



IGME

790

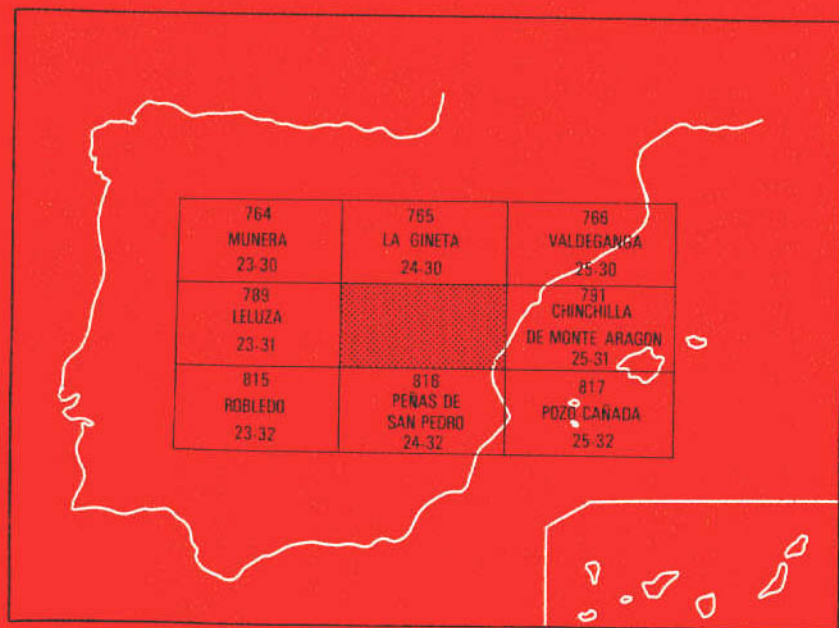
24-31

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALBACETE

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALBACETE

Segunda serie-Primera edición

Tirada: Gráficas MAWIJO, S.A. Fuenlabrada (Madrid) D.L. - M-17515-1988

N.I.P.O. : 232-88-005-7

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. Gallego 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. 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. Elizaga 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	11
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	11
1.2. MARCO GEOLOGICO GENERAL	13
2. ESTRATIGRAFIA	13
2.1. CARACTERISTICAS GENERALES	13
2.2. JURASICO	15
2.2.1. Lías	16
2.2.1. 1. Dolomías y calizas dolomíticas (1)	16
2.2.1. 2. Dolomías y margas verdes (2)	17
2.2.1. 3. Calizas olíticas (3)	17
2.2.2. Dogger	18
2.2.2. 1. Dolomías romboédricas masivas (4)	18
2.2.3. Malm	19
2.2.3. 1. Calizas con ammonites (5) (Oxfordiense superior)	19
2.2.3. 2. Calizas limosas con ammonites (6) (Kimmeridgiense Inferior)	20
2.3. CRETACICO	20

2.3.1.	Cretácico Inferior	21
2.3.1. 1.	Arcillas, margas y calizas con carofitas (7) (Barremiense)	21
2.3.1 2.	Arenas versicolores y gravas silíceas (8) (Albiense)	23
2.3.2.	Cretácico Superior	23
2.3.2. 1.	Dolomías limosas y margas (9) (Cenoma-niense)	23
2.4.	NEOGENO	24
2.4.1.	Introducción	24
2.4.2.	El Neogeno en la Depresión de Albacete	24
2.4.3.	Antecedentes	25
2.4.4.	Unidades litoestratigráficas en el Neogeno de la Cuenca del Júcar	25
2.4.5.	Biostratigrafía. Edad de las formaciones neogenas de la Cuenca del Júcar	27
2.4.6.	Unidades litoestratigráficas	30
2.4.6. 1.	Calcarenitas (10) (Serravaliense-Tortonense superior)	30
2.4.6. 2.	Gravas silíceas (11) (Mioceno superior)	32
2.4.6. 3.	Brechas, conglomerados y areniscas poli-génicas (12) (Calizas travertínicas) (13) (Plioceno inferior)	33
2.4.6. 4.	Gravas, arenas y limos con encostramien-tos carbonatados a techo (14) (Plioceno su-perior)	35
2.4.6. 5.	Calizas y margas con encostramientos la-minares a techo (15) (Plioceno superior)	36
2.4.6. 6.	Calizas, margas, arcillas, arenas y gravas (16) (Neogeno)	37
2.5.	CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES	37
2.5.1.	Características generales	37
2.5.1. 1.	Glacis finivillafranquiense con costra lami-nar (17)	39
2.5.1. 2.	Abanicos aluviales con encostramiento la-minar (18)	40
2.5.1. 3.	Abanicos aluviales (19)	41
2.5.1. 4.	Terrazas (20)	42
2.5.1. 5.	Coluviones y coluviones cuarcíticos (21 y 22)	42
2.5.1. 6.	Conos aluviales (23)	43
2.5.1. 7.	Aluvial-coluvial (24)	43
2.5.1. 8.	Fondos de valle (25)	43

2.5.1. 9.	Zonas endorreicas (26)	44
2.5.1.10.	Llanura aluvial (27)	45
2.5.1.11.	Fondos de dolina (28)	45
2.5.1.12.	Cuaternario indiferenciado (29)	45
3.	TECTONICA	46
3.1.	INTRODUCCION	46
3.2.	EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA DEL LIMITE MERIDIONAL DEL SISTEMA IBERICO Y CAMPO DE MONTIEL	46
3.3.	EVOLUCION PREOGENICA Y OROGENICA DEL PREBETICO	50
3.4.	ESTRUCTURAS DEL ZOCALO MESOZOICO EN TORNO A LA DEPRESION DE ALBACETE. DATOS LOCALES DEL AREA DE ESTUDIO	51
3.4.1.	Datos locales del área de estudio	51
3.5.	EVOLUCION POSTOROGENICA. LA DISTENSION	52
3.6.	ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DE ZOCALO	54
3.7.	VULCANISMO Y DISTENSION	55
4.	GEOMORFOLOGIA	57
4.1.	RELIEVES MESOZOICOS	57
4.2.	LLANURA MANCHEGA	58
4.3.	FORMAS DE ENLACE	61
5.	HISTORIA GEOLOGICA	62
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	69
6.1.	MINERIA Y CANTERAS	69
6.2.	HIDROGEOLOGIA	70
7.	BIBLIOGRAFIA	71

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Albacete se encuentra situada al norte de la provincia del mismo nombre cuya capital se localiza en el ángulo nororiental de la Hoja.

En este área tiene su límite sur la Llanura Manchega Oriental que aquí recibe el nombre de comarca de los Llanos de Albacete en sentido amplio. Limitando ésta, se sitúan zonas de relieve más acusado, al oeste, las estribaciones de la plataforma de los Campos de Montiel y al SE en los alrededores del Salobral los relieves extremos de la denominada Cordillera de Monte Aragón (Fig. 1).

Las poblaciones más importantes además de la capital de la provincia son Balazote, Argamasón y El Salobral además de multitud de pequeños núcleos agrícolas, algunos de reciente creación.

La máxima altitud se encuentra al sur de Balazote en el Cerro del Gujarral que alcanza los 890 m de altitud aproximadamente. La zona más deprimida hay que buscarla al este de la ciudad de Albacete, en el río de la Estacadilla que tiene 680 m de cota mínima dentro de la Hoja. Estos datos no reflejan bien la realidad fisiográfica de la zona puesto que el desnivel máximo (unos 150 m) se alcanza en las cercanías de los puntos de mayor relieve, siendo una de las características más destacadas de la Hoja las dilatadas superficies de pendiente suave.

La red hidrográfica está escasamente desarrollada en las zonas bajas, no exis-

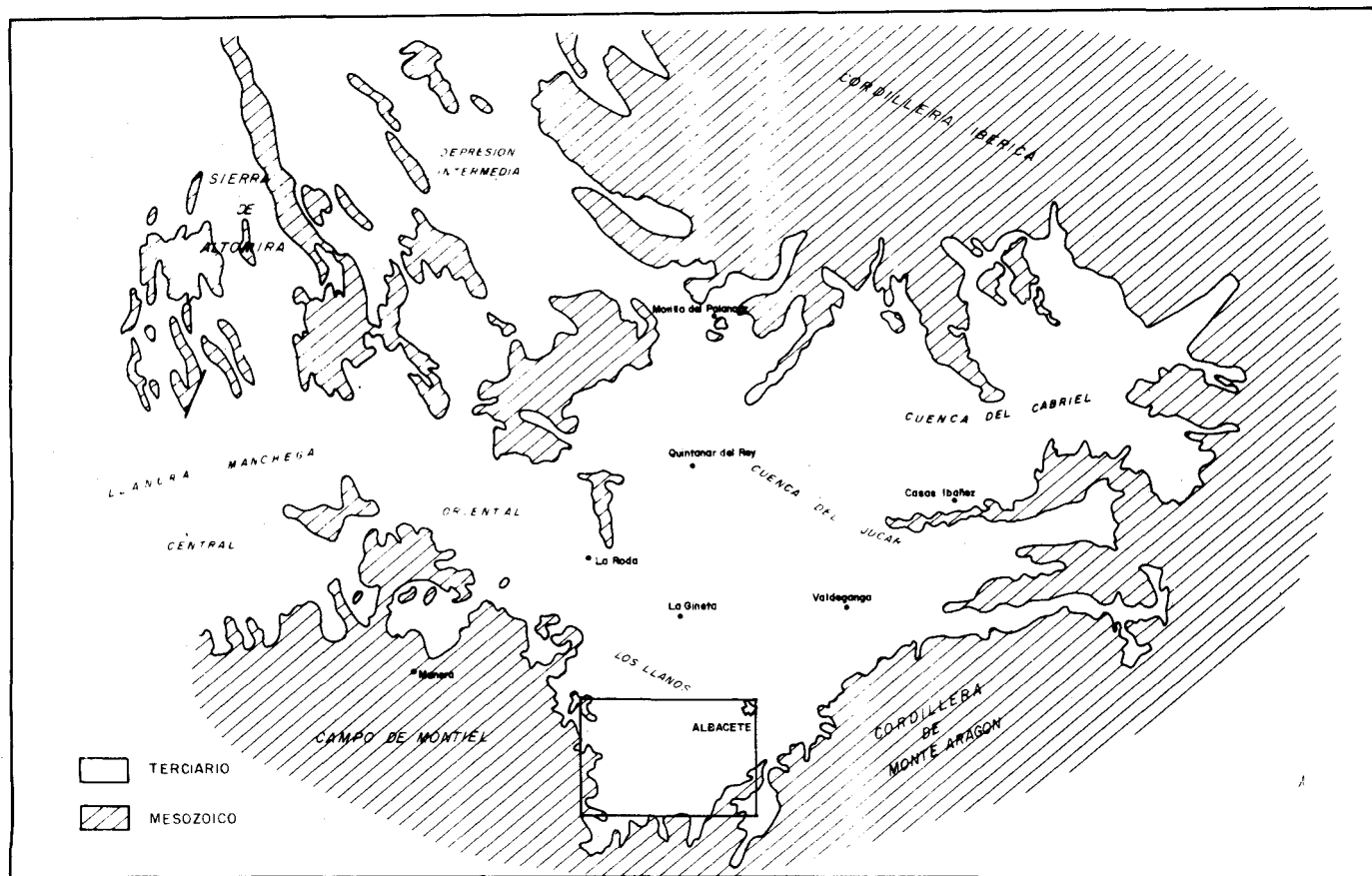


Fig. 2 Marco regional y situación de la hoja

tiendo ningún cauce permanente, excepto el Río Jardín en Balazote, que pierde su caudal al desembocar en la llanura albaceteña.

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 MAGNA y pertenecientes al ámbito regional de la Hoja, cartografía geológica del MO-PU, tesis doctorales, comunicaciones de diversa índole y estudios hidrogeológicos cuyas referencias aparecen citadas en la bibliografía. Así mismo, se han efectuado estudios fuera de la Hoja, por formar parte ésta de un contexto regional más amplio, por ello, se ha llevado a cabo observaciones en las Hojas que configuran el Campo de Montiel y los sectores adyacentes de la Llanura Manchega, entorno de la Cordillera de Monte Aragón y Zona Prebética.

1.2. MARCO GEOLOGICO GENERAL

El marco geológico de la mayor parte de la Hoja se ubica en la depresión terciaria de Albacete limitada al oeste por la Zona Tabular Ibérica (VILAS *et al.* 1982). Al Sur, fuera de Hoja se encuentra el límite norte del denominado clásicamente Prebético Externo.

Afloran en la zona materiales del Mesozoico y Terciario además de importantes depósitos cuaternarios. El Jurásico se encuentra representado por el Lías el Dogger y parte del Malm. Los afloramientos cretácicos se ven reducidos al Cretácico inferior (Barremiense y Albiense). Es de destacar la presencia de materiales miocenos, en facies marinas (Serravaliense superior-Tortonense inferior). El Plioceno se encuentra muy desarrollado, constituyendo el relleno de la Depresión de Albacete. Los depósitos cuaternarios son complejos y variados, alcanzando un notable desarrollo en las cercanías de los relieves.

Los sedimentos terciarios subhorizontales recubren las estructuras de los relieves mesozoicos circundantes. La Zona Tabular de la Meseta (en sentido amplio) se dispone en pliegues suaves, de plano axial subvertical y con ejes alineados en dirección E-O aproximadamente. La Zona Tabular Ibérica se estructura en pliegues suaves de ejes NNE-SSO y fracturas directas.

Algunas de las unidades morfoestructurales definidas por MARTIN-SERRANO y ABBAD (1979) se encuentran en la Hoja: Los Llanos de Albacete, la Unidad de Pozocañada en el borde oriental y la unidad de Balazote.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja estudiada corresponden al Lías (Sinemuriense superior-Pliensbachiense), mientras que los más moder-

nos aparte de los sedimentos cuaternarios (de gran importancia en la región) corresponden al Plioceno superior. Durante este período, la sedimentación no ha sido ni continua ni homogénea y se presentan diversas lagunas estratigráficas, discordancias y variaciones de facies a lo largo y ancho de la zona estudiada.

Lagunas estratigráficas de interés son las que se producen entre el Kimmeridgiense inferior (Malm) y el Barremiense (Cretácico inferior) y entre el Cenomaniense y el Mioceno (Serravalliense-Tortonense).

La sedimentación es relativamente continua en el Lías. A finales del Dogger se reconoce regionalmente una interrupción en la sedimentación, aunque continúa en el Malm. En la zona occidental de la Hoja estos últimos niveles jurásicos no están representados, ampliándose por tanto la laguna estratigráfica.

El Jurásico superior está en contacto erosivo con el Cretácico inferior detrítico a su vez que éste, en «Facies Weald», es erosionado por las Facies Utrillas de edad Albiense. El Cretácico superior no aflora (el afloramiento más próximo se sitúa en la Hoja de Chinchilla de Monte Aragón) aunque ha sido reconocido en sondeos bajo los sedimentos terciarios y cuaternarios. A finales del Cretácico la sedimentación cesó, no existiendo, testimonios de sedimentación paleogena en la región (las unidades de esta edad más cercanas, se encuentran en la Depresión Intermedia mucho más al norte y en el Prebético Interno, distanciado al sur). Los sondeos no han identificado tampoco materiales de esta edad bajo los sedimentos de la Depresión de Albacete.

Los materiales liásicos presentan variaciones de facies a nivel regional aunque la escasez de afloramientos y de dataciones faunísticas fiables impiden sacar conclusiones acerca de las variaciones litológicas de estos materiales. El límite Lías-Dogger no es claro. La dolomitización progresiva de techo a muro que afecta a la serie jurásica desde el techo del Dogger así como el no encontrar aflorante el contacto litológico entre las unidades, plantea el problema de comprender cómo es este tránsito Jurásico Inferior-Medio. Los sondeos no aportan datos respecto a este interrogante. El Malm está representado por facies marinas de borde según los esquemas de FOURCADE (1970).

La sedimentación liásica se ha desarrollado en ambientes marinos someros. La proximidad a la costa se evidencia en el Malm por las características de las facies aflorantes al sureste de la Hoja.

El Cretácico aflorante y el localizado por sondeos presenta facies identificadas regionalmente (facies Weald, facies Utrillas y facies de plataforma carbonatada). Los ambientes de deposición cretácicos son claramente continentales para los materiales en facies Weald y Utrillas. El Cretácico superior se desarrolló en un ambiente de plataforma carbonatada en un mar de tipo epicontinental.

La no existencia de materiales paleogenos nos indica un dilatado período de emersión que es interrumpido por la invasión del mar en el Mioceno, testimoniado por la existencia de materiales de la unidad 10 (Serravalliense-Tortonense). Las facies indican la existencia de una sedimentación somera en pequeñas cuen-

cas separadas por umbrales que conforman una morfología de tipo archipiélago CALVO *et al.* (1978).

El Plioceno de la Depresión de Albacete se estructura en varias unidades separadas por discordancias y que lateralmente presentan variaciones de facies. Destaca por su diversidad litológica las unidades 14 y 15 del Plioceno superior. Regionalmente a estos tiempos corresponde la coexistencia de sedimentación detrítica y carbonatada.

La sedimentación pliocena es claramente continental diferenciándose ambientes de carácter fluvial: abanicos, sistemas fluviales meandriformes, *braided* y de tipo lacustre-palustre, medios que existieron con extensión geográfica desigual durante el proceso de relleno de las cuencas distensivas. Sistemas fluviales de diferente carácter e importancia siguen actuando en la región durante el Cuaternario.

Los materiales cuaternarios poseen una gran importancia destacando las diferentes generaciones de abanicos pleistocenos. Destaca sobre los materiales de la Depresión de Albacete el desarrollo de importantes costras carbonatadas.

En dicho período existieron las condiciones necesarias para diferenciar en la zona distintas superficies de erosión previas al encajamiento actual de la red fluvial junto con la continuación de los procesos de karstificación desarrollados a lo largo del cuaternario.

2.2. JURASICO

Se encuentran representados, el Lías, el Dogger y el Malm. En la región occidente de la Hoja se identifican los niveles inferiores del Lías, fundamentalmente dolomíticos. Por encima se sitúa una unidad margo-dolomítica que aflora parcialmente, siendo visible únicamente la parte superior, que a través de un nivel de transición característico regionalmente da paso a calizas oolíticas. Ambas unidades se asignan al Lías.

Ya en la zona oriental (Dominio de la Zona Tabular Ibérica VILAS *et al.* 1981) aflora una unidad de dolomías masivas asignables al Dogger. Su relación con las unidades inferiores del Lías no es evidente, debido a los procesos de dolomitización secundaria sufridos por estos materiales. La unidad finaliza con un «hard ground» regional. Por encima se sitúa el Malm representado por escasos metros de calizas detríticas con ammonites del Oxfordiense-Kimmeridgiense. Este Malm según los esquemas de FOURCADE 1978 se depositó en áreas próximas a zonas emergidas. El techo del Jurásico está erosionado en la única localidad donde se observa (Casas del Abogado).

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 Cazorra-Hellín-Yecla (1969-1971), GARCIA-RODRIGUEZ y PENDAS definen las siguientes for-

maciones jurásicas representadas en el ámbito de la Hoja: «*Carretas*», «*Madroño*», «*Colleras*», «*Chorro*» y «*Lorente*». 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 del Imón*, *Carniolas de Cortes de Tajuña*, *Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas* (Grupo *Renales*), *Margas grises del Cerro del Pez*, *Calizas bioclásticas de Barahona* y *Alternancia de margas y calizas de Turmiel* (Grupo *Ablanquejo*). En el Dogger: *Miembro Calizas nodulosas de Casinos*, *Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyo Frío* (no visibles aquí), que junto al *Miembro Calizas con esponjas de Yatova* constituyen la *Formación Carbonatada de Chelva*, siendo el *Miembro Calizas con esponjas de Yatova* de edad Malm. Otras unidades del Malm presentes en la Hoja y citadas por estos autores son la *Formación Margas de Sot de Chera* y la *Formación Ritmita calcárea de Loriguilla* aunque su representación es muy reducida. Las equivalencias entre todas ellas y las unidades definidas en la Hoja son tratadas en sus correspondientes epígrafes.

2.2.1. Lías

2.2.1.1. *Dolomías y calizas dolomíticas (1)*

No aflora en la Hoja sin embargo, en dos sondeos localizados al norte de Balazote y al este de la Herrera se atraviesan a los 270 m y 293 m respectivamente, calizas dolomíticas recristalizadas de tonos rojizos, brechas dolomíticas y dolomías grises microcristalinas. Parecen corresponder a la unidad que regionalmente se sitúa a techo del Triásico (esta es la posición en donde se sitúan en Balazote donde el Triásico es alcanzado a los 430 m de sondeo).

El espesor atravesado es de 160 m en Balazote y 234 m en la Casa Cherricoca en las cercanías de la Herrera. Este último dato parece anómalo respecto a los conocidos en Hojas adyacentes (aun considerando el dato como potencia aparente): Robledo 100-140 m, Sotuelamos 60-80 m, Munera 150 m (datos de potencia real), por lo que podría existir un aumento de espesor de origen tectónico.

Este conjunto equivale a la formación *Carretas* de GARCIA RODRIGO y PENDAS (1971) diferenciadas 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.

Su génesis está asociada a un medio de sedimentación marina de aguas someras (interna supramareal) con posterior disolución de evaporitas, según se ha puesto de relieve en el estudio sedimentológico de esta unidad en la Hoja de Munera.

La edad de estos materiales situados encima del Triásico podría corresponder a la de los niveles basales del Lías. Por su equivalencia con la formación

Carniolas de Cortes de Tajuña se piensa una edad Hettagiense-Sinemuriense para esta unidad.

2.2.1.2. *Dolomías y margas verdes (2)*

Sobre esta unidad inferior se sitúan dolomías amarillentas y rojizas con intercalaciones decimétricas de margas generalmente grises o verdes. Existen intercalados niveles de calizas grises. El conjunto está bien estratificado, su potencia aflorante es reducida (20-30 m). El espesor real aparente deducido en base a sondeos es de 160 m aproximadamente.

La petrografía de los términos dolomíticos corresponde en su mayor parte a dolomicritas (mudstone), dolobiomicritas y dolointramicitas (mudstone, wackestone a packestone). Otros niveles descritos son brechas de cantos planos, margas y calizas de agua dulce dolomitizadas y dolomías laminadas por algas. Estos datos junto con observaciones sedimentológicas muestran que el medio de depósito de estos materiales ha sido muy somero y claramente influenciado por mareas, encontrándose términos de llanura mareal con episodios de emersión e incluso colonización por vegetación con formación de suelos. Junto a esta facies coexisten secuencias de relleno de canales de drenaje de la llanura mareal.

Por último se encuentran niveles de calizas claras y grises a veces nodulosas que petrográficamente se describen como micritas (mudstone) y oomicritas e intramicritas (wackestone a packstone). Se disponen en secuencias negativas interpretadas como barras submareales. Su contenido faunístico es escaso, moldes de ostracodos, moldes disueltos de moluscos, gasterópodos, etc. La lumaquela de lamelibranquios citada en Hojas adyacentes no se evidencia aquí, quizá por la mala calidad de los afloramientos.

La edad de estos materiales, resulta difícil de establecer, motivo por el cual se asigna al Lías. En la Hoja de Munera se han identificado *Lituosepta recoraensis* y *Lituosepta aff compressa* del Sinemuriense superior-Pliensbachiense. Esta unidad es correlacionable con la Formación *Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas* (GOMEZ *et al.* o.c.) definida en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica por lo que encaja bien la edad atribuida a ésta por la microfauna. También se identifica esta unidad con la formación *Madroño* (GARCIA-RODRIGO y PENDAS o.c.) establecida en el Prebético Externo.

2.2.1.3. *Calizas oolíticas (3)*

La transición entre las dolomías y margas verdes y las calizas oolíticas se realiza a través de un nivel característico de dolomía recristalizada de tonos rojizos, oquerosa, en capas decimétricas de unos 2 m de espesor total. Este tramo

transicional es visible regionalmente, aunque varía su espesor y tipo de estratificación. Se depositó en un ambiente de llanura de mareas, con posible disolución de sales.

Por encima se sitúan calizas de estratificación masiva, oolítica, con niveles centimétricos bandeados y ocasionales zonas brechificadas, a veces existen intercalaciones decimétricas de margas amarillentas. Usualmente estas calizas se encuentran recrystalizadas.

El techo de la unidad no es visible, apenas afloran 30-40 m de potencia aparente, siempre muy diaclasados, con estratificación poco evidente. Procesos kársticos de diferentes edades han contribuido a enmascarar las características originales de la roca, excepto en algunas zonas donde el carácter oolítico de la unidad se pone de manifiesto.

Los sondeos dan una gran variación en el espesor de las calizas oolíticas, oscilando entre los 40 y los 150 m, siendo el valor más usual en torno a los 100 m.

En lámina delgada se identifican como oomicritas (grainstone) y oobiomicitas (grainstone y packstone) cuando la textura oolítica está bien conservada. En la mayoría de los casos son calizas recrystalizadas, a veces algo dolomíticas con indicios de pelets, oolitos e intraclastos. Estas microfacies se corresponden con ambientes de energía alta, tales como sistemas de barras submareales.

La fauna más destacada está representada por restos de moluscos, crinoides, ostracodos, lituólidos y ataxophragmididos. Se ha identificado *Eggerella*, *Gaudriina*, *Ammobaculites*. Con dudas es posible la existencia de algas como *Thaumtoporella* y *Palaeodasycladus*, así como fantasmas de Ophtalmiidos, Textularidos, *Fronicularia*, *Favreina*, etc. Ninguno de estos fósiles concretan edades, situándonos en un intervalo Lías Inferior-Medio aunque podría extenderse hasta el Dogger.

Esta unidad se correlaciona perfectamente con la formación *Colleras* de GARCIA-RODRIGO y PENDAS (1971) diferenciada 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 localización temporal es equiparable a la del Grupo *Ablanquejo* definido por estos autores.

2.2.2. Dogger

2.2.2.1. Dolomías romboédricas masivas (4)

En los relieves orientales de la Hoja afloran dolomías cristalinas romboédricas, masivas, de grano medio a grueso, muy blancas en corte fresco. En lámina delgada se aprecian fantasmas de oolitos, así como sombras de lamelibranquios, gasterópodos y algas.

El muro de esta unidad no es visible y el espesor aflorante es de unos 60 m. Los datos de sondeos son variables según el grado de erosión a techo, desde 130 a 228 m, valores entorno a los 180 m son los más normales.

A muro se reconocen en los sondeos margas grises y verdes, con intercalaciones dolomíticas y calcáreas. La relación entre la unidad de dolomías masivas (4) y la de calizas oolíticas (3) no es clara, los procesos de dolomitización secundaria se han desarrollado con un frente irregular de techo a muro de la serie carbonatada, enmascarando las características de los materiales originales por lo que no se ve en sondeos cómo se realizan la transición entre ambas unidades. A techo de las dolomías se aprecian posibles secuencias de tipo barra (*thick-up*) con techos planos. La sedimentación en el Dogger finaliza con la formación de un hard-ground identificable a nivel regional, sobre el que se sitúan calizas con ammonites de clara edad Oxfordiense, por ello, y por comparación con materiales de aspecto similar en Hojas adyacentes, se asignan estos materiales al Dogger, sin descartar que la parte superior del Lías pueda estar representada en los términos basales de esta unidad.

Esta unidad corresponde a la formación *Chorro* diferenciada en el Prebético Externo por GARCIA RODRIGO y PENDAS (1971). No existe ningún equivalente litológico en la división del Jurásico establecida por GOMEZ *et al.* (1976) aunque estos materiales coinciden temporalmente con el miembro *Calizas nodulosas de Casinos* y la *Capa de oolitos ferruginosos de Arroyo Frio* de la *Formación carbonatada de Chelva*. Esta última capa de oolitos ferruginosos es equivalente al nivel de *hard-ground* que culmina la unidad.

2.2.3. Malm

2.2.3.1. *Calizas con ammonites (5) (Oxfordiense superior)*

En Casas del Abogado, en el límite suroriental de la Hoja se han medido 6 m de calizas bioclásticas (packstones) algo nodulosas. En lámina delgada son intrabiomicritas en parte recristalizadas y con algo de cuarzo.

Como microfauna se han identificado, ostracodos y *Eggerella*, *Gaudriina* y *Lenticulina*. Como macrofauna se han recolectado las siguientes faunas. Ammonites, *Subnebrodites* sp. (gr. *planula* CHEHL), *Orthosphinctes (Ardescia)*, sp, Belemnites: *Hibolites* sp Braquiopodos: *Septaliphoria* sp. La fauna de ammonites indica una edad probable Oxfordiense superior (Zona Planula) Kimmeridgiense Inferior (Zona Platynota). Esta unidad se correlaciona con el *Miembro Calizas con esponjas de Yatova* de la *Formación carbonatada de Chelva* definida por GOMEZ *et al.* (1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Más difícil es ver la correspondencia de estos materiales con las formaciones diferenciadas en el Prebético externo por GARCIA RODRIGO y PENDAS (1971) aunque en el tiempo coincide con la formación *Lorente*. Estos materiales se de-

positarían en un área paleogeográfica cercana al borde continental según los esquemas de FOURCADE (1970).

2.2.3.2. Calizas limosas con ammonites (6) *Kimmeridigiense inferior*

El techo de Malm está reducido a 8 m de calizas y margas limosas de color marrón, con estratificación lenticular, medidos en la serie de Casas del Abogado. El límite superior de la unidad tiene carácter erosivo al estar en contacto con el Cretácico inferior detrítico.

Se han recolectado los siguientes ammonites: *Orthosphinctes Pseudorthosphinctes* sp., *Simoceratinae* s.l., *Ataxioceras (Ataxioceras)* s. p., *Lopha* s. p. que indican una edad Kimmeridigiense inferior alto (zona Platynota-Zona Hypselocyclum).

Esta unidad correspondería a las formaciones *Margas de Sot de Chera* y *Ritmita calcárea de Loriguilla* definidas en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica por GOMEZ *et al.* (1976). Esta unidad se despositaría en un área próxima a la costa según los esquemas de FOURCADE (1970).

2.3. CRETACICO

La sedimentación jurásica finaliza con los materiales de edad Kimmeridigiense, depositados en ambientes marinos muy someros y limitados al sector suroccidental de la Hoja. Los materiales cretácicos, que se superponen directamente a esta unidad en discordancia de edad Barremiense en facies claramente continentales, corroboran la existencia de un período de emersión con su consiguiente erosión, en este intervalo de tiempo.

En las cercanías de Balazote así como en otros afloramientos puntuales de la región, la existencia de cavidades kársticas rellenas de arena y gravas en Facies Utrillas confirman la emersión y subsiguiente karstificación de los materiales jurásicos, previa a la deposición de materiales Cretácicos. VIALARD (1973) señala la existencia de movimientos neociméricos en las regiones nororientales de la cuenca, en forma de laxos y amplios pliegues de dirección NO-SE y de otros movimientos finiaprienses que marcarían las condiciones existentes al comienzo de la sedimentación continental de Utrillas.

El Cretácico aflorante en el ámbito de la Hoja está reducido al Cretácico inferior si bien en sondeos ha sido identificado el Cretácico superior limitado a una centena de metros de espesor aparente de materiales carbonatados con alguna intercalación detrítica, dados como Cenomanienses. El único sector de la Hoja donde es reconocido en superficie el Cretácico inferior es el oriental, en torno a Casas del Abogado. Comienza la sucesión con una veintena de metros de arcillas, margas y calizas con algas, en facies Weald y edad Barremiense sobre

la que se sitúan dos decenas de metros aproximadamente de gravas y arenas versicolores en facies Utrillas.

Existe una laguna sedimentaria entre el Barremiense y el Albiense. ARIAS, C. (1978) identifica materiales de edad Aptense y Barremiense en Campillo de las Doblas (Hoja 817 «Pozo Cañada») y en Chinchilla, al sur y este respectivamente de esta Hoja. De estos hechos se deduce que esta laguna tiene un significado erosivo aunque a techo de la sucesión Barremiense existen unos niveles característicos que indican una clara condensación e interrupción en la sedimentación, por lo que los últimos niveles aflorantes bien podrían representar parte del Aptense Inferior. Según esto la laguna sedimentaria podría ser interpretada como de no deposición y erosión al situarse los sedimentos detríticos inmediatamente encima.

El Cretácico de la provincia de Albacete ha sido objeto de estudios más recientes a cargo de ARIAS *et al.* (1979) y VILAS *et al.* (1982), en dichos trabajos se describe el entorno paleogeográfico del Golfo de Albacete, así como las distintas formaciones o unidades litoestratigráficas definidas para la Cordillera Ibérica suroccidental (Fig. 2).

2.3.1. Cretácico Inferior

2.3.1.1. Arcillas, margas y calizas con carofitas (7) (Barremiense)

Limitado también al afloramiento de Casas del Abogado se encuentran 20 m de facies tipo Weald, arcillas versicolores y arcillas margosas con alguna intercalación de calizas con oncolitos y areniscas ferruginosas con granos de dolomía. Los últimos 6 m son de caliza gris con Characeas, que a techo finaliza con unos niveles de dolomías ferruginosas, secundarias, de grano grueso, color rojo vino, con cantos de cuarcita, sombras de algas y pisolitos ferruginosos de origen vadoso. Podría indicar esta secuencia la existencia de una interrupción en la sedimentación, anterior al depósito erosivo de las gravas y arenas del Albiense.

Como microfauna se han identificado las Characeas: *Globator* *af Trochiliscoide* VARR, *Atopochara* *af Trivolis* GRAMBAST y una posible *Ascidiella* s.p. que indican edad Barremiense inferior. También se han encontrado, restos de Ostracodos, Codiaceas así como talos y girogonitos no clasificables de Charofitas.

La sedimentación se ha realizado en un medio lacustre influenciado por sus márgenes como demuestra la abundancia de terrígenos en la serie. Esta unidad Barremiense corresponde a la denominada formación *Calizas de la Huerquina* VILAS *et al.* (1982).

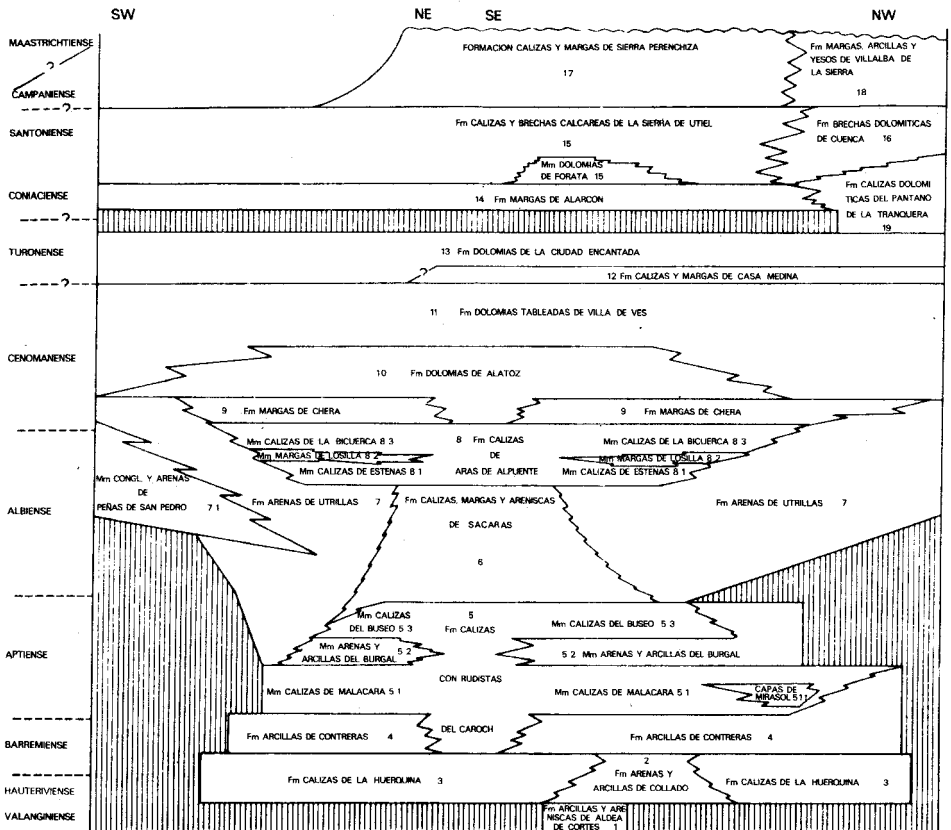


Fig. 2. Unidades litoestratigráficas del Cretácico de la Cordillera Ibérica suroccidental (según VILAS et al., 1982).

2.3.1.2. *Arenas versicolores y gravas silíceas (8) (Albiense)*

Tanto en la zona oriental como en la occidental destacan entre los relieves mesozóicos afloramientos *albienses* de gravas y arenas versicolores bien definidos. Así en Casas del Abogado o en la zona de Balazote aparecen implicadas en estructuras mesozóicas o rellenando formas kársticas en la unidad jurásica de calizas oolíticas (3).

Estas gravas silíceas y arenas de aspecto y color característico son identificables con los materiales de igual naturaleza definidos en la región por ELIZAGA (1980) como Albienses. En la zona occidental de la Hoja los afloramientos son reducidos, siendo principalmente gravas bien lavadas y con marcas de choque, a veces mezcladas con arcilla si han sufrido procesos edáficos. En un afloramiento singular situado en la trinchera del abandonado ferrocarril Albacete-Jaén se corta una cavidad kárstica situada en un nivel calcáreo liásico (unidad 3), de unos 8 m de profundidad, limitada en uno de sus flancos por una falla, en donde se observa claramente como las arenas de colores abigarrados típicas de las facies Utrillas se sitúan sobre los niveles de gravas. Este dato contribuye a corroborar la existencia de una emersión y karstificación de los materiales liásicos de edad pre Albiense (ELIZAGA, comunicación personal).

En la serie de Casas del Abogado, se depositan en clara discordancia erosiva unos 25 m visibles de gravas silíceas (3-4 m basales) y arenas cuarzo feldespáticas de grano medio a grueso de colores abigarrados con estratificación cruzada en surco a media y gran escala así como restos vegetales de gran tamaño (troncos de gimnospermas). En sondeos, materiales de características similares son identificados en gran número de puntos por debajo de los sedimentos terciarios con espesores aparentes entre 17 y 79 m.

VILAS *et al.* (1982) relacionando este afloramiento con el Cretácico de Chinchilla argumentan una edad Albiense superior para esta unidad. Su ambiente deposicional se asocia a régimen continental con desarrollo de abanicos aluviales (ELIZAGA o.c.). La naturaleza y distribución granulométrica de los materiales depositados, señalan que Sierra Morena actuó como área madre de éstos.

2.3.2. **Cretácico superior**

2.3.2.1. *Dolomías limosas y margas (9) Cenomaniense*

En dos sondeos situados en la zona central de la Hoja se reconocen entre 80 y 104 m, en cada caso, de dolomías limoso-arenosas con niveles de marga y limo y color dominante blanco, beige y amarillo. Han sido datadas con foraminíferos resultando de edad Cenomaniense en las dos perforaciones consultadas. Esta unidad del Cretácico superior es la más occidental de las identificadas en

la región. La más próxima al este aflora en Chinchilla de Monte Aragón. En superficie no afloran estos materiales.

2.4. NEOGENO

2.4.1. Introducción

La mayoría de los materiales terciarios aflorantes en la Hoja pertenecen a la denominada Depresión de Albacete. Sólo unos metros de calcarenitas en facies marina del Serravalliense-Tortonense basal y unos depósitos de gravas silíceas de edad Mioceno Superior situadas sobre los relieves occidentales de la Hoja, constituyen el Terciario que no está encuadrado en dicha depresión.

La fase de compresión finiserravalliense cierra el estrecho Nordbético, con lo que termina la sedimentación miocena en facies marinas cuyos últimos niveles llegan hasta el Tortonense Inferior. Originados seguramente por estos movimientos de compresión se inician procesos erosivos responsables de la deposición de los materiales detríticos situados en el entorno de Balazote. Estos niveles de gravas se sitúan encima de la «Superficie de erosión de El Bonillo» formada en el Mioceno y definida por PEREZ GONZALEZ (1982).

2.4.2. El Neógeno en la Depresión de Albacete

Los procesos distensivos posteriores a la etapa de compresión finiserravalliense originan la formación de la Depresión de Albacete que debe ser incluida en el contexto de las cuencas internas continentales neogenas de la submeseta meridional: «Caracterizadas desde el momento de su abertura y comienzo de la sedimentación, por su independencia y aislamiento, tanto con respecto a las Cuencas internas valencianas, como con respecto a la cuenca del Tajo y Depresión Intermedia». (PEREZ GONZALEZ y LOPEZ MARTINEZ in litt).

Esta definición responde perfectamente a la historia evolutiva de la Cuenca de Albacete durante el Neógeno si bien es a finales de estos tiempos y coincidiendo con una actividad tectónica conspicua y de carácter distensivo (Fase Iberomanchega I) se produce una ampliación de las cubetas y/o depresiones que motiva una mayor expansión geográfica de los materiales durante el Plioceno. Este hecho se evidencia claramente al examinar la progresiva expansión del área de esta cuenca terciaria. Esta disposición así como la enumeración de las distintas unidades que la integran, aparecen reflejadas en un esquema adjunto en esta memoria.

Tanto las Cuencas del Júcar y Cabriel como los Llanos de Albacete y Llanura Manchega Oriental presentan unos límites difusos y aparecen de una u otra forma ligadas en el tiempo. Esta relación ha permitido establecer distintas secuen-

cias de relleno en la vertical así, como una estratigrafía y correlación de los materiales que las integran mediante las observaciones realizadas en el valle del Júcar y extrapoladas a la región de los Llanos.

2.4.3. Antecedentes

Los primeros trabajos sobre la Cuenca del Júcar (sensu amplio) datan de primeros de siglo MALLADA (1911) y ROYO GOMEZ (1922) si bien los primeros en intentar establecer una estratigrafía son BRINCKMAN y GALLWITZ (1933), DUPUY DE LOME (1930-1933) y PLANCHUELO PORTALES (1948). Es ya en la segunda mitad de siglo cuando comienzan las aportaciones y los conocimientos sobre los materiales de relleno de la depresión. Así dentro del sector ocupado por la Hoja y zonas colindantes destacan los trabajos de QUESADA *et al.* (1967), ROBLES (1970), ORDOÑEZ *et al.* (1975), BASCONES *et al.* (1967), ROBLES (1970), ORDOÑEZ *et al.* (1975), BASCONES *et al.* (1976, 1977), MEIN *et al.* (1978), PEREZ GONZALEZ (1982), SANTOS (1983, 1984), (Fig. 3).

No hay que olvidar sin embargo la contribución de otros trabajos ubicados en áreas próximas como los de MOLINA *et al.* (1972), MOLINA (1974, 1975), DIAZ MOLINA (1974), HERNANDEZ URROZ *et al.* (1974), AGUIRRE *et al.* (1976), CALVO, J. P. (1978) (Estudios sobre el Mioceno marino y el cierre del estrecho Norbético), ALVARO *et al.* (1979), PEREZ GONZALEZ (1979), MORALES (1981) y LOPEZ MARTINEZ *et al.* (1985).

2.4.4. Unidades litoestratigráficas en el Neogeno de la Cuenca del Júcar. Equivalentes y ensayo de correlación

Desde el punto de vista litológico la cuenca del Júcar en el sector a tratar y zonas limítrofes, siguiendo a PEREZ GONZALEZ, aparece rellena por unas series rojas cuyas características típicas son observables en el sector entre El Picazo y El Rincón. A este conjunto detrítico se le conoce con el nombre de formación «Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar» PEREZ GONZALEZ (1982) que pasa lateralmente a facies carbonatadas hacia el sector de Valdeganga (*Margas y calizas de Valdeganga* MEIN *et al.* 1978) también en el sector La Roda-Minaya (*calizas y margas de Minaya* PEREZ GONZALEZ oo.cc.) y en la región de los Llanos (*Margas y calizas de los Llanos*).

Más al Norte en la Hoja de La Roda, aguas arriba de Villalgordo, en el río Júcar aflora por debajo de las series detríticas una unidad calizo-margosa: *Calizas del río Júcar* PEREZ GONZALEZ oo.cc. que constituye la base de la serie del Júcar en este sector y que se encuentran en clara ruptura sedimentaria con las series suprayacentes. Discontinuidad, puesta ya de manifiesto por MEIN *et al.* (o.c.) en el conjunto carbonatado de Valdeganga mediante el estudio micro-

AUTORES	DUPUY DE LOME E at alt. (1932-1959)	QUESADA, A. et alt. (1967)	ROBLES, F. et alt. (1974)	ORDÓÑEZ, Z. S. et alt. (1976-1978)	BASCONES, L. et alt. (1978)	MEIN, P. (1978)	SANTOS, J. A. (1980)	PEREZ GONZALEZ, A. (1982)	SANTOS, J. A. (1983)
UNIDADES	Niveles Detríticos pliocenos	Conglomerados y brechas pliocenas	F. Fuensanta Aluviones de Casas Ibáñez	Complejo Inferior U. Fuensanta	U. Casas del Conde	U. Detrítica sup.	Complejo Superior U. Fuensanta	Sistema Aluvial del Río Júcar	U.T.S.-4
	Calizas		F. Villalgordo	U. Villalgordo				U. Villalgordo	Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar
	Arcillas negras y margas (yesos de Valdeganga)	F. Río Júcar	M. Mirador	M. Superior	U. Alcalá del Júcar	(Yesares)	U. Fuentealbilla	Calizas del Río Júcar	U.T.S.-2
	Facies arcillosas basal		M. (Yesares)	U. Yesares		Calizas Río Júcar	(U. Yesares)		
	F. Punta Blanco	M. Casas del Cerro	M. Intermedio	U. Punta	U. Detrítica inf. U. Detrítica Río Júcar	F. Punta Blanco	F. Punta Blanco	U. Punta Blanco	
		F. Punta Blanco	M. Alcalá de Júcar	M. Interior	Calizas Chattienne- Aquitanienses	Calizas Fuente- albillo	U. Carboneras	U. Carboneras	

faunístico. Las características de esta unidad son observables al menos entre Villalgordo del Júcar y Alcalá del Júcar.

Dado que en los últimos años se han incrementado los trabajos en la zona y que han sido varios los autores que en la región han trabajado se esquematiza en el cuadro adjunto las distintas unidades y sus equivalentes, así como la nomenclatura utilizada (Fig. 4). Lo más importante a destacar en el cuadro, es la discordancia cartográfica y ruptura sedimentaria que separa las dos unidades que constituyen la formación Villalgordo, hasta ahora considerada formada sólo por una.

En algunos puntos del sector de La Roda la unidad superior parece pasar en tránsito gradual a carbonatos, mientras que en el área de los Llanos a pesar de la inexistencia de afloramientos que permitan realizar observaciones, las gravas y arenas de la unidad superior se sitúan en ruptura sedimentaria sobre las facies carbonatadas infrayacentes. Esto último puede verse en el valle del Júcar, a la altura de las Casas del Rincón.

2.4.5. Bioestratigrafía. Edad de las formaciones neogenas de la Cuenca del Júcar

El Neogeno de la región ha sido atribuido al Mioceno por numerosos autores. Los trabajos de MEIN et al. (1978) establecen una edad más precisa para las series neogenas mediante el estudio de macro y micromamíferos atribuyendo en la región de Valdeganga (Valdeganga I, II, III, y IV), las zonas NM 16 a, 16 b y 17 del Villafranquiense (Plioceno superior) a las margas y calizas aflorantes por encima de un nivel rojo característico que marca la ruptura sedimentaria con la unidad carbonatada infrayacente del río Júcar atribuidas al Rusciniense y al Tuoliense inferior (Plioceno inferior, Mioceno superior) por los yacimientos de Abengibre, La Recuaja, Alcalá y La Gineta.

Durante la elaboración de la Hoja MAGNA de Valdeganga, BASCONES et al. (1977) encuentran en Casas del Rincón nuevos indicios de yacimientos que proporcionan faunas que permiten correlacionar con Valdeganga y corroborar la edad Villafranquiense (Plioceno superior) (Rincón I y II, zonas NM 16 a y 16 b) de los materiales allí aflorantes.

A lo largo de la realización de las Hojas geológicas de Quintanar del Rey, La Roda, La Gineta, Albacete y Munera se han descubierto nuevos yacimientos de micromamíferos que han contribuido a mejorar el conocimiento bioestratigráfico de los materiales de la Cuenca del Júcar y a poder establecer con más precisión la edad de la ruptura geológica (Fase Iberomanchega I) entre las calizas del río Júcar y las series detríticas suprayacentes de la Formación de Villalgordo.

Se han estudiado, los yacimientos denominados La Marmota 1 (= La Gineta) y La Marmota 2, El Carrasco (Casa de los Cucos) y Fuente del Fraile todos ellos

ESQUEMA DE CORRELACION Y EQUIVALENCIA ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES DEL NEOGENO SUPERIOR Y PLEISTOCENO EN EL VALLE DEL JUCAR (SECTOR EL PICAZO-LA MARMOTA)

PEREZ GONZALEZ, A	SANTOS, J. A.	AUTORES. HOJAS MAGNA 717, 742, 765 y 790	EDAD	M.A.
Sistema aluvial del Río Júcar	UTS-4	Sistema aluvial del Río Júcar	INF-MEDIO PLEISTOCENO	1,8
		Aluviones de Casas Ibáñez		
Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar Villalgordo del Júcar	UTS-3	FLUVIAL SUPERIOR. Facies braided	VILLAFRANQUIENSE	2,5
		FLUVIAL INFERIOR Facies meandriiformes y anastomosadas con Llanuras de inundación bien desarrolladas y suelos calcimorfos.		
Calizas del Río Júcar	UTS-2	Calizas del Río Júcar	TURO- RUSCI- LIENSE INFIENSE SUP.	5

Figura 4

en las calizas del río Júcar y Cañada Real en la Formación Villalgordo. Las determinaciones faunísticas han sido llevadas a cabo por ESTEBAN, J. y MARTINEZ, J. encontrándose los micromamíferos que a continuación se especifican:

La Marmota 1 (=La Gineta). NM 16a

Mimomys aff. *capettai* sensu VAN DER WEERD, 1976.

Glirido indet.

Murido indet.

La Marmota 2. NM 16 a

Desmana inflata RÜMKE, 1985.

Mimomys aff. *cappettai*, sensu VAN DER WEERD (1976).

Prolagus sp.

Fuente del Fraile. NM 16a

Desmana inflata RÜMKE, 1985.

Castillomys crusafonti crusafonti.

Stephanomys sp.

Mimomys aff. *cappettai*, sensu VAN DER WEERD, 1976.

El Carrasco. NM 16a

Stephanomys sp.

Apodemus dominans KRETZOI, 1959.

Castillomys crusafonti crusafonti MICHAUX, 1969.

Desmana inflata RÜMKE, 1985.

Prolagus sp.

Cañada Real. NM 17

Insectivora indet.

Stephanomys sp.

Apodemus dominans KRETZOI, 1959.

Mimomys aff. *medasensis* sensu MEIN *et al.* 1978.

Castillomys crusafonti ssp. sensu MEIN *et al.* 1978.

Mimomys aff. *medasensis* sensu MEIN *et al.* 1978.

También en Villanueva de la Jara dentro de la Hoja de Quintanar del Rey y en la unidad superior de la Formación Villalgordo (PEREZ GONZALEZ 1982), se han encontrado molares incompletos y restos de defensas de *Anancus arver-*

nensis, mastodonte bunodonto cuya distribución abarca desde el Turoliense (Mioceno Superior) hasta finales del Villafranquiense (Plioceno Superior). Esta fauna ha sido identificada por ALCALA, MAZO y MORALES, cuyo informe bioestratigráfico junto con el de micromamíferos se adjunta a la documentación complementaria.

El hallazgo de nuevos yacimientos de micromamíferos resulta una importante contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Cuenca del Júcar y zonas adyacentes. Así las *Calizas del río Júcar* hasta ahora consideradas como del Plioceno inferior (Rusciniense) quedan incluidas también en el Villafranquiense inferior (NM 16 a) al estar presentes *Mimomys aff Cappetai* sensu VAN DER WEERS, 1976 en los yacimientos de La Marmota (1 y 2) y El Carrasco y Fuente del Fraile (Fig. 5).

En la Formación Villalgordo no existía ningún yacimiento que permitiese una correlación con los de Valdeganga (I, II, III y IV) o el Rincón (1 y 2). Con el hallazgo del yacimiento de «Cañada Real» que contiene ejemplares de *Mimomys aff medasensi* sensu MEIN et al., 1978 se establece una clara correspondencia con Valdeganga III permitiendo incluir la unidad inferior de la formación Villalgordo superior en el Villafranquiense superior y acotar inferiormente en el tiempo el yacimiento de Villanueva de la Jara (Unidad superior de la Formación Villalgordo).

Por último se ha podido establecer de forma concreta el momento (Villafranquiense inferior) en el que se produce la ampliación y construcción de la cuenca en este sector (Fase Iberomanchega I). El establecimiento de este límite está basado en la aparición de los mismos micromamíferos en Rincón (2) y La Marmota (1 y 2) por encima y debajo respectivamente de la ruptura sedimentaria correspondiente a esa fase distensiva.

2.4.6. Unidades litoestratigráficas

2.4.6.1. *Calcarenitas (10) Serravaliense - Tortoniense superior*

Limitados a la esquina suroccidental de la Hoja, se observan afloramientos puntuales de niveles biocalcareníicos, que regionalmente (CALVO et al. 1978) se atribuyen al Mioceno superior en facies marinas. La potencia aflorante es reducida 3 m en la Casa del Mirón de Abajo, 2 m en la Casa del Gañancillo, 3 m en el Cerro Molino, unos 15 m en Casa Gulón cerca de San Pedro. En esta última localidad y ya fuera de la cuadrícula aparece mejor representada esta unidad, observándose una potencia aflorante en torno a los 30 m compuestos por un nivel basal conglomerático de unos 15 m de potencia, en claro contacto erosivo con las calizas liásicas de la unidad 3. Los clastos son en su mayoría cuarcíticos si bien se encuentran cantos y bloques calizos cerca de el nivel de contacto. A veces los cantos están rodeados completamente por una matriz (paraconglo-

M.A	PISOS	EDADES CONT	MEIN N M	C. CABRIEL	C. JUCAR	INMIGRANTES	RUPTURAS SEDIMENTARIAS	C. MESETA MERIDIONAL	
1.8	PLEISTOCENO	BIHARIENSE			FUENSANTA EL PROVENCIO				
						← HIPPOPOTAMUS		VALVERDE DE CALAT. 1	
					CAÑADA REAL VALDEGANGA 3-4			IBEROMANCHEGA 2	
					VALDEGANGA 1-2 EL RINCON 1				VALVERDE DE CALAT. 2
	PLIOCENO	VILAFRANQUENSE	17						
			16b						
			16a		EL RINCON 2 FUENTE DEL FRAILE EL CARRASCO LA MARMOTA 1-2	← EQUUS + MAMMOTHUS			LAS HIGUERUELAS PUEBLA DE ALMORADIER
			15		ABENGIBRE LA RECUAJA ALCALA			IBEROMANCHEGA 1	? VILLARRUBIA DE LOS OJOS
			14			← MIMOMYS			
5	MIOCENO	TUROLIENSE / VENTIENSE	13	VENTA DEL MORO LA PORTERA	TOLOSA				
						← PARAETHOMYS HEXAPROTODON			
			12	FUENTE PODRIDA					

Fig-5

merados) de naturaleza bioclástica carbonatada con abundante fauna. Esta facie conglomerática sólo es observable en el límite suroeste de la Hoja cerca de la Casa de Gañancillo.

Por encima de estos niveles basales se observan en San Pedro de 10 a 15 m de biocalcarenitas a veces con intercalaciones limo-margasos de color amarillo asalmonado, se trata de calizas detríticas de textura grainstone y packstone escasamente cementada y con restos orgánicos a veces de gran tamaño. Estas son las características de la unidad en Casa del Mirón y Cerro Molino.

Más al norte cerca de la Casa de los Partidores en las cercanías de Balazote se atraviesan en sondeos unos niveles de calcarenitas y margas arenoso limosas de color amarillo y con restos de equínidos. Su muro está sobre el Lías y a techo son erosionadas por depósitos cuaternarios. Se interpretan como facies similares a la unidad de calcarenitas miocenas. Se cortan a los 54 metros de sondeo y su espesor aparente es de 78 metros. Estos materiales constituyen el Mioceno superior más septentrional reconocido en el ámbito de la Hoja.

Como fauna destacable se puede citar el hallazgo de *Elphidium crispum* LINNEO, *Heterostegina Costata*, así como los géneros *Cibicides*, *Eponides*, *Bolivina*, *Lithothamnium*, *Nonion*, *Rotalia*, etc. Se ha identificado foraminíferos planctónicos tales como *Globigerina*, *Globogerinoides*, *Turborotalia* y *Globorotalia*. Se citan también Miliolidos, Textuláridos y Rotálidos. Se encuentran restos no clasificables de macrofauna tales como moluscos, equínidos, briozoos, balanos, hexacoralaris, lamelibranquios, etc. También se han identificado restos de characeas (talos y oogonios) así como algas cianofíceas.

Esta microfauna junto con los datos de secciones estratigráficas estudiadas en áreas próximas por CALVO (1985) e incluidos en la documentación adjunta a la Hoja permiten asignar una edad Serravalliense Superior-Tortonense inferior a esta unidad.

Las columnas estratigráficas estudiadas por el citado autor junto con datos anteriores (CALVO *et al.* 1978) nos indican un medio de depósito marino muy somero (litoral a plataforma interna). El conjunto de afloramientos comparables a esta unidad en la región, ayudan a concebir un esquema paleogeográfico de pequeñas cuencas condicionadas por el paleorelieve pre-Mioceno, es decir, morfología de archipiélago. Esto explicaría la gran extensión regional de facies de tipo costero. Asimismo la ausencia de términos carbonatados no bioclásticos, así como el estudio de las asociaciones de fauna, nos indican costas situadas en clima templado.

2.4.6.2. *Gravas silíceas (11) (Mioceno Superior)*

Sobre los cerros más elevados de la zona occidental en torno a Balazote (cotas entre 870 y 800 m) se encuentran cantos de cuarcita y ocasionalmente de cuarzo, redondeados, de tonos claros, eolizados y que en ocasiones poseen pa-

tina brillante, su tamaño varía entre 3 y 10 cm, de dimensión mayor, aunque pueden llegar a 30 cm a veces tienen marcas de choque. Con frecuencia se encuentran empastados por una matriz arcillosa roja, que en otros casos puede haber sido lavada. No presenta estratificación ni estructura interna alguna. Su potencia no es observable en ningún afloramiento. Sondeos eléctricos efectuados durante la realización de la Hoja de Munera indican que no sobrepasan los 4 m de potencia, aunque en el Cerro San Cristóbal cerca de Balazote el espesor aparente puede ser mayor.

Se encuentran discordantes sobre el Lías y el Albiense cubriendo una superficie de erosión que disminuye ligeramente de cota de sur a norte. Esta superficie se continúa en la Hoja de Munera, y es denominada Superficie de erosión de El Bonillo PEREZ GONZALEZ (1982) y generada durante el Mioceno inferior.

Su edad está condicionada por su posición sobre esta superficie de erosión. Por comparación con materiales de esta naturaleza y posición morfológica situados en la Hoja de Munera, se asigna a esta unidad una edad Mioceno superior, si bien no se descarta su inclusión en el Plioceno inferior, aunque no existen argumentos claros que lo 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.

Estos materiales han sufrido durante el Cuaternario procesos de alteración y coluvionamiento. A veces estos coluviones hacen difícil determinar el límite de esta unidad, como ocurre en el Cerro de San Cristóbal donde aparentemente la potencia de estos materiales parece mayor. La diferenciación cartográfica se ha realizado por medio de criterios geomorfológicos, considerándose miocenos aquellos que se sitúan en cotas similares a la Superficie de erosión de El Bonillo y cuaternarios a los derrames de ladera asociados.

2.4.6.3. *Brechas, conglomerados y areniscas poligénicas (12) Calizas travertínicas (13) (Plioceno inferior)*

Cerca de Balazote, en la orilla izquierda de el río Jardín destacan, discordantes sobre el Mesozoico, materiales detríticos (unidad 12) culminados por varios metros de calizas travertínicas (unidad 13). La unidad 12 tiene una gran variabilidad lateral de potencia y características. El mejor corte de la unidad está situado en la ladera sur del Cerro del Contrabandista, cerca de la carretera general Albacete-Jaén.

Lateralmente a la unidad 3 (Calizas oolíticas liásicas) se disponen brechas del mismo material (unos 5 m) con matriz arenosa y lutítica muy roja. Presentan una clara pendiente deposicional y su muro normalmente es la unidad 2 (Dolomías y margas verdes liásicas). Esta relación lateral y de muro es la más común en los afloramientos reconocidos en esta unidad. Las brechas gradualmente van

intercalándose con niveles de conglomerados calcáreos y cuarcíticos además de arenas con laminación cruzada.

La potencia máxima de niveles detríticos se alcanza en el corte característico, a unos 300 m en la horizontal desde el punto de contacto de las brechas con la unidad caliza. Allí se observan unos 16 m de arenas con bioturbación vegetal, conglomerados calcáreos y cuarcíticos y arenas con laminación cruzada y paralela, así como niveles aislados en torno a un metro de espesor de brechas calcáreas.

En esa misma zona se sitúan a techo de los últimos niveles detríticos, las calizas travertínicas de la unidad 13. En dicho corte (Cerro del Contrabandista) se han medido 5 metros de calizas masivas travertínicas con restos de plantas encostradas por calcita, con relleno de la porosidad por micritas, micritas con ostracodos y pelesparitas. La unidad detrítica (12) y travertínica (13) mantienen esta relación mutua en el resto de los afloramientos, formando un conjunto a la hora de la interpretación del significado de estos depósitos.

Otra característica de la disposición de los afloramientos además de su linealidad y la variación de facies y espesores entre las zonas de borde y de centrales, es la altura del muro de la unidad con respecto al río. Se puede observar como varía, desde el Cerro del Contrabandista donde se encuentra a unos 15 m sobre el cauce hasta aguas abajo en las cercanías de Bazalote donde sólo es visible la visera travertínica a nivel del río, que en un punto cercano parece sumergirse suavemente por debajo de los materiales cuaternarios hacia la depresión terciaria de Albacete.

Sin embargo materiales con estas características, no se han reconocido en sondeos, cercanos al punto donde esta unidad desaparece, bajo sedimentos más recientes, lo que indica claramente la existencia de erosión posterior a su deposición. Estos dos hechos son muy importantes a la hora de justificar la edad de estos materiales.

En muestras tomadas en la unidad detrítica (12), se han encontrado restos fósiles de clara edad Mioceno superior, en facies marinas (*Elphidium crispum*, restos de equínidos, etc.) sin embargo las características sedimentológicas de las facies que engloban estos fósiles muestran claramente que se trata de una resedimentación a partir de materiales originales del Mioceno marino.

Su posición morfológica está dada por su aparente encajamiento en el valle del río Jardín, bajo las alturas circundantes, que pueden ser asimiladas a la Superficie de El Bonillo, de edad miocena, definida en el Campo de Montiel por PEREZ GONZALEZ 1982. Asimismo, cerca de Balazote, es visible como esta unidad queda recubierta por los sedimentos cuaternarios del río Jardín y posiblemente también sea fosilizada (cubierta o más bien erosionada), en profundidad por los sedimentos de edad Plioceno superior de la Depresión de Albacete.

Estos hechos, junto con sus características litológicas, así como su grado de compactación, hacen comparables estas unidades con la denominadas *Calizas travertínicas del pantano de Peñarroya* (Hoja 762, Tomelloso) descritas por PE-

REZ GONZALEZ (1982). Este autor data estos materiales como Mioceno superior-Plioceno inferior, contemporáneos a la deposición de las *Calizas del río Júcar*.

Como los depósitos del río Jardín, estas Calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya están ligeramente deformadas, siendo fosilizadas por el Cuaternario y no han sido detectadas en sondeos cercanos a donde afloran, indicando su ausencia por erosión igual que ocurre en Balazote. Por similitud de facies y condiciones ambientales se ha asignado una edad Mioceno superior-Plioceno inferior para estas unidades.

Las características sedimentológicas de la unidad detrítica muestran secuencias positivas de brechas, conglomerados y arenas con estructuras de corrientes tractivas que indican el relleno de depresiones excavadas en la unidad caliza 3 y que tienen como substrato la unidad margodolomítica 2. Los estadios finales de este relleno estarían protagonizados por la implantación de un ambiente lacustre somero con la formación de los travertinos masivos.

Por último en la zona oriental de la Hoja, cerca de Casas del Abogado se observa la presencia de materiales detríticos, brechas calcáreas y conglomerados adosados a una línea de falla que afecta a las dolomías masivas del Dogger, situándose las brechas en contacto con la fractura, y presentando el conjunto un ligero buzamiento. Su posición morfológica recuerda la de los materiales descritos en el río Jardín, coincidiendo asimismo sus características litológicas por lo que se relacionan estos materiales con las unidades 12 y 13, y se les asigna una posición estratigráfica similar.

2.4.6.4. *Gravas, arenas y limos con encostramientos carbonatados a techo (14) (Plioceno superior)*

En la zona central y nororiental de la Hoja se identifican en pequeñas canteiras, materiales detríticos, generalmente poco cementados constituidos por gravas y arenas con estratificación cruzada tabular y en surco, con intercalaciones limo-arcillosas de tonos rojizos en donde se sitúan horizontales de paleosuelos carbonatados. En la ciudad de Albacete predominan los limos y arenas, siendo visible en algún afloramiento (Estación de Albacete) niveles de arenas cementados con estratificación, de techo y muro muy paralela, e intercaladas en zonas más limo arcillosas. El análisis de minerales pesados de esta unidad ha dado porcentajes de 63% de turmalina, 21,5% de circón, 6% de estaurilita, 3% de anatasa y presencia de distena y andalucita.

El espesor visible en este tipo de afloramientos es de unos 3 a 5 m. En los sondeos se reconocen materiales de parecida naturaleza, pero no se puede identificar un límite claro, por lo que son asignados a la unidad 16 (Neogeno indefinido). Si se puede afirmar sin embargo, que esta unidad posee al menos varias decenas de metros de potencia.

La mala calidad de los afloramientos unida a la carencia de datos faunísticos

sobre la edad de estos materiales en la Hoja obliga a intentar comprender el significado de esta unidad relacionándola con las unidades identificadas en el Valle del Júcar. Las características litológicas y la cota de los afloramientos parece hacer corresponder estos materiales, con la unidad inferior de la *Formación Villalgordo*.

Las características sedimentológicas atribuidas a esta unidad (Hojas de La Roda, La Gineta y Quintanar del Rey) parece que se mantienen en Albacete. Se trata de sistemas fluviales implantados en un clima árido, donde son frecuentes facies de canales meandriformes con facies de desbordamiento sobre llanura de inundación, con desarrollo de suelos carbonatados, como es posible observar cerca de la Estación de Albacete. En la zona central parece haber una mayor proporción de arenas y gravas, a veces dispuestas en barras por lo que quizás el sistema fluvial existente no se ajuste a este esquema meandriforme.

La edad de esta unidad por comparación con la Formación Villalgordo, dotada por yacimientos paleontológicos, se sitúa en el Villafranquiense (Plioceno superior).

2.4.6.5. *Calizas y margas con encostramientos laminares a techo (15)* (*Plioceno superior*)

En las zonas central y suroriental de la Hoja, la unidad anterior lateralmente pasa a calizas y margas paso observable en pequeñas canteras y afloramientos superficiales. A veces el contenido detrítico es algo mayor llegando a verse niveles de arena fina y limo intercalados con margas (El Salobral). En otras zonas el contenido en carbonato es mayor como ocurre cerca de la Casa de Riachuelos. A veces las intercalaciones de margas son de tonos muy oscuros como se ve en el Canal de María Cristina cerca de la Loma Melegriz.

Las calizas son micritas y biomicritas, con granos de cuarzo dispersos y restos de gasterópodos, a veces tienen travertinos. El espesor aflorante es de unos 3-4 m. En sondeos se identifican al menos unas decenas de metros. La escasez de afloramientos de esta unidad, como ocurre con la unidad 14 obliga a buscar el significado de esta unidad en un contexto regional en relación con las unidades descritas en el río Júcar.

Las relaciones de esta unidad con la unidad 14 recuerdan las existentes entre la *Formación Villalgordo* (PEREZ GONZALEZ 1982), las *Margas y calizas de Valdeganga* (MEIN *et al.* 1978) y las *Calizas y margas de Minaya* (PEREZ GONZALEZ *oo.cc.*).

Estos materiales se formaron en ambientes lacustres someros con ocasionales entradas detríticas más frecuentes en zonas cercanas al borde de la cuenca (área del Salobral).

La edad de estos materiales por comparación con las unidades descritas en el Júcar y datadas por fauna se sitúa en el Villafranquiense (Plioceno superior).

2.4.6.6. *Calizas, margas, arcillas, arenas y gravas (16) (Neogeno)*

En esta unidad se incluyen todos los materiales, tanto carbonatados como detríticos identificados en sondeos y que no pueden ser atribuidos a ninguna de las unidades aflorantes. Los datos litológicos de los sondeos son limitados, pero permiten observar como el Neogeno de la cuenca aumenta su carácter detrítico a favor de ciertas direcciones preferentes y en los bordes de cuenca (eje Balazote-Santa Ana).

Los materiales neogenos poseen a veces cientos de metros de espesor (existen sondeos con 400 m perforados sin encontrar el Mesozoico). Las variaciones de potencia parecen disponerse según direcciones preferentes (ver isohipsas del mesozoico en el esquema de facies Fig. 6).

La asignación de estos materiales al neogeno, se debe a consideraciones regionales acerca de la naturaleza de la sedimentación terciaria en las cuencas continentales.

2.5. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

2.5.1. Características generales

En este apartado se consideran conjuntamente al Cuaternario y las Formaciones Superficiales, porque generalmente, la edad de las últimas es cuaternaria.

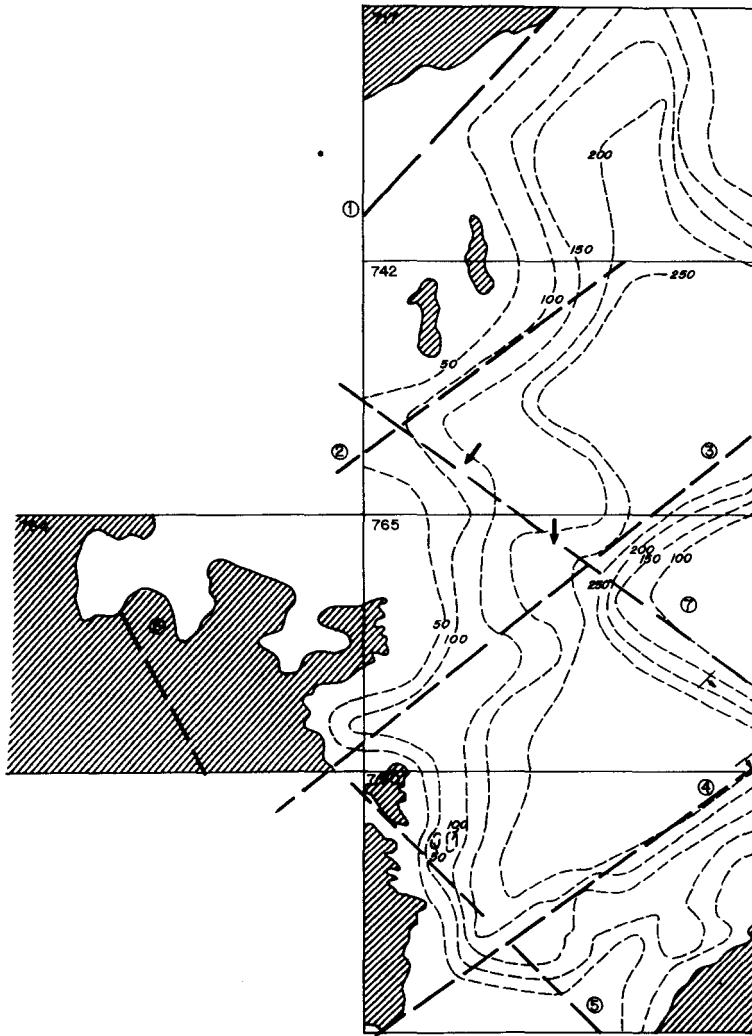
En la Hoja de Albacete se han incluido también los «glacis finivillafranquienses con costra laminar multiacintada» ya que no hay motivo para considerarlos aparte, a excepción del dato cronológico, que por otra parte, constituye un dato secundario en los Mapas de Formaciones Superficiales.

Los depósitos cuaternarios ocupan una gran superficie en la Hoja, si además añadimos las costras asociadas a las superficies. Estas costras no han sido cartografiadas en el mapa geológico por el enmascaramiento que pudiera suponer para los materiales infrayacentes. La mayor presencia corresponde a los depósitos de carácter fluvial como conos y abanicos aluviales, que partiendo de los relieves mesozoicos van a parar a la Llanura Manchega.

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 conectadas con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Una síntesis más relevante es que se trata de unidades catografiables con unos atributos imprescindibles, como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y eventualmente la cronología. La superposición de estos compo-

ESQUEMA DE ISOHIPSAS Y ACCIDENTES DEL ZOCALO MESOZOICO






- | | | | |
|---|---------------------|---|--|
| — | Accidentes | ⑥ | Cerro Santo Domingo - Cerro del Collado |
| ① | Pozo Amargo | ⑦ | Montalvos |
| ② | La Roda |  | Afiaramientos Mesozoico |
| ③ | Rio Lezuza | - - - | Isohipsas zocalo Mesozoico |
| ④ | Alcaraz - Albalcete |  | Basculamiento Pliatoceno inferior |
| ⑤ | Mellin |  | Basculamiento capas del Villatranquense inferior |

Fig-6

nentes da origen al Mapa de Formaciones Superficiales que, en definitiva, es un mapa del Geológico convencional.

El Mapa de Formaciones Superficiales de la Hoja de Albacete se ha realizado a escala 1:50.000 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 las rocas sedimentarias se han diferenciado tres tipos, añadiendo un índice numérico a la S (S_1 , S_2 y S_3) que indica el tamaño del grano de detrítico grosero (conglomerados, arenas, limos y arcillas, S_1) a las facies de calizas dolomías y margas (S_3).

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), con un subíndice numérico que indica el orden de aparición del más moderno (D_1) a más antiguo y con una letra minúscula para la cronología: (p) Pleistoceno, i (Pleistoceno inferior), m (Pleistoceno medio), S (Pleistoceno superior) y (h) Holoceno.

La leyenda consiste 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 simple símbolo y a continuación las combinadas, siempre que el tamaño de grano del conjunto vaya de más fino a más grosero.

Los espesores vienen representados puntualmente con un dato numérico en metros, cuando se trata de un espesor visto (1,8), y si está sobre otra formación superficial o bien directamente sobre el sustrato, se pondrá un denominador con la sigla correspondiente (1,0/ S_2).

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

2.5.1.1. *Glacis finivillafranquiense con costra laminar (17)*

Se incluyen en este apartado los dos grandes glacis, que aparecen en el límite E de la Hoja. Tanto el más septentrional, es decir, sobre el que se desarrolla en la base aérea de los Llanos, como el más meridional y cuyo mejor perfil puede observarse en el paraje denominado Casas del Abogado, corresponden a glacis de acumulación. Localmente se pueden dar, sin embargo procesos erosivos.

Su cota oscila dentro de la Hoja, entre las cotas, de 760 y 700 m, sirviendo

de enlace entre los relieves mesozoicos y los depósitos que rellenan la depresión de los Llanos. Su morfología, aunque muy llana, tiene cierta tendencia a la concavidad.

A techo, en el perfil de Casas del Abogado, se forma una costra calcárea, muy madura, de color blanco rosáceo, con un desarrollo laminar muy patente, en algunos puntos, y a veces de carácter decimétrico. Es extremadamente dura preservando la superficie original de la erosión.

Su posición morfológica, las cotas entre las que se encuentra, la madurez de su costra y el hecho de que sobre estos glaciares se encaje la Superficie inferior de la Llanura Manchega (Pleistoceno inferior), inducen, sin que se pueda afirmar rotundamente, a asimilarlos con los «glaciares finivillafranquienses» con costra laminar multiacintada definidos por PEREZ GONZALEZ (1982) para los bordes externos de la Plataforma de Campos de Montiel.

2.5.1.2. *Abanicos aluviales con encostramiento laminar (18)*

En este apartado se describen las características del abanico aluvial situado, en el cuadrante SO de la Hoja. Posee una forma triangular cuyo ápice se situaría en las contigua Hoja del Sur (Peñas de San Pedro) y está en estrecha relación con los ríos Jardín y Mirón.

Litológicamente se trata de un conglomerado de cantos de cuarcita y caliza fundamentalmente con algunos de dolomía y cuarzo. La matriz es arcilloso-limosa muy carbonatada, con algo de arena fina de naturaleza cuarcítica. El tamaño medio de los clastos oscila entre 7-9 cm con un centil de 25 cm.

Aunque la carbonatación ha obliterado muchas de las estructuras, todavía se observan ciertas canalizaciones, cicatrices erosivas y, a veces, se intuyen estratificaciones cruzadas.

A techo, existe una costra laminar, muy dura que morfológicamente da una visera característica y protege al sedimento de la erosión. Esta costra, estudiada por MOLINA, con motivo de este trabajo queda definida como una costra laminar bandeada, en la que se diferencian pequeños ciclotemas que se repiten numerosas veces y en la que se observan fenómenos de brechificación nodulización con desarrollo de estructuras perlíticas y laminación de carácter algal. En parte superior de la costra se encuentran caracteres microscópicos que indican condiciones predominantemente vadosas.

La edad atribuida a este abanico es de Pleistoceno inferior-medio. Por su posición morfológica y su grado de encostramiento puede considerarse como el abanico aluvial más antiguo de la Hoja. De hecho, el resto de los abanicos, aunque no con una gran diferencia de metros, quedan encajados en él.

La potencia de este depósito no ha podido ser determinada, debido a la ausencia de sondeos sobre estos materiales. Los mejores cortes se observan a lo lar-

go del río del Mirón, por su margen derecha donde el espesor máximo visible de estos depósitos no supera los cuatro metros.

2.5.1.3. *Abanicos aluviales (19)*

Dentro de este apartado, se ha incluido los abanicos aluviales que procedentes de los relieves mesozoicos, ocupan gran parte de superficie de la Hoja.

Estos depósitos fluviales, se suceden en el tiempo, dando lugar a varias generaciones, pero la imposibilidad de diferenciar entre unas y otras, ha obligado a atribuirles una edad algo más amplia que se extendería desde el final de la sedimentación del abanico aluvial encostrado, es decir, Pleistoceno medio, hasta finales del Pleistoceno superior. Litológica y texturalmente, pueden diferenciarse hasta tres tipos.

El primero de ellos lo constituyen todos aquellos que parten de los relieves más meridionales y que con dirección general N-S se adentran al oeste por la cañada de la Media Legua y al este por el fondo endorreico del Salobral.

Litológicamente están constituidos por gravas y cantos de cuarcita y caliza fundamentalmente, existiendo también de dolomía y cuarzo, estos últimos en porcentajes muchos menores. No pueden darse tamaños medios pues varían mucho de la zona apical a la distal. Lo mismo ocurre con la matriz, de carácter limoarenoso con algo de arcilla. En cualquier caso ésta es más abundante que en los abanicos situados más al norte que salen del río Jardín.

La inexistencia de cortes donde pueden observarse estos materiales, hace que se hayan tenido que utilizar datos de sondeos y descripciones de superficies. Estas últimas muestran la presencia a techo de estos depósitos de una costra laminar, poco potente (0,20-0,50 m) en muchos sitios, ya desaparecida por los trabajos de labor. A medida que los abanicos penetran en la parte central de la Hoja, esta costra se adelgaza, llegando incluso a desaparecer. Por ejemplo en la carretera de Argamasón a Santa Ana y muy cerca de esta localidad, las costras son poco frecuentes y se desarrollan las facies más distales de los abanicos observándose un aumento considerable de finos.

La potencia de estos sedimentos, sólo puede conocerse por los datos recogidos de los sondeos, de entre los cuales se destacan 38 m al SW de Santa Ana, 57 m en los Aguijes y 40 m entre los Anguijes y Argamasón. Todos ellos son datos estimados en base a los datos de sondeos.

El segundo tipo, corresponde a los mantos aluviales dejados por el río Jardín y los que proceden del Macizo de Campos de Montiel. Se caracterizan por el desarrollo de grandes formas, muy planas y, textualmente, con un contenido muy pequeño en finos. Litológicamente predominan el elemento cuarcítico, aunque existen también calizas, cuarzo e incluso fragmentos de costras. La matriz es fundamentalmente arenosa con un escaso contenido en limos y arcilla. El tamaño

medio es de grava, entre 4 y 6 cms con un centil observado de 18 cms. El tamaño de grano disminuye hacia las partes distales.

En estos sedimentos, existen algunos cortes excelentes debido a la apertura de canteras, que permiten la observación de numerosas estructuras de carácter fluvial que indican un medio de tipo «braided».

La potencia de los sedimentos al igual que en el caso anterior, tomada de datos de sondeos, indica unos valores entre 54-60 m en el Molino del Cubo, es decir la zona apical del abanico y entre 5 y 10 m en zonas distales, como Casa Alcaide y La Herrera.

Por último, los abanicos existentes en los ángulos SE y NW de la Hoja son de menor desarrollo, presentan mayor pendiente; su característica fundamental es que son muy limosos y tienen un alto contenido en carbonatos. Los cantos y gravas están en menor proporción y son de naturaleza calcárea en su mayoría.

Estos tres tipos de abanicos pertenecen a distinto grupo textural en el Mapa de Formaciones Superficiales.

2.5.1.4. *Terrazas (20)*

Aparecen dos retazos de escasas dimensiones en el ángulo SW, por lo que son muy poco representativos dentro del ámbito de la Hoja.

Pertenecen al río Mirón y a un afluente del mismo y están formadas por gravas y cantos de cuarcita caliza y cuarzo en una matriz arenosa con algo de limo y arcilla. Estos materiales proceden de los relieves jurásicos y cretácicos.

2.5.1.5. *Coluviones y coluviones cuarcíticos (21 y 22)*

Bordean en general los relieves jurásicos de Campos de Montiel y del Macizo de Chinchilla de Montearagón.

Estos depósitos están muy influidos por la naturaleza de los relieves de los cuales se alimentan y en este sentido hay un claro predominio de las rocas carbonatadas en la litología de sus cantos. Estos son en general angulosos y subangulosos y responden, en su mayoría al tamaño grava. A veces contienen clastos de cuarzo y cuarcita. La matriz, muy abundante es limo arcillosa con algo de arena.

En el Mapa de Formaciones Superficiales se han incluido en el mismo grupo que los conos aluviales holocenos y que los abanicos pleistocenos más limosos, descritos anteriormente, aunque localmente pueda existir alguna variación en la litología de sus cantos.

Existe otro tipo de coluviones, que se han denominado coluviones cuarcíticos (22), muy característicos en la Hoja de la Munera, pero de los cuales sólo hay un ejemplo dentro del ámbito de la Hoja (E. de Cerro de San Cristóbal). Lito-

lógicamente están formados por cantos de cuarcita, aunque pueden aparecer algunos de cuarzo e incluso de calizas, estas últimas de forma muy local.

Proceden de los materiales conglomeráticos del Mioceno superior (unidad 11), relacionados con la «Superficie del Bonillo».

Corresponden a un grupo textural diferente al del conjunto de los depósitos coluviales, en el Mapa de Formaciones Superficiales.

2.5.1.6. *Conos aluviales (23)*

Se incluyen aquí los conos aluviales más recientes es decir, los de edad holocena. Sus características litológicas y texturales son muy similares a los abanicos pleistocenos de carácter limoso, incluyéndose, de hecho, en el mismo grupo textural que éstos, dentro del Mapa de Formaciones Superficiales. En cuanto a su extensión, ofrecen menores dimensiones que aquellos y pueden encontrarse a la salida de cualquier pequeño arroyo, que procedente de los relieves mesozoicos vierta sus aguas a la zona de los Llanos o a los amplios valles existentes dentro de estos relieves. En el ángulo SE de la Hoja pueden observarse algunos buenos ejemplos.

2.5.1.7. *Aluvial-coluvial (24)*

Estos depósitos son los que tapizan algunos valles, poco encajados, existentes, al NW y SE de la Hoja, sobre los materiales mesozoicos. Se han definido como tales debido a la dificultad de separación de los depósitos correspondientes al aluvial y los aportes laterales.

Litológicamente son muy similares a los coluviones y a algunos conos desarrollados en las mismas zonas, motivo por el cual se han incluido dentro del mismo grupo en el Mapa de Formaciones Superficiales.

Los clastos, entre subangulosos y subredondeados son fundamentalmente de caliza, con una matriz de carácter limoso-arcilloso muy abundante y un alto contenido en carbonatos.

2.5.1.8. *Fondos de Valle (25)*

Los arroyos que recorren la superficie de la Hoja de Albacete pertenecen todos a la cuenca del río Júcar, aunque muchos de ellos pierden sus aguas antes de llegar a él.

En cuanto a su morfología y características litológicas se pueden diferenciar tres tipos de fondos de valle.

Dentro del primer tipo pueden incluirse los principales cursos de agua de la

zona como son el río Lezuza y el Jardín, ambos condicionados por grandes accidentes estructurales. Ofrecen amplios valles de fondo plano y sus características litológicas son muy similares a las de una llanura de inundación. Con abundantes limos y arcillas y un cierto contenido en arena. Los cantos y gravas se agrupan en lentejones de tamaño variable y litológicamente las cuarcitas constituyen el elemento fundamental, con presencia también de caliza y cuarzo.

El segundo grupo lo constituyen una serie de estrechos valles, casi siempre secos, que proceden de los relieves mesozoicos y que en ocasiones desarrollan parte de su recorrido sobre ellos. Este es el caso de los cursos del extremo W de la Hoja con direcciones W-E y W-NE y los que con dirección N-S se encajan en el sistema de abanicos aluviales pleistocenos.

La litología de estos fondos de valle está constituida por gravas y cantos de cuarcita, caliza y cuarzo con una matriz arcillo-arenosa. El contenido de gruesos con relación, al tipo anterior de fondos de valle es mucho más abundante.

Por último y dentro del tercer grupo se incluyen los fondos de valle existentes en la zona NW de la Hoja y que van a verter sus aguas a la llanura aluvial de Albacete. Corresponden a fondos muy planos y relativamente anchos y dentro de ellos pueden, a su vez, diferenciarse dos tipos. El primero de ellos, con dirección WSW-ENE, sirve de desagüe a las zonas distales del gran abanico procedente del río Jardín. La litología en este caso es de gravas de cuarcita en una matriz arenosa con pocos finos. El segundo tipo con dirección claramente SW-NE, se desarrolla sobre materiales carbonatados y su posible origen está en el desarrollo de un karst, en el que se ha producido una unión de dolinas o uvalas y sobre estas formas ha habido posteriormente una circulación de aguas. La litología en este caso es fundamentalmente de carácter fino. Este tipo de red corresponde a una disposición trezada.

2.5.1.9. Zonas endorreicas (26)

El principal fondo endorreico de la Hoja es el de El Salobral. En él desaguan numerosos arroyos procedentes del relieve mesozoico del ángulo SE de la Hoja y los abanicos pleistocenos de la zona de los Anguijes. Al no presentar exutorio, la acumulación de agua, originó un pantano, actualmente seco. Su primitivo origen esté quizás relacionado con la presencia de un karst endorreico en la llanura Manchega. Hay que destacar, sin lugar a dudas, el de La Roda.

La ausencia de agua en El Salobral es muy probable que se deba a un importante descenso en el nivel freático de la zona, debido a la excesiva explotación excesiva de las aguas subterráneas.

La naturaleza de estos depósitos es fundamentalmente limosa-arcillosa con algo de arena y cantos dispersos. Hay también un alto contenido de carbonatos y es posible la presencia de sales. Por encima de estos materiales se desarrollan suelos grises de carácter vértico.

2.5.1.10. *Llanura aluvial (27)*

Dentro de este apartado, los únicos depósitos de este tipo, existentes en la Hoja, son los dejados por el río de la Estacadilla a su paso por Albacete. Se caracterizan por una textura mayoritariamente limo-arenosa, con algo de arcillas y con niveles de cantos de cuarcita, caliza y cuarzo. Se trata de una zona que en general se ha utilizado para labores agrícolas y que en algunas áreas se encuentra muy desdibujada debido a acciones antrópicas.

2.5.1.11. *Fondos de dolina (28)*

Son relativamente frecuentes en la Hoja sobre todo en la mitad este, en el sector comprendido entre las carreteras de Albacete a Santa Ana y de Albacete a Peñas de San Pedro. Se originan por la disolución de los materiales carbonatados, ya sean los niveles de costra o las calizas y margas del Plioceno. La litología que tapiza sus fondos es de carácter arcillo-limoso, a veces arcillo-arenosos, con aparición ocasional de gravas, gravillas y fragmentos de costra procedentes de la parte superior del borde de la dolina.

La evolución de estas formas no es siempre la misma en la Llanura Manchega. Así, cuando su drenaje es deficiente, da lugar a zonas endorreicas con formación de suelos vérticos (El Salobral). Otras veces, se unen varias de ellas, dando lugar a una especie de valles de fondo muy amplio y plano que se rellenan posteriormente de sedimentos que ya no tienen nada que ver con los productos de descalcificación. Este tipo de valles son muy frecuentes en toda Llanura Manchega.

La edad, resulta problemática de definir, al no poder establecer de forma clara si existe un solo momento de karstificación o varios. Por este motivo se ha optado por atribuirle una cronología relativamente amplia que abarque desde el momento inmediatamente posterior a la formación de los materiales más antiguos afectados, hasta la actualidad, es decir Pleistoceno medio-Holoceno.

2.5.1.12. *Cuaternalio indiferenciado (29)*

Se ha incluido en este apartado una serie de depósitos existentes en el límite oeste de la Hoja, cuya morfología, muy poco definida, no contribuye en nada a su determinación. Constituyen este conjunto costras, suelos eluviones y productos de ladera en los que tanto su desarrollo superficial, como espesor es bastante reducido.

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION

La zona de estudio, centrada en la cuenca neogena correspondiente a la Depresión de Albacete, comprende diversos bordes montañosos con afloramientos mesozoicos, como el límite oriental de Campo de Montiel, las estribaciones de la Cordillera de Monte Aragón y las alineaciones de Pozo Cañada. El interior de la cuenca aparece ocupado por sedimentos pliocenos y cuaternarios.

Para una mejor comprensión de la tectónica de la Hoja hay que tener en cuenta la evolución preorogénica y orogénica del Sistema Ibérico, Campo de Montiel y del Prebético.

3.2. EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA DEL LIMITE MERIDIONAL DEL SISTEMA IBERICO Y CAMPO DE MONTIEL

En el Campo de Montiel no es posible reconstruir una evolución preorogénica con detalle, ya que se encuentra desprovisto de la cobertera paleogena, 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 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 esta última. Las fases Neoquimérica y Aústrica habrían actuado también de forma combinada provocando la ausencia del Jurásico superior y parte del Cretácico inferior. Posteriormente al final del Cretácico (Fase Paleolarámica) y durante el Paleogeno, dicho sector habría presentado una tendencia al levantamiento, sufriendo una importante denudación que habría llevado 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 Paleogeno, 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 zona 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-SO a E-O, de la Cuenca del Júcar y Corredor Manchego.

Son identificables en el área 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).

En las Cadenas Celtibéricas se dan dos líneas principales de trabajo en relación con el estudio de las fases tectónicas, una centrada fundamentalmente en el análisis de grandes estructuras y microtectónica y otra en relación con la estratigrafía y sedimentología de las series terciarias que rellenan diversas cuencas, si bien las dataciones de las diversas fases, deducidas del análisis estructural, se ha realizado, lógicamente, mediante intentos de correlación con las discontinuidades estratigráficas.

La Depresión Intermedia, situada entre la Rama Castellana de la Ibérica y la Sierra de Altomira, presenta un registro estratigráfico bastante completo que ha permitido la datación de diversas discordancias.

En la figura n.º 7 se recogen las edades correspondientes a cada unidad, así como las fases tectónicas definidas por los diferentes autores en relación con las discordancias existentes entre algunas de ellas.

Al comparar en un cuadro más general (Fig. 8) 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.

De todo lo anterior puede deducirse que la evolución orogénica de la Ibérica se inició con una primera fase con dirección de acortamientos NO-SE (longitudinal a la cadena), mediante la cual se generaron diversas microestructuras y un sistema de fracturación acorde con la dirección de compresión. La segunda fase o fase principal, con dirección de acortamiento NE-SO y por tanto perpendicular a la cadena, da lugar al plegamiento general, con la actuación de los accidentes NW-SE como fallas inversas con cierta componente dextral (ALVARO *et al.* 1979 y SIMON GOMEZ, 1984). La tercera fase compresiva, de nuevo con dirección aproximadamente longitudinal a la cadena (NNO-SSE) genera diversas microestructuras, así como algunos pliegues mayores y fallas inversas con dirección E-W (Unidad de Villar de Cantos, GARCIA ABBAD, 1975).

En conjunto, ambas direcciones de compresión dan lugar a sendas direcciones de pliegues, cuyas interferencias se manifestaron preferentemente en las inmediaciones de las Béticas y de las Catalanides (SIMON GOMEZ, o.c.).

UNIDADES (FORMACIONES) Y FASES TECTONICAS EN LA DEPRESION INTERMEDIA

UNIDADES Y DISCORDANCIAS	FASES TECTONICAS	EDADES
U. Postpáramo	Distensión	Turolense-Rusciniense
U. Páramo	Cierre del estrecho nordbético	Vallesiense
U. Terminal		Aragoniense
	Fase Neocastellana (Aguirre y otros, 1976)	
	Fase Estairica (García Abbad, 1975)	
U. Detrítica superior		Ageniense - Arveniense inferior
	Fase Castellana (Pérez G. y otros, 1971)	
	Fase Sábrica (García Abbad, 1975)	
U. Detrítica inferior		Arveniense Eoceno superior
	Fase Pirenaica (García Abbad, 1975)	
U. Basal		Terciario inferior Cretácico

Figura n.º 7

EOCENO	OLIGOCENO	AQUITA- NIENSE	BURDIGALIENSE	LANGHIENSE	SERRAVALLIENSE	TORTONIENSE	MESSINIENSE	
INF. SUP	SUE- VIENSE	ARVER NIENSE	AGENCIENSE	ARAGONIENSE		VALLE SIENSE	TUROLIENSE	
Castellana							Pérez González y otros (1971)	
Neocastellana							Aguirre y otros (1976)	
Pirenaica	Sávica	Estáirica					García Abbad (1975)	
F ₁	N ^F						Gómez y Babín (1973)	
F ₁	N ^F	F ₃					Alvaro (1975)	
C ₁	N ^C	C ₃					Simón Gómez (1984)	
F ₁			F ₁			Viallard (1976)		
Pirenaica	Sávica	1ª Estáirica			2ª Estáirica			Brinkmann (1931)
F ₁							Jerez Mir (1973) Rodríguez Estrella (1977)	
							Montenat (1973)	
						Cierre del estrecho nordibético	Calvo Sorando (1978)	

FASES OCCIDENTALES
 DEPRESSION INTERMEDIA
 OROCLIVIA IBERICA
 ZONA PIRENICA

Figura nº 8

3.3. EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA DEL PREBETICO

En relación con la evolución preorogénica del Prebético, RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) señala la actuación de accidentes del zócalo condicionando variaciones en los espesores y facies de las series mesozoicas.

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, con diversos umbrales emergidos, adquiriendo el conjunto una paleogeografía 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 Chattienense 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 masiva 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-Tortonienense basal, momento que corresponde al cierre del Estrecho Nordbético, como resultado de 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 microfaua contenida en los sedimentos del Mioceno marino implicados en la imbricación. Dichas edades son análogas a las obtenidas por BOURQUET (1976) en áreas más meridionales.

Esta fase compresiva 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-Turolienense.

Para finalizar con la evolución orogénica, en la citada figura n.º 8 se reúnen las dataciones propuesta 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 como la primera fase importante de la Zona Prebética es equiparable a la tercera y última fase de la Ibérica, si bien en esta última cadena habría alcanzado un desarrollo geográfico bastante menor (ALVARO *et al.*, 1979).

3.4. ESTRUCTURAS DEL ZOCALO MESOZOICO EN TORNO A LA DEPRESION DE ALBACETE

3.4.1. Datos locales del área de estudio

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

Al Oeste de Balazote, las excavaciones realizadas en la construcción del ferrocarril proporcionan una de las pocas secciones existentes en la zona de estudio. En este lugar aparece un conjunto de pliegues de amplitud decamétrica, afectando al tramo medio constituido por dolomías y margas verdes (unidad 2). En las capas más competentes aparecen algunas cuñas incipientes sobre los flancos orientales de dichos pliegues, los cuales presentan una dirección NNO con clara vergencia al oeste. Los flancos occidentales, más verticalizados, aparecen rotos, de forma que la geometría del conjunto corresponde a la de auténticos pliegues-falla.

Siendo la dirección de estos pliegues menores aproximadamente N-S, las de los pliegues mayores de este mismo sector se adapta, sin embargo, a directrices que varían entre E-O y ENE-OSO. Por ello, en este lugar puede hablarse de dos fases de plegamiento. De hecho, en el ángulo SO de la Hoja y próxima a Balazote, se aprecia, sobre la foto aérea y sobre el terreno, una disposición muy irregular de las trazas de las capas, explicable no sólo por el efecto de la topografía sino por la existencia de posibles figuras de interferencia. No obstante, la escasa calidad de los afloramientos no permite confirmar esta suposición.

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 (NNO a SSE) en relación con los pliegues con dirección Bética (E-O 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 NNO a NO ha sido situada en el Oligoceno superior (ver cuadro 1), 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 la Sierra de Alcaraz (Servalliense-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 bética, dichos pliegues han tenido que generarse durante la primera fase Burdigaliense.

En resumen, los afloramientos mesozoicos correspondientes al Campo de Montiel presentan dos fases de plegamiento. La primera de ellas se materializa por la existencia de pliegues-falla con amplitud decamétrica (sector de Balazote), dirección submeridiana y vergencia al oeste. Esta geometría es análoga a la descrita por ALVARO y CAPOTE (1973) en la Sierra de Altomira. Asimismo existen diversos pliegues mayores con geometría más abierta y vergencia menos definida. Dichas estructuras son asimilables a la fase principal intraoligocena (segunda fase de la Ibérica).

La segunda generación de pliegues, muy abiertos y sin vergencia, han resultado de la fase principal de plegamiento de la Zona Prebética (Burdigaliense), asimilable a la tercera fase de la Cordillera Ibérica.

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.

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).

La evolución y subsidencia diferencial de las cuencas que integran esta depresión ha podido establecerse merced a los estudios morfológicos y estratigráficos llevados a cabo en dicha zona. Así, el conocimiento de la estratigrafía, junto con datos de sondeos, la existencia 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 Turoliense Inferior en las cuencas del Júcar, del Cabriel y en el conjunto de fosas del Prebético. La cuenca del Júcar se configuró mediante la actuación de accidentes transversales NE-SO a ENE-OSO.

Todavía dentro del Turoliense 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 (Fig. 6). La distribución de las 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 NO-SE y NE-SO. 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 intraturoliense es correlacionable con el episodio volcánico (5,7 m.a.) de la cuenca continental prebética de los Monegrillos, así como con la aparición de depósitos turbidíticos sincrónicos con dicho vulcanismo (CALVO SORANDO, 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.

En el área de estudio esta fase da paso al depósito de la Unidad Tectosedimentaria n.º 3 de la Cuenca del Júcar (SANTOS, 1983). Dentro de esta unidad y con la realización de este trabajo se ha detectado la existencia de un cambio sedimentario dentro de la serie detrítica y a techo de ésta. Dicha circunstancia puede ser interpretada bien como un cambio climático o como un nuevo episodio de inestabilidad tectónica, en cuyo caso podría ser el reflejo de un basculamiento más o menos continuo, de norte a sur, en el intervalo comprendido entre las fases Iberomanchegas.

Con la formación de la costra laminar bandeada y multiacintada culmina el ciclo sedimentario del Neogeno (Fase Iberomanchega II).

Iniciado el Cuaternario (Pleistoceno inferior) todavía debió producirse un cierto basculamiento en el mismo sentido generándose un extenso abanico aluvial con direcciones de aporte procedentes del N. Aún en esos tiempos se desarrollaron dos niveles de terrazas correlacionables con las superficies inferior y superior de la Llanura Manchega. Dichas terrazas corresponden al desarrollo del primitivo sistema fluvial del río Júcar, con salida hacia la vertiente atlántica.

Seguidamente dichos niveles de terrazas sufrieron un basculamiento, hacia el SO en la Hoja de La Roda y al SE. En la Hoja de La Gineta, de forma que dicho movimiento configuró un umbral con traza arqueada, que enlaza las localidades de Villalgordo del Júcar, Montalvos y La Gineta. Probablemente y como consecuencia de dichos basculamientos y de la creación del umbral señalados, en el Pleistoceno inferior alto, el Júcar abandonó su antigua red de drenaje hacia el Atlántico, de forma que su cauce principal adquirió el trazado actual, según un arco aproximadamente paralelo al umbral señalado, corriendo ya hacia el Mediterráneo.

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 NO-SE a ONO-ESE a ENE-OSO. Así, el accidente de Hellín (NO-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 del 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-SO 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 NO-SE actuaron como desgarres dextrales, desplazando los frentes de cabalgamiento del Prebético interno sobre el Prebético externo (accidentes del Guadiana Menor, Socovos y Sierra Larga-Sierra del Carche, JEREZ MIR, 1973).

El accidente de Hellín, paralelo a los anteriores, limita por el E 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, (ALVARO et al, 1975).

Dentro de la Hoja de Munera, otro accidente paralelo a los anteriores (accidente de Cerro 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.

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 (ver figura 6). 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 Plio-cuaternarios 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 profundidad del zócalo mesozoico, en cada

caso, o bien de unos pocos datos de superficie correspondientes al sentido de buzamiento de algunas formaciones y superficies. Así, las capas del Villafranquiense 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 de Alcaraz hace pensar en su basculamiento de este área contra dicho accidente, el cual habría actuado durante el Villafranquiense superior como falla normal, con hundimiento y basculamiento antitético del bloque noroccidental.

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 SO 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-SO y NO-SE.

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.

En sectores orientales en relación a la Depresión de Albacete, CARBO (1980) realizó un estudio relativo a la distribución de las anomalías gravimétricas, a través del cual dicho autor definió tres unidades principales: Unidad Ibérica, Unidad Intermedia y Unidad Mediterránea. Las dos primeras aparecen separadas en el borde estructural de Casas Ibáñez-Requena con dirección NE-SO. La Unidad Intermedia y la Unidad Mediterránea quedan limitadas por la banda estructural de Alberique, con dirección NNO-SSE.

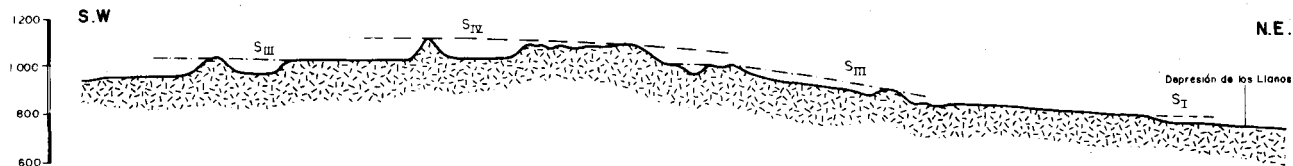
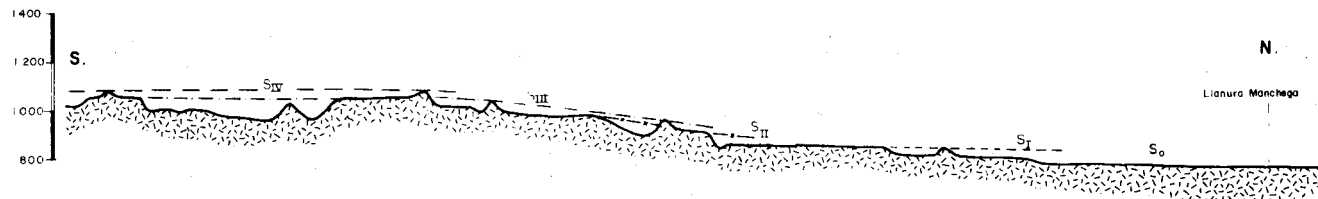
En función del signo correspondiente a las anomalías gravimétricas, el mismo autor concluye que la Unidad Ibérica presenta una tendencia al levantamiento, por compensación isostática, que habría actuado de forma continuada desde el Pleistoceno. La Unidad Intermedia está muy próxima a su posición de equilibrio y la Unidad Mediterránea muestra una tendencia al hundimiento que se habría prolongado de forma continuada desde el Pleistoceno tal como muestran los datos de geología de superficie (GOY y ZAZO 1985).

Así pues, el estudio de las anomalías gravimétricas pone de manifiesto la continuación en la actualidad de la etapa distensiva, mediante movimientos relativos entre bloques en la vertical delimitados por el sistema de fracturación ya señalado.

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-

PERFILES TRANSVERSALES DEL CAMPO DE MONTIEL . SUPERFICIES INTRATERCIARIAS



- S_{IV} Superficie superior de Canchales de Montiel
- - - - - S_{III} Superficie de El Banillo
- * - * - S_{II} Superficie de Ossa de Montiel
- - - - - S_I Superficie de Barrax
- S₀ Glacis finvilafraquense

E 1/200 000



Fig. 9

lizadas en regiones limítrofes. Así, el vulcanismo del Campo de Calatrava (ANCOCHEA 1983) presenta dos episodios. El primero, intra Mioceno superior (—8,5 a —6 m.a.), puede relacionarse con el inicio de la subsidencia y ampliación sucesiva de la Depresión de Albacete. El 2.º episodio, 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 para 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-SO a ENE-OSO y NO-SE a ONO-SSE.

Por otra parte, el vulcanismo de Cofrentes, localizado en el límite Pliocuaternario, 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 Neogeno en toda la región ($5,7 \pm 0,3$ m.a.; CALVO y ELIZAGA, 1985).

4. GEOMORFOLOGIA

La observación de la cartografía geomorfológica de la Hoja de Albacete, realizada a escala 1:50.000, muestra claramente la existencia de tres dominios morfológicos muy diferenciados: los Relieves mesozoicos, la Llanura Manchega y las Formas de enlace.

4.1. RELIEVES MESOZOICOS

Aparecen en dos sectores de la Hoja, con características totalmente diferentes. Uno de ellos corresponde a las estribaciones occidentales del Macizo de Chinchilla de Monte Aragón y alineaciones de Pozo Cañada, situándose en los límites E y SE de la Hoja, y el otro, en el sector oeste, constituye el borde oriental de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel.

La litología mesozoica es fundamentalmente carbonatada y está constituida por calizas, dolomías y margas. Las direcciones tectónicas y la disposición de los materiales más blandos ha condicionado de forma evidente la instalación de la red fluvial. Así en la zona de El Salobral-Monte Atalaya (ángulo SE de la Hoja), la configuración SO-NE de la estructura a lugar a la formación de amplios valles en la misma dirección. Estos han quedado rellenos posteriormente por *conos alu-*

viales, coluviones y depósitos de fondo de valle que recorren las zonas más bajas. Existen también algunos valles en dirección casi perpendicular es decir, SE-NO, que desaguan en la región de los Llanos.

Por lo que se refiere al sector oeste de la Hoja, la dirección más frecuente de la red fluvial es O-E excepto en el extremo SO, correspondiente a la zona de Balazote, donde predomina la SO-NE. En el área más septentrional de estos relieves, los valles se hacen muy amplios y de fondo plano, dejando entre ellos numerosos montes islas. Excluyendo estos fondos aluviales y algunos otros del sector de El Salobral-Monte Atalaya, el resto de la red fluvial, posee un carácter incisivo sobre los relieves jurásicos.

La presencia de la «Superficie de Barrax» implica también el modelado y el retoque de estos relieves, aunque con características diferentes a las de retoque fluvial. La «Superficie de Barrax», definida y descrita en la Hoja de Munera (Fig. 9) por la gran extensión que allí alcanza, aparecen representadas en esta Hoja por pequeños retazos como la Morra de la Casa de los Arboles y Cerro Cuarteros, al W, y los replanos de la zona de El Salobral-Monte Atalaya, con cotas entre 760 y 800 m. La edad de esta superficie se ha estimado como Plioceno superior al no estar afectada por la fase Iberomanchega I. Generalmente, sobre esta superficie, se desarrollan «costras laminares multiacintadas» como ocurre en la Hoja de Munera, pero pudiendo, en ocasiones asociada a un «canturral» de naturaleza cuarcítica. Por su escaso espesor y extensión superficial se ha omitido su representación cartográfica.

Como superficie de erosión más antigua en la Hoja, se observa en torno a Balazote la existencia de restos de la «Superficie de El Bonillo» (PEREZ GONZALEZ 1982), que alcanza mayor desarrollo también en la vecina Hoja de Munera. Se encuentra situada en cotas en torno a los 850 m y está cubierta por «canturrales» de naturaleza cuarcítica como los del Cerro de San Cristóbal, que dan lugar a coluviones bien desarrollados de la misma naturaleza.

4.2. LLANURA MANCHEGA

Corresponde a la zona topográfica más baja de la Hoja, con cotas comprendidas entre 700 y 720 m y conocida localmente como Región de los Llanos. Casi la totalidad de su extensión superficial está constituida por la Superficie inferior de la Llanura Manchega, definida y descrita por PEREZ GONZALEZ (1982) conjuntamente con la Superficie superior de la Llanura Manchega, señalando dicho autor que se trata de superficies de erosión penetrativas con un encajamiento de 6-10 m de la inferior en la superior. Esta última aparece ampliamente representada en la Hoja de La Gineta.

A techo tienen una costra laminar bandeada muy continua, pero con diferencias apreciables de espesor, desde 20-30 cm hasta 1,8 m. MOLINA, con motivo de este trabajo, ha realizado el estudio microscópico de las mismas, definiendo-

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

- 689 Cota en metros
- - - Cursos de agua intermitentes

FORMAS FLUMIALES

- ▨ Terrazas
- ▨ Fondos de valle aluviales / Aluviales - coluviales
- ▨ Llanura de inundación
- ▨ Valle abandonado del Rio del Mirón
- ▨ Valles abandonados de fondo plano
- ▨ Conos aluviales
- ▨ Abanicos aluviales, varias fases
- ▨ Conos aluviales con costra laminar
- ∨ Valle en V
- ∪ Valle en U
- ∩ Valles de fondo plano
- ∩ Valles de fondo plano asimétricos

FORMAS KARSTICAS

- ⊙ Dolinas

FORMAS POLIGENICAS

- ▨ Superficie de Barraz
- ▨ Superficie del Bonillo
- ▨ Glacia encostrados

FORMAS LACUSTRES

- ▨ Fondos endorreicos o isemendorreicos

FORMAS DE GRAVEDAD

- ▨ Coluviones

FORMAS ESTRUCTURALES

- ➔ Basculamiento o flexión
- + Estratificación horizontal o subhorizontal

FORMAS ANTROPICAS

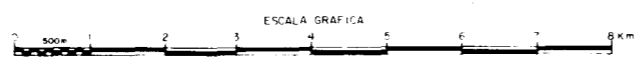
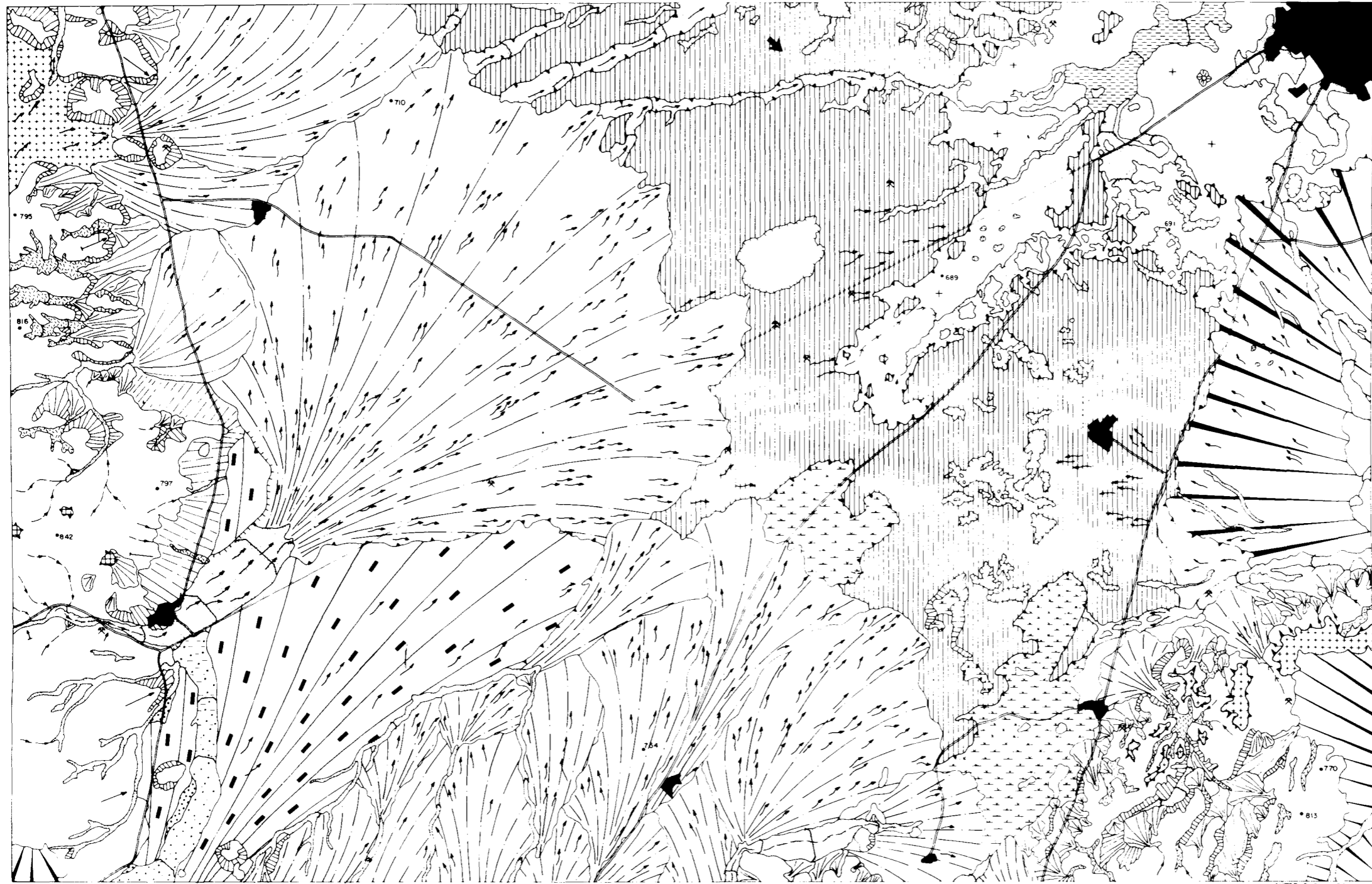
- Núcleo urbano
- Carretera
- * Canteras

MORFODINAMICA

- ▨ Arroyos y barrancos con incisión vertical
- ▨ Regueros, escorrentía difusa

MORFOMETRIA

- ▨ Escarpe entre 20-100m.
- ▨ Escarpe < 20m. (Superficies, terrazas, dolinas)
- ▨ Escarpe degradado
- ▨ Pendiente < 8%
- ▨ Pendiente entre 8-15%
- ▨ Pendiente entre 15-30%
- ▨ Pendiente > 30%



AUTOR P. Cabra G.I.

las como costras laminares formadas por la repetición de una serie de microclotemas característicos que terminan siempre a techo con una laminación de origen biológico (raíces, algas, etc.). Estos microclotemas son el resultado del relleno de depresiones mínimas de tipo «charca», que se superponen en el espacio y en el tiempo. La presencia de cuarzo es escasa, estando casi siempre epigenizado.

La Superficie inferior de la Llanura Manchega, está retocada posteriormente por un modelado kárstico que origina numerosas *dolinas* y *uvalas*, características en el paisaje manchego. El karst que aquí se desarrolla tiene carácter endorreico ya señalado con anterioridad por PEREZ GONZALEZ (o.c.); uno de sus focos principales lo constituye el Fondo endorreico de La Roda. En este sentido, El Salobral constituye uno de estos fondos, con su eje longitudinal SSO-NNE, coincidiendo su dirección con las principales líneas de fractura de la zona de los Llanos.

La edad que se atribuye en este trabajo a las Superficies superior e inferior de la Llanura Manchega es Pleistoceno inferior, pues quedan limitadas a muro, en la Hoja de La Roda, por los «Aluviones de Casas Ibáñez», de edad Pliopleistoceno, y a techo por el «Sistema Aluvial del Júcar» (PEREZ GONZALEZ, o.c.) datado como Pleistoceno medio basal en el yacimiento de Fuensanta.

Por último, la existencia de algunos valles, siempre de fondo plano y escasa incisión contribuyen al retoque de esta llanura.

4.3. FORMAS DE ENLACE

Son aquéllas que sirven de nexo entre los relieves mesozoicos y la Llanura Manchega. Existen diversos tipos que se describen a continuación teniendo en cuenta su edad, de más antiguo a más moderno, que son glacis con costra, abanicos aluviales, coluviones y conos aluviales.

En primer lugar, *los glacis con costra* constituyen al este de la Hoja, el paso entre los relieves del Macizo de Chinchilla y la región de los Llanos. Se trata de un glacis de acumulación, aunque localmente se observen procesos erosivos. Posee una morfología con cierta tendencia a la concavidad. La costra que los corona ha sido descrita con más detalle en el apartado de Cuaternario y Formaciones Superficiales.

Como se ha señalado anteriormente, su posición morfológica, las cotas entre las que se desarrolla (700-760 m) y el hecho de que sobre este glacis se encaje la Superficie inferior, inducen, sin poder afirmarlo rotundamente, a su asimilación con los «glacis finivillafranquiense de costa laminar multiacintada» definidos por PEREZ GONZALEZ en 1982 para los bordes externos de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel.

En cuanto a los *abanicos aluviales*, pueden diferenciarse tres tipos: el primero encostrado, relacionado directamente con la salida de los ríos Jardín y Don

Juan, en la esquina SO de la Hoja, el segundo con direcciones N-S, instalado sobre la región de los Llanos, y el tercero procedente del borde oriental de la Plataforma de Campo de Montiel, se instala sobre las Superficies superior e inferior de la Llanura Manchega.

El de mayor antigüedad (Pleistoceno inferior-medio) es el abanico encostrado de Balazote, colgado algunos metros sobre el resto de los depósitos de este tipo. Está disectado por el río del Mirón, cuyo depósito aluvial se encuentra colgado entre 1 y 2 metros sobre el aluvial del río Jardín.

Posteriormente tiene lugar la instalación del resto de los conos aluviales, en los que se reconocen varias secuencias, pero al no poder datar todas y cada una de ellas con precisión, se ha optado por atribuir una edad amplia, es decir, Pleistoceno medio-superior. Entre todos ellos hay que destacar el abanico que sale del río Jardín, por las grandes dimensiones que alcanza. En la zona distal y debido a la escorrentía de las aguas que originan el abanico, se produce una canalización de la misma en valles poco profundos y amplios, que mueren antes de desaguar en el Júcar. La litología de este abanico, con ausencia de finos indica una época de humedad para la formación del mismo.

Por último, los pequeños conos *aluviales* y *coluviones*, de edad más reciente, es decir Holoceno, aparecen de forma frecuente en todo el borde de los macizos montañosos.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del área comprendida dentro de la Hoja está ligada a la evolución general del Aulacógeno Ibérico.

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 concreta.

Probablemente sobre un zócalo hercínico afectado por un sistema de fracturas tardías que condicionarían la paleogeografía triásica, tuvo lugar una sedimentación bajo condiciones que se desconocen, pues no existen afloramientos.

Aunque en la Hoja tampoco afloran materiales liásicos, trabajos regionales más recientes (GOY et al. 1976) así como los depósitos aflorantes en Campo de Montiel, apuntan, para principios del Jurásico, 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 este sector oriental de la Mancha. En este sentido, y delimitando esta extensa plataforma, actuarían de

condicionantes paleogeográficos 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 condiciones de plataforma marina con la diversidad de facies correspondientes a este 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 la llanura de marcas de rango (tidal-flat) carbonatado se desarrollan barras oolíticas que indican unas condiciones de plataforma marina somera.

Si en las Cordilleras Ibérica y Béticas es a principios del Pliensbachiense cuando se diversifica la plataforma liásica, no existen en la región tratada 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, de abundante fauna, presentes en la Cordillera Ibérica.

Igualmente se desconoce en la región el episodio, también 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 parecen continuar durante este período las mismas condiciones ambientales propicias para el desarrollo de barras oolíticas.

Solamente en el Sector de Tebar y a finales de estos tiempos se localizan facies correspondientes a una sedimentación de tipo restringido, probablemente relacionada con procesos de emersión que delimitan y configuran una nueva paleogeografía para el Malm (FOURCADE, 1970). Procesos de dolomitización posteriores enmascaran las características y facies de los depósitos del Jurásico medio e impiden el establecimiento y evolución 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, Corredor manchego y sector de Tebar.

En la primera región es fácil pensar que no existió sedimentación, dibujándose la línea de costa por un meridiano que pasaría por Albacete y oeste de Hellín, quedando toda la región emergida. Este hecho lo corroboran la escasez de depósitos del Oxfordiense superior y las facies litorales y cargadas en detríticos que se observan en las proximidades de Albacete (Casas del Abogado) y en la región de Pozocañada (Campillo de Las Doblas).

En la región de Tebar es más difícil afirmar la no deposición del Malm ya que los movimientos neoguiméricos, acaecidos a finales del Jurásico provocan una emersión generalizada de toda la región.

La evolución de la zona durante el Cretácico resultaría imprecisa si se tratara de establecer con los datos de la región, ya que sólo aflora en la zona de Alar-

cón. Hay que recurrir por tanto a trabajos regionales para comprender la evolución geológica durante estos tiempos.

Regionalmente VILAS et al. (1982), establecen distintos episodios tectosedimentarios y ciclos para el Cretácico (Fig. 10) y que de forma resumida se exponen a continuación. Como consecuencia de los movimientos del Jurásico terminal, la región queda emergida durante el Cretácico inferior, dibujándose a grandes rasgos una línea de costa con una entrada a modo de golfo al sur de Albacete.

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

La primera sedimentación generalizada para toda la región tiene lugar durante el Albiense; corresponde 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 la meseta (Sierra Morena) cubren la región.

Estos depósitos son observables en Casas del Abogado, Peñas de San Pedro y otros puntos; se encuentran inicialmente rellenando un karst desarrollado sobre los materiales jurásicos cubriendo un extenso área que llega algo más allá del meridiano de Albacete (comunicación oral de E. ELIZAGA). Hacia el norte aunque no existen afloramientos que lo corroboren podrían interdentarse con depósitos terrígenos continentales procedentes de sectores de la Cordillera Ibérica. Este hecho se confirma por las distintas asociaciones minerológicas estudiadas por RINCON (1982).

Todos estos materiales que se disponen en clara discordancia con los distintos infrayacentes hacen pensar en la existencia de una serie de movimientos intracretácicos que conllevarían a distintas configuraciones paleogeográficas 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 zonas limítrofes (ELIZAGA o.c.).

Durante el Cenomaniense, ya en el Cretácico superior se instala una plataforma epicontinental relativamente estable en todo el dominio ibérico, caracterizada en este sector por una relativa influencia de terrígenos que rápidamente se homogeneiza con la instalación de una plataforma interna carbonatada, que deja espesores muy variables de sedimentos carbonatados.

En el campo de Montiel, no existe registro sedimentario del Cretácico superior dentro de la zona de estudio y se desconoce si ese área estuvo ocupada por el mar en ese momento. No obstante, el hecho de que los sondeos en zonas próximas (Llanura manchega y Albacete) corten materiales cretácicos, invita a pensar en la posibilidad de que toda la región estuviese invadida por el mar durante esos tiempos.

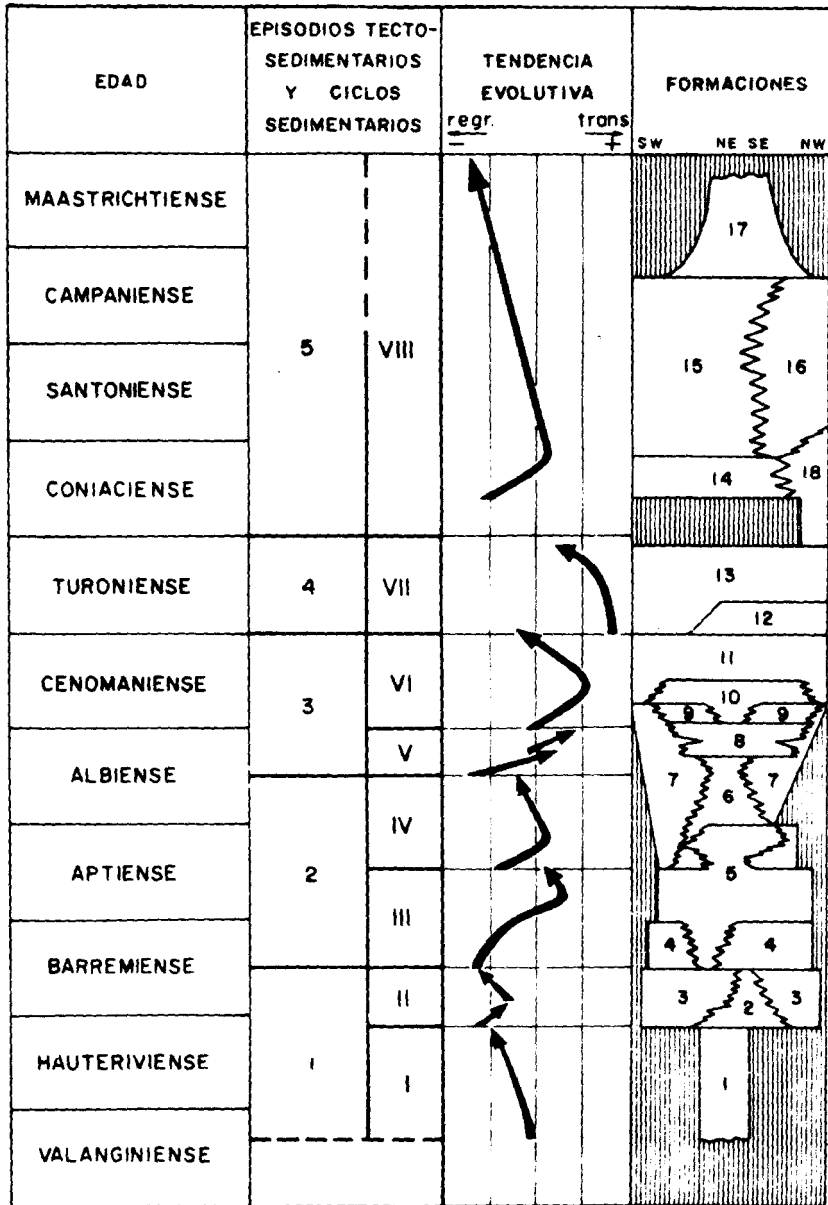


Fig. 10. Ciclos sedimentarios y episodios tectosedimentarios (según MAS et al., 1982).

Según VILAS et al. (o.c.) durante el Turoniense Inf. tiene lugar un segundo impulso transgresivo con homogeneización total del medio e instalación de una amplia plataforma carbonatada basculada hacia el norte a nivel regional, que posteriormente, y con tendencia regresiva, da lugar en determinadas áreas al desarrollo de grandes barras, y en zonas más externas a crecimientos (*patches*) de Rudistas y micritas a techo de las secuencias.

A finales de estos tiempos existe una interrupción que abarcaría hasta principios del Senoniense, instalándose en la región zonas de lagoon con una marcada influencia continental.

Lo acaecido a finales del Senoniense se desconoce por falta de datos y afloramientos en esta Hoja. Remitiéndose a criterios regionales cabe pensar que la región quedó parcialmente emergida, instalándose localmente ambientes cada vez más restringidos y continentales.

Durante el Paleogeno parece ser un hecho incuestionable que el sector ocupado por el Corredor manchego, Cuenca del Júcar, Llanos de Albacete, Campo de Montiel y el sector más septentrional de la Zona Prebética permaneció emergido, quedando sometido 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 por el contrario, sí erosivos. Estos tuvieron lugar durante las distintas fases de deformación que comenzaron a finales del Cretácico y Paleoceno y continuaron hasta la fase paroxismal generalizada en el Oligoceno superior (Fase Castellana), de carácter regional y edad Arverniense.

A nivel regional, los registros litológicos, a excepción de la Depresión Intermedia, son poco precisos durante el Paleogeno. En el sector valenciano de la Cordillera Ibérica (Contreras, Sierra de Utiel y Martes), así como en la Zona Prebética, la sedimentación, de tipo fluvial y lacustre, tiene lugar en cubetas aisladas y depresiones con geometría y extensión irregular. Dichas cuencas orlarían de alguna manera un macizo emergido que ocuparía las regiones antes descritas.

Mejor conocida es sin duda, la Depresión Intermedia donde se pueden determinar y conocer los procesos acaecidos durante el Paleogeno, así como los ambientes sedimentarios.

Por otro lado, PEREZ GONZALEZ (1982) basándose en las superficies de erosión generalizadas dedujo que la superficie superior más antigua o del 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 que termina con las «calizas de Olivares del Júcar». De esta manera, las estructuras de la plataforma de Tebar habrían sido generadas durante la Fase Castellana.

A finales del Ageniense, es decir a principios del Mioceno inferior (Burdigaliense), se diseña una nueva configuración motivada, por un lado por los efectos de la Fase Neocastellana y, por otro, por la instalación de un régimen marino en

la Zona Prebética cuya extensión o delimitación paleogeográfica se desconoce por el momento aunque en el Prebético interno hay un registro de sedimentos marinos de edad Aquitano-Burdigaliense.

Durante el Mioceno inferior el mar orlaba un macizo emergido, del que la zona de estudio formaba parte; 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 al sur del Campo de Montiel por depósito marinos de edad Laghiense-Serravalliense. El mismo autor también hace referencia a una tercera superficie de erosión («Superficie de Ossa de Montiel») más moderna, situada a 980-900 m a la que no encuentra relación alguna dentro del ámbito geográfico, aunque estimativamente la sitúa en el Turolense. No obstante, podría ser más antigua.

Es a finales de estos tiempos cuando tuvo 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 y orientales.

A esta fase compresiva sucede un importante proceso distensivo generador y responsable de la creación y apertura de las Cuencas del Cabriel y Júcar, Fosas de Teruel, así como de la fracturación paralela al litoral levantino, hundimiento de la Cuenca de Valencia y formación de las cubetas internas de la zona prebética (Hijar y Cenajo, etc.). Este proceso 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.

En la cuenca del Júcar, el hundimiento y fracturación se realiza en sentido ENE-OSO al N-S con dislocación de las alineaciones mesozoicas a favor de estas direcciones. La parte más oriental del Campo de Montiel y Llanura Manchega se soterra de forma escalonada a favor de estos sistemas de fracturación.

La actividad diapírica en las etapas premiocenas a favor del punto triple de Cofrentes y según direcciones E-O y N-S termina de cerrar y configurar la Depresión de Albacete en su límite oriental.

Entre el Turolense inferior y medio se produce una acentuación distensiva que da lugar, por una parte a una clara inestabilidad en las cuencas del prebético con vulcanismo asociado y, por otra, a un rejuvenecimiento del relieve en el sector valenciano y a la instalación de un importante sistema fluvial (Serie detrítica del Cabriel) alimentado por aportes procedentes de los relieves ibéricos circundantes (Sierra del Rubial, Contreras y de Utiel) y en menor proporción, probablemente, de los sectores más suroccidentales de la cuenca.

Mediante una circulación algo compleja, parte de estos materiales alimentarían las cuencas lacustres del Júcar, las cuales estarían ubicadas a favor de áreas muy definidas, delimitadas por accidentes del basamento, que condicionarían sin duda la fuerte subsidencia que indican las series carbonatadas. Durante el Rusciniense, ya en el Plioceno, se pone de manifiesto un marcado carácter expansivo de las facies lacustres que coincidiría con la etapa final de colmatación.

A principios del Villafranquiense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva (Fase Iberomanchega I, AGUIRRE et al. 1976) que en el área de estudio motiva, por un lado, la apertura del Corredor Manchego (PEREZ GONZALEZ 1981), la ampliación del Corredor de Alarcón y del sector de los Llanos conectándose así 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.

El efecto más directo de la Fase Iberomanchega I en la Depresión de Albacete fue la ampliación de la Cuenca por un lado hacia el NO y E y, por otro, hacia el S y N, es decir, la apertura definitiva de la Llanura Manchega y la Depresión de los llanos de Albacete, al tiempo que parece existir un basculamiento y ligera elevación de la Cuenca del Cabriel.

Estas conexiones se llevarían a cabo por reactivación de las direcciones estructurales tardihercínicas E-O y NNO-SSE.

En el Villafranquiense, un nuevo período sedimentario pues, tiende a rellenar y colmatar las cuencas y depresiones que se habían generado por efecto de la Fase Iberomanchega I.

Así en el área estudiada tiene lugar una fuerte entrada de detríticos por el N (Fig. 10) (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 con amplias llanuras de lodos y salinas (Unidad de los Yesares) y extensas superficies donde precipitan lodos carbonáticos (Valdeganga) (Fig. 11). Durante esta etapa de colmatación, una red de drenaje efímera alimentaría pequeñas cuencas endorreicas aisladas. Esta alimentación procede del NE en el sector de la Roda-Minaya, del NW en Valdeganga y, en la zona de los Llanos, probablemente del S y SW. Localmente, en áreas muy restringidas (La Roda) tendría lugar la formación de carbonatos muy puros y ricos en magnesio («Tierra blanca»).

La etapa final de colmatación en este sector de la cuenca del Júcar 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.

Mientras que en la cuenca del Júcar y Llanura manchega la evolución geológica se puede establecer por el registro de sedimentos y contenido faunístico, en el sector del Campo de Montiel resulta más conflictiva debido a la escasez de depósitos y naturaleza de los mismos. Es necesario recurrir a criterios morfológicos y al establecimiento de diferentes superficies para poder comprender la evolución de esa región.

La presencia de abundantes «canturrales» cuarcíticos dispersos en todo ese área asociados a distintas superficies encajadas hacen pensar en el continuo

reciclaje de esos depósitos con seguridad a partir del Mioceno superior una vez finalizada la fase compresiva que generaría las estructuras del arco de Alcaraz y los pliegues asociados en zonas próximas, ya en la zona tabular.

A partir de ese momento, asociada a las facies distensivas y en resolución con las distintas secuencias deposicionales registradas en la cuenca del Júcar, tiene lugar la deposición y resedimentación a lo largo del tiempo de esos «canturales», por lo que las edades establecidas quedarían fijadas por criterios tectosedimentarios y morfológicos regionales.

A finales del Villafranquiense y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena, tiene lugar una nueva etapa de erosión y deformación regional denominada Fase Iberomanchega II (AGUIRRE et al. 1976 y PEREZ GONZALEZ 1981) que bascula suavemente los materiales recién depositados y da lugar a un proceso de karstificación, desarrollo de glaciares y aplanamiento en la región con la formación de encostramientos carbonatados, laminares y que PEREZ GONZALEZ (o.c.) de forma genérica denomina como «Costra laminar bandeada y multiacintada», llegando con la misma, de forma convencional al límite Pliopleistoceno poniendo fin a la evolución neogena de la región.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos prevalecen sobre los sedimentarios, que siguen dominando hasta el Holoceno. Los cambios climáticos dan lugar a importantes ciclos morfogenéticos.

En este sentido, uno de los hechos más importantes es el cambio de dirección del Júcar, acaecido durante el Pleistoceno medio ya que drenaba sus aguas a la vertiente atlántica, hasta que se establece como río mediterráneo. Su encajamiento posterior da lugar a los depósitos de terrazas.

La actividad kárstica y eólica también es notable durante estos tiempos, desarrollándose importantes formas y procesos con los depósitos consiguientes.

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

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existe dentro de la Hoja ninguna explotación de recursos minerales.

Como explotación en graveras hay que destacar el gran aprovechamiento que se ha hecho y se hace actualmente de las gravas y arenas de la unidad 19. Estos abanicos aluviales cuaternarios son los únicos que soportan una intensa explotación, siendo aprovechados como áridos para la construcción y como material para pavimentación de carreteras. Otras pequeñas explotaciones de materiales

sueltas, situadas en pequeños abanicos de la unidad 19, se encuentran actualmente abandonadas. Las unidades pliocenas, 14 (arenas y gravas) y 15 (margas y calizas) junto a la ya citada unidad 19 han sido aprovechadas también como fuentes de materiales para obras públicas.

Como canteras han sido aprovechadas para la construcción tanto las calizas oolíticas de la unidad 3 (Lías), como las dolomías masivas de la unidad 4 (Dogger). Se trata de pequeñas explotaciones, inactivas en la actualidad. Asimismo, destacan en el límite suroccidental, fuera ya de la Hoja, las explotaciones que han sufrido las calcarenitas de la unidad 10 (Serravaliense-Tortonense).

6.2. HIDROGEOLOGIA

La escorrentía superficial permanente está representada en la Hoja únicamente por el río Jardín, que penetra por el oeste perdiendo su caudal por infiltración al desembocar en los Llanos de Albacete. El río del Mirón y otros cauces de la zona de Argamasón poseen escorrentía estacional.

Gran cantidad de acequias y canales, que a veces aprovechan o sustituyen cauces naturales (como en el río o canal de La Estacadiña, cerca de Albacete), contribuyen a distribuir el agua en la llanura; destacan el Canal de María Cristina y el Canal de la Lobera.

Extensas zonas húmedas naturales existían no hace mucho tiempo: el Pantano de El Salobral, el Llano de los Riachuelos, etc. Un descenso del nivel freático regional, ha contribuido a su desecación actual, junto con su drenaje por canales y acequias y las explotaciones agrícolas.

La aportación de las aguas superficiales, ríos y manantiales, a las necesidades hídricas es mínima, por lo que la mayoría de los recursos hidráulicos han de ser obtenidos por medio de la utilización de las aguas subterráneas.

La recarga de los acuíferos de la Hoja se hace fundamentalmente por infiltración de las corrientes superficiales y del agua de lluvia. La escorrentía subterránea puede jugar un papel importante en la recarga de los acuíferos profundos de la Hoja (existe un sentido regional de escorrentía subterránea hacia el Sur).

Es de destacar la importancia local que tienen los acuíferos libres, situados sobre los materiales detríticos, generalmente cuaternarios, que cubren la mayor parte de la Hoja. En algunas zonas (La Herrera, Balazote), la continua recarga del río Jardín, así como las buenas características de almacenaje hidráulico de las unidades terciarias y cuaternarias allí existentes, ayudan a la existencia de un importante acuífero libre.

Otro nivel acuífero libre es el que se instala en las calizas pliocenas de la unidad 15. Ocasionalmente, este acuífero es capaz de soportar una intensa demanda, con caudales de 10 l/s y valores de transmisividad entre 50 y 300 m², llegando en ocasiones a 1.000 m²/h.

Como niveles acuíferos, generalmente confinados, destacan el formado por

la unidad 3 (Lías) (formación *Colleras* PENDAS *et al.* 1971) en la zona occidental, y la unidad 4 (Dogger) (formación Chorro PENDAS *et al.* o.c.) en la zona central y oriental.

Este nivel es el que mejores características hidrogeológicas presenta regionalmente, obteniéndose a veces caudales específicos superiores a 50 l/s/m y valores espectaculares de transmisividad, comprendidas entre 100 y 500 m²/h, pudiendo alcanzar localmente los 2.000 m²/h.

Por debajo de este nivel, separado por la unidad 2 (Lías) (formación *Madroño*, PENDAS *et al.* o.c.), se sitúa un acuífero localizado en la unidad 1 (Base del Lías, formación *Carretas*, PENDAS *et al.* o.c.), constituido por dolomías oquerosas y brechas dolomíticas con buenos valores hidrogeológicos, que es explotada en la zona de Balazote. Como muro de este acuífero se encuentran el Triásico, que constituye el nivel impermeable principal de la región.

Por debajo del relleno terciario ocasionalmente se perfora en la zona central de la Hoja, la unidad 9 (Cretácico superior; formación *Benejama*, PENDAS *et al.* o.c.) que con unos 70 m de potencia posee valores hidrogeológicos similares a las de la formación *Chorro*. También pueden perforarse unos 70 m de arenas y gravas del Cretácico inferior (Unidad 8) (Facies Utrillas) que poseen buenas características como acuífero, propios de los materiales detríticos porosos.

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) así como la información sobre sondeos efectuados en la Hoja, que ha sido adjuntada en la documentación complementaria a la Hoja.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971). «Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya 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. Luso-Amer. 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 à 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 Sudostspanien». *Beitr. zur. Geol. der West Mediterraengebiet*, 6: 305-434. Berlin. 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 Geomorphology*, 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 SE. Spain. 6^a 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 Iberiqué 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.
- FREYTTET, 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 beti-

- ques et ibériques (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. 569-298.
- 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) I. 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., Villarobledo (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 suroriental». *Boletín Geológico y Minero T XC-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 Néogène supérieur des Vallées du Júcar et du Cabriel au NE d'Albacete (Espagne). Biostratigraphie et Environnement». *Docum. 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 continental 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 Campo 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 Valdegaga (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. Abh.* 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 Ibérica 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.
- SOPEÑA, 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*, sér. 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 Toulouse.
- VIALARD, P. (1976). «La compression majeure dans la Chaîne méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est ante-vindobonniennne». *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