



IGME

764

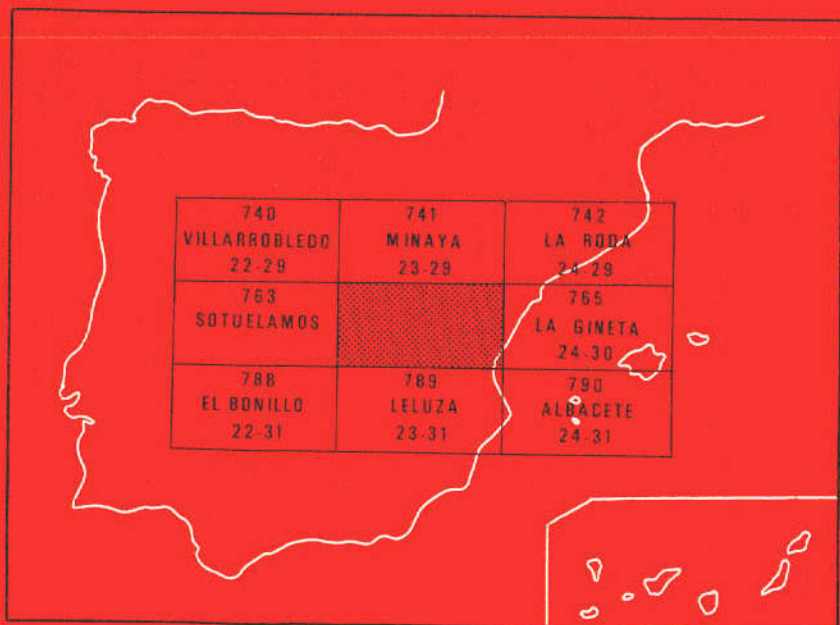
23-30

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MUNERA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MUNERA

Segunda serie-Primera edición

Tirada: Gráficas MAWIJO, S.A. Fuenlabrada (Madrid) D.L. - M-17516-1988

N.I.P.O. : 232-82-005-7

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA.

AUTORES Y COLABORADORES

CARTOGRAFIA

- P. Cabra Gil
- A. Díaz de Neira
- A. Enrile Albir
- F. López Olmedo

REDACCION DE MEMORIA

- P. Cabra Gil
- A. Díaz de Neira
- A. Enrile Albir
- C. Gállego Coiduras
- F. López Olmedo

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGIA

- P. Cabra Gil
- E. Molina Ballesteros

SEDIMENTOLOGIA

- J. Agueda Villar
- J. P. Calvo Sorando.
- J. C. García Ramos
- J. J. Gómez Fernández
- J. González Lastra
- A. Maymo Ases

TECTONICA

- F. Moreno Serrano.

ESTUDIO DE MUESTRAS

- J. G. González Lastra
- C. Suárez de Centi
- M. Valenzuela Fernández

— MICROPALEONTOLOGIA

- L. Granados Granados

— VERTEBRADOS

- M. T. Alberdi
- A. V. Mazo
- J. Morales

— MICROMAMIFEROS

- J. Esteban
- N. López
- J. Martínez

— PALINOLOGIA

- M. T. Fernández Marrón

ESTUDIO DE MINERALES PESADOS

- R. Rincón Martínez

DIRECCION Y SUPERVISION DEL I.G.M.E.

- E. Elízaga Muñoz

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Mapa geomorfológico E. 1:50.000.
- Mapa de formaciones superficiales E. 1:50.000.
- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos y micropaleontológicos de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

INDICE

Página

1.	INTRODUCCION	9
2.	ESTRATIGRAFIA	11
2.1.	MESOZOICO	11
2.1.1.	Jurásico	11
2.1.1.1.	Brechas dolomíticas (1) (Lías)	11
2.1.1.2.	Margas verdes y dolomías (2) (Lías)	12
2.1.1.3.	Calizas oolíticas (3) (Lías)	13
2.1.2.	Cretácico	13
2.1.2.1.	Arenas y cantos de cuarcita en facies Utrillas (4) (Albiense)	14
2.2.	TERCIARIO	15
2.2.1.	Mioceno	15
2.2.1.1.	Cantos de cuarcita con matriz arcillosa roja (5) (Mioceno superior)	15
2.2.2.	Plioceno	16
2.2.2.1.	Cantos de cuarcita con matriz areno-arcillosa (6) (Plioceno superior)	16
2.2.2.2.	Gravas y arcillas (7) (Plioceno superior) ..	17

2.2.2.3.	Calizas blancas con niveles de margas (8) (Plioceno)	17
2.2.2.4.	Glacis con costra laminar bandeada (9) (Plioceno superior)	18
2.3.	CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES	19
2.3.1.	Características Generales	19
2.3.1.1.	Abanicos aluviales (10) (Pleistoceno medio-superior) Conos de deyección (14) (Holoceno)	20
2.3.1.2.	Fondos de dolina (11) (Pleistoceno medio-Holoceno)	21
2.3.1.3.	Cuaternario indiferenciado (12) (Pleistoceno medio-Holoceno)	21
2.3.1.4.	Terrazas (13) (Pleistoceno superior)	21
2.3.1.5.	Coluviones (16) y coluviones cuarcíticos (15) (Holoceno)	22
2.3.1.6.	Fondos de Valle (17) (Holoceno)	22
3.	TECTONICA	23
3.1.	EVOLUCION PREOROGENICA DEL CAMPO DE MONTIEL	23
3.2.	EVOLUCION OROGENICA DEL CAMPO DE MONTIEL ..	24
3.3.	EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA DEL PREBETICO	24
3.4.	DATOS LOCALES DEL AREA DE ESTUDIO	26
3.5.	EVOLUCION POSTOROGENICA. LA DISTENSION	27
3.6.	ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DEL ZOCALO	29
3.7.	VULCANISMO Y DISTENSION	30
4.	GEOMORFOLOGIA	31
4.1.	PLATAFORMA MORFOESTRUCTURAL DEL CAMPO DE MONTIEL	31
4.2.	FORMAS DE ENLACE	37
4.3.	LA LLANURA MANCHEGA	37
5.	HISTORIA GEOLOGICA	38
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	42
6.1.	MINERIA Y CANTERAS	42
6.2.	HIDROGEOLOGIA	42
7.	BIBLIOGRAFIA	43

1. INTRODUCCION

La Hoja de Munera se encuentra situada al noroeste de la provincia de Albacete, en el límite entre las unidades que constituyen la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel y la Llanura Manchega (Fig. 1).

La Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel está formada por materiales mesozoicos, fundamentalmente, y terciarios, dando lugar a relieves suaves y alomados, que ocupan la mayor parte de la Hoja.

La Llanura Manchega aparece en los extremos NE y SE de la Hoja. Es una gran depresión rellena de sedimentos neógenos y cuaternarios que forman una espectacular planicie.

En el sector oeste y con orientación N-S se localiza la divisoria hidrográfica de los ríos Júcar y Guadiana. Al O de dicha divisoria, los cursos fluviales, de entre los que destacan los ríos Córcoles y Ojuelo se dirigen hacia el NE dentro de la cuenca del Guadiana, mientras que el resto lo hacen hacia el E (cuenca del Júcar) y NE (fondo endorreico de La Roda), desapareciendo al entrar en la Llanura Manchega.

Durante la ejecución de la presente Hoja se han realizado consultas a trabajos previos, tanto de carácter local como regional, entre los que destacan: Hojas editadas por el I.G.M.E. a escala 1:200.000 y 1:50.000 correspondientes al Plan MAGNA y pertenecientes al ámbito regional de la Hoja, Cartografías geológicas del MOPU, Tesis doctorales, Publicaciones de diversa índole y Estudios Hidro-

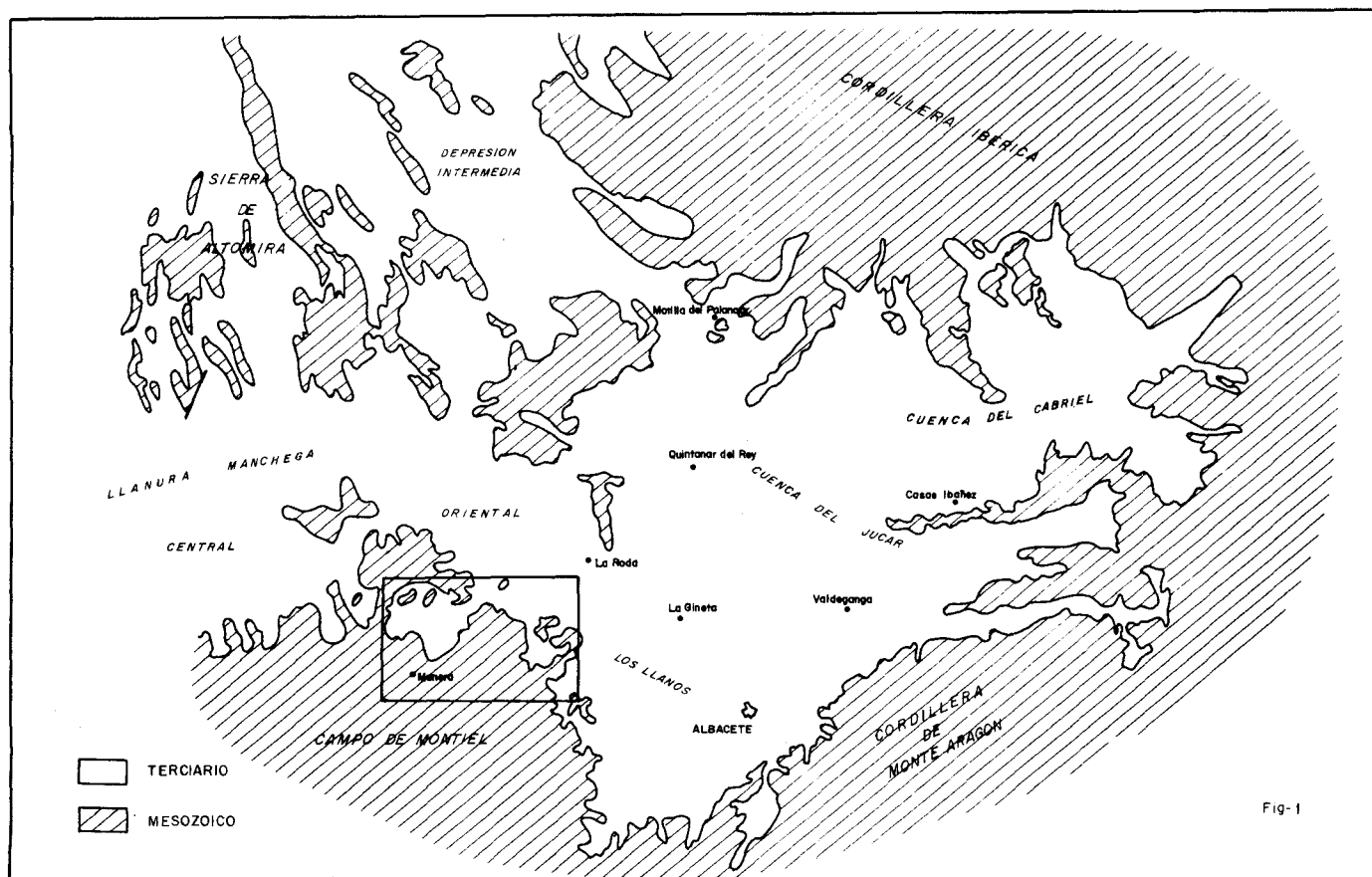


Fig-1

geológicos, cuyas referencias aparecen citadas en la bibliografía. Asimismo, se han efectuado estudios fuera de la Hoja por formar parte ésta de un contexto regional más amplio; por ello, se han llevado a cabo observaciones en las Hojas que configuran el Campo de Montiel y en los sectores adyacentes de la Llanura Manchega.

2. ESTRATIGRAFIA

Dentro del ámbito de la Hoja afloran materiales mesozoicos, neógenos y cuaternarios. Debido a la escasez de cortes y a la ausencia de fauna característica, las dataciones se han realizado por correlación con zonas adyacentes o bien en base a criterios geomorfológicos.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Jurásico

Sobre el Triásico infrayacente en facies Keuper (no aflorante, aunque reconocido por sondeos) se apoya una serie formada por carniolas y dolomías (unidad inferior), alternancia de margas y dolomías (unidad media) y calizas oolíticas (unidad superior), cuya edad, debido a la escasez de fauna característica, sólo ha podido ser precisada como base del Jurásico. Dicha serie aflora a partir de los niveles superiores de la unidad inferior.

Los materiales jurásicos aflorantes en la Hoja son correlacionables en gran medida con el Jurásico del Prebético externo y el de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Durante la realización del Estudio Hidrogeológico Cazorla-Hellín-Yecla (1969-1971), GARCIA-RODRIGO y PENDAS definen las siguientes formaciones entre el Triásico y el Dogger: *Carretas*, *Madroño* y *Colleras*. Asimismo, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, GOMEZ *et al.* (1976) dividen el Lías en los Grupos *Renales* y *Ablanquejo* constituidos a su vez por las siguientes Formaciones: *Dolomías Tableadas de Imón*, *Carniolas de Cortes de Tajuña*, *Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas* (Grupo *Renales*), *Margas grises de Cerro del Pez*, *Calizas Bioclásticas de Barahona* y *Alternancia de margas y calizas de Turmiel* (Grupo *Ablanquejo*). Las equivalencias entre todas ellas y las unidades definidas en la Hoja son tratadas en sus correspondientes epígrafes.

2.1.1.1. Brechas dolomíticas (1) (Lías)

Es un conjunto dolomítico de unos 150 m de espesor, en el que regionalmente se distinguen 2 tramos:

- Inferior, constituido por carniolas de color rojizo con abundantes huecos y recristalizaciones.
- Superior, de mayor extensión de afloramiento y formado fundamentalmente por dolomías grises estratificadas en bancos y que ocasionalmente pueden presentar aspecto brechoide.

Este conjunto es equivalente a la formación *Carretas* de GARCIA-RODRIGO y PENDAS (1971) definida en el Prebético externo y a las Formaciones *Dolomías tableadas de Imón* y *Carniolas de Cortes de Tajuña* más recientemente definidas por GOMEZ *et al.* (o.c.).

Dentro de la Hoja afloran exclusivamente de 10 a 15 metros correspondientes a los niveles superiores. El único afloramiento se localiza 350 m al O de Munera, en la intersección de la carrera Munera-Sotuélamos con el río Córcoles; dicho afloramiento se produce a favor de accidentes tectónicos.

Litológicamente, son brechas dolomíticas de color gris que dan lugar a resalte morfológico y perfectamente correlacionables con la formación *Carniolas de Cortes de Tajuña* (GOMEZ *et al.* o.c.). Su génesis está asociada a un medio de sedimentación marina de aguas someras (inter a supramareal) con posterior disolución de evaporitas.

Regionalmente presenta fauna que no ha posibilitado una datación precisa (*Spiriferina alpina*, *Spiriferina walcotii*, *Plicatula spinosa*, *Terebrátula* cfr. *sarthaensis*, *Lingulina pupa* y *Lingulina Tenera*) y que únicamente ha permitido asignar al Lías esta formación, pero su equivalencia con la Formación *Carniolas de Cortes de Tajuña* hace pensar en una edad Hettangiense-Sinemuriense para los materiales aflorantes en la Hoja.

2.1.1.2. *Margas verdes y dolomías (2) (Lías)*

En el escarpe situado al S. de Munera, en el valle del río Ojuelo, se localiza un corte que abarca los 50 metros superiores de esta unidad, así como su contacto con la superior. Está constituido por una alternancia de dolomías amarillentas y margas verdes y ocreas de orden métrico. En él se encuentra una lumaquela citada en la bibliografía regional (FERREIRO y ROIZ, 1975; Hojas de Sotuélamos y Lezuza) en la que se distingue fauna de lamelibranquios (*Astarte woltzi* y *Núcula hammeri*), gasterópodos (turritélidos) y branquiópodos.

La potencia total oscila entre 60 y 95 m. El resto de la unidad (no descrita) responde igualmente a una alternancia de materiales dolomíticos y margosos correspondientes a llanuras de marea con desarrollo de barras que generalmente se asocian a secuencias *shallowing* y perfectamente correlacionables con las formaciones *Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas* (GOMEZ *et al.* o.c.) y *Madroño* (GARCIA-RODRIGO y PENDAS, o.c.) definidas en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en el Prebético externo, respectivamente.

Contiene restos de gasterópodos, lamelibranquios, ostrácodos, lituólidos y espicúlas. La presencia de *Lituosepta recoraensis* y *Lituosepta af. compressa* permite asignar al menos una edad Sinemuriense Superior-Pliensbachiense para esta unidad, lo que encaja perfectamente con los datos de GOMEZ *et al.* (1976) respecto a la Formación *Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas*.

2.1.1.3. *Calizas oolíticas (3) (Lías)*

Su espesor, obtenido mediante sondeos, se cifra en 70 m, si bien no se observan cortes que sobrepasen los 20 m. El mejor de éstos se localiza al S. de Munera donde tal como se comentó en el apartado anterior, se puede apreciar el contacto entre los tramos intermedio y superior del Lías. Dicho tránsito se realiza a través de un nivel de dolomía rojiza, de aspecto lajoso, próximo al metro de espesor. Este nivel, observable regionalmente, desaparece hacia el E. A continuación se inicia un conjunto de ciclos que comienzan con calizas en capas de orden centimétrico y continúan con sistemas de barras oolíticas; a medida que se suceden los ciclos aumenta la proporción de calizas oolíticas. El techo de la formación está erosionado. Suelen presentarse en bancos de orden métrico de colores gris y beige, que dan lugar a resalte morfológico.

Al microscopio se reconocen como ooesparitas e intraesparitas, típicas de ambientes de alta energía como consecuencia de la acción del oleaje. Se observan restos de lamelibranquios, ostrácodos, gasterópodos, lituólidos (*Haurania*), equinodermos, algas (*Taumatoporella*) y favreina, que en ningún caso han permitido una datación más precisa que la de Lías. Ya que en el tramo intermedio margoso-dolomítico se ha reconocido fauna correspondiente al Sinemuriense superior-Pliensbachiense, podría asignarse al tramo superior una edad Toarciense, existiendo la posibilidad de que los niveles más altos estén incluidos en el Dogger. Esta unidad se correlaciona perfectamente con la Formación *Colleras* de GARCIA-RODRIGO y PENDAS (1971) definida en el Prebético externo, pero no encuentra ningún equivalente litológico claro dentro de las definidas por GOMEZ *et al.* (1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, si bien su posición es equiparable a la del Grupo *Ablanquejo*, definido por estos últimos.

2.1.2. **Cretácico**

Se encuentra escasamente representado por materiales detríticos identificables con la Formación *Utrillas*, no teniendo representación cartográfica debido a sus condiciones de afloramiento. Se deposita discordantemente sobre el Jurásico, previamente erosionado y karstificado. Su relación con éste no se observa debido a la escasez de cortes y afloramientos. VIALARD (1973) señala la existencia de movimientos neociméricos (neocomienses) en regiones nororientales

de la cuenca, en forma de laxos y amplios pliegues de dirección NO-SE y de otros movimientos finiaptienses que marcan las condiciones existentes al comienzo de la sedimentación continental de Utrillas.

El Cretácico de la provincia de Albacete ha sido objeto de estudio más recientemente, por VILAS *et al.* (1982); en dicho trabajo ELIZAGA define el Miembro *Peñas de San Pedro*, estudiado previamente por el mismo autor en 1980 e identificable con el Cretácico aflorante en la Hoja.

El techo de la serie cretácica está erosionado o cubierto por el Terciario continental.

2.1.2.1. Arenas y cantos de cuarcita en Facies Utrillas (4) (Albiense)

Aparecen de forma muy dispersa a favor de zonas preservadas de la erosión: rellenos kársticos, pinzaduras en fallas y zonas deprimidas en general, tanto regionalmente como dentro de la Hoja. En ésta se han localizado cuatro afloramientos de diversa naturaleza:

- En la cantera situada al pie de la Morra de Barrax, un karst que afecta a los materiales jurásicos es fosilizado por arenas blancas y cantos de cuarcita.
- En el kilómetro 7 de la carretera Munera-Santa Marta se observa cómo un conjunto arenoso de reducidas dimensiones subyace bajo 0,25 m de cantos de cuarcita atribuidos al Mioceno superior. Estas arenas identificadas como Facies *Utrillas* presentan colores rojizos debido a alteración.
- En las proximidades del kilómetro 4 de la carretera Munera-Santa Marta se ha observado un pequeño afloramiento en el que se han distinguido de muro a techo: 0,90 m de arenas blancas, 0,50 m de encostramiento carbonatado de ladera, 0,20 m de suelos rojos y 0,25 m de cantos de cuarcita con matriz arcillosa roja. Este punto ha sido de gran importancia para la interpretación de los extensos «canturrales» que cubren las principales elevaciones de la Hoja, pero recientemente ha sido objeto de transformaciones antrópicas.
- En la carretera Munera-Minaya, a 5 km de Munera, se localiza un afloramiento de características similares al anteriormente descrito pero peor conservado y con una mayor carbonatación del conjunto arenoso.

Afloramientos de condiciones semejantes, pero de mayor extensión y mejor conservados, han sido observados en las Hojas de Minaya (741), Lezuza (789) y Albacete (790).

Son arenas blanquecinas, de tamaño desde muy fino a grueso, constituidas fundamentalmente por cuarzo y feldespatos caolinizados que en ocasiones aparecen acompañadas por cantos de cuarcita de tamaños comprendidos entre 3

y 8 cm, correspondiendo a la parte alta del miembro Conglomerados y Arenas de peñas de San Pedro.

Su ambiente deposicional se asocia a régimen continental con desarrollo de abanicos aluviales (ELIZAGA, o.c.). La naturaleza y distribución granulométrica de los materiales deposicionales señalan que Sierra Morena actuó como área madre de éstos.

Durante la elaboración del presente trabajo se han realizado estudios de minerales pesados correspondientes a la fracción arena, cuyo resultado ha sido la siguiente asociación: turmalina 76%, andalucita 15%, titanita 3%, rutilo 2%, anatasa 2% y broquita 2%. Esta asociación concuerda perfectamente con la obtenida por ELIZAGA (o.c.).

Estos materiales han actuado como área fuente de masas de «canturrales» distribuidos sobre la superficie de la Hoja y cuya edad es, según los casos, Mioceno superior, Plioceno superior y Holoceno.

2.2. Terciario

Está representado exclusivamente por el Neógeno, cuyo depósito comienza en el Mioceno superior; éstos se encuentran encuadrados dentro de dos unidades morfoestratigráficas: por una parte, un conjunto de «canturrales» constituyen parte de las principales elevaciones de Campo de Montiel (Superficie de El Bonillo; PEREZ GONZALEZ, 1982), y por otra, sedimentos carbonatados y detriticos rellenan la depresión correspondiente a la Llanura Manchega. Debido a la ausencia de fósiles característicos, la datación de aquéllos se ha realizado por medio de criterios geomorfológicos, mientras que la de los segundos, por correlación con niveles equivalentes datados en la Cuenca del Júcar y en la Llanura Manchega (Calizas y margas de Minaya, PEREZ GONZALEZ, o.c.).

El último episodio deposicional del Terciario es el desarrollo de un glacis con costra laminar bandeada que se sitúa como forma de enlace entre la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel y la Llanura Manchega.

2.2.1. Mioceno

2.2.1.1. Cantos de cuarcita con matriz arcillosa roja (5) (Mioceno superior)

Se encuentran ocupando los puntos topográficos más altos de la Hoja, correspondientes a cerros suaves de tonos rojizos, con cotas comprendidas entre 840 y 1.051 m, si bien estas diferencias se deben a procesos de basculamiento posteriores a su depósito.

Son cantos de cuarcita y ocasionalmente de cuarzo, redondeados, de tonos

claros, fuertemente eolizados y que en ocasiones poseen patina brillante. Su tamaño varía entre 3 y 10 cm, aunque pueden llegar a 30.

Con frecuencia se encuentran empastados por una matriz arcillosa roja que puede haber sido lavada. No presentan estratificación ni estructura interna alguna. Su potencia no es observable en ningún afloramiento, pero los sondeos eléctricos realizados durante este trabajo indican que no sobrepasa los 4 m.

Se encuentran discordantes sobre el Lías y el Albiense cubriendo la Superficie de erosión de El Bonillo, generada durante el Mioceno inferior. Estos materiales, procedentes de los depósitos albienses, han continuado su reciclaje hasta la actualidad, fosilizando en una etapa posterior la Superficie de erosión de Barrax de edad Plioceno inferior.

Su edad, condicionada por la de las dos superficies de erosión antes citadas, hace que estos depósitos se consideren como Mioceno superior, si bien no se descarta su inclusión en el Plioceno inferior, aunque no existen argumentos claros que la confirmen. Esta última hipótesis se plantea en base a las distintas secuencias deposicionales establecidas durante el relleno de la Cuenca del Júcar y la Llanura Manchega.

Posteriormente, estos materiales han evolucionado hasta la actualidad, sufriendo durante el Cuaternario procesos de alteración y coluvionamiento; de acuerdo con todo lo expresado anteriormente, la diferenciación cartográfica de ellos se ha establecido por medio de criterios geomorfológicos, considerándose miocenos aquéllos que se sitúan en cotas asimilables a las de la Superficie de erosión de El Bonillo y cuaternarios, a los derrames de ladera asociados a ésta.

2.2.2. Plioceno

Está representado por «canturrales» cuarcíticos que cubren la Superficie de erosión de Barrax y por depósitos detríticos y carbonatados que rellenan la Depresión Manchega.

2.2.2.1. Cantos de cuarcita con matriz areno-arcillosa (6) (Plioceno Superior)

Tienen gran similitud con los descritos en el epígrafe anterior. Se diferencian de ellos fundamentalmente por ocupar posiciones morfológicas diferentes, ocupando en este caso una posición inferior a la de la Superficie de El Bonillo y, por tanto, presentándose en afloramientos con morfología muy característica, de forma aplanada en la mayor parte de los casos; otras diferencias notables son: mayor proporción de cantos alterados, que ocasionan tonos más oscuros, patina negra y tamaños pequeños, comprendidos entre 2 y 8 cm.

Su potencia no es observable, pero los sondeos eléctricos realizados han indicado que no sobrepasa 4 m, siendo este espesor similar al de la unidad anterior.

Estos depósitos reposan sobre la Superficie de Barrax de edad pliocena; considerando que a su vez el glacis con costra laminar bandeada finivillafranquiense está encajado en dicha superficie, su edad debe encuadrarse en el Plioceno superior.

El área madre de estos materiales son los canturrales cuarcíticos del Mioceño superior que a su vez, como ya se mencionó en el epígrafe anterior, proceden de los depósitos de edad albiense ya descritos.

2.2.2.2. *Gravas y arcillas (7) (Plioceno superior)*

Su exigua representación dentro de la Hoja y la ausencia de cortes dificulta en gran medida el conocimiento litoestratigráfico de los materiales pliocenos dentro del marco de la Llanura Manchega. Sólo el conocimiento estratigráfico regional, basado en sondeos y cortes naturales generados por el río Júcar permite la interpretación de esta unidad. Su localización geográfica sugiere que se trata de sedimentación de borde de cuenca influenciada por el Mesozoico de Campo de Montiel en su límite con la Llanura Manchega Oriental (PEREZ GONZALEZ, o.c.).

Litológicamente, se trata de una serie detrítica compuesta por gravas y arcillas fundamentalmente, que en superficie dan lugar a tonos salmones y lateralmente pasan a los carbonatos que constituyen la unidad 8 (Calizas blancas con niveles de margas). No se tienen datos sobre su espesor aunque no debe ser superior a 15 m.

No se han encontrado restos de fauna dentro de la Hoja, pero los estudios realizados durante la ejecución de las Hojas de Quintanar del Rey (macrofauna) y La Roda (microfauna) en niveles equivalentes, permiten asignar para esta unidad una edad Villafranquiense no terminal, ya que sobre ella se encuentra el glacis con costra laminar bandeada, último episodio deposicional dentro del Villafranquiense en esta región (PEREZ GONZALEZ, o.c.).

2.2.2.3. *Calizas blancas con niveles de margas (8) (Plioceno superior)*

Su presencia queda reducida a los extremos nororiental y suroriental de la Hoja. En aquél, su morfología da lugar a mesas estructurales cuya parte alta constituye la Superficie Superior de la Llanura Manchega definida por PEREZ GONZALEZ (o.c.). Al igual que la unidad anterior, su interpretación sólo es posible gracias al conocimiento de sus equivalentes laterales en la Llanura Manchega (Calizas y margas de Minaya), así como por la correlación de éstas con la Cuenca del Júcar, como ha señalado dicho autor.

Su espesor visible es de unos 12 m, si bien el conjunto de la unidad en esta zona debe alcanzar los 20-25 m. Son calizas de colores blanco y gris claro (micritas y biomicritas) en las que ocasionalmente aparecen granos de cuarzo y huesos, con pasadas margosas y arcillo-arenosas inferiores a 1 m.

Se han encontrado restos de gasterópodos y moluscos, pero no fauna característica; sin embargo, ya que su paso por cambio lateral de facies a la series detríticas del río Júcar es bien conocido en la Hoja de la Roda (742), su edad se estima como Villafranquiense, siguiendo los mismos criterios que para la unidad anterior.

El sondeo más próximo realizado por el MOPU (Barrax 2, El Angel), situado a 2 km, en la Hoja de La Gineta (765), dio la siguiente columna litológica de techo a muro:

- 5 m de calizas con pasadas arcillosas.
- 26 m de arcillas blanquecinas.
- 13 m de alternancia de calizas y arcillas.
- Sutrato jurásico.

El nivel inferior corresponde al tramo superior de la serie liásica. El siguiente nivel, calizo-arcilloso parece, tentativamente, corresponder a la formación denominada *Calizas del río Júcar* (PEREZ GONZALEZ, o.c.) de edad Ruscinienso-Villafranquiense Inferior.

Por último, los dos niveles superiores son equivalentes laterales de la serie detrítica del río Júcar, de edad Villafranquiense, reconocidos en la Hoja de Minaya (741) y La Roda (742).

2.2.2.4. *Glacis con costra laminar bandeada (9) (Plioceno superior)*

Está desarrollado en el cuadrante noroccidental de la Hoja, a modo de forma de enlace entre el borde septentrional de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel y la Llanura Manchega. Tiene un notable control estructural, desarrollándose hacia el NE al igual que los materiales jurásicos que se soterran bajo los depósitos terciarios de la Llanura; el resto del borde de dicha Plataforma lo hace hacia el N.

Comienza en cotas comprendidas entre 760 y 780 metros, a partir de los materiales calizo-margoso liásicos, para ir descendiendo hasta altitudes comprendidas entre 710 y 720 m.

En el corte localizado en el Pozo del Provencio puede observarse, como sobre 0,90 m de cantos angulosos de caliza y redondeados de cuarcita con escasa matriz arcillosa y cemento carbonatado, se disponen dos encostramientos carbonatados superpuestos de 1 a 1,5 m. Cada uno de estos encostramientos consta de 3 niveles: pulverulento (Inferior), hojoso (Medio) y, laminar bandeado supe-

rior. Este último, formado por bandas de 1 a 2 cm de fango micrítico, engloba clastos calizos de pequeño tamaño, así como granos de cuarzo de hasta 1 mm, y alterna los colores blancos y pardos.

Cortes más completos de esta unidad pueden localizarse en la carretera de Tomelloso a Munera, 500 m antes del cruce de la carretera de Villarobledo a Osa de Montiel (Hoja de Sotuelamos, 763) y en la carretera de Tomelloso a Villarobledo en las inmediaciones de La Urbina (Hoja de Villarobledo, 740).

El glacis con costra laminar bandeada es el último depósito generado durante el Villafranquiense en la región, estableciendo el límite entre éste y el Cuaternario.

2.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

2.3.1. Características Generales

En este apartado se van a considerar conjuntamente el Cuaternario y las Formaciones Superficiales, puesto que la mayor parte de ellas son cuaternarias.

Se han incluido también como Formaciones Superficiales los «glacis finivillafranquienses con costra laminar bandeada» y las costras y «canturrales» de edad pliocena asociados a la Superficie de Barrax. No existe un motivo real para excluirlas a excepción del dato cronológico, que por otra parte constituye un dato secundario en los Mapas de Formaciones Superficiales.

El Cuaternario de la Hoja se caracteriza principalmente por los depósitos fluviales de los principales arroyos y por los inmensos coluviones cuarcíticos procedentes de materiales terciarios de dicha naturaleza.

A grandes rasgos, y teniendo en cuenta las numerosas definiciones existentes con relación a las Formaciones Superficiales, según los especialistas o el uso que de ellas hagan técnicos o planificadores, se consideran Formaciones Superficiales a aquellos materiales coherentes o no, que han podido sufrir posteriormente una consolidación, y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PEREZ GONZALEZ, PORTERO y ZAZO (1980). El rasgo más relevante es que se trata de unidades cartografiables con atributos imprescindibles, como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y eventualmente, la cronología. La superposición de estos componentes da origen al Mapa de Formaciones Superficiales que, en definitiva, es un mapa derivado del Geológico convencional.

El Mapa de Formaciones Superficiales se ha realizado a escala 1:100.000 y en él se ha utilizado la siguiente normativa: el sustrato, en blanco, lleva una letra mayúscula que corresponde a su génesis, en este caso una S por tratarse siempre de rocas sedimentarias, a su vez, dentro de éstas se han diferenciado tres tipos añadiendo un índice numérico a la S (S_1 , S_2 y S_3), que indica el tamaño

grosero del grano de detrítico (conglomerados, arenas, limos y arcillas, S₁ y S₂) y las facies de calizas, dolomías y margas (S₃).

La representación de las diferentes formaciones se ha hecho atendiendo fundamentalmente a la textura y a la génesis, de tal forma que el carácter textural viene indicado por los símbolos litológicos (Normativa MAGNA), con posibilidad de combinaciones cuando fuera necesario.

La génesis de los depósitos viene expresada con uno o dos caracteres alfabéticos que representan los diferentes tipos, en esta Hoja: fluvial (F), lacustre (L), gravedad (GR), kárstico (K) y poligénico (MP). Estos van acompañados de un subíndice numérico que indica el orden de aparición, de más moderno (F₁) a más antiguo y con una letra minúscula que indica la cronología: p (Plioceno), i (Pleistoceno inferior), m (Pleistoceno medio), s (Pleistoceno superior) y h (Holoceno). La leyenda es en un cuadro de doble entrada, en el que por un lado están las Formaciones Superficiales según su génesis, y por el otro, según su textura. El orden de aparición se hace con relación al carácter textural, estando en primer lugar aquellas Formaciones Superficiales que llevan un símbolo simple y a continuación las combinadas, siempre que el tamaño de grano del conjunto vaya de más fino a más grosero.

Los espesores viene representados puntualmente con un dato numérico en metros, cuando se trata de un espesor visto (1,8); si está sobre otra formación superficial, o bien directamente sobre el sustrato, se pondrá un denominador con la sigla correspondiente (1,0/S₂).

Por último, existe un Cuadro de Propiedades Selectas en el que se consideran: unidades cartográficas, espesor, textura, medio sedimentario, consolidación, topografía, drenaje y erosionabilidad, riesgos, cronología, usos y observaciones.

2.3.1.1. *Abanicos aluviales (10) (Pleistoceno medio-superior) Conos de deyección (14) (Holoceno)*

Dentro de este apartado se han incluido depósitos de diferentes edades. Los más antiguos, con una edad Pleistoceno medio-superior, se desarrollan en el borde E de la Hoja, orlando los relieves jurásicos de Campo de Montiel (10). Presentan un mediano desarrollo y están compuestos por cantos y gravas de caliza, cuarcita y cuarzo en menor proporción. La matriz es limo-arenosa, muy abundante, con cierto contenido en arcillas.

La ausencia casi total de cortes no permite una descripción detallada, teniendo que recurrir a observaciones superficiales y a datos de Hojas vecinas. HERNANDEZ URROZ y PEREZ GONZALEZ (1978) señalan este mismo hecho de inexistencia de cortes en la Hoja de Minaya (741), pero muestreos realizados en superficie denuncian un mayor porcentaje de elementos cuarcíticos (53%) que de calizas (44%), con escasa proporción de cuarzo (3%). Asimismo, la asociación mineralógica queda definida por turmalina-circión-estauroлита-rutilo.

La potencia de los materiales es también difícil de determinar, pero en zonas apicales puede llegar a superar la veintena de metros.

En superficie puede observarse en numerosos puntos la presencia de costras laminares de escaso espesor.

En cuanto a los conos de edad holocena, los únicos ejemplos son los que se forman en la desembocadura de pequeños arroyos, sobre el fondo aluvial del río Córcoles, y al SE de la Hoja. Son de pequeñas dimensiones y existe un aumento en el contenido de finos.

2.3.1.2. *Fondos de dolina (11) (Pleistoceno medio-Holoceno)*

Se desarrollan dentro del ámbito de la Hoja fundamentalmente sobre los materiales jurásicos del cuadrante NW y sobre las calizas y margas del Terciario, pero sobre estas últimas en menor proporción. Son frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución.

Las formas son bastante típicas, con contornos circulares u ovoides, produciéndose en sus fondos la acumulación de un material arcilloso con cierto contenido en limo, arena y cantos. Con frecuencia pueden observarse arcillas rojas producto de la decalcificación, así como frecuentes costras.

Los bordes de las dolinas, por lo general, están muy suavizados al haberse formado depósitos coluviales en sus laderas, como consecuencia de la inclinación de las mismas y de un cierto drenaje, aunque deficiente, producto del agua de escorrentía.

2.3.1.3. *Cuaternalario indiferenciado (12) (Pleistoceno medio-Holoceno)*

Se han incluido en este apartado una serie de depósitos de origen diverso, cuya morfología, muy poco definida, no contribuye para nada en su determinación. Están constituidos por diferentes litologías y texturas; así, aparecen costras, suelos y productos de ladera.

Su extensión superficial es bastante grande, ocupando la mayor parte del cuadrante NW de la Hoja. Destaca la formación de costras sobre el resto de los depósitos. Se trata de una costra multiacintada, muy dura y que morfológicamente coincide con la denominada Superficie de Barrax, definida en este trabajo y que se sitúa en el tiempo entre la Superficie de Ossa de Montiel y los glaciares finivillafranquienses definidos por PEREZ GONZALEZ (o.c.).

2.3.1.4. *Terrazas (13) (Pleistoceno superior)*

Estos depósitos son muy poco representativos dentro de la Hoja, tanto por su extensión superficial como por su desarrollo.

Pueden encontrarse algunos retazos en las cañadas de los Rosillos, de Don Alonso y de El Verduzal, con una altura sobre el cauce comprendida entre 2 y 5 m. El espesor no supera en ningún caso los 2 m.

Están constituidas por gravas de cuarcitas y calizas con matriz areno-arcillosa, procedentes de los afloramientos mesozoicos de Campo de Montiel.

2.3.1.5. *Coluviones (16) y coluviones cuarcíticos (15) (Holoceno)*

Se han diferenciado en la Hoja dos tipos de depósitos coluvionares, debido a la acusada diferencia litológica y textural de los mismos.

Dentro del primer grupo se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales calcáreos del Jurásico y del Terciario. La litología de los mismos queda definida por clastos angulosos y subangulosos de calizas fundamentalmente, e incluso de costras, en una matriz arcillo-limosa, bastante carbonatada. Estos coluviones predominan en el sector E de la Hoja bordeando junto con algunos abanicos aluviales la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel; a este grupo pertenecen también los desarrollados en las vertientes de las dolinas.

El segundo tipo, los coluviones cuarcíticos, muy característicos dentro de la Hoja, están formados en su mayoría por cantos de cuarcita, aunque pueden aparecer algunos de cuarzo e incluso de calizas, estos últimos de forma muy local. La matriz en general es arcillosa, aunque en algunos puntos se ha podido observar un alto contenido en arenas.

Proceden de los materiales conglomeráticos del Mioceno superior, relacionados con la Superficie de El Bonillo (PEREZ GONZALEZ, o.c.) y que ocupan las partes altas de los cerros de los Mirones, Maisal, de los Montesinos, el Collado de la Calderera, así como las principales cotas dentro del ámbito de la Hoja.

En el Mapa de Formaciones Superficiales se han diferenciado claramente dos grupos texturales, asimilando los coluviones cuarcíticos a una serie de depósitos pliocenos, relacionados con la Superficie de Barrax y que ofrecen similares características.

2.3.1.6. *Fondos de Valle (17) (Holoceno)*

Los arroyos y cañadas existentes en el área de trabajo proceden en su totalidad de los relieves de Campo de Montiel, pero desaguan a tres cuencas diferentes: la cuenca del Guadiana, la del Júcar y el fondo endorreico de la Roda.

Debido a la naturaleza de los materiales por los que discurren, los valles son estrechos y encajonados, abriéndose solamente al llegar a la Llanura Manchega, donde sobre los sedimentos terciarios, de características más blandas, se transforman en valles de fondo amplio y llano.

En el primer caso, la litología se caracteriza por la presencia de cantos de caliza, cuarcita, dolomía y cuarzo en una matriz areno-limosa con algo de arcilla. La proporción de gravas y cantos puede variar, aumentando ocasionalmente los finos.

En los valles morfológicamente más amplios existe un mayor contenido de material fino, asimilándose de alguna manera a los depósitos de llanura aluvial.

Estos dos tipos de fondos de valle se han considerado separadamente en el Mapa de Formaciones Superficiales.

3. TECTONICA

3.1. EVOLUCION PREOROGENICA DEL CAMPO DE MONTIEL

No es posible reconstruir una evolución preorogénica con detalle en este sector, ya que se encuentra desprovisto de la cobertura paleógena, al igual que el zócalo mesozoico correspondiente a la Depresión de Albacete, tal como atestiguan los diferentes datos de sondeos realizados en dicha depresión. Asimismo, la prolongada erosión de dichos sectores ha llevado al desmantelamiento prácticamente total de la serie cretácica, de forma que la estructura pseudotabular del Campo de Montiel aparece constituida casi exclusivamente por materiales jurásicos.

No obstante, y en virtud de la proximidad y conexión de las áreas septentrionales correspondientes a la Sierra de Altomira, es posible suponer y reconstruir, a grandes rasgos, una evolución preorogénica similar a la de ésta, más estudiada por diversos autores. Las fases Neoquimérica y Austrica habrían actuado de forma combiada provocando la ausencia del Jurásico superior y parte del Cretácico inferior. Posteriormente, al final del Cretácico (Fase Paleolarámica) y durante el Paleógeno, el Campo de Montiel habría presentado una tendencia al levantamiento, sufriendo una importante denudación que llevaría a la desaparición de las series correspondientes al Cretácico superior.

De esta manera, estos movimientos tempranos en la vertical habrían delimitado, durante el Cretácico terminal y el Paleógeno, dos áreas claramente diferenciadas, una meridional con tendencia al levantamiento, que abarcaría desde el extremo sur de Altomira y Corredor de Alarcón hasta el Campo de Montiel y Llanos de Albacete y otra septentrional, con tendencia al hundimiento, correspondiente a la Depresión Intermedia, enmarcada a su vez por las incipientes Sierra de Altomira y Serranía de Cuenca.

La articulación entre ambos sectores debió producirse mediante la actuación de determinados accidentes, cuya orientación y posición precisa no ha sido tratada en la bibliografía existente. Presumiblemente, dichos accidentes de zócalo podrían haber sido los mismos que en la actualidad delimitan el extremo meridional de Altomira, con dirección NE-SW a E-W, de la Cuenca del Júcar y el Corredor Manchego.

Por el momento no es posible reconstruir la actuación temprana de dichos accidentes, debido a la estructuración posterior de los diferentes sectores durante la evolución orogénica y postorogénica (ver apartado relativo a la actuación de los accidentes de zócalo).

3.2. EVOLUCION OROGENICA DEL CAMPO DE MONTIEL

Es identificable en el área de estudio únicamente por la existencia de dos direcciones de pliegues, presentes en las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira y en el Campo de Montiel, lugares en los que la baja calidad de los afloramientos existentes impide conocer el orden cronológico relativo a ambas generaciones de pliegues. Por ello, dicha evolución será completada en base a los datos de diferentes trabajos realizados en sectores septentrionales (Depresión Intermedia y Sistema Ibérico) y meridionales (Zona Prebética).

Las principales fases tectónicas observadas por diversos autores en dichas regiones aparecen reflejadas en la Fig. 2. Al comparar en este las edades aportadas por diferentes autores, se pone de manifiesto la existencia de un acuerdo bastante general en relación con la edad y existencia de tres fases tectónicas deducidas del análisis estructural, las cuales son correlacionables con las discordancias datadas en la Depresión Intermedia, observándose un ligero desajuste en relación con las edades de la Fase Neocastellana (Burdigaliense inferior) y de la fase C₃, considerada por SIMON GOMEZ (1984) como Burdigaliense-Vindoboniense inferior.

3.3. EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA DEL PREBETICO

En relación con la evolución preorogénica, RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) señala la actuación de accidentes del zócalo condicionando variaciones en los espesores y facies de las series mesozoicas. Así, al Este del accidente de Hellín (límite oriental del arco Cazorla-Alcaraz-Hellín) las series mesozoicas del Jurásico superior presentan carácter margoso, así como fauna indicadora de una mayor profundidad de sedimentación.

Entre el Cretácico y el Mioceno, la Zona Prebética permaneció parcialmente emergida. Por ello, al no ser continuo el registro estratigráfico, no se han podido establecer con precisión los movimientos acaecidos durante dicho intervalo.

Durante el Mioceno, el mar invadió todo este área ocupando diversas cuencas con subsidencia diferencial, entre las cuales perduraron diversos umbrales emergidos, adquiriendo el conjunto una paleografía en forma de archipiélago (CALVO SORANDO, 1978).

MONTENAT (1973) sitúa en el Burdigaliense la primera fase de plegamiento. Sin embargo, JEREZ MIR (1973) y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) sitúan esta

misma fase en el Chattien superior Aquitaniense inferior. No obstante, CALVO SORANDO (o.c.) considera que dicha fase podría corresponder al Burdigaliense, dado que los conglomerados basales, anteriores a la transgresión del Mioceno, deben ser el resultado del desmantelamiento erosivo posterior a la fase de plegamiento.

También durante la sedimentación marina del Mioceno tuvieron lugar diversos movimientos del zócalo, dado que las series correspondientes presentan importantes variaciones de potencia bastante localizadas, en relación con las líneas mayores de fracturación (CALVO, o.c.).

La retirada del mar Mioceno tuvo lugar en el Serravalliense superior-Tortonense basal, momento que corresponde al cierre del Estrecho Nordbético, (CALVO et al.) como resultado del apilamiento e imbricación de las series mesozoicas del Prebético contra el borde meridional de la Meseta (Campo de Montiel). La edad de dicha fase ha sido deducida en función de las dataciones realizadas sobre la microfauna contenida en los sedimentos del Mioceno marino implicados en la imbricación. Dichas edades son análogas a las obtenidas por BOUSQUET (1976) en áreas más meridionales.

Esta fase comprensiva pone fin a la evolución orogénica, produciéndose a continuación la distensión mio-pliocena, que dio lugar a la creación de pequeñas cuencas lacustres durante el Vallesiense-Turolense.

Para finalizar con la evolución orogénica, en la citada Fig. 2 se reúnen las dataciones propuestas por los autores mencionados para las distintas fases de deformación de la Ibérica y del Prebético.

Al tratar de establecer las correlaciones y equivalencias se pone de manifiesto que la primera fase importante de la Zona Prebética es equiparable a la tercera y última de la Ibérica, si bien en esta última cadena habría alcanzado un desarrollo y distribución geográfica bastante menor (ALVARO *et al.*, 1979).

Por otra parte, en el sector valenciano de la misma cadena, GOMEZ y BABIN (1973) señalan la existencia de una última fase (3ª para estos autores), helvetiense, la cual podría ser correlacionable con la última fase de imbricación y cabalgamiento en el Prebético.

3.4. DATOS LOCALES DEL AREA DE ESTUDIO

El Campo de Montiel constituye una extensa zona donde se han diferenciado hasta tres superficies de erosión (PEREZ GONZALEZ, 1982), labradas casi exclusivamente sobre materiales jurásicos, las cuales son posteriores al plegamiento, al trincar las dos generaciones de pliegues existentes en este lugar.

Dentro de la Hoja aparecen dos sectores claramente diferenciados, separados por una línea de flexura con dirección NW-SE. La porción nororiental aparece hundida en relación a la suroccidental, constituyendo uno de los escalones estructurales y topográficos que compartimentan el Campo de Montiel hasta su-

mergirse bajo los sedimentos neógenos del Corredor Manchego y Llanos de Albacete. En este sector, el Jurásico aparece deformado por suaves pliegues con dirección ibérica (NW a NNW). En el sector suroccidental, más elevado, los pliegues, tienen la misma geometría, presentando sin embargo direcciones béticas (ENE).

La línea mencionada debe corresponder a un accidente paralelo al de Hellín, situándose más al NW y pudiendo identificarse a lo largo del escalón topográfico señalado dentro de la Hoja (Cerro de Santo Domingo-Cerro del Collado). Sobre dicho accidente aparecen diversos pliegues con dirección Altomira que posteriormente han experimentado un giro dextrógiro en planta como resultado de la posible activación de dicha fractura como desgarre derecho, de forma análoga al accidente de Hellín.

Sobre el terreno no es posible obtener datos relativos al orden cronológico de ambas generaciones de pliegues. Sin embargo, y en base a los estudios realizados en áreas limítrofes puede deducirse la anterioridad de los pliegues con dirección Ibérica o Altomira (NW a NNW) en relación con los pliegues con dirección bética (NE en este sector). CHAMPETIER (1972) señala igualmente la posterioridad de los pliegues con dirección prebética en relación con los pliegues de dirección ibérica, en el sector valenciano próximo a la Zona Prebética.

En efecto, la fase principal (2.^a fase) generadora del plegamiento con dirección NNW a NW ha sido situada en el Oligoceno superior (Fig. 2), en tanto que los pliegues con dirección bética podrían haberse generado durante la fase inicial (Burdigaliense) del Prebético, o bien durante el cierre del Estrecho Nordbético y como consecuencia del empuje del «thrust belt» correspondiente a las Sierras de Alcaraz (Serravalliense-Tortonense), pero en ambos casos después de la segunda fase del Sistema Ibérico. Sin embargo, y dado que la superficie de El Bonillo, fosilizada por el Mioceno marino (Serravalliense) (PEREZ GONZALEZ, 1982), trunca también los pliegues con dirección penibética, dichos pliegues han tenido que generarse durante la primera fase Burdigaliense.

3.5. EVOLUCION POSTOROGENICA. LA DISTENSION

Con el término Depresión o Cuenca de Albacete puede designarse un conjunto de unidades o subcuencas que presentaron cierta subsidencia diferencial durante la distensión postorogénica. Dicho proceso puede inscribirse dentro del marco geodinámico correspondiente a la etapa distensiva que, durante el Neógeno tuvo lugar en el borde oriental de la península. Dicho margen enlazaría con el sistema de fosas de Languedoc y Valle de Rhin (VEGAS *et al.*, 1979). A lo largo de dicho sistema, la distensión se inició por el norte (Oligoceno terminal en el Languedoc) progresando hacia el sur, de forma que la apertura y ampliación de las depresiones catalanas y Cuenca Nordbalea tuvo lugar en el Mioceno inferior. Las cuencas del Maestrazgo y Sistema Ibérico Oriental, Fosa de Teruel,

etc. se configuraron como tales en el Vindoboniense (SIMON GONZALEZ, 1984). La distensión alcanzó la Depresión de Albacete ya en el Vallesiense-Turolense, inmediatamente después del cierre del Estrecho Nordbético. En dicho momento se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y diversas cuencas intramontañosas del Prebético (CALVO SORANDO, 1978). Por ello, la última fase comprensiva de la Ibérica (Burdigaliense) se solapa en el tiempo con la distensión.

Sin embargo, en los sectores correspondientes a la zona de estudio la distensión parece ser un proceso claramente posterior al momento del cierre del Estrecho Nordbético (Vallesiense).

El conocimiento de la estratigrafía, junto con datos de sondeos, ocurrencia de episodios volcánicos en áreas limítrofes y en especial, los datos relativos a la geomorfología y neotectónica, permiten establecer una sucesión de etapas principales de inestabilidad, tendentes todas ellas a la ampliación progresiva de las diferentes cuencas, creación y desnivelación de las superficies de erosión y basculamientos tardíos.

El relleno de las cuencas, simultáneo a la distensión postorogénica y posterior a la retirada del mar mioceno, comenzó durante el Turolense inferior en las cuencas del Júcar, del Cabriel y en el conjunto de fosas del Prebético. La cuenca del Cabriel se hundió mediante la actuación de fracturas NW-SE (dirección Ibérica), quedando limitada al sur por el accidente (E-W) de Casas Ibáñez. La cuenca del Júcar se configuró mediante la actuación de directrices ENE-WSW. Simultáneamente, las superficies del Campo de Montiel experimentaron las primeras flexiones y desniveles según accidentes con dirección NW-SE (Accidente de Cerro de Santo Domingo-Cerro del Collado).

Todavía dentro del Turolense tuvo lugar una segunda etapa distensiva, que en la zona de estudio dio lugar a la ampliación de la Depresión de Albacete hasta el meridiano de La Roda, aproximadamente. Dicha conclusión se desprende del análisis e integración de los datos de sondeos llevados a cabo en este sector. Así, en el curso de este trabajo se ha realizado un mapa de isohipsas del basamento mesozoico para el área correspondiente a las Hojas geológicas implicadas. La distribución de la isohipsas pone de manifiesto la somerización de dicho basamento hacia el oeste del meridiano mencionado, razón por la cual puede suponerse la existencia, en este lugar, de un accidente con dirección N-S. No obstante y analizando con más detalle la distribución de isohipsas, se aprecia un trazado quebrado de las mismas, adaptándose a las direcciones NW-SE y NE-SW. Dichas direcciones resultan ser aproximadamente coincidentes con las de los accidentes longitudinales y transversos, respectivamente, en relación con el Sistema Ibérico. Cabe pensar, por tanto, en la activación conjugada de ambas direcciones, condicionando una subsidencia más acusada hacia oriente.

Esta fase turolense es correlacionable con el episodio volcánico (5,7 m.a.) de la cuenca prebética de los Monegrillos, así como con la aparición de depósitos turbidíticos sincrónicos con dicho vulcanismos y presentes en diferentes cuencas del Prebético (CALVO y ELIZAGA, 1985).

El tercer período distensivo corresponde a la fase Iberomanchega I (AGUIRRE *et al.* 1976), correspondiente a la base del Villafranquiense. Dicho episodio da lugar a la formación del Corredor Manchego, que comunica la Llanura Manchega con los Llanos de Albacete, y al Corredor de Alarcón, que comunica asimismo, la Cuenca del Júcar con la Depresión Intermedia.

3.6. ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DE ZOCALO

La evolución preorogénica y orogénica de la Cordillera Ibérica y de la Zona Prebética aparece vinculada, en algunos casos, a la actuación de ciertos accidentes de zócalo que deben corresponder a fracturas heredadas del ciclo hercínico, con direcciones NW-SE a WNW-ESE y NE-SW a ENE-WSW. Así, el accidente de Hellín (NW-SE) marca un cambio en la sedimentación de la serie mesozoica de la Zona Prebética (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977). Por otra parte, el accidente de Pozoamargo, seguramente en combinación con algún otro de la misma familia, delimitó una zona meridional con tendencia al levantamiento, dando lugar a una laguna en el Cretácico superior, más acusada en las inmediaciones de dicho accidente (SANCHEZ SORIA, 1973).

Durante la evolución orogénica y especialmente durante sus últimas fases (tercera fase de la Cordillera Ibérica o primera fase de plegamiento en la Zona Prebética) las fracturas con direcciones NE-SW pudieron actuar como desgarres sinestrales. Así, las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira presentan evidencias de dichos desplazamientos, vinculados posiblemente al accidente de Pozoamargo. Durante esta misma fase y posteriormente durante la etapa de imbricación y cabalgamientos de la Zona Prebética, diversos accidentes con dirección NW-SE actuaron como desgarres dextrales, desplazando los frentes de cabalgamiento del Prebético interno sobre el Prebético externo (accidentes del Guadiana Menor, Sovocos y Sierra Larga-Sierra del Carche; Jerez Mir, 1973). El accidente de Hellín, paralelo a los anteriores, limita al este el edificio de las escamas imbricadas correspondiente al arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. Dicho accidente coincide con un cambio brusco en la dirección de los pliegues y escamas de los sectores situados más al sur. Dentro de la Hoja, otro accidente paralelo a los anteriores (accidente de Cerro de Santo Domingo-Cerro del Collado), actúa también como divisoria de dos zonas con sendas direcciones de pliegues (ibérica y prebética) aproximadamente perpendiculares entre sí. Durante la distensión ambas familias de fracturas actuaron como fallas normales, configurando la Depresión de Albacete y provocando flexuras y desniveles en el seno de las superficies erosivas del Campo de Montiel. Así, el accidente de Cerro de Santo Domingo-Cerro del Collado provocó el hundimiento del bloque nororiental, dando lugar a una inflexión en las superficies de El Bonillo y Ossa de Montiel. Simultáneamente, el accidente de Pozoamargo actuó también como falla normal, delimitando el borde septentrional de la Cuenca del Júcar.

Durante el Turoliense medio, un nuevo episodio distensivo provocó la ampliación de la Depresión de Albacete mediante la actuación simultánea de ambas familias de fracturas (Fig. 1). En este momento, el accidente de Alcaraz-Albacete se configuró, de forma definitiva, como límite meridional de dicha depresión.

Conviene señalar que en superficie no se observa ninguna dislocación afectando a los materiales pliocuaternarios que colmatan la Depresión de Albacete, razón por la cual la actuación de los diferentes accidentes sólo se puede deducir a partir del registro estratigráfico y la profundidad del zócalo mesozoico en cada caso, o bien de unos pocos datos de superficie correspondiente al sentido de buzamiento de algunas formaciones y superficies. Así, las capas del Villafranchiense inferior aparecen con leve buzamiento hacia SE en el borde oriental de la Hoja de La Gineta (765) y en la estación de ferrocarril de Albacete. La proximidad de dichas localidades al accidente del Alcaraz hace pensar en un basculamiento de este área contra dicho accidente, el cual habría actuado durante el Villafranchiense superior como falla normal, con hundimiento y basculamiento antitético del bloque noroccidental.

Simultáneamente, los accidentes de Pozoamargo y La Roda, paralelos al anterior, pudieron actuar como un sistema en graderío con hundimientos más acentuados en los bloques surorientales. De esta manera se creaban o se mantenían los pendientes necesarias para la sedimentación de las formaciones del Plio-Pleistoceno, correspondientes a diversos sistemas de abanicos con direcciones de aporte procedentes siempre del norte.

Durante el Pleistoceno inferior se produjeron los últimos movimientos detectados en la región. Con ellos, los dos niveles de terrazas correspondientes al antiguo sistema de drenaje atlántico del río Júcar, experimentaron un basculamiento hacia SW y S, condicionando un umbral arqueado que motivó la salida del mismo río hacia el Mediterráneo. La disposición arqueada y centrífuga del sentido de este último basculamiento hace pensar una vez más en la posible actuación simultánea de las dos familias de accidentes NE-SW y NW-SE.

En combinación con los accidentes transversales y longitudinales en relación con el sistema ibérico, también ha actuado otra familia con dirección submeridiana. Dentro de la región de estudio, dicha familia podría corresponder a la orientación de las isohipsas del zócalo mesozoico entre Villanueva de la Jara y Quintanar del Rey.

En suma, las diferentes etapas distensivas parecen corresponder a una distensión continuada de carácter radial, la cual habría posibilitado la actuación como fallas normales de los distintos accidentes, independientemente de su orientación.

3.7. VULCANISMO Y DISTENSION

Hay que señalar por último, que la evolución postorogénica (o etapa distensiva) es susceptible de correlación con diversas manifestaciones volcánicas loca-

lizadas en regiones limítrofes. Así, el vulcanismo del Campo de Calatrava (ANCOCHEA 1983) presenta dos episodios. El primero, dentro del Mioceno superior (—8,5 a —6 m.a.), puede relacionarse con el inicio de la subsistencia y ampliación de la Depresión de Albacete. El segundo episodio, correspondiente al Plioceno (—4,8 a 1,7 m.a.), es susceptible de correlación con los fenómenos de basculamiento ligados a las fases Iberomanchegas I y II.

Recientemente, ANCOCHEA y BRANDLE (1982) han realizado un intento de identificación de alineaciones de los volcanes en el Campo de Calatrava y su posible identificación con accidentes de zócalo. Los resultados obtenidos en este sentido por el momento no son muy concluyentes si bien se insinúan pautas de orientación, en algunos casos coincidentes con las direcciones de fracturación dominantes en el zócalo: NE-SW a ENE-WSE y NW-SE a WNW-SSE.

Por otra parte, el vulcanismo de Cofrentes, localizado en el límite Plio-Cuaternario, puede relacionarse con la progresión de los fenómenos distensivos vinculados al óvalo de Valencia y, dentro de la región de estudio, con el basculamiento de los niveles de terrazas correspondientes al Júcar atlántico, durante el Pleistoceno.

Por último las manifestaciones volcánicas existentes al sur de Hellín, están también relacionadas con estas etapas distensivas acaecidas a finales del Neógeno en toda región.

4. GEOMORFOLOGIA

La Hoja de Munera se sitúa, en su mayor parte, en la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel. Sólo en los bordes NE y E aparecen una serie de glaciares y conos aluviales que ponen en contacto dicha plataforma con los materiales terciarios de la Llanura Manchega. En líneas generales se pueden diferenciar tres dominios morfológicos: Dominio de las superficies de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel, Formas de enlace y Llanura Manchega. (Mapa Geomorfológico, E. 1:100.000).

4.1. PLATAFORMA MORFOESTRUCTURAL DE CAMPO DE MONTIEL

Se denomina Plataforma de Campo de Montiel a todo el macizo limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alcaraz Alhambra. Son numerosos los autores que se han preocupado de la evolución geomorfológica de esta Plataforma, pudiendo citar entre ellos a LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979). Uno de los trabajos más recientes e interesantes es el llevado a cabo por PEREZ GONZALEZ (1982) en el que se expone la existencia en la Plataforma de Campos de Montiel de un *relieve policíclico* de superficies escalonadas, con niveles de base distintos y deforma-

ESQUEMA DE ISOHIPSAS Y ACCIDENTES DEL ZOCALO MESOZOICO

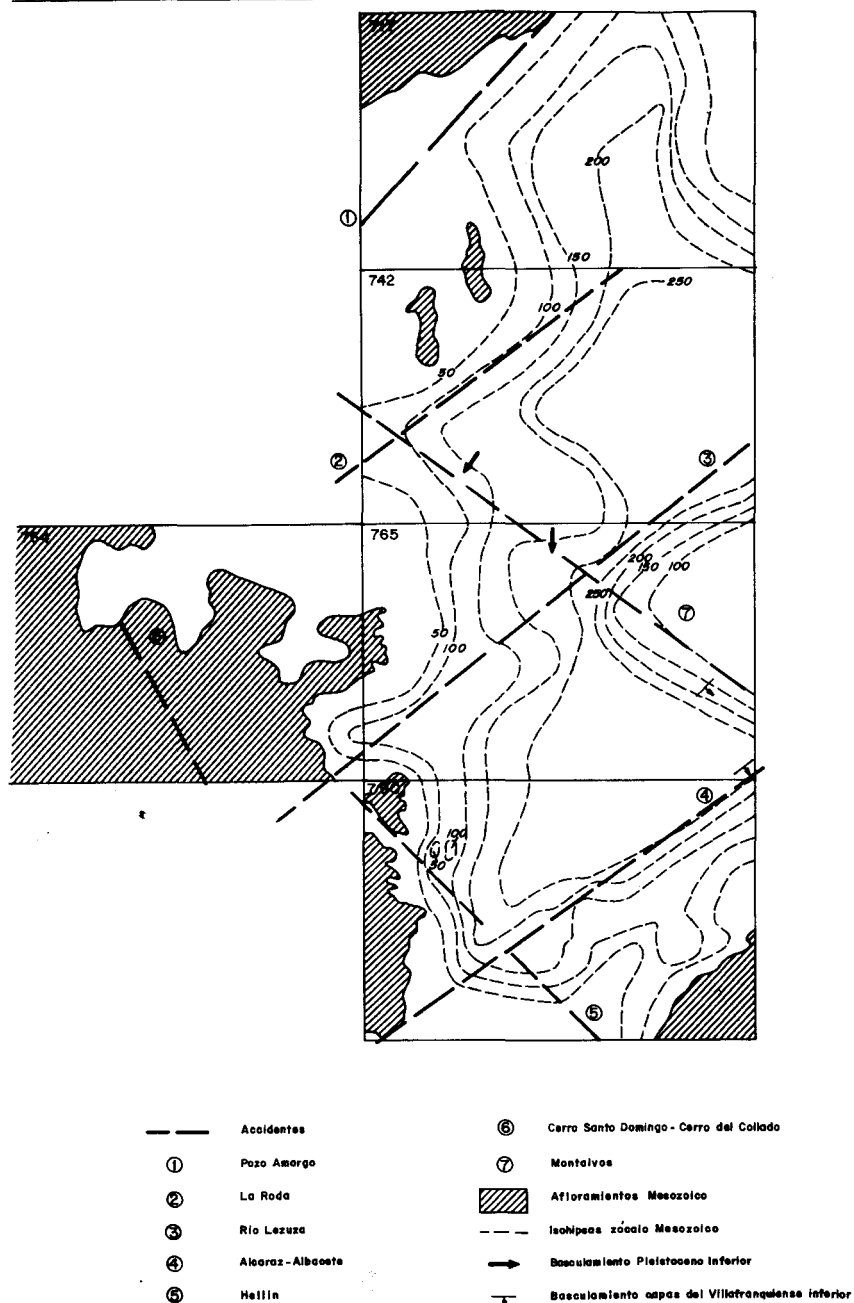
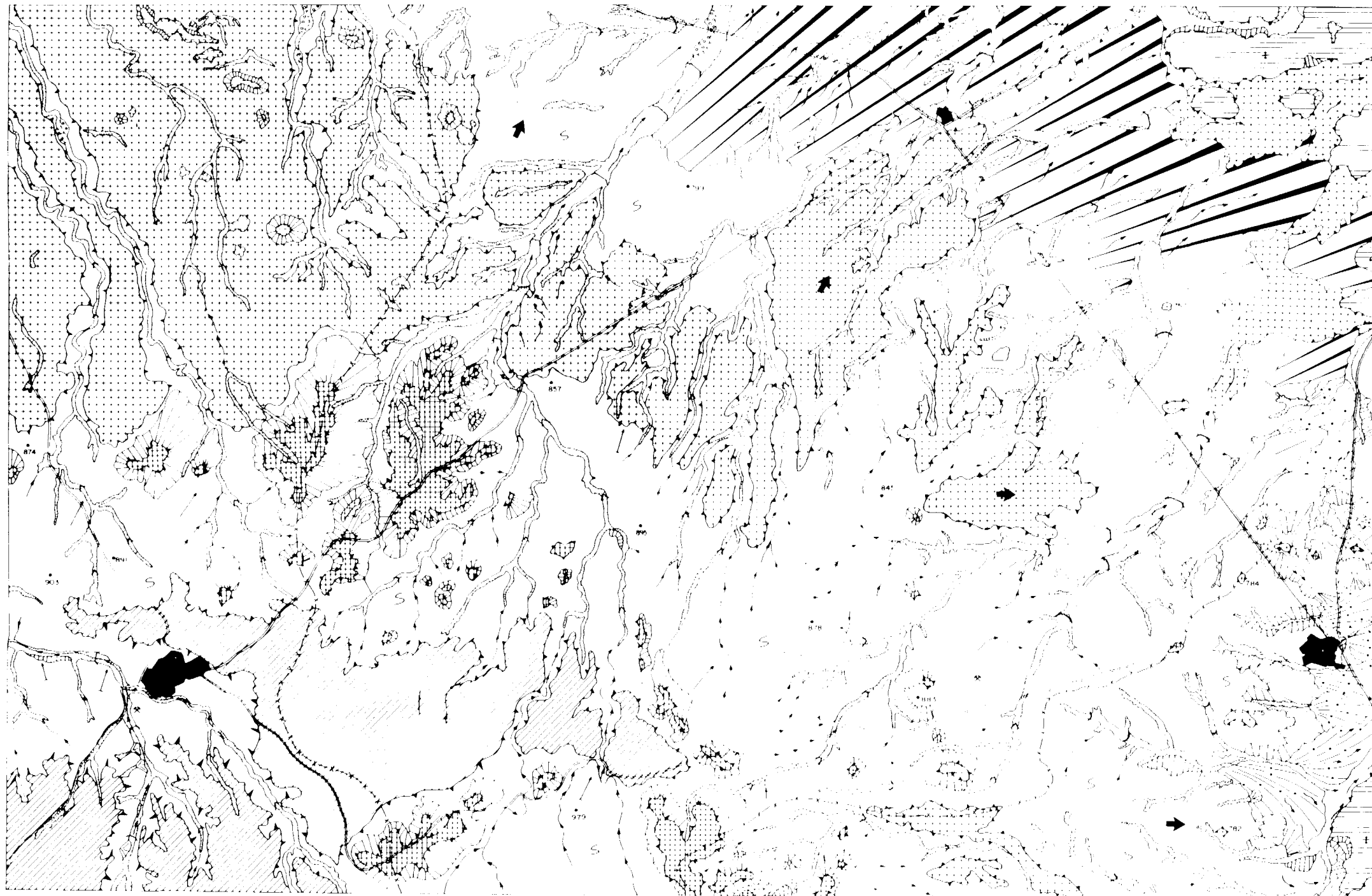


Fig-3



MAPA GEOMORFOLOGICO

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

- 794 Cota en metros
- Cursos de agua permanentes
- - - Cursos de agua intermitentes
- x - x - Divisora de aguas

FORMAS FLUVIALES

- Fondos de valle
- Terrazas
- Valles abandonados de fondo plano
- Conos aluviales de deyección
- Abanicos aluviales
- V Valles en forma de V
- U Valles en forma de U
- Valles de fondo plano o en terraza

FORMAS DE GRAVEDAD

- Coluviones

FORMAS KARSTICAS

- Dolinas, uvalas

FORMAS POLIGENICAS

- Superficie del Bonillo
- Superficie de Ossa de Morchel
- Superficie de Barrax
- Glacis con costra laminar

FORMAS ESTRUCTURALES

- Basculamiento o flexión
- + Estratificación horizontal o subhorizontal
- - - Indicación de buzamiento
- S Pliegues

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano
- Carretera
- Canteros

MORFODINAMICA

- Barrancos y arroyos con incisión vertical
- Regueros, escorrentía difusa

MORFOMETRIA

- Escarpe entre 20-100m
- Escarpe > 20m (Superficies, terrazas y dolinas)
- Escarpe degradado
- Pendiente < 8%
- Pendiente entre 8-15%



AUTOM: F. Górriz Gil

dos por la tectónica (Fig. 3). Estas superficies llevan en general depósitos detríticos asociados. Se trata de un conglomerado de naturaleza cuarcítica generalmente con matriz arcillosa. Este conglomerado, por retoques posteriores, se derrama por las laderas de los relieves, dando lugar a un «canturral» muy característico y extenso en la Hoja. Según ELIAZAGA (1980) todos estos materiales cuando no están *in situ* derivarían de un *aluvial fan*, de subfacies bien definidas, de edad Albiense.

PEREZ GONZALEZ (o.c.) diferencia hasta tres superficies de erosión escalonadas. La primera de ellas y más antigua es la denominada *Superficie Superior de Campo de Montiel* con cotas comprendidas entre 1.105 m en los Barreros y 971 m en Portachuelo. La edad asignada a esta superficie es preoligocena.

Sin embargo, cabe la posibilidad de una edad más reciente para esta superficie y sus depósitos asociados, ya que materiales de idénticas facies y en cotas muy similares se instalan sobre los sedimentos marinos del Mioceno más al sur, en la zona de Masegoso.

La segunda superficie denominada *Superficie de El Bonillo*, sí está presente en la Hoja, y se manifiesta en una serie de cerros (de los Mirones, del Maisal, de los Montesinos y el Collado de la Caldereta, entre otros) con cotas comprendidas entre los 920 m y 1.060 m. Esta superficie, encajada en la anterior, ofrece también como depósitos asociados, los característicos «canturrales». PEREZ GONZALEZ (o.c.) relaciona su edad con el nuevo ciclo erosivo que se origina después de la Fase Neocastellana (post-Ageniense superior), es decir, durante el Mioceno inferior.

La tercera superficie es la denominada *Superficie de Ossa de Montiel* que, con cotas entre los 900-980 m, alcanza gran desarrollo. Se caracteriza por su ausencia de relieve ofreciendo un ligero basculamiento hacia el norte. No presenta depósitos detríticos asociados, pero sobre ella se desarrolla una intensa karstificación. Su edad es problemática, pero PEREZ GONZALEZ (o.c.) opina que puede ser Mioceno superior, pues en Ossa de Montiel esta superficie subyace bajo unas calizas lacustres probablemente sincrónicas con las *Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya* (Vallesiense superior-Rusciniense).

Por último, incluimos en este apartado una superficie desarrollada en la Hoja de Munera, en su mitad norte, así como en el borde E de la misma, con un amplio desarrollo y que en este trabajo se ha denominado *Superficie de Barrax*. Sobre ella se desarrollan costras laminares multiacintadas, presentando incluso depósitos detríticos, pero con características algo diferentes a las de los típicos «canturrales» que aparecen asociados a las superficies anteriormente descritas.

Esta superficie es muy plana y no parece estar afectada por ninguna fase tectónica, por lo que, su formación podría ser posterior a la Fase Iberomanchega II y anterior a los *glacis finivillafranquienses con costra laminar bandeada* que se encajan en ella. Le correspondería, por tanto, una edad Plioceno superior.

PERFILES TRANSVERSALES DEL CAMPO DE MONTIEL . SUPERFICIES INTRATERCIARIAS

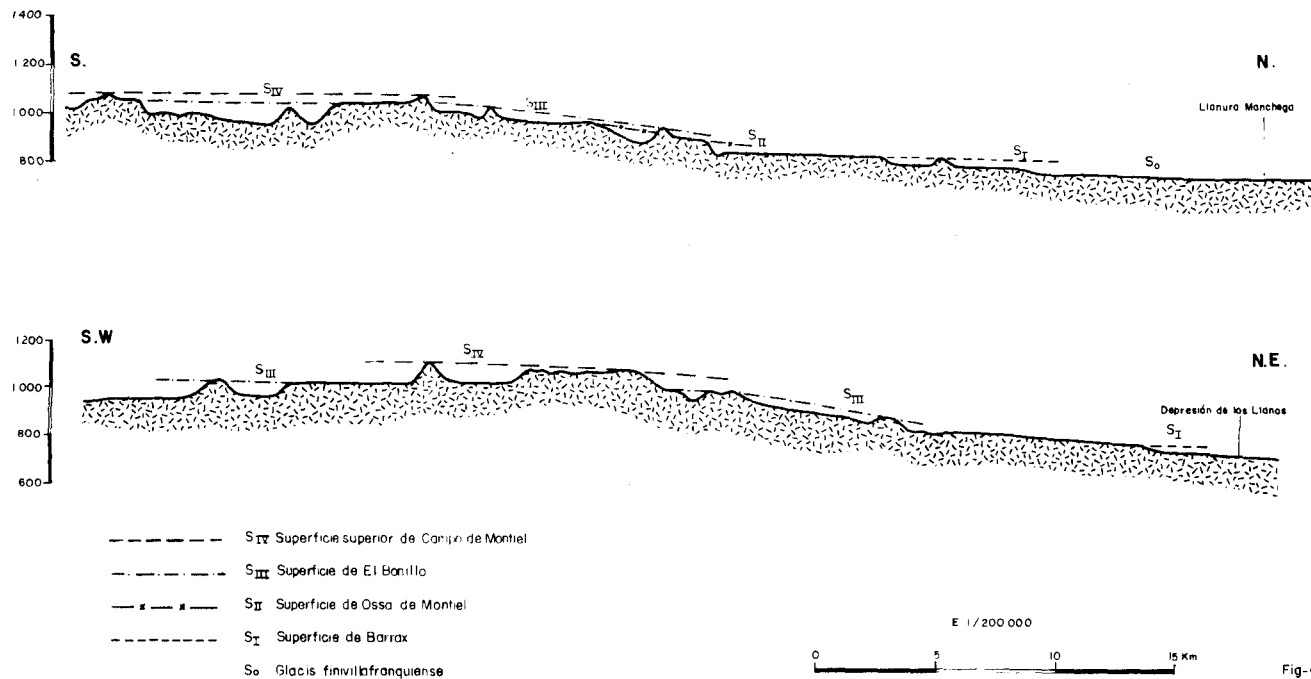


Fig-4

4.2. FORMAS DE ENLACE

Como ya se ha señalado al comienzo del apartado, las formas de enlace ponen en contacto los relieves, fundamentalmente mesozoicos, de la Plataforma de Campo de Montiel con los materiales terciarios de la Llanura Manchega. Dentro de estas formas hay que destacar el *Glacis con costra laminar bandeada* (PEREZ GONZALEZ, 1982) que cierra el ciclo villafranquiense y orla de forma continuada los relieves mesozoicos de Campo de Montiel. El resto de las formas de enlace se desarrollan en el área E y son abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones de gran tamaño. Este borde de la Plataforma de Campo de Montiel es bastante recortado y está muy disectado por amplios valles que dan lugar a la formación de numerosos montes isla. Este hecho se observa también en la Hoja de Albacete (790).

4.3. LA LLANURA MANCHEGA

Está constituida por materiales atribuibles al Plioceno superior producto del relleno de esta depresión. Son depósitos calizos y margosos aflorantes en los extremos NE y SE de la Hoja, dando lugar, en el primero de dichos extremos, a mesas estructurales, disectadas por amplios valles ciegos que mueren en el fondo endorreico de La Roda.

Dentro de la Hoja, estos materiales forman parte de la Superficie Superior de la Llanura Manchega (PEREZ GONZALEZ, o.c.) de amplio desarrollo en las Hojas vecinas de Minaya (741), La Gineta (765), así como en el sector suroccidental de la de La Roda (742). Sobre dicha superficie se desarrolla un encostramiento carbonatado formado por varios microciclótemas, prácticamente ausente en la Hoja.

La edad de esta superficie se ha estimado como Pleistoceno inferior, ya que en la Hoja de La Roda (742) se halla encuadrada entre los «Aluviones de Casas Ibáñez» (Pleistoceno inferior) y el «Sistema aluvial del río Júcar» (Pleistoceno medio basal).

Dentro de este dominio los valles son estrechos y encajados y todos ellos se dirigen a la Llanura Manchega, aunque no desembocan en la misma cuenca. Los que llevan dirección N a NW, desaguan en la cuenca del Guadiana, los del área E de la Hoja, se dirigen hacia el Júcar y, por último, los que tienen dirección NNE, mueren en el foco endorreico de La Roda. Son valles estrechos y de trazado muy rectilíneo debido a la gran influencia de la estructura en el encajamiento de la red fluvial. Al llegar a la Llanura se abren, adquiriendo fondos amplios y planos, y desapareciendo la mayor parte de ellos antes de llegar a verter sus aguas al valle del Júcar.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del área comprendida dentro de la Hoja está ligada a la evolución general del aulacógeno ibérico, por lo que es necesario enmarcarla en un contexto regional mucho más amplio.

Este planteamiento viene condicionado por las amplias lagunas existentes tanto a nivel del Mesozoico como del Terciario.

Se carece de datos para establecer lo acaecido en la región durante el Paleozoico y principios del Mesozoico (Triásico). Sólo los afloramientos de Casas Ibáñez al E, o los del «Triás manchego» al S y SE, lejos ya de este área pueden reflejar las condiciones de depósito en aquellas zonas, que no se pueden extrapolar para este área concreto. (SOPENA, 1982).

Probablemente sobre un zócalo hercínico afectado por un sistema de fracturas tardías que condicionarían la paleogeografía en el Triásico, se depositó éste bajo condiciones que se desconocen, pues no existen afloramientos.

Los materiales liásicos aflorantes en el Campo de Montiel, apuntan para principios del Jurásico hacia la instalación de una extensa llanura de mareas con sedimentación carbonatada, que abarcaría gran parte de la mitad oriental de la Península Ibérica y por lo tanto a este sector oriental de la Mancha. En este sentido, y delimitado esta extensa plataforma, actuarían de condicionantes paleogeográfico el Sistema Central y el macizo del Ebro al noroeste y norte, así como las estribaciones de los Montes de Toledo y Sierra Morena al sureste. Hacia Levante se desarrollarían unas condiciones marinas de plataforma con diversidad de facies correspondientes a ese tipo de ambiente.

No existe ningún criterio en cuanto a edad, de cuando se producen los cambios en las condiciones de sedimentación. En la región de Munera-Albacete sobre el *tidal-flat* carbonatado se desarrollan *shoals* oolíticos que indican unas condiciones de plataforma marina somera.

Si en la Ibérica y Béticas es a principios del Pliensbachense cuando se diversifica la plataforma liásica, no existen en la región argumentos paleontológicos que permitan confirmar este suceso, pudiendo ocurrir que tal compartimentación no alcanzase este área o que por el contrario fuera precisamente ésta la causante del cambio a unas condiciones ambientales más marinas aunque de plataforma somera, que corresponderían al desarrollo de barras oolíticas en el sector del Campo de Montiel. Por tanto, este sistema de *shoals* podría estar relacionado en el tiempo con las calizas bioclásticas y las facies margosas con abundante fauna presentes en la Cordillera Ibérica.

Igualmente, se desconoce en la región el episodio de compartimentación de la plataforma Ibérica suroccidental acaecido a finales del Toarciense o principios del Dogger (GOMEZ *et al.* 1979). Dicho episodio, de importante repercusión paleogeográfica, todavía no se ha detectado en la región, ya que durante el Dogger parecen continuar las mismas condiciones ambientales, propicias para el desarrollo de barras oolíticas en la zona de Albacete.

Procesos de dolomitización posteriores enmascaran las características y facies de los depósitos del Jurásico medio aflorantes al SE de la Hoja, impidiendo el establecimiento de la historia geológica.

A principios del Malm parte de la región queda emergida, teniendo lugar una serie de procesos erosivos de denudación y carstificación en el Campo de Montiel y Corredor manchego. Es fácil pensar que no existió sedimentación, dibujándose la línea de costa por un meridiano que pasaría por Albacete y W. de Hellín, quedando toda la región emergida. Este hecho lo corrobora la escasez de depósitos de Oxfordiense superior y las facies litorales y cargadas en detriticos que se observan en las proximidades de Albacete (Casas del Abogado) y en la región de Pozocañada (Campillo de Las Doblas).

VILAS *et al.* (1982) hacen una descripción regional del Cretácico, que de forma resumida se expone a continuación. Así, en el área en concreto y durante el Cretácico inferior, como consecuencia de los movimientos acaecidos a finales del Jurásico, la región queda emergida, dibujándose a grandes rasgos una línea de costa que definiría una entrada en forma de golfo que pasaría por Albacete y continuaría hacia Levante por el umbral de Sierra Martés.

El primer registro sedimentario en «Facies Weald» corresponde al Barremiense y probablemente al Hauteriviense. (ARIAS, 1978). Durante esos tiempos, a nivel regional se instala un ambiente sedimentario (MAS *et al.* 1982) de llanuras aluviales, llanuras costeras y marismas al E de la Hoja.

No obstante, la primera sedimentación generalizada para toda la región tiene lugar durante el Albiense, correspondiendo a las arenas de la Formación Utrillas, depositadas bajo condiciones marinas someras en el golfo de Albacete y continentales al oeste. Así, en el caso concreto del Campo de Montiel, se desarrolla un sistema de abanicos aluviales de carácter extensivo (ELIZAGA, 1980), que procedentes de Sierra Morena cubren la región.

Estos depósitos son observables en Casas del Abogado, Peñas de San Pedro, así como en otros puntos, de la región, rellenando inicialmente un karst desarrollado sobre los materiales jurásicos y cubriendo un amplio área que llegaría más allá del meridiano de Albacete. Hacia el N aunque no existen afloramientos que lo corroboren podrían intendentarse con depósitos también terrígenos continentales procedentes de otros sectores de la Cordillera Ibérica. Este hecho se pone de manifiesto por las distintas asociaciones minerológicas estudiadas por RINCON (1982).

Todos estos materiales que se disponen en clara discordancia sobre los distintos infrayacentes, hacen pensar en la existencia de una serie de movimientos intracretácicos que conllevarían a distintas configuraciones paleográficas y ambientales durante el Cretácico inferior, culminando en el Albiense superior con la entrada de los depósitos de *alluvial-fans* que cubrirían el Campo de Montiel y las zonas limítrofes (ELIZAGA *o.c.*).

A partir de este momento, el sector de Campo de Montiel podría haber quedado emergido y sometido a depósitos erosivos ya que en él no existe registro

sedimentario del Cretácico superior. No obstante, el hecho de que los sondeos de zonas próximas (Llanos de Albacete y Llanura Manchega) corten materiales cretácicos, invita a pensar en la posibilidad de que toda la región estuviese invadida por el mar durante esos tiempos.

Durante el Paleogeno parecer ser un hecho incuestionable que el área ocupada por el Corredor Manchego, la Cuenca del Júcar, los Llanos de Albacete, el Campo de Montiel y el sector más septentrional de la Zona Prebética permaneció emergida, quedando sometida a distintos procesos denudativos.

En la actualidad y a pesar de contar con información de numerosos sondeos, no se conoce la presencia de sedimentos del Terciario inferior en profundidad. Por ello, es obligado pensar en la inexistencia de procesos sedimentarios, y predominando los erosivos. Estos obedecieron a distintas fases de deformación que debieron comenzar a finales del Cretácico y continuar hasta la fase paroxismal generalizada en el Oligógeno superior (Fase Castellana), de carácter regional y edad Arvernense.

PEREZ GONZALEZ (1982) propone que la Superficie superior de Campo de Montiel resulta equivalente en el tiempo a la superficie de Tebar, que a su vez enrasa con la superficie de colmatación de la Unidad Detrítica Superior, es decir, con las «calizas de Olivares del Júcar». Dicha superficie sería, por tanto, anterior al Mioceno.

A principios del Mioceno inferior (Budigaliense), tiene lugar una nueva configuración motivada por un lado por los efectos de la Fase Neocastellana y, por otro, por la instalación de un régimen marino más al sur, en la Zona Prebética, y cuya extensión o delimitación paleogeográfica se desconoce por el momento, aunque en el Prebético Interno existe un registro de sedimentos marinos de edad Aquitano-Burdigaliense.

Durante el Mioceno inferior el mar orlaba un macizo emergido, donde la zona a estudiar formaba parte de él; PEREZ GONZALEZ (o.c.) destaca una segunda superficie de erosión (Superficie de El Bonillo) encajada de 20 a 40 m en la primera y fosilizada, según dicho autor, al sur del Campo de Montiel por depósitos marinos de edad Langhiense-Serravalliense.

Es durante el Serravalliense-Tortonense cuando tiene lugar la fase compresiva responsable de la estructura de la Zona Prebética (ALVARO *et al.*, 1975) y del cierre del Estrecho Nordbético (CALVO *et al.*, 1978) con la consiguiente retirada del mar hacia zonas más meridionales.

A esta fase compresiva sucede un importante proceso distensivo generador y responsable de la creación y apertura de las Cuencas del Cabriel y Júcar. Este proceso quizá se inició en las zonas meridionales en el Vallesiense, pero con toda seguridad y con carácter general se pone de manifiesto durante el Turolense inferior. Es precisamente durante el Turolense cuando según PEREZ GONZALEZ (o.c.) se genera la Superficie de Ossa de Montiel.

A principios del Villafranchense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva (Fase Iberomanchega I, AGUIRRE *et al.*, 1976) que en el área de estudio moti-

va por un lado la apertura del Corredor Manchego, la ampliación del Corredor de Alarcón, y la del sector de los Llanos, quedando conectada esta cuenca terciaria con la Depresión Intermedia, y, por otro, la deformación según pliegues de gran radio de los materiales depositados durante el período de tiempo comprendido desde finales del Mioceno superior hasta principios del Villafranquiense inferior. Dichas conexiones se llevarían a cabo por reactivación de fracturas tardihercínicas de direcciones E-W y NNW-SSE.

En el Villafranquiense, un nuevo período sedimentario tiende a rellenar y colmar las cuencas y depresiones generados por efecto de la Fase Iberomanchega I.

Así, por el N. tiene lugar una fuerte entrada de detríticos (Areniscas y Arcillas de Villalgordo del Júcar) que se distribuyen de forma irregular en la cuenca, aunque según dos direcciones preferentes, una hacia el S y SW (sector de la Roda-Minaya), y otra hacia el SE (sector de Valdeganga), instalándose en ambas zonas unos regímenes lacustres y lacustre-palustres.

La etapa final de colmatación de la cuenca viene marcada por la intercalación de un sistema fluvial tipo braided, procedente de la región de Alarcón, algo más restringido geográficamente que las series rojas de Villalgordo y depositado en unas condiciones climáticas diferentes, relativamente más húmedas que las de los depósitos infrayacentes.

Es necesario recurrir a criterios morfológicos para poder comprender la evolución de esta región. La presencia de abundantes canturrales cuarcíticos dispersos en numerosos puntos de la plataforma, asociados a distintas superficies encajadas, hacen pensar en el continuo reciclaje de esos depósitos a partir del Mioceno superior, una vez finalizada la fase comprensiva que generaría las estructuras del arco de Alcaraz. A partir de este momento, asociados a las fases distensivas y en relación con las distintas secuencias deposicionales registradas en la cuenca del Júcar, tiene lugar la deposición y resedimentación a lo largo del tiempo de esos «canturrales». Las edades establecidas quedarían fijadas por criterios geomorfológicos regionales.

A finales del Villafranquiense y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena tiene lugar una nueva etapa de deformación regional denominada fase Iberomanchega II (AGUIRRE *et al.*, 1976 y PEREZ GONZALEZ 1982) que deforma suavemente por basculamiento los materiales recién depositados en este momento se produce el desarrollo de un glacis en el límite entre la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel y la Llanura Manchega, así como el de un encostramiento carbonatado laminar generalizado en la Llanura, al que PEREZ GONZALEZ (o.c.) denomina de forma genérica «Costra laminar bandeada y multiacintada».

Con la formación en la región de esta unidad con sentido morfoestratigráfico se llega de forma convencional al límite Plio-Pleistoceno y se pone fin a la evolución neógena de la región.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos van a prevalecer sobre

los sedimentarios. Los cambios climáticos van a dar lugar a importantes ciclos morfológicos.

La actividad kárstica también se pone de manifiesto durante estos tiempos, desarrollándose importantes formas y procesos con los depósitos consiguientes.

Finalmente, el desarrollo en la región de procesos erosivos y de acumulación, motivados por cambios climáticos y la neotectónica, terminan de imprimir y configurar el paisaje, caracterizado en la actualidad, sin duda alguna por un régimen de aridez que ha permitido entre otros el desarrollo de un importante complejo endorreico en algunos sectores la Llanura Manchega y de los Llanos de Albacete.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existe dentro de la Hoja ninguna explotación de recursos minerales. Las canteras existentes, de reducidas dimensiones, están inactivas o son de carácter intermitente. Se localizan en el tramo superior de la serie liásica y su utilización estaba orientada a la industria de áridos.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Dentro del ámbito de la Hoja se distinguen únicamente los ríos Córcoles y Ojuelo como manifestaciones de escorrentía superficial. Esto, unido a la ausencia de manantiales, lleva a concluir que la resolución de los problemas de demanda de agua se debe realizar por medio de la explotación de las aguas subterráneas.

Los principales acuíferos de la región corresponden a los tramos inferior y superior del Lías, intensamente karstificados con anterioridad al Albiense.

Las carniolas y dolomías del tramo inferior se recargan por infiltración en la cuenca del Guadiana. Actúan como acuífero confinado, situándose entre 2 tramos impermeables: el Keuper y la unidad intermedia del Lías.

Las calizas del tramo superior se recargan a su vez por infiltración, actuando como acuíferos libres hasta soterrarse bajo los depósitos terciarios de la Llanura Manchega. Constituyen el acuífero más interesante de la Hoja; sondeos realizados en los Llanos de Albacete por el S.G.O.P. dieron caudales específicos superiores a 50 l/s/m.

Las calizas blancas pliocenas, de mucha menor importancia en la Hoja actúan como acuífero libre, recargándose por infiltración y trasvases de los acuíferos jurásicos. No se tienen datos de su explotación dentro de la Hoja, pero sí

en La Roda, donde se han extraído caudales de 30 l/s. Su transmisividad oscila entre 50 y 300 m²/h, llegando en ocasiones a 1.000 m²/h.

Para una detallada información sobre la problemática hidrogeológica regional puede consultarse el Estudio Hidrogeológico de la Mancha Oriental (MOPU), El Sistema Hidrogeológico de Albacete (Mancha Oriental) (I.G.M.E., 1980) y la Síntesis Hidrológica de Castilla-La Mancha (I.G.M.E., 1985).

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1981). «Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villaroya de los Pinares (Teruel)». *Est. Geol.* pp. 479-512.
- AGUIRRE, E. (1974). «Correlación continental-marino en el Neogeno mediterráneo. Datos actuales y problemas». *Estudios Geológicos*, vol. 30, pp. 655-660.
- AGUIRRE, E. (1975). «División estratigráfica del Neogeno continental». *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 587-595.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). «Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neogeno de la Meseta Sur española». *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, n.º 5, pp. 7-29. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.).
- ALBERDI, M. T. (1974). «El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, reunión e historia evolutiva». *Trab. Neóg. y Cuatern.* n.º 1, pp. 7-146.
- ALBERDI, M.T.; LOPEZ, N.; MAZO, A. y MORALES, J. (1977). «Venta del Moro y las faunas de vertebrados finimiocenas de España». *Estudios Geológicos*, vol. 33, pp. 589-591.
- ALBERDI, M.T.; ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F.P.; LEONE, G.; LOPEZ, N.; MICHAUX, J.; MORALES, J.; ROBLES, F.; SORIA, Y.D. (1982). «Nuevo yacimiento de moluscos y vertebrados del Villafranchiense de la Cuenca del Júcar (Albacete, España)». *Colloque Le Villafranchien méditerranéen Lille* pp. 255-271.
- ALEXANDRE, T.; PINILLA, A. y PEREZ GONZALEZ, A. (1977). «Características mineralógicas de las dunas continentales de la Llanura Manchega». *Actas de las III Reunión G.T. del Cuaternario*, pp. 281-289, Inst. de Geogr. Aplicada, C.S.I.C.
- ALIA MEDINA, M. y CAPOTE, J.M. (1971). «Esquema geológico de la Depresión tectónica del Tajo y su borde oriental». *I. Congr. Hisp. Lusoamer. Geol. Econ.* E-1-1, pp. 1-2. Madrid.
- ALIA MEDINA, M.; PORTERO, J.M.; y M. ESCORZA, C. (1973). «Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neogeno y Cuaternario». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* n.º 71, pp. 9-20.
- ALVARO, M. (1975). «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de

- Sigüenza (Borde del Sistema Central y Cordillera Ibérica)». *Est. Geol.* 31 (3-4): 241-247.
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). «Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca)». *Est. Geol.* 29 (5): 467-478.
- ALVARO, M.; GARCIA ARGUESO, J.M. y ELIZAGA, E. (1975). «La estructura del borde prebético en la zona de Alcaraz (Provincia de Albacete, España)». *Boletín Geológico y Minero*, t. 86, pp. 467-477.
- ALVARO, M. y GARCIA, J.M. (1979). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 serie, 1 edición, Robledo (815). I.G.M.E.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabaris T. 14. pp. 172-177.
- ANCOCHEA, E. (1983). «Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central». Editorial Univ. Compl. Madrid. *Colección Tesis doctorales*, n.º 203-83. p. 675.
- ANCOCHEA, E. y BRANDLE, J.L. (1982). «Alineación de volcanes en la región volcánica central española». *Rev. de Geofísica*, 38, 133-138.
- ARIAS, C. (1978). «Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior del Nordeste de la provincia de Albacete». *Seminarios de Estratigrafía*. Serie monográfica, n.º 3, p. 299. Madrid.
- ARIAS, C.; ELIZAGA, E.; VILAS, L. (1979). «Distribución de las facies del Cretácico Inferior en el SE de la provincia de Albacete. Sus relaciones. Cuadernos Geología Ibérica. Vol. 5, pp. 453-470. Madrid.
- BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D. *et al.* (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Campillo de Altobuey (692). I.G.M.E.
- BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D. *et al.* (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., Iniesta (718). I.G.M.E.
- BASCONES, L. *et al.* (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Madrigueras (743). I.G.M.E.
- BASCONES, L.; LENDINEZ, A. *et al.* (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Casas Ibáñez (744). I.G.M.E.
- BASCONES, L. *et al.* (1977). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Valdeganga (766). I.G.M.E.
- BOUSQUET, J.C. (1976). «Contribution á l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la Néotectonique dans l'Arc de Gibraltar et dans l'Arc Tyrrhénien». In. Structural History of the Mediterranean Basins. XXV Congrès-Assemblée plénière de la C.I.E.S.M. Split. Yugoslavia, 199-214.
- BRINKMANN, R. (1931). «Betikum und keltiberikum in Sudostpanien». Beitr. zur. Geol. der West Mediterraengebiet, 6: 305-434. Berlín. Trad. J. GOMEZ DE LLANERA: Las Cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España. *Pub. Extr. Geol. España*. C.S.I.C., 4: 307-439.

- BULL, W.B. (1964). «Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California». *United states geological survey profesional paper*, 352-E. pp. 89-129.
- BULL, W.S. (1968). «Alluvial fan». Conc. pp. 7-10, en *The Encyclopedia of Geomorphomoly*, ed. R.W. FAIRBRIDGE. D.H. y R.
- CALVO, J.P. (1978). «Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete». *Estudios geológicos*, vol. 34, pp. 407-429.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E. (1985). Sedimentology of a Neogene Lacustrine System, Cenajo basin S.E. Spain. 6ª European Regional Meeting (IAS) Lérida.
- CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978). «El Mioceno Superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético». *Boletín Geológico y Minero*, t. 84, pp. 407-426.
- CAPOTE, R. (1978). «Tectónica Española». *Sem. Crit. sísmicos inst. nucleares y/o públicas*, pp. 1-30.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ-CASALS, J. (1978). «La tectónica postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo». *Boletín Geológico y Minero*, t. 89, pp. 6-14.
- CARBO GOROSABEL, A. (1980). «Interpretación geotectónica en el borde suroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Valencia y Albacete) basada en determinaciones gravimétricas». Ed. Univ. Complutense. Madrid. *Colección Tesis doctorales*, pp. 179.
- CHAMPETIER, Y. (1972). «Le Prébetique et Iberique côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province de l'Alicante (Espagne)». *These Doct. Nancy Sci. Terre, Mém.* 24, p. 170.
- CRUSAFONT, M.; REGUANT, S. y GOLPE, J.M. (1979). «Síntesis biocronoestratigráfica del Terciario continental español». *Estudios geológicos*, vol. 31, pp. 581-586.
- DANTIN, J. y REVENGA, A. (1936). «Estudios geomorfológicos sobre España. I geomorfología de La Mancha». *Bol. Soc. Geogr. Nac.* t. 76, pp. 129-140.
- DEL OLMO, P. y PORTERO, J.M. (1973). «Estudios previos de terrenos. Corredor de Levante. Tramo: Quintanar del Rey-Venta del Moro». *Servicio de publicaciones del MOPU*, pp. 1-35.
- DIAZ MOLINA, M. (1974). «Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)». *Estudios geológicos*, vol. 30, pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978). «Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. la Sierra de Altomira (Cuenca)». 370 p. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid (Inédita).
- DIAZ MOLINA, N. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1980). «El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía». *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 149-167.

- DUPUY DE LOME, E. y GOROSTIZAGA, J. (1932). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, La Gineta (765). I.G.M.E.
- ELIZAGA, E. (1979). «Las facies terrígenas del Cretácico Inferior del sector central de la provincia de Albacete». *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense de Madrid, p. 127, (inédita).
- ELIZAGA, E. (1980). «Los sedimentos terrígenos del Cretácico Medio del Sur de la Meseta y Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológica». *Boletín Geológico y Minero*. TXCI-V, pp. 619-638.
- ESNAOLA, J.L. et al. (1979). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 serie, 1 ed., Peñas de San Pedro (816). I.G.M.E.
- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1927). «Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. R. Ac. Cienc. Barcelona* (3ª época), 20 (8). p. 143.
- FERREIRO, E. (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 ser., 1 ed., Motilla del Palancar (691). I.G.M.E.
- FERREIRO, E. y ROIZ, J.M. (1975). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 serie 1 ed., Sotuélamos (763). I.G.M.E.
- FERREIRO, E. y ROIZ, J.M. (1975). Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2 serie 1 ed., Lezuza (789). I.G.M.E.
- FONTBOTE, J.M. y RIBA, O. (1956). «Estudio Geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (Cuenca)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* n.º 44, pp. 35-71.
- FREYET, P. (1973). «Petrography and paleo environmental of continental carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc (Southern France)». *Sedimentary Geol.* n.º 10, pp. 25-60.
- FOURCADE, E. (1970). «Le Jurasique et le Cretace aux confins des Chaînes betiques et iberiques (Sud-Est de l'Espagne)». *These des Sciences*, 2 vol, p. 427, Paris.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1975). «Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)». p. 475. *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense de Madrid.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1978). «Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica». *Estudios geológicos*, vol. 34, pp. 215-229.
- GARCIA ABBAD, F. (1979). «Caracteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica». *Estudios geológicos*, vol. 35, pp. 633-643.
- GARCIA RODRIGO, B. y PENDAS, F. (1971). «Consideraciones sobre el Jurásico Inferior y Medio de Albacete». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 255-273, Madrid.
- GARCIA RODRIGUEZ, J.J. y JORISSEN, R. (1969). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Quintanar del Rey (688). I.G.M.E.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979). «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Est. Geol.* v. 35, pp. 569-598.
- GOROSTIZAGA, J. y DUPUY DE LOME, E. (1941). Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Munera (764). I.G.M.E.

- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976). «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) 1. Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.* v. 32, pp. 391-423.
- GOY, A.; PEREZ GONZALEZ, A.; PORTERO, J.M. y ZAZO, C. (1980). Aportaciones para un modelo de mapa de «Formaciones superficiales». 1.^a reun. G.A. y O.T. Santander.
- GOY, A.; y YEBENES, A. (1977). «Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón». *Cuadernos de Geología Ibérica*. vol. 4, pp. 375-384.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1974). «Estudio morfotectónico del cuaternario en el óvalo de Valencia». *Trab. Neog. Cuat.* 2; 71-81.
- GUIMERA, J. (1984). «Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula». *Geol. Mag.* 121 (5): 413-420.
- GUTIERREZ, G.; ELIZAGA, E.; GOY, J.L.; NIETO, M.; ROBLES, F. (1985). «Mapa Geológico de la provincia de Valencia». Diputación provincial de Valencia, Universidad de Valencia e Instituto Geológico y Minero, p. 61.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975). «Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel)». *Bol. Geol. y Min.*, 86 (6): 561-572.
- HERNANDEZ URROZ, J. y PEREZ GONZALEZ, A. (1978). Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Villarrobledo (740). I.G.M.E.
- HERNANDEZ URROZ, J. y PEREZ GONZALEZ, A. (1978). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2 ser., 1 ed., Minaya (741). I.G.M.E.
- INTECSA (1970). «Estudio preliminar de las reservas hidrológicas totales de la zona de La Mancha». Serv. Geol. Obras Públicas (M.O.P.).
- JEREZ MIR, L. (1973). «Geología de la zona prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincia de Albacete y Murcia)». *Tesis doctoral*. Univ. de Granada, p. 750.
- MARTIN SERRANO, A.; GARCIA ABBAD, F.J. (1979). «Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos». *Estudios geológicos*, 35, pp. 49-57.
- MARTIN SERRANO, A.; GARCIA ABBAD, F.J. (1979). «El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroccidental». *Boletín Geológico y Minero T CX-III*, pp. 243-252.
- * MAS, J.R.; ALONSO, A. y MELENDEZ, N. (1982). «El Cretácico basal "Weald" de la Cordillera Ibérica Suroccidental (NW de la provincia de Valencia y E. de la Cuenca)». *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 8, pp. 309-335.
- MATHISEN, M.; MORALES, J. (1981). «Stratigraphy, facies and depositional environments of the Venta del Moaro, vertebrate locality, Valencia Spain». *Estudios geológicos*, 37, pp. 199-207.
- MEGIAS, A.G. (1982). «Introducción al análisis tectosedimentario. Aplicación al estudio dinámico de cuencas». *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*. Argentina Actas, pp. 385-402.
- MEIN, P.; MOISSENET, E. y TRUC, G. (1978). «Les formations continentales du

- Neógene supérieur des Vallées du Júcar et du Cabriel au NE d'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et Environnement». *Document. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n.º 72, pp. 99-147.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971). «Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas». *Tesis*. Fac. Cienc. Univ. Complutense. Madrid.
- MOLINA, E. (1975). «Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava». *Trab. Neóg. y Cuatern.* n.º 3, pp. 7-106.
- MONTENAT, CH. (1973). «Les formations Neogènes et Quaternaries du Levant Espagnol». *Thèse de Doct.* Paris, Orsay, p. 1.167.
- OLAVERRI, T. y REY, R. (1980). Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a E. 1:1.000.000. I.G.M.E.
- ORDÓÑEZ, S.; SANTOS, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1975). «Contribución al conocimiento de la evolución de la cuenca del río Júcar (España) durante el Neogeno-Cuaternario». *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*. T. 1, pp. 579-596, Argentina. Buenos Aires.
- ORDÓÑEZ, S.; SANTOS, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1976). «Estudio sedimentológico de la Cuenca del Júcar. I. Rocas carbonáticas». *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 535-546.
- PEREZ GARCIA, A. (1981). «Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la cuenca de Montalbán (prov. de Teruel)». *Tes. Linc.* Univ. Zaragoza. p. 180. (inédito).
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971). «Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira». *I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom.* T.I. Secc. 1, pp. 357-376.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). «El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos». *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana. (I.L.M., C.S.I.C.).
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982). «Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A.; LOPEZ, N. (1983). «Cuencas del Júcar y Cabriel y Depresión de la Llanura Manchega». Libro Homenaje a L.M. Rios in litt.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1948). «Síntesis del Plioceno de la Mancha». *Las Ciencias*, Año 12, n.º, pp. 808-816.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1954). «Estudio del año Guadiana y de las altiplanicies del Campo de Montiel». *Tesis doctoral*, Inst. de Estudios Manchegos, p. 189.
- QUESADA, A.; REY, R. y ESCALANTE, G. (1967). «Reconocimiento geológico de la zona de Carcelén (Albacete y Valencia)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 78, pp. 93-185.
- REVILLA, J.; QUINTERO, J. (1958). «Yacimientos fosilíferos del Mioceno conti-

- mental de la provincia de Albacete». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, n.º 51, pp. 49-54.
- RIBA ARDERIU, O. (1959). «Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *Test. Doct. Monografías Instit. Lucas Mallada C.S.I.C.* 16: p. 283.
- RINCON, R. (1982). «Minerales pesados en las facies detríticas del Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica suroccidental». *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 8, pp. 259-265.
- ROBLES, F. (1970). «Estudio estratigráfico y paleontológico del Neogeno continental de la cuenca del río Júcar». *Tesis doctoral*. Univ. de Valencia (inédita).
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). «Características de la zona prebética». *Estudio hidrogeológico del bajo Segura*. I.G.M.E.-ENADIMSA.
- RUBIO NAVAS, J. (1976). Mapa geológico de España a 1:50.000 MAGNA, Hoja 690, Sta. M. del Campó Rus. I.G.M.E.
- SAENZ GARCIA, C. (1944). «Notas y datos de estratigrafía española. Datos geomorfológicos y tectónicos acerca de la Garganta del Júcar en su paso de la provincia de Albacete a la de Valencia», pp. 501-503. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.*, n.º 42, pp. 487-503.
- SANCHEZ CELA, V.; ORDOÑEZ, S.; NIETO, F. y MARTINEZ, F. (1972). «Estudio previos de terrenos. Corredor de Levante. Tramo: La Roda-Chinchilla de Mo-tearagón». p. 95. M.O.P.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; PELAEZ, J.R.; y AGUEDA, J.A. (1969). «Características Hidrogeológicas de la divisoria Júcar-Guadiana, en el N. de Albacete». *Doc. Investigación Hidrológica*, n.º 6, Barcelona.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). «Planteamiento provisional de distribución de facies en la Cuenca del Duero». I.G.M.E. (Proyecto MAGNA).
- SANCHEZ SORIA, P. (1973). «Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)». *Tesis*. Fac. Cien. Univ. Complutense. Madrid. (inédito).
- SANTOS GARCIA, J.A. (1975). «Estudio petrológico del Terciario continental de la cuenca del Júcar (Albacete)», p. 108. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense Madrid (inédita).
- SANTOS GARCIA, J.A. (1984). «Interpretación de un episodio evaporítico en Valdeganga (Prov. de Albacete)». *I. Congreso Español de Geología*, Tomo I, pp. 247-258.
- SANTOS GARCIA, J.A. (1984). «Abanicos aluviales en el borde oriental de la cuenca del Júcar». *I. Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 259-269.
- SANZ, T. (1946). «Investigaciones de la cuenca hidrográfica de La Mancha». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, n.º, 15, pp. 237-250.
- SCHWENZNER (1973). «Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes». *Geogr. Abhl.* 10. 1-28.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1981). «Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo. (Sector oriental de la cadena Ibérica)». *Acta Geológica Hispánica*, T. 16, n.º 3, pp. 135-138.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1983). «La distensión plio-cuaternaria en la Cadena Ibéri-

- ca oriental». Mapa de contornos estructurales de la penillanura fundamental deformada. *Boletín Geológico y Minero* T. XCIV-VI, pp. 496-502.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1984). «Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental». *Inst. de Est. Turolenses*, p. 269.
- SOLE SABARIS, L. (1978). «Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena» en M. de Teran *et al.* *Geografía General de España*. Ed. Ariel: 74-85.
- SOPENA, A. (1982). «Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el SE de la Meseta». «Documentación complementaria Hojas Plan Magna 818, 143, 844, 845, 868 y 870. I.G.M.E. Inédito. Madrid.
- TORRES PEREZ-HIDALGO, T.; JUNCO AGUADO, F.; ZAPATA DE LA VEGA, J.L. y PLAZA HERNANDO, J.M. (1984). «Similitud de los procesos sedimentarios del Neogeno en la Cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia». *I Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 285-300.
- VADOUR, J. (1974). «Recherches sur la terra-rosa de la Alcarria (Nouvelle Castille)». *Memories et Documents*, ser. 15. *Plenumenes Karstiques*, T. II. 49-69.
- VIALARD, P. (1973). «Recherches sur le cycle dans la Chaîne Iberique sud-occidentale. *Tesis doctoral*. Dac. Sciencies de Tolouse.
- VIALARD, P. (1976). «La compression majeure dans la Chaîne méridionale (Ouest de Valencia, Espange) est ante-vindobonnienne». *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* 42-44.
- VILAS, R.; FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1979). «Widspread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula». *Proceedings Symp. Evolution and Tectonics of the Western Medit. and Sourrounding Areas*. E.G.S. Viena. *Inst. Geogr. Nac. Special Pub.* 201:109-128.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCIA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982). «Ibérica suroccidental» en «El Cretácico de España». *Universidad Complutense de Madrid*, pp. 457-508.
- VILAS, L. y PEREZ GONZALEZ, A. (1971). «Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca)». *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, n.º 69, pp. 103-114.
- YEBENES, A.; DE LA PEÑA, J.A. y ORDOÑEZ, S. (1973). «Sedimentos dolomíticos paraactuales: la "Tierra Blanca" de La Roda (Albacete)». *Estudios Geológicos*, vol. 29, pp. 343-349.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID