos paleogeográficos durante el Cretácico inferior VILAS et al (op. cit.)

Durante el Albiense superior-Cenomaniense inferior, se inicia una transgresión, con la instauración de una plataforma carbonatada, cada vez con menor influencia continental que a techo van pasando a ambientes inter-submareales, Fig. 4.2 (3). Según los datos de la documentación complementaria, esta S.D. sólo sería del

Cenomaniense, incluyendo tan sólo las Fms. Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Dolomías tableadas de Villa de Ves, las margas glauconíticas, marcan una ralentización y una transgresión, las Dolomías suprayacentes hablan de una regresión con la progradación de medios marginales de llanura de marea.

Durante el Turoniense se acentúa el carácter transgresivo de los depósitos, Fig. 4.2. (4) en el que la cuenca se homogeniza y nivela (plataforma abierta). Según los datos del Informe correspondiente al Cretácico superior de esta hoja (cf. documentación complementaria) el inicio de este ciclo transgresivo sería más temprano, quedando marcado por la Fm. Dolomías y margas de Casa Medina, todavía de edad Cenomaniense, cuando hay una subida eustática bajo condiciones de plataforma abierta (rampa). La segunda (Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada) marca la progradación de la plataforma interna, ya en la parte regresiva del ciclo.

A techo del Turoniense hay un momento regresivo marcado por una interrupción en la sedimentación (karst, ferrificación) Tras un corto período transgresivo en el Coniaciense Fig. 4.2 (5), que la documentación complementaria de esta hoja se considera secuencia deposicional (S.D. Coniaciense), se vuelven a instaurar condiciones

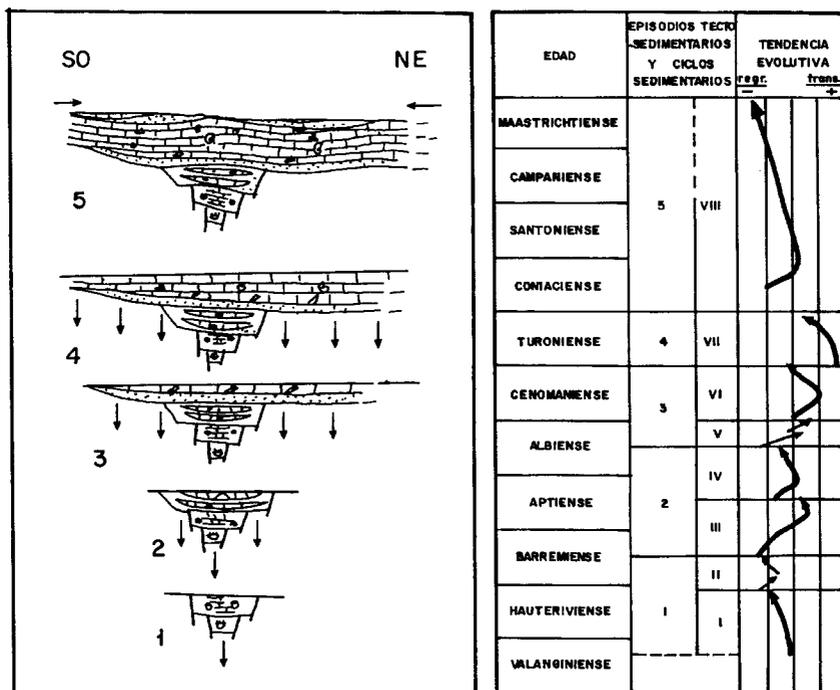


Figura 4.2 Secuencias deposicionales del Cretácico.

regresivas (S.D. Santoniense-Maastrichtiense) con un episodio transgresivo marcado por la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca, junto al desarrollo de mosaicos de medios muy distintos, de manera que en la Fm. Margas, arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra, se alternan momentos de influencia continental neta (sedimentos fluviales), con otros de influencia marina ("sabkhas") o netamente marinas: calizas con foraminíferos. (*Vidalina hispánica* SCHLUM.).

Según el modelo de cuenca propuesto por MELENDEZ *et al.* (1985), la Depresión Intermedia actuó como un surco con acumulación de grandes espesores de evaporitas durante todo el Senoniense. Esta compartimentación, sugiere que ya podrían haberse dado las primeras deformaciones compresivas alpinas. QUEROL (*op.cit.*) interpreta grandes espesores de anhidritas del Senoniense en los sondeos de Torralba 1 y Villanueva de los Escuderos 1.

Los materiales ya netamente continentales de la Unidad Paleógena inferior (Eoceno medio-Arverniense) marcan el final absoluto de la regresión finicretácica. Se trata de unos depósitos que poseen un neto carácter preorogénico: cuando se depositaron todavía no se habla producido la gran fase de compresión alpina, de manera que en afloramiento siempre se presentan concordantes sobre la unidad infrayacente (Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra, cuando no en aparente cambio de facies. La discordancia cartográfica observable implicaría un suave basculamiento S-N de la cuenca. Tal y como ya se dijo, sus depósitos se organizan en cinturones de facies que indican la instauración de medios palustres (carbonatados) desde la línea Priego-Córcoles hacia el norte. Hacia el sur son fluviales, con áreas fuentes en rocas del Paleozoico y quizás (en algún domo granítico). La mayor frecuencia, a techo de la unidad, de gravas calcáreas sugiere pequeños levantamientos, preludio de la gran fase de pegamiento Intra Arverniense.

Esta fase de deformación, denominada fase Castellana por AGUIRRE *et al* (*op.cit.*) va a ser la gran estructuradora de la Cordillera Ibérica.

Según ALVARO y GUIMERA (1989 en prensa), esta deformación compresiva tuvo lugar durante el Paleógeno y Mioceno inferior. Se trata, en resumen, de una tectónica de zócalo y cobertera. El zócalo comprende no sólo el hercínico sino también el tegumento Pérmico y Triás inferior, mientras que la cobertera incluye desde la facies Keuper al Cenozoico.

La estructura del zócalo estará determinada en la zona por fallas dextrales convergentes NO-SE, mientras que la cobertera serán paralelas a las del zócalo.

El zócalo hercínico queda afectado por fallas inversas suponiéndose acortamientos de varios kilómetros. En la cobertera dominan los cabalgamientos y pliegues NO-SE, aunque en la zona de la Depresión Intermedia se hacen más norteados. En la hoja de Priego se interpreta en uno de los cortes la presencia de al menos dos cabalgamientos ciegos. Dando en conjunto una geometría en abanico imbricado, con el cabalgamiento inferior en el nivel de despegue y apilamiento salino en los núcleos anticlinales.

En sus conclusiones finales, ALVARO y GUIMERA (*op.cit.*), implican la existencia de

los cabalgamientos del zócalo al desarrollo de un cabalgamiento profundo inferior a ellos, con lo que la estructura del zócalo correspondería a un "duplex" del que el cabalgamiento superior se localizaría en el nivel de despegue entre zócalo y cobertura. Según estos autores, esta deformación de edad Paleógeno-Neógeno basal, se relacionaría con un despegue horizontal en la corteza media (7-11 km de profundidad), que por la cronología que se ha podido establecer permite poner en relación la deformación de la cadena ibérica con la deformación en los Pirineos.

La Unidad Paleógena-Neógena, supone, tras la primera fase, la más importante, de deformación un cambio muy notable en el área fuente de los materiales detríticos, ya que ésta estará situada en el interior de la Cordillera Ibérica y posiblemente sería de una extensión enorme, Fig. 4.3. Durante su depósito se dismantelarán amplias zonas de la ibérica y se resedimentarán los materiales siliciclásticos de la facies Weald de la Fm Arenas de Utrillas y de la Unidad Paleógena inferior.

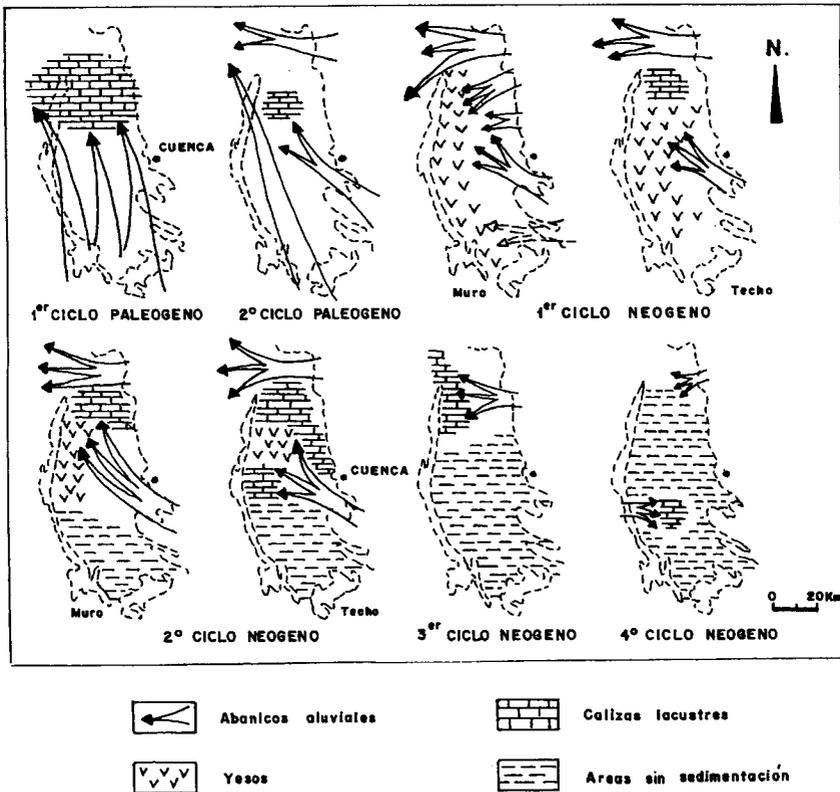


Figura 4.3 Evolución cenozoica de la depresión Intermedia. TORRES y ZAPATA (1986)

Los materiales clásticos de naturaleza carbonatada, se originarán por la erosión de los depósitos de calizas y Dolomías del Jurásico y Cretácico, los yesos del Lías inferior, los del Senoniense sobre todo, y los del Keuper en mucha menor proporción serán disueltos y resedimentados en áreas palustres-lacustres de la D. Intermedia, dando lugar a los yesos bioturbados.

En la parte inferior de esta unidad TORRES y ZAPATA (*op. cit.*) reconocen una zona de desembocadura al sur de la ciudad de Cuenca, que alimentará un abanico aluvial húmedo muy extenso que irá paralelo a la Sierra de Altomira, desembocando en la Fosa del Tajo donde dejará potentes depósitos de materiales químicos. Simultáneamente funcionaron otros abanicos aluviales húmedos (A. del Tajo) y pequeños sistemas aluviales adosados a los umbrales (Cerro Arenoso cerca de Carrascosa del Campo en la hoja de Huete), la presencia de potentes niveles de materiales químicos en sondeos de la zona, podría interpretarse como un indicador del techo de esta parte inferior de la Unidad Paleógena-Neógena.

En opinión de los autores citados, en el Ageniense produce una ruptura sedimentaria, Fig. 4.3, que desactiva el sistema de canales que discurría paralelo a la sierra de Altomira, con lo que en la zona siguen activos varios abanicos aluviales húmedos, ya en régimen endorréico, que dan unos depósitos extensos de materiales químicos que marcarán el techo definitivo de la Unidad Paleógena-Neógena.

Una nueva fase de deformación, Intra Aragoniense, se reflejará en la progradación de sistemas deposicionales aluviales húmedos, Fig. 4.3, sobre áreas ocupadas por sedimentos químicos de la Unidad Paleógena-Neógena, que serán canibalizados. A techo de la Unidad vuelven a depositarse carbonatos y sulfatos, detectándose algunas rupturas sedimentarias menores (locales). Una ruptura sedimentaria regional (Intra Vallesiense) marcará el inicio del depósito de los materiales del Páramo.

Posteriormente se produce una alteración total de las antiguas redes de drenaje, de manera que los materiales de edad Turolense pasan a rellenar "agujeros" principalmente al sur de la cuenca. Ya en el Pleistoceno el drenaje pasa definitivamente a dirigirse hacia el sur (río Júcar), depositándose niveles de terrazas detríticas y tobáceas. Con este episodio finaliza definitivamente al basculamiento S-N que fue el fenómeno dominante durante el Cenozoico.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

Para la realización de este apartado, se han consultado las publicaciones siguientes: IGME (1976, 1981, 1982, 1984, 1985), MAPA (1987) y MOPU (1988).

5.1.1 Climatología

La hoja presenta las características de un clima templado a templado fresco, con temperaturas medias entre 11 y 13°C, ascendentes hacia el suroeste. Las precipitaciones

medias, comprendidas entre 700 y 6000 mm/año, descienden hacia el sur de la hoja, Fig. 5.1, sin presentar variaciones significativas. En general, se aprecia una interrelación precipitaciones anuales medias /altitud.

Las precipitaciones máximas registradas para un período de 24 horas fueron de 47,5 mm en 1979 y 64,2 mm en 1972, en las estaciones de La Frontera (3052) y Cañaveras (3064E).

5.1.2. Hidrología

El área es tributaria de la cuenca hidrográfica del Tajo, a través de los ríos Guadiela y Trabaque, cuyas aguas son reguladas por el Pantano de Buendía.

El régimen de caudales se ha tomado de la estación foronómica del MOPU num. 43, que aunque situada fuera de la hoja, registra los caudales totales de la misma, junto con los de los ríos Mayor y Guadamejud. Los caudales procedentes de esta estación deben considerarse como orientativos, ya que no caracterizan únicamente la cuenca que controlan, sino la salida del Embalse de Buendía, no disponiéndose de datos de recursos en régimen natural. La aportación en la estación num. 43 es de 345,9 hm³/año y en la estación num. 45 de 139.0 hm³/año, siendo ésta la que dá una mayor aportación específica a todo el conjunto de la cuenca Tajo, con valores de 0,40 hm³/año.

El índice de calidad general (I.C.G.) basado en: oxígeno disuelto, sólidos en suspensión, conductividad y DBO₅ de las aguas superficiales, evoluciona favorablemente en el tiempo en los puntos de muestreo situados en las estaciones foronómicas. Las facies químicas de estas aguas son, en general, sulfatadas cálcico-magnésicas o bicarbonatado-cálcicas

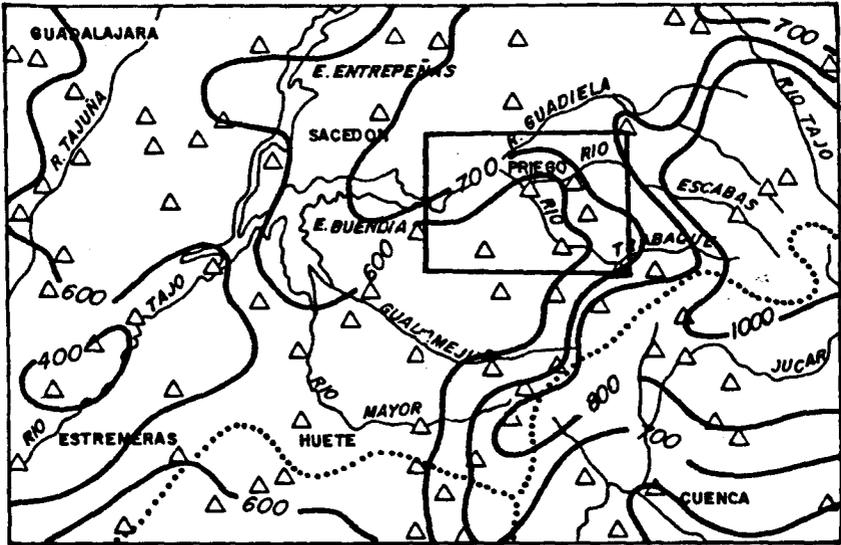
5.1.3 Características hidrogeológicas

Mesozoico

Los materiales que presentan mejores características hidrogeológicas son las calizas y Dolomías cretácicas y jurásicas aflorantes en el tercio oriental de la hoja. Debido a su naturaleza y disposición constituyen buenos niveles acuíferos por fracturación y karstificación.

El conjunto de los materiales cretácicos y jurásicos forma un complejo sistema hidrogeológico, denominado "Borde Occidental de la Ibérica" (Sistema acuífero num. 18) en él se incluye la Unidad Priego-Cifuentes (Fig. 5.2).

La recarga del sistema se debe, fundamentalmente, a la infiltración del agua de lluvia y de los cursos de agua superficial sobre los afloramientos permeables. En esta hoja el drenaje se realiza por el río Escabas, con caudales de hasta 108 l/s en el punto de inventario 2322/4/6. También existen algunos manantiales que drenan acuíferos colgados.



Escala 1:1.000.000

- △ ESTACIONES METEREOLÓGICAS
- DIVISORIA DE CUENCAS HIDROGRÁFICAS
- ISOYETA MEDIA (1940 - 1985)

Figura 5.1 Mapa regional de isoyetas medias

Los recursos de este sistema, estimados en 435 hm³/año, cf. "Estudio hidrogeológico de la cuenca hidrográfica del Tajo", IGME (1981), están poco utilizados en la zona. Las explotaciones existentes se realizan en manantiales y sondeos y se emplean para el abastecimiento público de agua potable y para la puesta en regadío de pequeñas superficies.

Las facies químicas de estas aguas son bicarbonatadas-cálcicas, magnésicas o cálcico-magnésicas (Fig. 5.3).

Terciario

Las formaciones detríticas terciarias, de granulometría gruesa o fina, pueden consti-

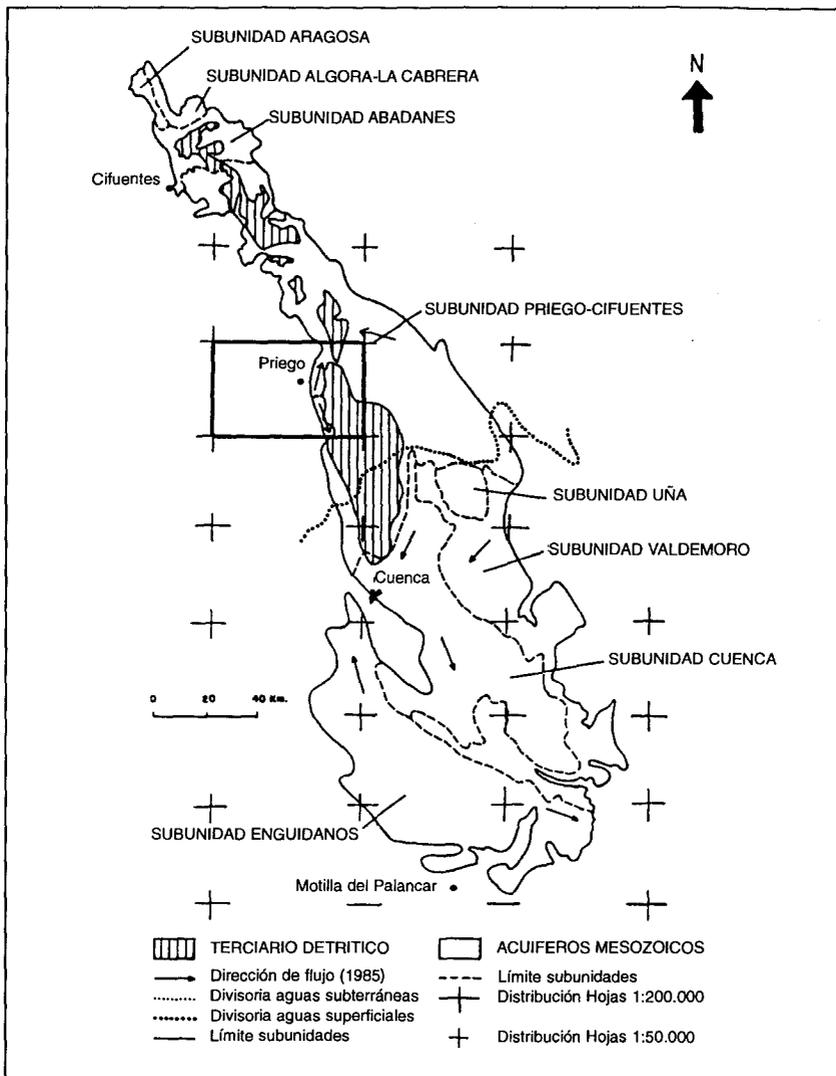


Figura 5.2 Sistema Acuífero 18. Borde occidental de la Ibérica.

tuir niveles potenciales con interés hidrogeológico, poco explotados en la actualidad. Hay factores negativos a considerar como la presencia de cemento carbonatado y la calidad química de sus aguas.

Algunos niveles permeables del Terciario pueden presentar artesianismo, como han puesto de manifiesto algunos sondeos.

En todo el ámbito de la hoja pueden localizarse pequeñas surgencias asociadas a niveles detríticos. Son estacionales y de pequeño caudal. También pueden localizarse en yesos debido al exokarst que en áreas se desarrolla sobre ellos.

La mayor parte de las aguas relacionadas con niveles terciarios son sulfatado-cálcicas hacia el sur del embalse de Buendía. Entre las localidades de San Pedro de Palmiches y Canalejas del Arroyo son sulfatado-cálcico-magnésicas. Entre el Embalse de Buendía y Villar del Infantado son sulfato-bicarbonatado-magnésicas y hacia el borde norte de la hoja bicarbonatado cálcicas, Fig. 5.3.

Cuaternario

Los depósitos aluviales cuaternarios, tanto las terrazas como llanuras de inundación, pueden dar lugar a pequeños niveles acuíferos superficiales, generalmente poco aprovechados.

5.2 RECURSOS MINERALES

En la hoja de Priego no hay denuncias para ningún tipo de mineral metálico o no metálico. Tampoco se han detectado indicios. Hay indicios de minerales energéticos y alguna pequeña explotación de rocas industriales.

5.2.1. Minerales energéticos

Hay indicios de minerales energéticos: Cañaveras (n.º 2) y Villaconejos de Trabaque (nums. 3, 21, 22, 23) (Cuadro Minerales Energéticos).

El resto de indicios de la hoja corresponden a rocas industriales.

Respecto de los minerales energéticos, cabe decir que la exploración se centró en la investigación de minerales de uranio, asociados a rocas detríticas y/o carbonatadas con abundante materia orgánica. A tal fin se realizaron una serie de trabajos de campo por la JEN, posteriormente por ENUSA, junto a la perforación de nueve sondeos de investigación geológica minera (del 563-0 al 563-8). Los pobres resultados obtenidos, y la modificación del PEN, llevaron al cese de esta investigación.

En las mismas zonas de anomalías radiométricas aparecen algunos niveles lignitosos (Villaconejos de Trabaque).

La mineralización de uranio, no visible en roca fresca, posiblemente corresponda a compuestos organometálicos. La máxima anomalía radiométrica cortada en sondeo fue de 250 cps.

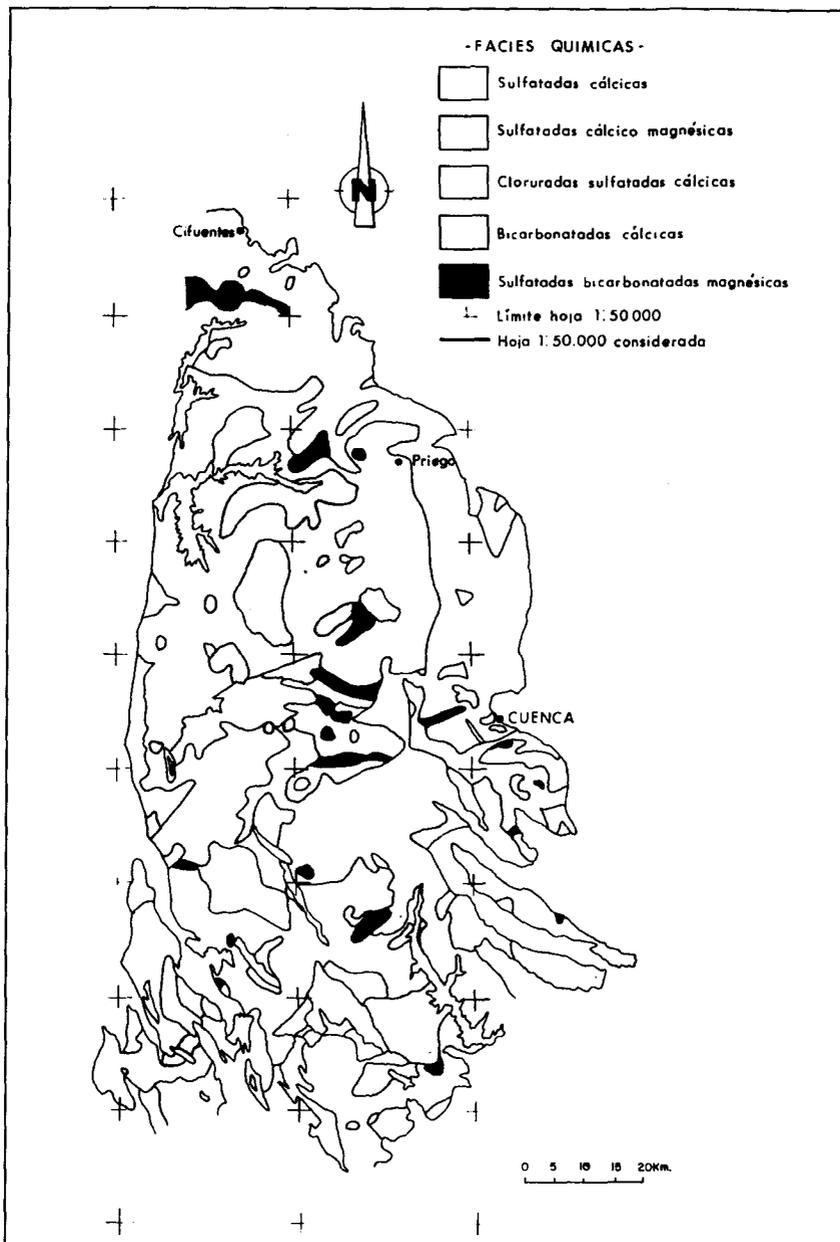


Figura 5.3 Hidroquímica

Los niveles de lignito poseen un espesor máximo de 0,43 m y su P.C.S es de 231 Kcal/kg.

5.2.2 Rocas industriales

Las explotaciones de rocas industriales en la hoja de Priego (Cuadro Rocas Industriales) se limitan a la extracción de yeso, para su empleo como aglomerante, y los áridos naturales y de machaqueo para la construcción y obras públicas.

Se han localizado cinco canteras que explotaron potentes niveles de yeso tanto de la Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra como yesos bioturbados de la Unidad Paleógena-Neógena y de la Unidad Neógena.

Hay dos explotaciones abandonadas en las que se extrajeron, respectivamente, materiales de la Fm. Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas y de la Unidad Neógena, que se usaron para bases y capas de rodadura viales.

Se han explotado un total de 10 canteras para áridos naturales (arenas y gravas) en: la Unidad Paleógena Inferior (gravas y arenas predominantemente silíceas), Unidad Paleógena-Neógena y Unidad Neógena (calcáreas y silíceas) y terrazas cuaternarias (predominantemente calcáreas). Sólo una está actualmente en actividad.

5.3 CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES

Este apartado contiene, de forma resumida, las partes más relevantes de "un informe geotécnico general" que puede ser consultado en la Documentación complementaria de esta hoja en el Centro Documental del ITGE.

Para la descripción de las características geotécnicas generales de la hoja, esta se ha dividido en una serie de áreas de comportamiento geotécnico similar, y estas en unas zonas que agrupan unidades litológicas de características similares, que se corresponden con las unidades cartográficas que figuran en la leyenda general del mapa geológico.

El criterio para la determinación de las áreas ha sido fundamentalmente geológico: síntesis de los aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que conjuntamente caracterizan el comportamiento geotécnico de cada zona. Se ha valorado cualitativamente la permeabilidad, drenaje, ripabilidad, capacidad de carga. También se mencionan los posibles riesgos geológicos que puedan darse en cada zona.

En la hoja de Priego se han distinguido cuatro áreas, números romanos, quince zonas, definidas con subíndices cuya correspondencia con las unidades cartográficas del mapa geológico son:

-Zona I, unidades 1, 2, 3, 4 y 5

-Zona II, unidades 6 y 7

MINERALES ENERGETICOS				HOJA N.º 23-22 (563)	NOMBRE: PRIEGO	
NUMERO (Nº M.R.I.)	COORD. U.T.M.	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL PROVINCIA	OBSERVACIONES		
				ACTIV. EXPLOT.	TIPO DE EXPLOTACION	USOS
2	481,664	Uranio	Cañaveras - Cuenca	No	Anomalía radiométrica en superficie (asociado a arenas cuaternarias) en el sondeo de ENUSA 563-3 (11/1982)	-
3	568,723	Lignito	Villaconejos de Trabaque - Cuenca	No	Indicio situado en el Bco. de las Cañadas (ver ficha en Doc. Complementaria)	-
21	568,722	Uranio y Lignito	Villaconejos de Trabaque - Cuenca	No	Indicio de uranio (ctos. organometálicos) detectado en el sondeo 563-7 JEN/ENUSA (1/1983) y asociado a un nivel de lignito de 0,90 m.	-
22	557,751	Uranio	Priego - Cuenca	No	Anomalía radiométrica en superficie en el sondeo de ENUSA 563-8 (2/1983)	-
23	564,739	Uranio	Villaconejos de Trabaque - Cuenca	No	Anomalía radiométrica en superficie.	-

Cuadro: Minerales Energéticos; Anomalías e Indicios.

- Zona II₂ unidad 8
- Zona II₃ unidades 9, 10, 11
- Zona II₄ unidad 12
- Zona III₁ unidad 13
- Zona III₂₁ unidades 14, 15, 16
- Zona III₂₂ unidades 17, 18, 19
- Zona III₂ unidad 20
- Zona III₃ unidades 21, 22 y 24
- Zona III_{PV3PVPT1PT} unidades 23 y 26
- Zona III_{PV3PVPT2PT} unidad 25
- Zona IV₁ unidades 28 y 29
- Zona IV₂ unidades 27, 31 y 32
- Zona IV₃ unidades 30 y 33

ROCAS INDUSTRIALES				HOJA N.º 23-22 (563)		NOMBRE: PRIEGO
NUMERO (Nº M.R.I.)	COORD. U.T.M.	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL PROVINCIA	OBSERVACIONES		
				ACTIV. EXPLOT.	TIPO DE EXPLOTACION	USOS
1	460,773	Arenas y gravas	Villar del Infantado Cuenca	Abandonada	Gravera. extensión aprox: 1 km². 1 frente de 200 m x 2 m. Planta de machaqueo y tratamiento, cintas transportadoras y planta de aglomerante asfáltico.	Aridos
4	583,740	Arenas	Villaconejos de Trabaque - Cuenca	Abandonada	Gravera	Aridos
5	583,782	Gravas y arenas	Priego - Cuenca	Abandonada	Gravera. Extensión aprox: 3.000 m²	Aridos
6	534,782	Yeso	Priego - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera. Potencia explotable: 15 m.	Aglomerante
7	519,790	Gravas y arenas	Albendea - Cuenca	Abandonada	Gravera. Extensión aprox: 2.000 m²	Aridos
8	517,799	Arena	Albendea - Cuenca	Intermitente	Gravera. Extensión aprox: 500 m²	Aridos
9 (145)	524,808	Gravas y arenas	Albendea - Cuenca	Abandonada	Gravera. Extensión aprox: 3.000 m²	aridos
10	518,806	Yeso	Albendea - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera. Extensión aprox: 5.000 m². Frente de 7m. de altura.	Aglomerante
11	574,785	Caliza	Priego - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera. extensión aprox: 6.000 m². Frente de 8 m de altura.	Construcción
12 (188)	583,824	Yeso	Priego - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera 2 frentes de 100 y 30 m y 6 y 5 m de altura respectivamente. Abandono debido a la existencia de niveles arcillosos interstratificados.	Aglomerante
13 (143)	614,776	Caliza	Priego - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera. Extensión aprox: 2.000 m² Frente de 15 m de alto.	Aridos
14	500,818	Yeso	Albendea - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera. Frente de 8-10 m y dos bancos de 3 m de altura.	Aglomerante
15	508,811	Arenas	Albendea - Cuenca	Abandonada	Gravera. Extensión aprox: 500 m² Frente de 2 m de altura.	Aridos
16 (140)	652,754	Yeso	Cañamares - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera Extensión aprox: 1.000 m² Frente de 15 m	Aglomerante
17	675,678	Gravas y arenas	Sotorribas - Cuenca	Intermitente	Gravera. Varios frentes pequeños, a modo de calicatas de investigación.	Aridos
18	666,665	Yeso	Sotorribas - Cuenca	Abandonada	Cielo abierto/ladera. frente de 30 m x 3 m de altura	Aglomerante
19	659,654	Arenas y gravas	Sotorribas - Cuenca	Activa	Gravera. Extensión aprox: 3000 m² (Ver ficha en Doc. Complementaria)	Aridos
20	666,656	Arenas y gravas	Sotorribas - Cuenca	Abandonada	Gravera	Aridos

Cuadro: Rocas Industriales: Explotaciones y usos.

5.3.1 Zonas y unidades con características geotécnicas similares en la hoja.

-Zona I, (Unidades 1, 2, 3, 4 y 5)

Agrupa materiales carbonatados del Triásico-Jurásico: Dolomías, carniolas y margas. Presentan alta permeabilidad por fisuración/carstificación. Su drenaje se realiza por infiltración y en parte por escorrentía.

No son ripables. Capacidad de carga alta, que bajará en zonas de fisuración-karstificación, donde también se dará el riesgo geológico.

-Zona II, (unidades 6 y 7)

Calizas, lutitas, areniscas y arenas. Permeables-semipermeables. Drenaje por escorrentía más infiltración.

La ripabilidad varía en todas las unidades. Capacidad de carga media. Riesgo geológico: hundimiento en zonas de calizas fisuradas/karstificadas.

-Zona II₂ (unidad 8).

Dolomías y margas. Son permeables por fisuración/karstificación. El drenaje se realiza por infiltración y escorrentía. No son ripables. Su capacidad de carga es alta salvo en zonas de fisuración/karstificación, factores que determinan el riesgo geológico de desprendimiento y hundimientos.

-Zona II₃ (unidades 9, 10, 11)

Está formada por Dolomías, calizas dolomíticas y brechas. Presentan alta permeabilidad por fisuración/karstificación. El drenaje se hace principalmente por infiltración; algo por escorrentía.

En general no son ripables, excepto las brechas cuando están expuestas a los agentes atmosféricos. Tiene capacidad de carga alta, a excepción de las zonas de brechas sueltas y las de calcáreas muy fisuradas.

-Zona II₄ (Unidad 12)

Está formada por margas, arcillas y yesos. Son en general impermeables, aunque hay zonas con desarrollo de lapiaz y dolinas en los yesos en las que hay permeabilidad por disolución. El drenaje se realiza por escorrentía y en algunos puntos por infiltración. La ripabilidad oscila entre muy fácil a no ripable dependiendo del espesor de las capas de sulfatos masivos.

La capacidad de carga es media o baja. Los riesgos geológicos se centran en: agresividad por elevada concentración de sulfatos, desfondamiento de dolinas, karstificación bajo cobertera detrítica y halocinesis-deformación plástica.

-Zona III₁ (unidad 13)

Está compuesta por lutitas, areniscas y calizas. Carácter semipermeable, con drenaje por escorrentía. Ripabilidad normal con zonas difíciles. Capacidad de carga media-baja. El riesgo geológico está en asientos diferenciales en cimentaciones.

-Zona III₂ (unidades 14, 15, 16)

Son lutitas, arenas, areniscas y gravas. Tiene permeabilidad media-baja y el drenaje se realiza por escorrentía e infiltración.

Todos sus términos son ripables y la capacidad de carga oscila entre media y baja. El carácter heterolítico de estas unidades puede dar lugar a asientos diferenciales en cimentaciones.

-Zona III PV2PV1 (unidades 17, 18 y 19)

Yesos bioturbadas y calizas. Permeables por fisuración/karstificación. Drenaje por infiltración y algo por escorrentía. No son ripables. Tienen capacidad de carga alta excepto en áreas de fisuración/karstificación.

El riesgo más frecuente es el de hundimiento por karstificación.

-Zona III₂₂ (unidad 20)

Son calizas y yesos. En conjunto son impermeables, excepto en zonas donde hay permeabilidad secundaria por diaclasado/karstificación. Drenaje por escorrentía y algo por infiltración.

En general no son ripables y la capacidad de carga es alta, aunque baja mucho en zonas diaclasadas/karstificadas.

Los riesgos más frecuentes son los hundimientos por colapsos en zonas de disolución de yesos. Hay elevada concentración de sulfatos.

-Zona III₃ (unidades 21, 22, 24)

Son lutitas, arenas, sulfatos, carbonatos y gravas. Dado su carácter heterolítico, hay gran variabilidad en su permeabilidad, que en conjunto es baja. El drenaje se realiza por escorrentía-infiltración.

Son ripables, con zonas de difícil ripabilidad. Capacidad de carga media-baja. Los riesgos geológicos se centran en la elevada agresividad por sulfatos y asientos diferenciales en cimentaciones.

-Zona III₁₃

Son yesos bioturbados. Impermeables, permeabilidad por disolución/karstificación. Drenaje por escorrentía. No son ripables y su capacidad de carga es alta-media.

Los riesgos más frecuentes están asociados a disolución/karstificación, que puede provocar hundimientos. La alta concentración de sulfatos daría agresividad.

-Zona III₂₃ (unidad 25)

Está formada por calizas laminadas permeables, especialmente por fisuración. El drenaje se efectúa principalmente por infiltración aunque también se produce escorrentía. No son ripables y su capacidad de carga es alta.

El riesgo más relevante deriva del alto diaclasado y karstificación que pueden dar hundimientos y desprendimientos.

-Zona IV₁ (Unidades 28 y 29)

Está formada por terrazas: travertínicas y gravelosas con matriz arenosa. Son permeables y el drenaje se efectúa por infiltración. De ripabilidad facial a no ripables (cuando están muy cementadas), la capacidad de carga es media-alta.

Los riesgos geológicos más comunes son los asientos diferenciales, la posible concentración de sulfatos puede ser origen de agresividad. La presencia cercana del nivel freático puede ser causa de inundación en zanjas y excavaciones. Se pueden producir basculamientos por descalce de las terrazas más cementadas.

-Zona IV₂

En este apartado se agrupan los glacia, coluviales y conos de deyección. Son materiales arenosos con gravas y arcillas. Tienen carácter permeable-semipermeable, en los que el drenaje se realiza por infiltración-escorrentía. De fácil ripabilidad, presentan capacidad de carga media-baja.

-Zona IV₃ (unidades 30 y 33).

Se trata de fondos de valle y llanura de inundación. Están formados por: arenas, gravas y lutitas. Tienen características permeables y semipermeables. El drenaje se rea-

ZONA	UNID. CART.	EDAD	CARACTERISTICAS GEOTECNICAS	
IV ₃	30,33	CUATERNARIO	HOLOGENO	L: Fondos de valle y llanura de inundación. Arenas, graven, limos y arcillas. P: p, sp, D: e i. Rp: R.Q: b-mb. R: nivel freático alto. Agotamiento en zanjas. Asientos diferenciales. Escasa compactación. Inundación.
				L: Glacia, coluviones y conos. Arenas con gravas y arcillas. P: p, sp, D: e i. Rp: r. Q: m-b. R: asientos diferenciales. Agresividad.
IV ₂	31,32 27	CUATERNARIO	PLEIS	L: Calizas tobáceas y gravas con matriz arenosa. P: p. D: i. Rp: r. Q: m. R: posibilidad de asientos diferenciales. Presencia n. freático alto. Posible agresividad.
IV ₁	28,29			L: Calizas laminares y calizas oquerosas. P: p (por fisuración). D: e i. Rp: nr. Q: a. R: hundimiento por carstificación.
III ₃	25	TERCIARIO	NEOGENO	L: Yeso bioturbado. P: i, p (por disolución). D: e. Rp: nr. Q: m. R: problemas de hundimiento por disolución. Alta agresividad.
III ₂	23,26			L: Lutitas, arenas, sulfatos, carbonatos y gravas. P: i, sp, p. D: e i. Rp: r. Q: m-b. R: alta agresividad asientos diferenciales.
III ₁	21,22 24			L: Calizas, yesos y lignitos. P: p, i. D: e i. Rp: nr. Q: a. R: hundimiento por disolución y carstificación. Alta agresividad y materia orgánica.
III ₃	20			L: Yesos bioturbados y calizas. P: p (por fisuración y carstificación). D: i e. Rp: nr. Q: a. R: hundimiento por disolución y carstificación. Agresividad.
III ₂	17,18 19			L: lutitas, arenas, areniscas y gravas. P: i, sp, p. D: e i. Rp: r, nr. Q: m-b. R: Asientos diferenciales.
III ₁	14,15 16			L: Lutitas, areniscas y calizas. P: sp. D: e. Rp: r, nr. Q: m-b. R: asientos diferenciales.
III ₄	13	CRETACICO	PALEOGENO	L: margas, arcillas y yesos. P: i, p (por fracturación y disolución). D: e. Rp: r, nr. Q: m-b. R: posibilidad de hundimiento por disolución. Alta agresividad
III ₃	12			L: dolomías, calizas dolomíticas y brechas. P: p. D: e i. Rp: nr. Q: a. R: en áreas carstificadas pueden existir problemas de hundimiento. Desprendimientos locales.
III ₂	9,10,11			L: dolomías y margas. P: p. D: e i. Rp: nr. Q: a. R: en áreas carstificadas pueden existir problemas de hundimiento. Desprendimientos locales.
III ₁	8			L: calizas, lutitas, areniscas y arenas. P: p, sp. D: e i. Rp: r-nr. Q: m. R: en áreas carstificadas pueden existir problemas de hundimiento.
III ₁	6,7	CRETACICO	INF.	L: calizas, lutitas, areniscas y arenas. P: p, sp. D: e i. Rp: r-nr. Q: m. R: en áreas carstificadas pueden existir problemas de hundimiento.
I ₁	2,3,4,5			JURA
	1	TRIAS		

CUADRO DE LAS CARACTERISTICAS GEOTECNICAS DE LAS DIFERENTES UNIDADES CARTOGRAFICAS

L: Litología;

P: Permeabilidad (p: permeable; sp: semipermeable; i: impermeable);

D: Drenaje (i: infiltración; e: escorrentía; i+e ambas a la vez);

Q: Capacidad de carga (a: alta; m: media; b: baja; mb: muy baja);

Rp: Ripabilidad (r: ripable; nr: no ripable)

R: Riesgo geológico

liza por infiltración y escorrentía. Se ripan fácilmente y su capacidad de carga es baja-muy baja.

En estas zonas el riesgo principal es el de inundación y la inundación de zanjas y excavaciones por la cercanía a la superficie del nivel freático. La escasa compacta-

ción y heterogeneidad de estos materiales, podría ser origen de asentamientos diferenciales en las cimentaciones. Pueden presentarse elevadas concentraciones zonales de sulfatos.

6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (P.I.G.)

En la Hoja de Priego se han inventariado y catalogado once puntos de Interés Geológico, habiéndose desarrollado y seleccionado únicamente seis de ellos.

En general ninguno de los puntos inventariados presenta problemas de deterioro y necesidad de especial protección únicamente el Sinclinal de Priego, el Desfiladero del río Escabas y la Hoz de Priego, parajes muy agradables, deben procurar mantenerse como en la actualidad. También debe mantenerse especial discreción con los yacimientos paleontológicos.

6.1 RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS

La relación de los puntos inventariados es la siguiente:

Desfiladero del río Escabas
Sinclinal de Cañamares Mariana y Falla de Gascueña
Travertinos del río Trabaque
Mirador del convento de San Miguel de la Victoria
Sinclinal de Priego
Hoz de Priego
Mesa de San Pedro de Palmiches
Yacimiento Paleontológico de Villaconejos de Trabaque
Secuencias de "Point-bar" de El Torrejón
Sucesión Terciaria y Mirador de Cañaveras
Depósitos fluviales de Buciegas

6.2 DESCRIPCION DE LOS PUNTOS DE INTERES

Desfiladero del río Escabas

Dando origen a paisajes de singular belleza, el río Escabas atraviesa el núcleo y flancos de un anticlinal formado por materiales jurásicos y cretácicos, en general calcáreos, con paredes y escarpes verticales y subverticales.

Sinclinal de Cañamares Mariana y Falla de Gascueña

La subida y sobre todo el alto del Puerto de Monsaete, son un buen punto de observación para estos accidentes estructurales: el sinclinal de Cañamares Mariana y la falla de Gascueña.

Travertinos del río Trabaque

Espectaculares afloramientos de calizas tobáceas, calcarenitas y gravas del Pleistoceno, que dan origen a terrazas muy bien desarrolladas.

Mirador del convento de San Miguel de la Victoria

Punto este muy completo, pues permite observar el Anticlinal de Priego y la Hoz de igual nombre del río Escabas. Así mismo en un buen lugar para la observación del típico relieve en mesas y el estudio de una buena serie Mesozoica.

Sinclinal de Priego

A la entrada del pueblo de Priego existe un sinclinal en calizas oquerosas blancas del Neógeno (Aragonense Medio) con una terraza travertínica del Pleistoceno, superpuesta perpendicularmente al eje del anticlinal.

Hoz de Priego

A la salida de Priego y en dirección Cañamares y la Frontera, el río Escabas da lugar a una garganta de gran belleza en materiales cretácicos (Dolomías de la Ciudad Encantada).

Mesa de San Pedro de Palmiches

Superficie morfológica que se desarrolla sobre la llamada Unidad Detrítica Superior. En esta zona, estas superficies dan lugar a un paisaje característico en mesas.

Yacimiento Paleontológico de Villaconejos de Trabuque

Se trata de un yacimiento de peces y plantas (hojas de palmera) en calizas blancas y grises con abundante materia orgánica y lignitos del Plioceno Inferior.

Secuencias de Point-bar de El Torrejón

Depósitos fluviales muy bien conservados. "Sets" de estratificación cruzada, barras de meandro y superficies de acreción lateral.

Sucesión Terciaria y Mirador de Cañaveras

Es un magnífico lugar de observación de la morfología típica en mesas de esta zona. El punto permite así mismo el estudio de la sucesión terciaria de la Unidad detrítica Superior (Oligoceno Medio-Mioceno Inferior).

Depósitos fluviales de Buciegas

Depósitos fluviales extraordinariamente bien conservados. Secuencias de "Point-bar". "Sets" de estratificación cruzada, "cosets" de "ripples" y superficies de acreción lateral.

6.3 TESTIFICACION DE LA METODOLOGIA

La testificación realizada de la metodología que se ha empleado permite afirmar que, en general, la relación de puntos seleccionados e inventariados refleja con cierta exactitud las características geológicas y geomorfológicas de la Hoja, ya que proporcionalmente los puntos inventariados tienen como interés principal:

Estratigráfico	10%
Sedimentológico	20%
Geomorfológico	40%
Tectónico	20%
Paleontológico	10%

En el cuadro siguiente se exponen los diferentes puntos inventariados atendiendo al tipo de interés principal de cada uno de ellos.

6.4 TIPOS DE INTERES

INTERES PRINCIPAL	DENOMINACION DEL PUNTO
Estratigráfico	Sucesión Terciaria y Mirador de Cañaveras.
Sedimentológico	Secuencias de "Point bar" de El Torrejón. Depósitos fluviales de Buciegas.
Geomorfológico	Desfiladero del río Escabas Travertinos del río Trabaque Mirador del convento de San Miguel de la Victoria Hoz de Priego Mesa de San Pedro de Palmiches
Tectónico	Sinclinal de Cañamares Mariana y Falla de Gascueña Sinclinal de Priego
Paleontológico	Yacimiento Paleontológico de Villaconejos de Trabaque

Todos estos puntos se han clasificado, además de por su contenido e interés principal, de acuerdo con su utilización (Turística, Didáctica, Científica y Económica) así como por su repercusión dentro del ámbito local, regional, etc.

Por último se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), existe para su consulta un informe más amplio con descripciones y documentación gráficas de los puntos inventariados y seleccionados.

7 BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE E., DIAZ MOLINA M., PEREZ GONZALEZ A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trab. Neog. Cuat.*,5:7-29.

ALBENIZ M.A., BRELL J.M. (1976). Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.*, 33:131-139.

ALFARO M. (1975). Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarraçin. *T. Lic. Univ. Zaragoza* 120p.

ALFEREZ F. y BREA P. (1981). Estudio preliminar de los restos de Peces, Anfibios, y Reptiles del yacimiento mioceno de Córcoles (Guadalajara). *Bol. R.S.E.H.N. (Geol)*, 79:-20.

ALFEREZ F., MOLERO G., BREA P., SANTAFE J., (1982). Precisiones sobre la geología, fauna, cronoestratigrafía y paleoecología del yacimiento mioceno de Córcoles (Guadalajara) *R.R.A.C.Ex.Fis. Nats.*, 76:249-276.

ALVAREZ SIERRA M.A., DAAMS R., LACOMBA J.I., LOPEZ MARTINEZ N. y SACRISTAN MARTIN M.A. (1987). Sucession of micromammal fauna in the Oligocene of Spain. *Münch.Geowiss. Abhan.*, 10:43-48.

ALVARO M. (1975). Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.* 31(3-4):241-247.

ALVARO M., CAPOTE R., VEGAS R. (1978). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtiberica. Libro Hom. Prof. Solé Sabarís.

ASTUDILLO J., TORRES T. (1985). Distribución geoquímica de uranio en la Depresión Intermedia. *I Congr. Esp: Geoquim. Res. (Soria)*.

BENITO G., CASAS A. (1987). Small-scale deformations in Quaternary deposits in the north eastern Iberian Peninsula *Geol. Med.*. 14 (4): 223-243.

CAPOTE R. (1982): Tectónica in IGME (GABALDON V. ed.) Evolución sedimentaria y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica. *Ser. Publ. Min. Ind.*: 245-273.

CAPOTE R., CARRO S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Est. Geol.*, 24: 91-95.

CAPOTE R., FERNANDEZ-CASALS M.J. (1978). La tectónica postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. Min.* LXXXIX-II:114-122

CARBO R. y GOICOCHEA P.P. (1989). Mapa de otros datos relacionados con la Neotectónica. *Proy. Neotectónica y Sismología de Estaña a escala 1:1.000.000* (inédito).

CASAS SAINZ A. (1985). Análisis de la deformación frágil en el área de Alcarine (Teruel). *T. Lic. Univ. Zaragoza*, 162p.

CASAS SAINZ A. (1987). El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja). *Acta Geol. Hisp.* (en prensa)

CASTILLO HERRADOR. (1974). Le trias evaporitique des bassins de l' Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 16, 6:666-676.

COMA J. FELGUEROSO L. (1962). Posible edad cretácica de los yesos basales de los bordes de la Sierra de Altomira (Bolarque, Almonacid de Zorita, Jabalera) in Materiales salinos del suelo de España, *Mem IGME*, 64: 45-47. A

CONCHA S. (1962 a). Yacimientos fosilíferos en el Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME*, 67: 159-162.

CONCHA S. (1962 b). Nuevos yacimientos fosilíferos del oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME*, 67: 159-162.

CORTAZAR D. (1875). Descripción física, geológica y agrícola de la provincia de Cuenca. *Bol. RSEHN (Geol.)*, 71: 21-28.

CRUSAFONT M., QUINTERO I. (1971). Empleo del escintilómetro para el descubrimiento de yacimientos de vertebrados. *I. Congr. Hisp. Luso. Am. Geol. Econ.* 1: 141-155.

CRUSAFONT M., QUINTERO I. (1970). Noticia preliminar acerca de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles de la provincia de Guadalajara. *Acta Geol. Hist.*, 5:102-104.

DAAMS R. (1989). The micromammal fauna from Upper Oligocene of Sayaton 6, Madrid Basin, prov. of Guadalajara, Spain. *Scripta Geol.* 89: 57-69.

DAAMS R., FREUDENTHAL M. (1981). Aragonian: the Stage concept versus Neogene mammal zonas. *Scripta Geol.* 62: 1-17.

DAAMS R., VAN DER MEULEN (1983). Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of Micromammal succession in the upper Oligocene and Miocene of Northern Central Spain. *Int. Col. RCMNS, Montpellier.*

DAAMS R., LACOMBA J.I., LOPEZ-MARTINEZ N., (1986). Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental de la Depresión Intermedia (Prov. de Cuenca, España Centro Oriental). *Est.Geol.*, 42: 181-196.

DAAMS R., FREUDENTHAL M., LACOMBA J.I., ALVAREZ M.A. (1989). Upper Oligocene micromammals from Pareja, Loranca Basin, prov. of Guadalajara, Spain. *Scripta Geol.*, 89:27-56.

DANTIN CERECEDA J. (1916). Los lignitos del Neógeno continental de la Alcarria. *Bol. RSEHN*, 17: 449-457.

DANTIN CERECEDA J. (1917). Acerca de la edad Sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. *Bol. RSEHN*, 17: 170-173

DANTIN CERECEDA J. (1921). Levantamiento reciente de la Meseta Central de la Península. *Bol. RSEHN. Hom. Ed. Hernandez Pacheco*.

DE VICENTE G. (1988). Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. *T. Doc. Univ. Complut. Madrid*, 317p (inédito).

DIAZ MOLINA M. (1978). Bistratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira (Cuenca). *T. D. Univ. Comulut. Mad.* 370 pp.

DIAZ MOLINA M. (1979). Descripción de un frente distal de un abanico aluvial húmedo en el Terciario continental al E de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.*, 35:119-129.

DIAZ MOLINA M. (1979). Características sedimentológicas de los canales de la Unidad detrítica superior al N de Huete (Cuenca). *Est. Geol.* 35:241-251.

DIAZ MOLINA M., LOPEZ MARTINEZ N. (1979). El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Biostratigrafía y paleoecología. *Est. Geol.*, 35: 149-167.

DIAZ-MOLINA M. y BUSTILLO REVUELTA M.A. (1985). The fluvial sand of the Loranca Basin (Central Spain). Channel models and distal bioturbated gypsum with chert. *6th. IAS Eur. Meet. Exc. Guidebook*:149-185.

ENADIMSA (JEN-PNEU) (1976). Estudio geológico, litológico y estructural de las cuencas terciarias de Sacedón, Belmonte y Palomares (Proy. GT 1/76, GT 2/76, GT 3/76). Inédito.

ENADIMSA (JEN-PNEU) (1977). Estudio geológico del Terciario de la zona septentrional de la cuenca de Altomira (GT 8/77). Inédito.

ENRESA (ENADIMSA) (1987). Informe de áreas favorables de alta (IFA). Inédito.

ENRESA (ENADIMSA) (1989). Estudio de formaciones favorables en la región Levante Ibérica (ERA). Inédito.

ENUSA (1984) Exploración de uranio en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental) 3 vol. Inédito.

ETCHECOPAR A, VASSEUR G., DAIGNIERES M. (1981). An inverse problem in

michrotectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *J. Struct. Geol.*, 3 (1): 51-65.

FOURCADE E. (1970). Le Jurassique et le Cretacé aux confins des chaines betiques et iberiques. *T.D. Fac. Sci. Paris*.

GAIBAR PUERTAS C., GEYER O. (1969). Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y su relación con algunos sectores de la Cordillera Ibérica. *Bol. Geol. Min.* 80,1:144.

GARCIA ABBAD F. (1877). Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón. *T.D. Univ. Complut. Madrid*

GARCIA PALACIOS M.C. (1973). Estudio petrogenético del terciario entre la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascañana (C. Ibérica). *T.D. Univ. Complut. Madrid*.

GRACIA PRIETO F.J., SIMON GOMEZ J.L. (1986). El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Bol. Geol. Min.*, 97 (6): 693-703.

GARRIDO A., VILLENA J. (1977). El Trías germánico en España. Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ib.* 4: 37-56.

GOMEZ J.J., GOY A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*

GOY A. (1974). El Liás de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *T.D. Univ. Complut. Madrid*.

GOY A., ROBLES F. (1975). El Jurásico de Turmiel. *Est. Geol.* 31: 261-283.

GOY A., GOMEZ J.J., YEBENES A. (1976) El Jurásico de la Rama Castellana de la cordillera ibérica (mitad norte). Unidades estratigráficas. *Est. Geol.* 32: 391-423.

GOY A., YEBENES A. (1977). Características, extensión y edad de la Formación Dolomías tableadas de Imon. *Est. Geol.* 4: 375-384.

GRAMBAST T.L. (1974). Charophytes du Cretacé superieur de la region de Cuenca. *Simp. Cret. Cord. Ib. Cuenca*: 67-84.

GUIMERA J. (1988). Studi estructural de l'enllac entre la Serralada Iberica i la Serralada Costanera Catalana. *T.D. Univ. Barcelona*. 600p.

GUTIERREZ E., ROBLES F. (1976). Biostratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca). *Montpellier*, 2 (2): 2-17.

GUTIERREZ HERRERO G. (1975). Biostratigrafía del Senoniense continental de los alrededores de Villalba de la Sierra (Cuenca). *T. Lic. Dep. Pal. Univ. Granada*.

HERNANDEZ-FERNANDEZ M.E. (1972). Estudio magnético del basamento de la región NE de la Depresión Tectónica del Tajo. *B.R.S.E.H.N. (Geol.)*. 70: 77-89.

HERNANDEZ PACHECO E. (1914). Régimen geográfico y climatológico de la meseta castellana durante el Mioceno. *Rev. R.A. Cas. Ex. Fis. Nats.* 12:86-96.

HERNANDEZ PACHECO E. (1933). Caracteres geográficos y geológicos sobre el Alto Tajo. *Bol. R. Soc. Geog. Nac.* B-31: 1-32.

IGME (KINDELAN DUANI J.A.) (1945). Memoria y hoja geológica num. 633, Palomares del Campo. *IGME*

IGME (KINDELAN DUANI J.A.) (1945). Memoria y hoja geológica num. 608, Huete. *IGME*.

IGME (KINDELAN DUANI J.A.) (1946). Memoria y hoja geológica num. 609, Cuenca. *IGME*.

IGME (KINDELAN DUANI J.A.) (1950). Memoria y hoja geológica num. 561, Pastrana. *IGME*.

IGME (KINDELAN DUANI J.A., CANTOS FIGUEROLA J.) (1950). Memoria y hoja num. 633. Palomares del Campo.

IGME (KINDELAN DUANI J.A.) (1951). Memoria y hoja geológica num. 609, Villar de Olalla. *IGME*

IGME (1970). Hoja geológica 1:200.000 num 45 Cuenca-Guadalajara.

IGME (MELENDEZ F.) (1972). Memoria y hoja geológica num 539, Peralejos. *IGME*

IGME (MELENDEZ F.) (1972). Memoria y hoja geológica num. 587, Las Majadas. *IGME*

IGME (MELENDEZ F.) (1972). Memoria y hoja geológica num. 610, Cuenca. *IGME*

IGME (RAMIREZ DEL POZO J., PORTERO J., OLIVE A.) (1974) Memoria y hoja geológica num. 25-25, Fuentes. *IGME*.

IGME (FERREIRO E.) (1976). Memoria y hoja geológica num. 691. Motilla del Palancar. *IGME*

IGME (RUBIO J.) (1976). Memoria y hoja geológica num. 690. Santa María del Campo Rus. *IGME*

IGME (1976). Informe sobre la captación de aguas subterráneas de Villaconejos de Trabaque (Inédito).

IGME (ADELL F., LENDINEZ A., MARTINEZ F., TENA DAVILA M.) (1979). Memoria y hoja geológica num. 513, Zaorejas. *IGME*

IGME (1981). Plan Nacional de Investigación de aguas subterráneas. Estudio hidrogeológico de la cuenca hidrográfica del Tajo. 15 vol. Inédito

IGME (1982). Infraestructura hidrogeológica en el sistema acuífero num. 18 y zonas adyacentes en la provincia de Cuenca (sistemas acuíferos números 18 y 54). Inédito

IGME (1984). Trabajos geológicos de apoyo a las investigaciones hidrogeológicas en diversas cuencas. Zona de Campichuelo (Cuenca). Inédito.

IGME (1985). Informe hidrogeológico Castilla-La Mancha. Inédito

ITGE (PORTERO J., DEL OLMO P.) (1988). Memoria Mesozoico 1:200.000 num 46. Cuenca-Guadalajara. Inédito.

ITGE (LENDINEZ A., FERREIRO E.) (1989). Memoria y hoja geológica num. 538, Valdeolivas. ITGE.

ITGE (RIOS L.M., BARETTINO D., GALERA J.M.) (1989). Memoria y hoja geológica num. 2-19, Ledanca. Inédita

ITGE (FERNANDEZ E., GARCIA A., MANSILLA H., QUINTERO I.) (1989). Memoria y hoja geológica num. 512, Cifuentes. Inédita.

JEN (1980). Informe sobre los resultados de la segunda y tercera campaña de trabajos en Córcoles (P-0117). Inédito.

JULIVERT M., FONTBOTE J.M., RIBEIRO A., CONDE L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *IGME*.

LACOMBA J.I., MORALES J. (1987). Los mamíferos del Oligoceno superior de Carrascosa del Campo (prov. de Cuenca, Spain). *Münch. Geowiss. Abh. A*, 10: 289-299.

LOPEZ N., AGUSTI J., CABRERA L., CALVO J.P., CIVIS J., CORROCHANO A., DAAMS R., DIAZ M., ELIZAGA E., HOYOS M., MARTINEZ J., MORALES J. PORTERO J., ROBLES F., SANTIESTEBAN C. TOORES T. (1985). Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Proc. VIIIth. RCMNS Conar.*: 383- 392. Budapest.

MALLADA L. (1907). Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. Com. Mapa Geol. Espa.*: 254-257.

MANERA BASSA A. (1982). Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Est.Geol.* 37: 233-243.

MARFIL R. (1970). Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* 26(2): 113-161.

MARTIN ESCORZA C. (1976). Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo *Est.Geol.*, 32: 509-522.

MARTINEZ PEÑA J. (1956). El sistema Cretácico en la Mesa Manchega. *Mem. IGME*, 57: 161-174.

MATTAHUER M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. *Omega* 524p.

MEIN P. (1975) Biozonation du Neogene Méditerranéen a partir des mammifères. *Acta. RCMNS Work. Groups*: 78-81.

MELENDEZ A., PARDO G., PENDON J.G., VILLENA J. (1981). Las facies del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 137-148.

MELENDEZ A., MELENDEZ F., PORTERO J., RAMIREZ J. (1985). Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeography of Upper Cretaceous evaporitic-carbonate platform in the Central part of the Sierra Ibérica. *6th IAS Eur. Meet., Lleida. Exc Guidebook*: 187-213.

MELENDEZ F., RAMIREZ DEL POZO J. (1972). Nuevos datos sobre el Cretácico superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca. *Bol. IGME*, 83: 443-456.

MELENDEZ F., RAMIREZ DEL POZO J. (1972 b). El Jurásico de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. Min.* 83,4: 313-342.

MELENDEZ F., VILLENA J., RAMIREZ DEL POZO J., PORTERO J., ASSENS J., SANCHEZ SORIA P. (1974). Síntesis del Cretácico de la zona sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *IV Simp. Cret. Cord. Ibérica, Cuenca*.

MOP (1965). Informe Geológico del Tránsito Bolarque-Talave. Inédito.

MOPU (1988). Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo. Inédito.

ORTI F., ROSELL L., UTRILLA R., INGLES M., PUEYO J., PIERRE C. (1988). Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica en el Ciclo Alpino. *II Congr. Geol. Esp. Granada*.

PEGORARO O. (1972). Application de la microtectonique a un'étude de néotectonique. Le golfe Malique (Grèce Centrale). *Th. III^{eme} Cycle. USTL. Montpellier* .41pp.E

PEREZ GONZALEZ A. (1971). Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castilla. *Congr. Geol. Inst. 10th. Int. Field.*: 225 - 241.

PEREZ GONZALEZ A., VILAS MINONDO L., BRELL PARLADE J.M., BERTOLINI PEREZ M. (1971). Series continentales al este de la Sierra de Altomira. *I Congr. Hisp. Lus. Amer. Geol.* 1-S1: 357-376

QUEROL MULLER R. (1989). Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. *ETSIM Madrid* 48p, 14 planos.

RACERO A. (1988). Exploración petrolífera de la cuenca del Tajo. Contribución a su conocimiento. *VIII Congr. Int. Min. Metal. (Oviedo)*. II: 62-81.

RAMIREZ DEL POZO J., MELENDEZ HEVIA F. (1972). Nuevos datos sobre el Cretácico inferior en facies "weald" de la Serranía de Cuenca. *Bol. Geol. Min.* XXXIII-VI:

ROYO y GOMEZ J. (1918). Excursión geológica por las provincias de Guadalajara y Cuenca. *Bol. RSEHN*, 18: 133.

ROYO y GOMEZ J. (1920). La Sierra de Altomira y su relación con la submeseta del Tajo. *Bol. RSEHN*, 27: 7-37.

ROYO y GOMEZ J. (1926). Tectónica del Terciario continental ibérico. *Bol. RSEHN*, 47: 128-168.

SAENZ GARCIA C. (1932). Nota para el estudio de la facies Wealdica española. *Las Ciencias* 5, 4: 59-76.

SAENZ GARCIA C. (1957). Extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y Eoceno en la Cordillera Ibérica. *Las Ciencias* 12: 4.

SANCHEZ A. (1984). Estudio geoeconómico de los yesos de la zona Centro de España. *T.D. Univ. Zaragoza*. Inédito. 274p.

SANCHEZ SORIA P. (1974). Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira. *I Simp. Cret. Cord. Ibérica, Cuenca*: 157-167.

SANCHEZ SORIA P., PIGNATELLI GARCIA R. (1967). Notas geológicas de la Sierra de Altomira *Bol. RSEHN (Geol.)*, 65: 231-240.

SANCHEZ DE LA TORRE L., AGUEDA J.A., GOY A. (1971). El Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ib.* 2: 309-322.

SIMON GOMEZ J.L., (1984). Compresión y Distensión Alpinas en la cadena Ibérica oriental. *T.D. Univ. Zaragoza. Inst. Est. Turolenses Ed.* 269p.

SIMON GOMEZ J.L., PARICIO CARDONA J. (1988). Sobre la Compresión Neógena en la Cordillera Ibérica. (Algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerá al trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares. Teruel-Castellón). *Est. Geol.*, 44:271- 283.

SIMON GOMEZ J.L., SORIANO A. (1986). Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the Central Ebro Basin, Spain. *Geol.Mag*, 123 (1): 45-47.

TORRES T., JUNCO F., ZAPATA J.L., PLAZA J. (1984). Similitud de procesos sedimentarios del Neógeno de la Cuenca del Tajo y de la Depresión Intermedia. *Acta I Congr. Nal. Geol.*: 285-301.

TORRES T., ZAPATA J.L., PORTERO J. (1984). Geología del Terciario de la Depresión Intermedia in Libro Jubilar J.M. Ríos . J.A. Comba edit. *IGME II*:

TORRES T., ZAPATA J.L. (1985) Neogene evolution of the Depresión Intermedia Basin, provinces of Cuenca and Guadalajara, Central part of Spain. *Abstr. VIIIth RCNMS Congr. Budapest*: 562-564.

TORRES T., ZAPATA J.L. (1986a). Paleotopografía y distribución de paleocorrientes de abanicos aluviales de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.* ,21-22 :56- 61.

TORRES T., ZAPATA J.L. (1986b). Caracterización de dos sistemas de abanicos aluviales húmedos en el Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*,21-22: 45- 53.

TORRES T., ZAPATA J.L. (1986c). Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca - Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.* 21-22: 437- 442.

VIALARD P. (1966). Sur le Cretacé de la Chaîne Iberique Castellaine entre le río Turia et la Haute Vallée du río Júcar (Valencia-Cuenca). *C.R. Acad. Sci. Fr.* 262:1996-1997.

VIALARD P. (1969). Le Neocretacé de la Chaîne Iberique au SW de la Serranía de Cuenca. *C R. Somm. Soc. Geol. France*,6: 211-212.

VIALARD P., GRAMBAST L. (1970). Presence de Cretacé superieur continental dans la Chaîne Iberique Castellane. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266: 1702-1704.

VILAS L., MAS R., GARCIA A., ARIAS C., ALONSO A., MELENDEZ N., RINCON R. (1982). Cretácico Iberica Suroccidental in *El Cretácico en España*. Univ. Complut de Madrid:457-508.

VIRGILI C., PEREZ GONZALEZ A. (1970). Quelques travertins du rebord nord-est du bassin tertiaire du Tajo. *Bull. Ass. Geogr. Fr.* 377-378.

YEBENES A. (1973) Estudio petrogenético de las carnioles de la Cordillera Ibérica. *T. Univ. Complut. Madrid* 138p.

YEBENES A. (1974). Estudio petrológico y geoquímico de las carnioles del Cretácico superior de la Serranía de Cuenca. *I Simp. Cret. Serranía de Cuenca*:135-154.

YEBENES A., GOY A., COMAS RENGIFO M.J. (1978). El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Grup. Esp. Jura. Cor. Ib. Univ. Complut. Mad. Exc.* 1: 1-E.