



IGME

765

24-30

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA GINETAS

Segunda serie-Primera edición

741 MINAYA 23-29	742 LA RODA 24-29	743 MADRIGUERAS 25-29
764 MUNERA 23-30		766 VALDEGANGA 25-30
789 LELUZA 23-31	790 ALBACETE 24-31	791 CHinchilla DE MONTE ARAGON 25-31



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LA GINETAS

Segunda serie-Primera edición

Tirada: Gráficas MAWIJO, S.A. Fuenlabrada (Madrid) D.L. -M-17517-1988

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

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA.

AUTORES Y COLABORADORES

CÁRTOGRAFIA

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

REDACCION DE MEMORIA

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

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGIA

P. Cabra Gil
E. Molina Ballesteros

SEDIMENTOLOGIA

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

TECTONICA

F. Moreno Serrano

ESTUDIOS 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

ESTUDIOS DE MINERALES PESADOS

R. Rincón Martínez

DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME

E. Elízaga Muñoz

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

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

INDICE

	paginas
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1 MESOZOICO	10
2.1.1. Jurásico	10
2.1.1.1. Calizas oolíticas (1) (Lías)	12
2.1.1.2. Cretácico	12
2.1.2.1. Arenas, areniscas y arcillas (2) (Cretácico inferior)	13
2.1.2.2. Calizas, dolomías y margas (3) (Cretácico superior)	14
2.2. NEOGENO	14
2.2.1. Introducción	14
2.2.2. Antecedentes	15
2.2.3. Unidades litoestratigráficas. Equivalentes y ensayo de correlación	15
2.2.4. Bioestratigrafía. Edad de las formaciones	18

	paginas
2.2.5. Descripción de las unidades litoestratigráficas	21
2.2.5.1. Calizas blancas, margas, arcillas, arenas y gravas (4) Calizas del río Júcar (Rusciniense-Villafranquense inferior)	21
2.2.5.2. Areniscas, conglomerados, lutitas, suelos calcimorfos y arcillas pardo-rojizas (5) Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar (Plioceno superior)	24
2.2.5.3. Lutitas, margas, suelos calcimorfos, calizas y margocalizas (6) (Plioceno superior)	26
2.2.5.4. Calizas y margas con encostramientos laminares a techo (7) Calizas y margas de Minaya (Plioceno superior)	27
2.2.5.5. Gravas y arenas con encostramientos carbonatados a techa (8) (Plioceno superior)	28
2.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES	30
2.3.1. Características generales	30
2.3.1.1. Sistema aluvial del río Júcar (9) (Pleistoceno medio)	31
2.3.1.2. Abanicos aluviales (10) (Pleistoceno medio-superior) Conos aluviales (11) (Holoceno)	33
2.3.1.3. Coluviones (12) (Holoceno)	33
2.3.1.4. Fondos de Valle (13) (Holoceno)	34
2.3.1.5. Depósitos lacustres (14) (Holoceno)	34
2.3.1.6. Fondos endorreicos (15) (Holoceno)	34
2.3.1.7. Llanura aluvial (16) (Holoceno)	35
2.3.1.8. Fondos de dolina (17) (Pleistoceno medio-Holoceno)	35
2.3.1.9. Cuaternario indeiferenciado (18) (Pleistoceno medio-Holoceno)	35
3. TECTONICA	36
3.1. INTRODUCCION	36
3.2. EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA	36
3.2.1. Evolución preorogénica del límite meridional del Sistema Ibérico y Campos de Montiel	36
3.2.2. Evolución orogénica del Sistema Ibérico y Campos de Montiel	39
3.2.3. Evolución preorogénica y orogénica del Prebético	42

	paginas
3.2.4. Estructuras de zócalo mesozoico en torno a la Depresión de Albacete	43
3.3. EVOLUCION POSTOREGENICA. LA DISTENSION	47
3.3.1. Contexto geodinámico regional	47
3.3.2. La distensión en la Depresión de Albacete	48
3.4. ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DE ZOCALO	52
3.5. VULCANISMO Y DISTENSION	54
 4. GEOMORFOLOGIA	55
4.1. Plataformas o superficies	55
4.2. FORMAS DE ENLACE	59
4.3. LOS VALLES	59
 5. HISTORIA GEOLOGICA	61
 6. GEOLOGIA ECONOMICA	70
6.1. MINERIA Y CANTERAS	70
6.2. HIDROGEOLOGIA	70
 7. BIBLIOGRAFIA	71

1. INTRODUCCION

La Hoja de La Gineta se encuentra situada en el sector norte de la provincia de Albacete, localizándose la capital de dicha provincia en el vértice suroriental de la Hoja.

Morfológicamente, pertenece casi exclusivamente al sector oriental de la Llanura Manchega; ésta es una gran depresión rellena de sedimentos neógenos y cuaternarios que dan lugar a una espectacular planicie cuya diferencia altimétrica máxima, entre los extremos NO. y SE. de la Hoja es de 30 metros. Hacia el oeste se vislumbran relieves suaves correspondientes a los materiales mesozoicos de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel, que disminuyen su cota progresivamente al aproximarse a la Llanura, hasta sumergirse bajo los depósitos terciarios; aquéllos sólo tienen representación dentro de la Hoja en sus limítrofes O. y SO (Fig. 1).

Desde un punto de vista hidrológico, la totalidad de la Hoja se halla integrada dentro de la cuenca del Júcar, no existiendo ningún curso de agua continuo, pero sí varios centros endorreicos. El río más cercano es el citado Júcar, que se aproxima al límite nororiental sin rebasarlo y que ha protagonizado los acontecimientos más recientes de la historia de la Hoja.

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 IGME a escala 1:200.000 y 1:50.000 correspondientes

al Plan MAGNA dentro del ámbito regional del estudio, Mapas del MOPU, Tesis doctorales, Comunicaciones de diversa índole y Estudios Hidrogeológicos, cuyas referencias aparecen citadas en la bibliografía. Asimismo, la escasez y mala calidad de los cortes naturales ha motivado una especial atención a los sondeos existentes, así como diversas visitas a las Hojas que forman parte del mismo contexto regional.

2. ESTRATIGRAFIA

Dentro del ámbito de la Hoja afloran materiales jurásicos, pliocenos y cuaternarios. Debido a la ausencia de fauna característica, las dataciones se han realizado por correlación con las Hojas vecinas de La Roda (Plioceno) y Munera (Jurásico).

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Jurásico

Son los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja, estando escasamente representados en los límites con las Hojas de Munera (764) y Albacete (790); por ello, la descripción de este conjunto se realiza en base a los datos obtenidos en dichas Hojas.

Durante la realización del Estudio Hidrogeológico Cazorla-Hellín-Yecla, GARCIA-RODRIGO y PENDAS (1971) distinguen las siguientes formaciones como constituyentes del Lías-Dogger: Carretas, Madroño, Colleras (Lías) y Chorro (Dogger). Más recientemente, GOMEZ et al (1976) dividen el mismo conjunto en las Formaciones siguientes: Dolomías tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña, Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, Margas grises de Cerro del Pez, Calizas bioclásticas de Barahona, Alternancia de margas y calizas de Turmiel y Carbonatada de Chelva.

Tradicionalmente, el Lías del Campo de Montiel ha sido dividido en los siguientes tramos:

— Inferior, formado por carniolas y dolomías. Es correlacionable con la formación Carretas (GARCIA-RODRIGO et al, o.c.) así como con el conjunto Dolomías tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña (GOMEZ et al, o.c.).

— Medio, constituido por alternancia de margas y dolomías. Equivalente a las formaciones Madroño (GARCIA-RODRIGO et al, o.c.) y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (GOMEZ et al, o.c.).

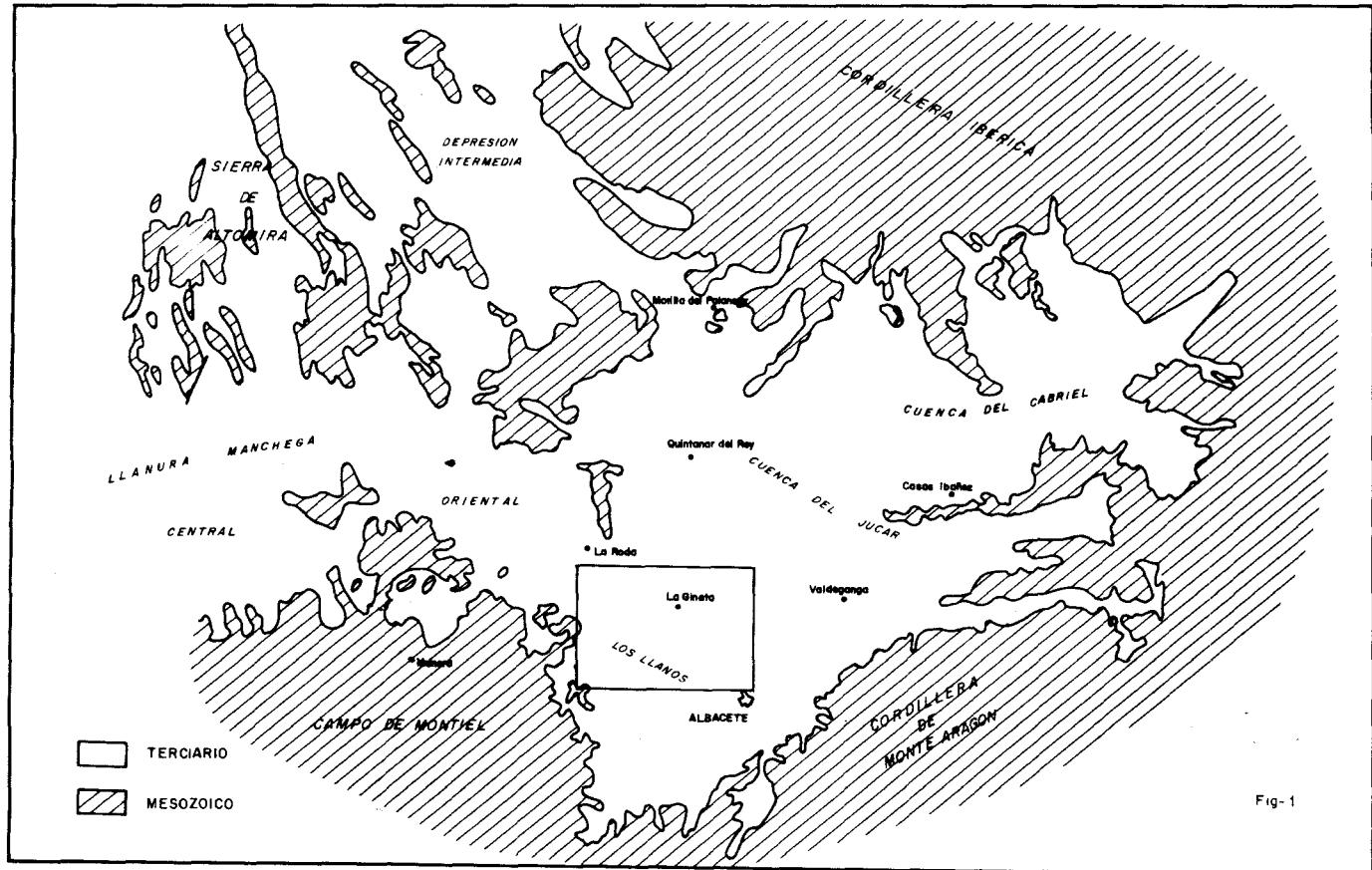


Fig-1

— Superior, compuesto por calizas oolíticas y correcionales con la formación Colleras (GARCIA-RODRIGO, o.c.). Este tramo no encuentra ningún equivalente litológico claro dentro de los descrito por GOMEZ et al (o.c.), pero su localización temporal sugiere que debe corresponderse con el Grupo Ablanquejo (formaciones Margas grises de Cerros del Pez, Calizas bioclásticas de Barahona y Alternancia de margas y calizas Turmiel). Sobre este conjunto suele aparecer un paquete dolomítico atribuido al Dogger y equiparable con la formación Chorro (GARCIA-RODRIGO et al, o.c.).

Dentro de la Hoja afloran exclusivamente determinados niveles del tramo superior del Lías. Sondeos existentes denuncian la presencia del Dogger, aunque ésta debe ser aceptada con ciertas reservas.

Excepto en los puntos citados anteriormente, el Jurásico constituye junto con el Cretácico (conservado localmente) un paleorelief oculto bajo los depósitos pliocenos y cuaternarios que rellenan la Cuenca del Júcar, la Llanura Manchega Oriental (PEREZ GONZALEZ, 1982) y los Llanos de Albacete.

2.1.1.1. *Calizas oolíticas (1) / Lías*

Afloran únicamente en los extremos O. y SO. de la Hoja dando lugar a relieve alomados, constituyentes del último vestigio mesozoico de Campo de Montiel antes de sumergirse bajo los materiales terciarios y cuaternarios que constituyen la Llanura Manchega Oriental. Sondeos existentes han señalado espesores de 100 m. de espesor, si bien sólo son observables 20.

Esta unidad está formada por calizas oolíticas y calizas recristalizadas con intraclastos, de colores gris y beige, que se presentan en niveles de orden métrico dando lugar a resalte morfológico. El techo está erosionado.

En lámina delgada se reconocen como ooesparitas e intraesparitas, típicas de ambiente de plataforma de alta energía, como consecuencia de la acción del oleaje.

Regionalmente se han reconocido en este nivel restos de lamelibranquios, ostrácodos, gasterópodos, lituólidos (Haurania), equinodermos, algas (Taumathoporella) y favreina, que en ningún caso han permitido una datación más precisa que la de Lías, aunque muy probablemente su edad debe ser equivalente a la del Grupo Ablanquejo (GOMEZ et al, o.c.) tal como se considera en la Hoja de Munera (764); dicha edad es Toarciente.

Esta unidad es perfectamente correlacionable con la formación Colleras (no definida formalmente) de GARCIA-RODRIGO et al (o.c.).

2.1.2. **Cretácico**

No existe dentro de la Hoja ningún afloramiento de materiales cretácicos.

Su inclusión en la leyenda se ha realizado de acuerdo con datos de sondeos existentes en el ámbito regional. Por ello, su interpretación debe ser realizada de acuerdo con los conocimientos existentes en Hojas vecinas.

Se encuentra, a modo de retazos, discordante sobre el Jurásico, formando junto con éste un paleorelief sobre el que se depositaron los materiales neógenos una vez que se produjo la apertura del Corredor Manchego.

Se carece de datos paleontológicos respecto a este conjunto, pero su situación dentro de la columna litológica de los sondeos y su correlación con el resto de la región, sugieren que el tramo basal corresponde al Cretácico inferior, estando comprendido en el Cretácico superior el resto.

VILAS et al (1982) realizan un estudio detallado del Cretácico de la cordillera Ibérica suroccidental. De acuerdo con las formaciones definidas y sus ambientes paleogeográficos cabe suponer que los materiales detríticos de la base cretácica se corresponden con los de las facies Weald y Utrillas, mientras que el conjunto calizo-dolomítico superior debe estar comprendido en el Cenomaniano.

2.1.2.1. *Arenas, areniscas y arcillas (2) (Cretácico inferior)*

Corresponden a esta unidad 72 m. de materiales detríticos fundamentalmente, no aflorantes dentro de la Hoja, pero detectados por sondeos en posición estratigráfica que les hace estar incluidos dentro del Cretácico.

Los sondeos existentes dan la siguiente columna litológica de techo a mu-ro:

- 241 m. de calizas, arcillas, arenas y conglomerados.
- 78 m. de calizas, arcillas y dolomías.
- 72 m. de arenas, areniscas y arcillas.

El tramo superior es identificable con los materiales neógenos que rellenan la Cuenca del Júcar y la Llanura Manchega Oriental (PEREZ GONZALEZ, 1982), el intermedio, con el Cenomaniano aflorante en la región, y el inferior, con los depósitos de las facies Weald y Utrillas reconocidos al S. de Albacete (Casas del Abogado). La facies Weald no ha sido identificada ni al O. de dicho sondeo, ni en la Llanura Manchega ni en el Campo de Montiel.

Como es obvio, sus relaciones con el sustrato jurásico no son visibles en la Hoja, pero observaciones realizadas en Campo de Montiel confirman que el Albienense, primer depósito cretácico en dicho sector, se encuentra discordante sobre el Jurásico y conservado de forma local a favor de zonas preservadas de la erosión: rellenos kársticos, pinzaduras de fallas y zonas deprimidas en general. El conjunto formado por ambos constituye un paleorelief no visible en los Llanos de Albacete debido al relleno neógeno de la cuenca.

Los materiales de la Facies Weald responden a ambiente fluviolacustre, mientras que los depósitos albienses corresponden a abanicos aluviales, cuyo área madre es Sierra Morena (ELIZAGA, 1980), con dirección al mar situado al NE (VILAS et al, 1982).

2.1.2.2. *Calizas, dolomías y margas (3) (Cretácico superior)*

Como se ha comentado en el anterior epígrafe, esta unidad no aflora dentro de la Hoja, pero ha sido detectada por sondeos entre materiales neógenos y los equiparables con las facies Weald y Utrillas. Comprende 78 m. de calizas, arcillas y dolomías que, por su posición dentro de la columna y su similitud con otros depósitos reconocidos regionalmente, deben estar incluidos en el Cenomaniano.

Se encuentra concordante sobre el Cretácico inferior. VILAS et al (1982) interpretan este conjunto como formado en una gran llanura de marea evolucionando a barras litorales.

2.2. NEOGENO

2.2.1. Introducción

La ausencia casi total de cortes dentro de la Hoja obliga a tratar este conjunto de acuerdo con los conocimientos estratigráficos regionales, basados fundamentalmente en cortes naturales creados por el río Júcar, desmontes realizados durante la construcción del Acueducto Tajo-Segura y datos de sondeos.

Los materiales terciarios aflorantes en la Hoja pertenecen a las unidades geológicas Cuenca del Júcar y Llanos de Albacete. A su vez, éstas forman parte del amplio contexto de las cuencas internas continentales neógenas de la submeseta meridional "caracterizadas, desde el momento de su apertura 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 general de la cuenca durante el Neógeno, si bien es a finales de estos tiempos y coincidiendo con una actividad tectónica sobresaliente y de carácter distensivo (Fase Iberomanchenga I) cuando se produce una ampliación de las cubetas y/o depresiones, lo que motiva una mayor expansión geográfica de los materiales durante el Plioceno.

Este hecho se evidencia claramente al examinar en cualquier mapa geológico regional la delimitación de esta cuenca terciaria, así como de las distintas

unidades que la integran (figura nº2).

Tanto las Cuencas del Júcar y Cabriel como los Llanos de Albacete y la Llanura Machega Oriental presentan límites difusos; sin embargo aparecen de una u otra forma ligadas en el tiempo. Esta relación ha permitido establecer distintas secuencias de relleno en la vertical, así como la estratigrafía y correlación de los materiales que las integran.

2.2.2. Antecedentes

Los trabajos más antiguos sobre la cuenca del Júcar datan de principios de siglo (MALLADA, 1.911 y ROYO GOMEZ, 1.922), si bien los primeros en intentar establecer su estratigrafía son BRINKMAN y GALLWITZ (1.933), DUPUY DE LOME (1.930-1.933) y PLANCHUELO PORTALES (1.948).

Es la segunda mitad de siglo cuando comienzan importantes aportaciones y 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 (1.967), ROBLES (1.970), ORDOÑEZ et al (1.975), BASCONES et al (1.976, 1.977), MEIN et al (1.978), PEREZ GONZALEZ (1.982) y SANTOS (1.983, 1.984) (Fig. 2).

No hay que olvidar sin embargo la contribución de otros trabajos ubicados en áreas próximas como los de MOLINA et al (1.972), MOLINA et al (1.974) DIAZ MOLINA (1.974), HERNANDEZ URROZ et al (1.974), AGUIRRE et al (1.976), CALVO (1.978), ALVARO et al (1.979), PEREZ GONZALEZ (1.979), MORALES (1.981) y LOPEZ MARTINEZ et al (1.985).

2.2.3. Unidades litoestratigráficas. Equivalentes y ensayo de correlación

Desde el punto de vista litológico, la cuenca del Júcar en la zona de estudio aparece rellena por series rojas cuyas características son observables en el sector entre El Picazo y Casas del Rincón. Este conjunto detrítico conocido con el nombre de Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar pasa lateralmente hacia el sector de Valdeganga a facies carbonatadas (Margas y calizas de Valdeganga, MEIN et al 1.978) hacia el de La Roda-Minaya (Calizas y margas de Minaya, PEREZ GONZALEZ o.c.), y hacia Los Llanos (Margas y calizas de Los Llanos).

Fuera de la Hoja, al sur de Villalgordo, en la ribera del río Júcar, aflora por debajo de las series detríticas una unidad calizo-margosa (Calizas del río Júcar, PEREZ GONZALEZ o.c.) que constituye los tramos basales de la serie del Júcar en este sector y que se encuentran en clara ruptura sedimentaria con las series suprayacentes. Esta discontinuidad fue puesta de manifiesto por MEIN et al (o.c.) en el conjunto carbonatado de Valdeganga, mediante un es-

AUTORES	DUPUY DE LOME et alt. (1.932-1.959)	QUESADA, A. et alt. (1.967)	ROBLES, F. et alt. (1.974)	ORDÓÑEZ, Z.S. et alt. (1.976-1.978)	BASCONES, L. et alt. (1.978)	MEIN, P. et alt. (1.978)	SANTOS, J. A. (1.980)		PEREZ GONZALEZ, A (1.982)	SANTOS, J. A. (1.983)
	UNIDADES	Niveles Detriticos pliocenos	Conglomerados y brechas pliocenas	F. Fuentanta Aluviones de Casas Ibáñez	U. Fuensanta	U. Detritica sup.	Aluviones de Casas Ibáñez y F. Fuensanta	U. Fuensanta	Sistema Aluvial del Río Júcar	U.T.S.-4
	Calizas		F. Villalgordo	Complejo Superior	U. Villalgordo			U. Villalgordo	Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar.	U.T.S.-3
	Arcillas negras y margas (yesos de Valdeganga).	F. Río Júcar	M. Mirador	M. Superior	U. Casas del Conde			U. Fuentebilla	Calizas del Río Júcar	
	Facies arcillosas basal	F. Puntal Blanco	F. Río Júcar	M. (Yesares) M. Casas del Cerro	(U. Yesares) M. Intermedio	(Yesares) Calizas Río Júcar	Mergas y cali- zas de Valde- ganga. (Yesares)	(U. Yesares)		U.T.S.-2
			M. Alcalé del Júcar	Complejo Inferior	M. Inferior	U. Alcalé del Júcar	Mergas y cali- zas de Alcalá del Júcar.	F. Puntal Blanco	U. Puntal Blanco	U.T.S.-1
					U. Puntal Blanco		Calizas Chattiens- e Aquitanenses	Calizas Fuentebil- lito	U. Carboneras	U. Puntal Blanco U. Carboneras

Según Santos 1.983.
Figura 2.

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 (1982)	SANTOS, J.A. (1983)	HOJAS MAGNA 717, 742, 765 y 790 (1985)	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	UTS-3	FLUVIAL SUPERIOR. Facies braided	VILLAFRANQUIENSE	2,5
		FLUVIAL INFERIOR Facies meandriformes y anastomosadas con Llanuras de inundación bien desa- rrolladas y suelos calcimorfos.		
Calizas del Río Júcar	UTS-2	Calizas del Río Júcar	TURO- RUSCI- NIENSE I SUP.	5

Figura 3.

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

En el cuadro adjunto se esquematizan las distintas unidades y sus equivalentes (Fig 3), de los trabajos realizados en los últimos años.

Lo más importante a destacar es la existencia de una discordancia cartográfica que responde a una ruptura sedimentaria dentro del conjunto detrítico de la unidad de Villalgordo, hasta considerada en sí como una monótona formación compuesta de arenas, conglomerados y arcillas.

Así, dentro de la Unidad Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar se diferencian dos términos, uno inferior (areniscas y arcillas) correspondiente a un medio fluvial de tipo meandriforme-anastomosado, llanuras de inundación bien desarrolladas y suelos calcimorfos, y otros superior (tipo "braided") con facies de relleno de canal (barras) y depósitos de "crevasse." Entre ambas unidades existe además una clara discordancia cartográfica a nivel regional.

Este hecho, difícilmente visible dadas las características topográficas de la zona, es observable en el valle del Júcar, donde la unidad superior se dispone sobre las facies carbonatadas de Casas del Rincón (Hoja de Valdeganga, 766) equivalentes laterales de los términos inferiores de la unidad de Villalgordo.

2.2.4. Bioestratigrafía. Edad de las formaciones

El Neógeno de la región ha sido atribuido al Mioceno por numerosos autores. Los trabajos de MEIN et al (1.978) establecen una edad más precisa para las series neógenas mediante el estudio de macro y micromamíferos; éstos asocian la serie de margas y calizas aflorantes sobre la unidad carbonatada infrayacente del río Júcar (atribuidas al Rusciniense y al Turolense Superior por los yacimientos de Abengibre, La Recueja, Alcalá y la Gineta) al Villafranquiense en la región de Valdeganga (Valdeganga I, II, III, y IV, zonas NM 16a y 17).

Durante la elaboración de la Hoja de Valdeganga (766) BASCONES et al (1.977) encuentran en Casas del Rincón nuevos indicios de yacimientos, que proporcionan faunas correlacionables con Valdeganga y que corroboran la edad Villafranquiense (RINCON II y I NM 16a y 16b) 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 una mayor precisión en la edad de la ruptura geológica (Fase Iberomanchea I) entre las calizas del río Júcar y las series detríticas suprayacentes correspondientes.

tes a la formación Villalgordo.

Así, se han estudiado los yacimientos denominadas como La Marmota 1 (= La Gineta) y La Marmota 2, El Carrasco (Casa de los Cucos) y Fuente del Fraile, todos ellos en las calizas del río Júcar, y Cañada Real en la Fm. Villalgordo equivalente a las unidades cartográficas 5 y 8. Las determinaciones faunísticas han sido llevadas a cabo por ESTEBAN y MARTINEZ, encontrándose los micromamíferos que a continuación se especifican:

LA MARMOTA 1 (= LA GINETAS). NM 16a

Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1.976.
Glirido indet
Murido indet

LA MARMOTA 2. NM 16a

Desmana inflata RUMKE, 1.985
Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1.976
Prolagus sp.

FUENTE DEL FRAILE 2 NM 16a

Desmana inflata RUMKE, 1.985
Castillomys crusafonti crusafonti
Stephanomys sp.
Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1.976

EL CARRASCO NM 16a

Desmana inflata RUMKE, 1.985
Stephanomys sp.
Apodemus sp. *dominans* KRETZOI, 1.959
Castillomys crusafonti crusafonti MICHAUX, 1.969
Gliridae indet.
Mimomys aff. cappettai, sensu VAN DER WEERD, 1.976
Prolagus sp.

CAÑADA REAL NM 17

Insectivora indet
Stephanomys sp.
Mimomys aff. medasensis sensu MEIN et al 1.978
Apodemus dominans, KRETZOI, 1.959
Micromys aff. minutus, sensu MEIN et al 1.978
Castillomys crusafonti ssp. sensu MEIN et al 1.978

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

Fig-4

También en Villanueva de la Jara, dentro de la Hoja de Quintanar del Rey (717) y en la unidad cartográfica 9, se han encontrado molares incompletos y restos de defensas de *Anancus arvernensis*, mastodonte bunodonto cuya distribución abarca desde el Turolense hasta finales del Villafranquiense y que por su posición estratigráfica con respecto al nuevo yacimiento de Cañada Real permite confirmar una edad Villafranquiense superior. Esta fauna ha sido identificada por ALCALA, MAZO y MORALES, cuyo informe bioestratigráfico junto con el de micromamíferos aparece adjunto 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 16a) al estar presente el *Mimomys aff. cappettai* sensu VAN DER WEERS, (1.976) en los yacimientos de La Marmota 1 y 2; EL CARRASCO y FUENTE DEL FRAILE (Fig. 4).

En la Fm. 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. medasensis*, sensu MEIN et al (1.978) se establece una clara correspondencia con Valdeganga III, datado como NM 17 por dichos autores, permitiendo incluir las unidades cartográficas 5 y 8 en el Villafranquiense superior y acotar inferiormente en el tiempo el yacimiento de Villanueva de la Jara.

Por último, se ha podido establecer de forma concreta el momento (Villafranquiense inferior NM 16 a) en el que se produce la ampliación de la cuenca en este sector (Fase Iberomanchega I). Este hecho está basado en la aparición de los mismos micromamíferos en EL RINCON 2 y LA MARMOTA 1 y 2 encima y debajo respectivamente de la ruptura sedimentaria correspondiente a esa fase distensiva.

2.2.5. Descripción de las unidades litoestratigráficas

2.2.5.1. *Calizas blancas, margas, arcillas, arenas y gravas (4) Calizas del río Júcar (Rusciniense-Villafranquiense inferior)*

Dentro del Neógeno superior de la Cuenca del río Júcar, esta unidad constituye el término estratigráfico más bajo, habiendo sido reconocida por sondeos, así como en la ribera del Júcar, junto al límite NE. de la Hoja, pero no en afloramientos dentro de la misma.

Dichos afloramientos, localizados a lo largo del valle del río Júcar, dan lugar a resaltes estructurales en las partes bajas del valle, quedando ocultos

con frecuencia por depósitos cuaternarios, generalmente terrazas o conos aluviales y/o coluviales que enmascaran la continuidad cartográfica.

Diferentes trabajos llevados a cabo en la región en los últimos años han dado lugar a la utilización de diferentes terminologías para esta unidad. Así, se han empleado las denominaciones de Formación río Júcar (QUESADA et al., 1.967 y ROBLES, 1.970, 1.974), Unidad Alcalá del Júcar, Formación Caliza del río Júcar, UTS-3 (SANTOS 1.983) y Calizas del río Júcar (PEREZ GONZALEZ, 1.982), siendo esta última denominación la respetada en este trabajo con objeto de no crear un mayor confusionismo terminológico.

Desde el punto de vista litológico, es una unidad carbonatada formada por un conjunto de calizas margosas, margas y margocalizas de colores blancos y grises que ocasionalmente intercalan niveles detríticos (areniscas y/o microconglomerados con pasadas de arcillas carbonosas con relativo contenido en la materia orgánica.

En ocasiones, los niveles carbonatados presentan un cierto enriquecimiento en detríticos, presentándose con tonalidades ocres o beiges y poniendo de manifiesto una clara influencia de terrígenos en esos sectores. Este hecho es observable al norte de Villalgordo del Júcar o en otros puntos del valle próximos a esa población.

En lámina delgada, estas calizas corresponden a micritas y biomicritas, a veces arenosas o arcillosas y que suelen presentar encostramientos de algas y alto contenido en ostrácodos y gasterópodos (*Planorbis*, *Hydrobia*, etc), que en ocasiones llegan a ser muy abundantes. Las observaciones y estudios de microscopio denuncian ocasionalmente en los afloramientos más meridionales, la presencia de cristales de yeso indicadores de unas condiciones de sedimentación algo salinas.

PEREZ GONZALEZ (1.982) hace referencia a la composición química en óxidos de los términos carbonatados aflorantes en los niveles basales del Puente de la Marmota (Casa de los Cucos) y que a continuación se reproduce.

S_iO_2	1,25	18,50	29,70
Al_2O_3	0,40	9,80	14,50
Fe_2O_3	0,20	4,20	5,30
CaO	52,20	41,20	20,90
MgO	1,60	1,00	1,60
K_2O	0,06	1,00	1,60
Na_2O	0,01	0,05	0,11
SO_3	0	0	0
Humedad	0,25	—	—
Pérdidas por calcinación	44,05	33,90	26,50

En los afloramientos estudiados se ha observado como los carbonatados se encuentran organizados en secuencias de colmatación, con somerización y disminución de la intensidad de sedimentación, así como la presencia de "muds mounds" fijados por plantas y acumulaciones de gasterópodos.

Las secuencias suelen terminar por interrupciones en la sedimentación, marcadas por "firm grounds" con formación de oncoídes y costras ferruginosas, grietas de desecación, sineris en el sedimento o bogs con acumulación de materia orgánica.

Son muy frecuentes los wackestones de gasterópodos, presentándose muy bioturbados los paquetes calcáreos.

Los máximos espesores vistos corresponden a los afloramientos aguas abajo del Júcar, con potencias que oscilan alrededor de los 15 m. en La Marmota. Más hacia el este, ya en casas del Rincón y Valdeganga, en la Hoja del mismo nombre, estos valores aumentan a medida que el Júcar va descendiendo la cota.

Por otro lado, los sondeos corroboran la continuidad de esta unidad bajo los depósitos neógenos más modernos, así como ponen de manifiesto, tanto la relativa variación litológica, su espesor, y su distribución dentro de la cuenca.

Así en el Puente de la Marmota (Casa de los Cucos) el sondeo atraviesa cerca de 100 m. de calizas y margocalizas. En el Balconaje, 70 m. Aguas arriba del Júcar parece existir una disminución de espesores, siendo afloramientos más septentrionales de esta unidad los existentes junto a la Loma del Cerrón.

Hacia la Roda existe una clara disminución de espesores de la serie. Así, los sondeos allí realizados sólo cortan del orden de 40 m., desapareciendo esta unidad hacia el Corredor Manchego. Este hecho pone de manifiesto también una delimitación paleogeográfica clara hacia el oeste, cuyo límite no parece sobrepasar del meridiano de La Roda.

La datación de esta unidad en este área se pone de manifiesto por los yacimientos de micromamíferos encontrados durante la ejecución de la campaña de campo, al margen de los ya existentes (Tolosa, Abenjibre, La Recueja, Altos de Alcalá, La Marmota y La Gineta) que hacían asignar a esta unidad una edad comprendida entre el Turolense Superior (N M 13) y el Rusciniense (N M 15).

Los nuevos yacimientos encontrados (La Marmota 2, Fuente del Fraile, El Carrasco y Casa los Cucos), han permitido confirmar la edad de estos materiales en esta zona, (Rusciniense-Villafranquense Inferior, NM 16 a), así como establecer el momento de la ruptura sedimentaria (Fase Iberomanchega II) entre la serie suprayacente y esta unidad. Este hecho se ha constatado por la similitud de fauna de micromamíferos entre este yacimiento y el de Casas del Rincón 2, situado en la unidad superior.

También como ya se ha expuesto anteriormente, el contenido en gaste-

rópodos de los niveles carbonatados es a veces llamativo. BASCONES et al (1.977) citan en la Hoja de Valdeganga una larga lista de moluscos, realizada por ROBLES (1.971, 1.975) la cual se reproduce a continuación con el objeto de complementar el amplio contenido faunístico de esta unidad.

Viviparus ventricosus (SANDBERGER)
Valvata (Valvara) sp. A.
Valvata (Cincinnna) sp. A.
Jucaria royo ROBLES in litt.
Hydrobia (Hydrobia) jodoti jodoti ROBLES in litt.
H. (H.) jodoti subcarinata ROBLES in litt.
Planorbarius alcalensis (JODOT)
Anisus (Anisus) sp. A.
Gyrobis sp. A.
Planorbarius aff. belnensis (FISCHER et TOURN)
Planorbis (Planorbis) aff. planorbis (L.)
Segmentina aff. filocincta (SANDBERGER)
Cyraulus sp.
Limax sp. A.
Stagnicola (Stagnicola) aff. palustris (MULLER).
Vertigo (Vertigo) sp. A.
Gastrocopta (Sinalbinula) sp. A.
Tudorella sp. A.
Cepaea jucarencis (REVILLA et QUINTERO)

En resumen, la edad de las denominadas Calizas del Río Júcar es Rusci-niense-Villafranquiense inferior.

Por último, y desde el punto de vista sedimentológico, hay que hablar de un ambiente lacustre-palustre con influencia de terrígenos, transportados por corrientes fluviales que penetran en amplias llanuras de lodos carbonatados, llanuras que sufren continuos procesos de emersión y en las que tiene lugar en ocasiones un importante desarrollo tanto de fauna como de la vegetación. Este tipo de medio estaría de acuerdo con el tipo de ambientes, facies y procesos propuestos por FREYTET (1.973) para lagos someros.

2.2.5.2. *Areniscas, conglomerados, lutitas, suelos calcimorfos y arcillas par-do-rojizas (5) Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar (Plioceno superior)*

Sus mejores afloramientos se localizan en el valle del Júcar, dando lugar a terrenos fuertemente disectados por barrancos y cárcavas en ambas márgenes del río, si bien aguas abajo y como consecuencia de la disminución de los

terminos más detríticos, estas características se pierden, abriéndose el valle y haciéndose más simétrico.

Esta unidad fue descrita por PEREZ GONZALEZ (o.c.) y SANTOS (1.983), si bien con anterioridad ya había sido tratada también por SANTOS (1.974) y ROBLES et al (1.974) denominándola Formación Villalgordo. Posteriormente a éstos ORDOÑEZ et al (1.975) la definen como Unidad Villalgordo.

Durante la ejecución de las Hojas de Quintanar del Rey (717), La Roda (742), Munera (764), La Gineta (765) y Albacete (790) se han estudiado los cortes de Villalgordo del Júcar, Puente Carrasco o Casa de los Cucos, Fuente del Fraile, Huerta de Fraga y Puente de Marmota; también se han observado otros puntos con objeto de complementar los datos de las series levantadas. De igual forma, se han tomado datos de paleocorrientes allí donde la calidad de los aforamientos lo permite.

Las Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar se disponen en clara ruptura sedimentaria sobre las Calizas del río Júcar. PEREZ GONZALEZ (o.c.) distingue ya en esta unidad detrítica dos ritmos sedimentarios, uno inferior, de menor tamaño de grano y otro superior, de mayor granulometría. El superior representaría la unidad cartográfica 8 que es estudiada en el epígrafe correspondiente. Según dicho autor estos ritmos serían granodecrescentes, dispuestos en hiladas y alternando con lentejones de cantes poligénicos de pequeño tamaño.

Se observan frecuentemente estructuras de tipo festoon y rellenos de cañales múltiples. Estos cuerpos arenosos y/o conglomeráticos alternan con arcillas pardo-rojizas, con nódulos carbonatados y arenas limosas de aspecto ruiforme, que equivalen a suelos calcimorfos en el sentido de FREYTET (1.971).

En los diferentes cortes se observan generalmente areniscas y conglomerados que corresponden a secuencias fluviales de relleno multiepisódico de orden métrico que alternan con lutitas carbonatadas rojizas correspondientes a facies de desbordamiento (crevasse splay) y llanuras de inundación.

Los paleocanales tienen un espesor comprendido entre 3 y 5 m. y están llenos de arena media a gruesa y gravas que a veces presentan cicatrices internas o simplemente cosets de estratificación cruzada cortándose entre sí. Los cantes suelen ser de cuarcita y caliza o dolomía, con tamaños medios de 4-5 cm. Medidas de paleocorrientes realizadas en la Hoja de La Roda (742) indican direcciones generalmente hacia el S. y SE. (100° N; 165° N y 188° N).

Las facies de llanura de inundación pasan lateralmente a los paleocanales y están definidas por alternancia de finos y fangos pardo-rojizos edafizados y a veces cortados por nuevos cuerpos lenticulares. También presentan horizontes carbonatados indicadores de paleosuelos. Dentro de las facies de inundación son frecuentes las de desbordamiento que se intercalan con los depósitos

lutíticos. En ocasiones, la entrada de cuerpos masivos y desorganizados de arena fangosa puede tener el mismo significado. No obstante, la iluviaión de arcillas durante los procesos de edafogénesis puede dar lugar a la obliteración de las estructuras sedimentarias originales.

Dentro de esta unidad los paleosuelos son más bien escasos, localizándose preferentemente al N. de la región en las proximidades de Villalgordo; son tanto calcimorfos como fersialíticos. Hacia el S. desaparecen y sólo se encuentran importantes masas de lutitas que intercalan algún nivel carbonatado y arcilloso de aspecto algo carbonoso. Deben su origen a encharcamientos locales, contienen abundante fauna de gasterópodos y vegetación de charcas que da lugar a suelos del tipo pseudogley.

Esta unidad de carácter detrítico pasa, tanto hacia el E. (Valdeganga) como hacia el W. (La Roda) a facies carbonatadas lacustres. Este paso que se realiza de forma gradual e insensible, es deducido en base a los sondeos existentes, si bien las observaciones realizadas en el Valle del Júcar, fuera de la Hoja y hacia Valdeganga lo ponen de manifiesto, realizándose tal transición en muy corto espacio.

La edad de esta unidad ha sido puesta de manifiesto por el hallazgo de un nuevo yacimiento de micromamíferos en la carretera de La Gineta a Tarazona, junto al puente de La Marmota. Este yacimiento, ubicado en el límite con la Hoja de La Roda (742) ha proporcionado restos de *Mimomys aff* y *Micromys aff minutus sensu* MEIN et al (1.978) indicadores de la zona NM 17, es decir, Villafranquiense Superior (Plioceno Superior).

Este hallazgo permite además de la datación de esta unidad detrítica, establecer una correlación con las series equivalentes de Valdeganga (Valdeganga III) estudiados por MEIN et al (o.c.).

2.2.5.3. *Lutitas, margas, suelos calcimorfos, calizas y margocalizas (6) (Plioceno superior)*

Sus afloramientos quedan restringidos al cuadrante noroccidental de la Hoja, en el valle del Júcar, quedando enmascarados con frecuencia por productos coluvionares.

En la margen derecha del Júcar, en el paraje de Morra Encantada comienzan a intercalarse pequeños episodios carbonatados dentro de la serie detrítica anteriormente descrita, lo que ha conllevado a la diferenciación cartográfica de esta unidad por suponer el tránsito entre la serie detrítica de Villalgordo y las series carbonatadas de El Rincón y Valdeganga. En ella se producen apariciones carbonatadas, constituidas por calizas con gasterópodos y margocalizas de colores blancos y grises.

En el equivalente lateral de esta unidad (unidad cartográfica 5) se ha encontrado un yacimiento de micromamíferos que ha permitido datar al con-

junto como Villafranquiense.

Desde un punto de vista sedimentológico, corresponde a facies fluviales distales de abanicos aluviales (cañales y llanura de inundación) en tránsito a facies lacustres (playa y fangos carbonatados).

2.2.5.4. *Calizas y margas con encostramientos laminares a techo (7) Calizas y margas de Minaya (Plioceno superior)*

Se encuentran ampliamente representadas en la Hoja, extendiéndose por la Llanura Manchega Oriental (Calizas y margas de Minaya, PEREZ GONZALEZ, 1.982).

Los afloramientos son muy restringidos e impiden el levantamiento de columnas. Sólo observaciones llevadas a cabo en diferentes puntos han permitido la elaboración de columnas sintéticas. No obstante, los mejores cortes se localizan en las pequeñas canteras existentes junto a la carretera La Gineta-Albacete. El reconocimiento de esta unidad se ha completado con los datos de sondeos existentes en la región.

En la casi totalidad de la Hoja se diferencian dos unidades claramente: una inferior que define este epígrafe, compuesta por un conjunto heterogéneo de margas y calizas lacustres, fundamentalmente, y otra superior, detrítica formada por gravas, arenas y lutitas que constituyen la unidad cartográfica 8 y se describe en el siguiente apartado. Entre ambas existe una ruptura sedimentaria que se pone de manifiesto tanto a nivel cartográfico regional como a nivel sedimentológico.

Esta unidad es el resultado de los cambios laterales de facies de las Areniscas y arcillas rojas de Villalgordo del Júcar. El cambio, con frecuencia, difícilmente observable, es corroborado por los sondeos, que intercalan dentro de las series detríticas pequeños niveles carbonatados los cuales aumentan gradualmente hacia el sector occidental de la Hoja.

Esta unidad se extiende hacia las Hojas vecinas de Minaya (Calizas y margas de Minaya), borde nororiental de la de Munera borde suroccidental de la de La Roda, así como por el norte de la de Albacete.

Litológicamente, se trata de calizas margosas blancas y grises (micritas y biomicritas) con gasterópodos, algas y characeas.

La edad de esta unidad es supuesta y antiguamente como terciaria por los autores que comenzaron a trabajar en la región, y es PEREZ GONZALEZ (1.982) quien la considera como equivalente lateral de las series rojas del Júcar.

El hecho de haber localizado en estas series de detríticos dentro de la Hoja de La Roda un nuevo yacimiento de micromamíferos (unidad 5) del Villafranquiense Superior (NM 17) permite corroborar la asignación de Plioceno Superior establecida por el citado autor en su trabajo, mediante el criterio de

correlación de unidades. No obstante, se han llevado a cabo estudios paleontológicos en esta unidad cuyos resultados han sido negativos.

Desde un punto de vista sedimentológico, los materiales descritos en este epígrafe corresponde en general a ambientes palustres y lacustres con desarrollo de llanuras de lodos y playas en el sector de La Roda. La entrada de terrígeno se llevaría a cabo desde el noroeste, condicionada en parte por el umbral cretácico aflorante al norte de la Hoja de La Roda (742). Así lo indican las paleocorrientes tomadas cerca de Casa de los Prietos (N 215°). Este umbral mesozoico debió actuar como un condicionante paleogeográfico importante, separando la zona oriental con sedimentación fluvial, de otra ubicada hacia el sur y oeste, donde procesos de precipitación química prevalecían sobre los depósitos detríticos.

2.2.5.5. Gravas y arenas con encostramientos carbonatados a techo (8) (Plioceno superior)

Esta unidad constituye los términos detríticos superiores de las Areniscas y Arcillas rojas de Villalgordo del Júcar de PEREZ GONZALEZ (1.982) y su borde se encuentra en clara ruptura sedimentaria con las unidades infrayacentes, tanto de naturaleza detrítica como carbonatada. El techo suele aparecer cubierto por un encontramiento laminar, generalmente bandeado, muy maduro, semejante a la "costra laminar bandeada".

Desde el punto de vista litológico, esta unidad se caracteriza por un conjunto de gravas y arenas de tamaño medio a grueso de colores claros. Las gravas están formados por cantes cuarcíticos, así como de caliza y dolomía, de tamaño medio (6-7 cm). Las arenas están sin cementar y son de colores claros, presentando frecuentemente estratificación cruzada a media escala (festones) muy característica. Con frecuencia van acompañadas por limos y arcillas aunque la estratificación característica es bastante constante en toda la región. Ocasionalmente, aparecen intercalados niveles delgados de carbonatos correspondientes a zonas de charcas dentro del ambiente deposicional. También pueden aparecer asociados a niveles finos, suelos calciformos, paleosuelos o arcillas, generalmente afectados por procesos de bioturbación.

Todo este conjunto es fácilmente identificable, tanto por su posición estratigráfica como por su litología. Su distribución geográfica sobrepasa los límites de la Hoja, extendiéndose por las cuadrículas vecinas de Quintanar del Rey, La Roda y Valdeganga.

Dadas las características topográficas, la calidad de los afloramientos no permite la observación de buenos cortes, aunque son posibles estudios puntuales en canteras y pequeños afloramientos. No obstante, se encuentra muy bien representada en la carretera de La Roda a Villalgordo del Júcar en la margen derecha de este río.

Otro serio inconveniente para realizar buenos cortes es el desarrollo de las superficies de erosión cuaternarias y los depósitos fluviales del Sistema aluvial del río Júcar que han "rebajado" por procesos erosivos el espesor real de la serie.

Estos hechos se ponen de manifiesto en el cuadrante nororiental de la Hoja, así como en la de La Roda (742); el desarrollo de la denominada terraza de Fuensanta permite observar depósitos cuaternarios fosilizando y cortando bastantes metros de serie. La Superficie inferior de la Llanura Manchega bisela también estos materiales.

El espesor máximo es del orden de 30-35 m. Puntualmente por las razones antes expuestas, estos valores disminuyen hasta casi 2-3 m.

En ocasiones, la convergencia de facies de las series detríticas del Júcar puede dar lugar a un confusionismo, si bien las características granulométricas y de facies de esta unidad son elementos diferenciadores muy claros.

Hacia el oeste los espesores también disminuyen, quedando la serie biselada por el desarrollo de las superficies de erosión. No obstante, en algunos puntos puede observarse como esta unidad se apoya sobre las facies carbonatadas de ese sector (Calizas y margas de Minaya). Tal es el caso de la carretera general de La Roda a Madrid, donde un importante paleocanal y facies de inundación se superponen en la vertical a las series carbonatadas.

También los datos de los sondeos disponibles en la región ponen de manifiesto la presencia y continuidad de este tramo detrítico, ya que en muchas ocasiones, la falta de relieve y los encostramientos carbonatados impiden cualquier tipo de observación. Este hecho se ve corroborado en ocasiones por la presencia de pequeñas canteras, que han sido abiertas para explotar dichos materiales.

Por último, interesa destacar que en ciertas áreas, como en los alrededores de Montalvos, en el norte de la Hoja, esta unidad puede llegar a confundirse con las gravas y arenas que constituyen la terraza de Fuensanta, ya que tanto las características litológicas, como de facies son muy similares y no existen criterios morfológicos claros que permiten una diferenciación entre ambas unidades.

La edad de estos depósitos no presenta ninguna problemática, ya que por un lado, se encuentra por encima de los niveles con *Mimomys aff medossensis* sensu MEIN et al (1.972) de la zona NM 17 (Villafranquiense superior) y por otro lado, dentro de esta unidad se han encontrado en la Hoja de Quintanar del Rey (717), concretamente en Villanueva de la Jara, dos molares incompletos de *Anancus arvernensis* (Plioceno) por lo que la edad de estos depósitos es claramente Villafranquiens Superior.

Desde el punto de vista sedimentológico resulta interesante hacer algunas consideraciones. En primer lugar es de destacar la ruptura sedimentaria existente entre estos depósitos y las series rojas infrayacentes, ruptura que se po-

ne de manifiesto por la discordancia cartográfica existente entre ambas.

En segundo lugar existe un marcado cambio lateral de facies en la vertical entre ambas unidades. Este cambio viene especialmente representado por el notable aumento de la granulometría de los depósitos y pone de manifiesto un cambio en el sistema deposicional con respecto a los niveles inferiores (unidad 5) descrita ya en el apartado correspondiente.

Los depósitos de esta unidad corresponden a un ambiente de sedimentación fluvial, de tipo "braided" con canales llenos en ocasiones por migración de barras. También son muy frecuentes las facies de desbordamiento y en general, los cambios laterales de facies y de tamaño grava-arena-limo. Toda esta sedimentación se llevaría a cabo dentro de un ambiente de mayor energía que el de los términos detriticos infrayacentes.

La distribución de paleocorrientes dentro de la región señala aporte del norte y apunta en dos sentidos; uno hacia el sur y sureste, es decir, hacia el sector de Los Llanos y de Casas del Rincón-Valdeganga y otro hacia el sur-suroeste o sector de La Roda.

Finalmente, hay que destacar que estos depósitos representan el último episodio de sedimentación pliocena acaecido en el Villafranquense superior en este sector de la Cuenca del Júcar.

2.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

2.3.1. Características Generales

En este apartado se consideran conjuntamente el Cuaternario y las Formaciones Superficiales porque, en general, la edad de las mismas es cuaternaria. En la Hoja de la Gineta, si se consideran las costras que van asociadas a las superficies, más del 90 % de la superficie son Formaciones Superficiales. Estas costras no se han cartografiado en el Mapa Geológico, pues quedaría totalmente enmascarada la litología de los materiales infrayacentes.

Por tanto, destacan los materiales asociados a las superficies y los de carácter fluvial, como los conos aluviales procedentes de la Plataforma Estructural de Campos de Montiel y el "Sistema Aluvial del Júcar", terraza compleja originada por el río que lleva el mismo nombre.

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

Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PEREZ GONZALEZ, PORTERO y ZAZO (1.980). El rasgo más relevante es que se

trata de unidades cartografiadas con unos atributos imprescindibles, como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y eventualmente la cronología. La superposición de estos componentes da origen al Mapa de Formaciones Superficiales que, en definitiva, es un mapa derivado del Geológico convencional.

El Mapa de Formación Superficiales de la Hoja de La Gineta, se ha realizado a escala 1:50.000 con la siguiente normativa: el sustrato, en blanco, con una letra mayúscula que corresponde a su génesis, en este caso una S por tratarse siempre de rocas sedimentarias. A su vez, dentro de éstas se han diferenciado tres tipos, añadiendo un índice numérico a la S (S_1 , S_2 y S_3) que indica el tamaño del grano grosero de detrítico (conglomerados, arenas, limos y arcillas, S_1 y S_2) y 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 (F_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, por 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 erosionabilidad, riesgos, cronología, usos y observaciones.

2.3.1.1. *Sistema aluvial del río Júcar (9) (Pleistoceno medio)*

Constituye un extenso manto aluvial que desciende desde la Hoja de Quintanar del Rey (717), paralelamente al río Júcar. Atraviesa la Hoja de La Roda y pasa a la de La Gineta, ocupando gran parte del cuadrante NE. de la

misma. La denominación de Sistema aluvial del río Júcar se debe a PEREZ GONZALEZ (1.982) quien destaca que esta banda de cantes y gravas se extiende en dirección SW. penetra en la Llanura Manchega y llega a enrasar con el nivel de terrazas de +10-15 m. del río Guadiana. Este autor piensa que durante la edad de formación de esta unidad, es decir, durante el Pleistoceno medio basal y previamente a su encajamiento, dicho río desaguaba hacia el Atlántico y al entrar en la Llanura Manchega se extendió ampliamente, cubriendo grandes áreas. Los mejores cortes de esta unidad se encuentran dentro de la Hoja de la Roda (742), en las canteras de Fuensanta y en los desmontes realizados con motivo de la construcción del Trasvase Tajo-Segura.

Este manto aluvial corresponde en realidad a una terraza compleja, con características particulares y no frecuentes en las terrazas que se conocen como típicas. La altura de este nivel en la Hoja de Quintanar del Rey es de + 80-100 m. con relación al cauce pero a medida que discurre hacia el S. su cota va disminuyendo hasta alcanzar + 50-55 m. sobre el río.

PEREZ GONZALEZ (o.c.) describe el perfil de Fuensanta, que es sin duda el más representativo de esta unidad. En él reconoce al menos 8 metros de una superficie fluvial compuesta por varios ciclos granodecrecientes que finalizan con finos niveles de limos y arcillas micáceas.

La composición litológica es semejante a la del resto de las terrazas y está constituida por gravas de caliza y dolomía fundamentalmente (50-64 %), cuarcita (24-39 %) y cuarzo (4-18 %). Los tamaños medios se agrupan en la clase de 2-4 cm. y el centílo es de 9,6 cm.

Entre las barras de grava se intercalan niveles de arenas finas a medias (0,50 mm.) en cuyo contenido de minerales pesados destaca la presencia de turmalina (57-78 %) seguida de estaurolita y círcón.

A techo existe una costra laminar muy gruesa, de unos 0,60 m. de espesor, a la que se superpone un suelo rojo con un horizonte B_t arcilloso de estructura en bloques medianos, duro y con cutanes, moderadamente espesos y continuos de color rojo (10 R 4/8). Puede tener hasta 0,60 m. y sobre él yace un horizonte A pedregoso de 0,30-0,40 m. de espesor. El control cartográfico de esta unidad se realiza fácilmente debido a las peculiaridades de este suelo pedregoso que con un 80-90 % de cantes y restos de suelos rojos o pardo rojizos, confiere un aspecto característico al terreno.

La edad de esta unidad ha podido ser establecida gracias a la presencia de *Cervus cf. elaphus* y *Mammuthus*, ejemplar intermedio entre *M. meridionalis* y *M. Armeniacus* que indican un Pleistoceno medio basal (fauna citada por PEREZ GONZALEZ o.c.). Más recientemente se ha identificado un canino superior de *Hippopotamus major* lo que permite corroborar la edad anteriormente señalada para los depósitos de Fuensanta e incluir estos restos dentro del grupo de faunas clásicamente consideradas como Cromasienses. Durante la ejecución de este trabajo han aparecido nuevos fragmentos de molares que han sido

clasificados por MORALES como *Mammatus meridionalis*

2.3.1.2. *Abanicos aluviales* (10) (*Pleistoceno medio-superior*) *Conos aluviales* (11) (*Holoceno*)

Dentro de este apartado se incluyen depósitos de diferentes edades. En primer lugar se consideran aquellos conos o abanicos que bordean los relieves jurásicos de Campo de Montiel (10) y que aparecen en los límites SO. y O. de la Hoja. Presentan un gran desarrollo y están compuestos por cantos y gravas de caliza y dolomía fundamentalmente y en menor proporción de cuarcita y cuarzo. La matriz es arenosa con un porcentaje de limo + arcilla relativamente pequeño.

La ausencia de cortes dentro de la Hoja no permite una buena descripción, teniendo que recurrir a observaciones en las Hojas vecinas (Albacete y Minaya) donde si existen algunos perfiles gracias a la presencia de canteras. También HERNANDEZ URROZ y PEREZ GONZALEZ (1.978) en la Hoja de Minaya, aportan algunos datos sobre estos depósitos por muestreos realizados en superficie. Entre ellos, cabría destacar que la asociación mineralógica de pesados queda definida por turmalina-circón-estaurolita-rutilo.

La potencia de estos materiales por las mismas razones aducidas con anterioridad, es difícil de determinar, pero es muy posible que en zonas apicales pueda superar la veintena de metros. La edad atribuida a estos abanicos es Pleistoceno medio-superior.

El segundo grupo incluido en este apartado lo constituyen los conos más recientes, de edad holocena (11). Se diferencian de los anteriores por tener menores dimensiones y por su litología. En este sentido, hay un aumento del material fino, es decir, son más arcillo-limosos, con algo de arena y una escasa proporción de cantos de naturaleza variada en los que pueden encontrarse, en ocasiones, fragmentos de costras.

2.3.1.3. *Coluviones* (12) (*Holoceno*)

Se sitúan, al igual que en el caso anterior, en el borde de los relieves jurásicos de Campo de Montiel, en el límite O. de la Hoja y en la vertiente derecha del río Júcar (NE. de la Hoja).

Estos depósitos están muy influidos por la naturaleza de los relieves de los cuales se alimentan. Dentro del Mapa de Formaciones Superficiales se han incluido en el mismo grupo textural que los conos de deyección holocenos, aunque pueda haber algunas variaciones en la litología de sus cantos. En este sentido, predominan las rocas carbonatadas, con una gran diferencia, aunque pueden encontrarse algunas gravas y cantos de cuarzo y cuarcita.

Las potencias no se han podido observar directamente y es posible que

haya una gran variedad de unos puntos a otros. En cualquier caso, los coluviones existentes en la ladera del río Júcar son de poco espesor, no superando en ningún caso de los observados los 5 m.

2.3.1.4. *Fondos de Valle (13) (Holoceno)*

Los valles existentes en el ámbito de la Hoja provienen en general de los relieves de Campo de Montiel, y están orientados hacia el Júcar, a excepción del límite NW., que mueren en el fondo endorreico de La Roda.

Existen dos tipos de fondos de valle, claramente diferenciados en el Mapa de Formaciones Superficiales por su distinto carácter textural.

En el primer grupo incluimos los depósitos formados por cantes de cuarcita, dolomía y cuarzo en una matriz arenolimosa con algo de arcilla. La proporción de gravas y cantes puede variar, aumentando ocasionalmente los finos.

Existe otro tipo de rellenos que poseen un menor contenido en gravas y cantes, y por tanto, un aumento de material fino. Estos depósitos corresponden al relleno y colmatación de grandes valles de fondo plano que tienen un primitivo origen en el desarrollo de un kárst endorreico existente en la Llanura. La potencia de estos depósitos no supera los 2 metros. Hay que destacar el que se sitúa al W de La Gineta, el localizado en la mitad sur de la Hoja, al N. de la carretera de Albacete a Barraix y, por último, en el vértice NW., el fondo que muere en el foco de La Roda dentro de la Hoja vecina.

2.3.1.5. *Depósitos lacustres (14) (Holoceno)*

Aunque con características muy similares a los fondo de dolina, destacamos los materiales de la laguna del Acequión en un apartado diferente por algunas singularidades.

El origen, al igual que el de las formas descritas en el apartado anterior, corresponde a la existencia de un kárst endorreico en la Llanura Manchega, con la diferencia de que este fondo ha estado cubierto por agua hasta hace no muchos años. La sequedad de la laguna, hoy en día, es muy probable que sea debida a un importante descenso en el nivel freático de la zona, por la explotación excesiva de las aguas subterráneas.

La naturaleza de estos depósitos es fundamentalmente limo-arcillosa con un cierto contenido en arena y cantes dispersos. Sobre de estos depósitos se desarrollan suelos grises de carácter vértico.

2.3.1.6. *Fondos endorreicos (15) (Holoceno)*

En el seno de algunas dolinas se desarrollan, en ocasiones, pequeños fon-

dos en los que pueden quedar embalsadas las aguas de lluvia. La dimensión de estas formas es decamétrica o hectométrica, con contornos circulares u ovoides. Estos fondos se alimentan de las aguas de escorrentía de sus vertientes, acumulando materiales limo-arcillosos, algo de materia orgánica y fragmentos de costras dispersos en su superficie. Es frecuente el desarrollo de suelos vérticos sobre estos materiales.

2.3.1.7. *Llanura aluvial* (16) (*Holoceno*)

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 niveles de cantos de cuarcita, caliza y cuarzo. Es una zona que, en general, se ha utilizado para el cultivo, aunque en algunas áreas se encuentra muy desdibujada al haber sido invadida por el tejido urbano. Dentro del Mapa de Formaciones Superficiales se considera dentro del mismo grupo que los fondos de valle amplios y colmatados.

2.3.1.8. *Fondos de dolina* (17) (*Pleistoceno medio-Holoceno*)

Son muy frecuentes en toda la Hoja y se originan por la disolución de materiales carbonatados, ya sean los niveles de costras o las calizas y margas del Plioceno. La litología que tapiza sus fondos es de carácter arcillo-limoso, a veces arcillo-arenoso, 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. Así, cuando su drenaje es deficiente, da lugar a zonas endorreicas con formación de suelos de carácter vértico. Otras veces se unen varias de ellas, dando lugar a una especie de valles de fondo muy amplio y plano, que se rellenan total o parcialmente con sedimentos posteriores a su primitivo origen y que no tienen nada que ver con los productos de calcificación.

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 atribuirles una cronología relativamente amplia que vaya desde el momento inmediatamente posterior a la sedimentación de los depósitos más antiguos afectados, hasta la actualidad, es decir: Pleistoceno Medio-Holoceno.

2.3.1.9. *Cuaternario indiferenciado* (18) (*Pleistoceno medio-Holoceno*)

Se ha creado este apartado para una serie de depósitos escasamente representados (y únicamente hacia el oeste) dentro de la Hoja, por suponer la con-

tinuidad espacial de los definidos en la Hoja de Munera (764). Tienen diversos orígenes y su morfología, poco definida, no contribuye en nada a su determinación. Están constituidos por diferentes litologías y texturas: costras, suelos y productos de ladera. Su espesor es bastante reducido.

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Dentro de la Hoja no existe manifestación alguna de deformaciones, ya que todas ellas se encuentran ocultas por los depósitos pliocuaternarios, pero de acuerdo con lo expresado anteriormente, es fácil comprender que su evolución tectónica ha sido larga y compleja, por lo que a continuación se expone el informe tectónico incluido en la información complementaria. La Hoja se encuentra situada en la cuenca neógena correspondiente a la Depresión de Albacete. Esta se encuentra rodeada por diversos afloramientos mesozoicos, localizados en las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira y en los bordes septentrional y oriental del Campo de Montiel. El interior de la cuenca aparece ocupado, en su mayor parte, por sedimentos pliocuaternarios.

Trabajos anteriores definen diversas unidades morfoestructurales o subcuenca dentro de esta cuenca (GARCIA ABBAD, 1.975; PEREZ GONZALEZ, 1.982; DIAZ MOLINA, 1.978; SANTOS GARCIA, 1.975) caracterizadas fundamentalmente por su registro estratigráfico. Así, al norte de la zona de estudio se sitúa la Depresión Intermedia, limitada por la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca, y conectada al sur con la Cuenca del Júcar y los Llanos de Albacete mediante el Corredor de Alarcón. El ángulo nororiental de la cuenca equivale a la depresión del río Cabriel. Hacia oriente el Corredor Manchego conecta la cuenca del Júcar y los Llanos de Albacete con la Llanura Manchega.

3.2. EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA

3.2.1. Evolución preorogénica del límite meridional del Sistema Ibérico y Campo de Montiel

La evolución preorogénica y orogénica del Sistema Ibérico fue ampliamente documentada por ALVARO et al (1.979) de acuerdo con un modelo geotectónico: el aulacógeno Ibérico. En este caso y con carácter más restringido se analiza la historia preorogénica de los sectores suroccidentales de dicho aulacógeno, deducible de la estratigrafía correspondiente a la serie mesozoica.

La primera de las fases preorogénicas, fase Neoquímérica, ha sido descrita

por diversos autores (MELENDEZ HEVIA, 1.971; SANCHEZ SORIA, 1.973 y VIALLARD, 1.973), según los cuales el Dogger se depositó de forma incompleta, experimentando además una erosión más acentuada en los sectores más occidentales de la Sierra de Altomira, durante el Jurásico terminal-Cretácico basal. Asimismo dicha laguna correspondiente al Dogger y al Malm se incrementa hacia el N., tanto en la Sierra de Altomira como en la Serranía de Cuenca.

En los afloramientos comprendidos dentro del área de estudio (Mesa de Sisante-Anticlinal de Tebar) existe una laguna de erosión o no deposición, que incluye el Malm, siendo el resultado de movimientos ascendentes durante el Oxfordiense, más acentuados en las localidades situadas al Oeste y al Norte de la anteriores.

Según GARCIA ABBAD (1.975) la deformación resultante de esta fase afectó por tanto a una delgada cobertura equivalente al Trías y parte del Jurásico la cual reflejaría de forma muy directa la fracturación del basamento hercínico. El mismo autor atribuye a esta fase la génesis de las fracturas submeridianas que afectan al núcleo Jurásico del anticlinal de Tebar. Dichas fracturas, al parecer, no afectan al resto de la serie cretácica y habrían delimitado una porción hundida que posibilitó la sedimentación de la facies Weald existente, de forma excepcional, en dicho anticlinal.

En las estructuras correspondientes a la Mesa de Sisante y Sinclinal de Pozoamargo, falta dicha formación y la Facies Utrillas se apoya directamente sobre el Jurásico medio.

MELENDEZ HEVIA, (1.971) atribuye a la fase Austrica los movimientos en la vertical responsables de la emersión, casi general, de estos sectores durante el Cretácico inferior. Según GARCIA ABBAD (o.c.) "la acción combinada de las fases Neoquímérica y Austrica llevó a la emersión generalizada del dominio Celtibérico y a la regulación de su topografía, que es posteriormente invadida por la cuenca transgresiva del Cretácico superior.

Dentro de la evolución preorogénica también hay que incluir los movimientos finicretácicos que llevaron a la configuración inicial de la Depresión Intermedia, mediante la elevación temprana de la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca. Así GARCIA ABBAD (o.c.) señala la existencia de sendas discordancias erosivas en el muro de la Unidad Basal y de la Unidad Detritica Inferior, indicadoras del comienzo de la desnivelación entre los citados dominios. Por otra parte, SANCHEZ SORIA (1.973) indica la existencia de una zona elevada en el borde meridional de Altomira, la cual debió de extenderse hacia el sur, en el área ocupada actualmente por la Cuenca del Júcar, Corredor Manchego y Llanos de Albacete. Con ello trata de explicar la ausencia del Cretácico terminal en dicho borde (las capas más recientes del zócalo mesozoico corresponden al Senoniense, faltando en algunos casos dicho período).

De esta manera, la Unidad Basal y la Unidad Detritica superior se depositaron al norte de esta zona elevada, presentando direcciones de aporte procedentes de las regiones hoy ocupadas por las cuencas del Júcar y del Cabriel.

La primera de las discordancias, situada bajo la Unidad Basal, correspondería, según GARCIA ABBAD (o.c.), a la fase Paleolarámica (Campaniense-Maestrichtiense), en tanto que la discordancia de la Unidad Detritica Inferior sobre la Unidad Basal podría ser el resultado de una fase Pirinaica, dado que la primera unidad mencionada presenta una edad eo-oligocena. Esta etapa de inestabilidad es correlacionable con la primera fase orogénica (preoligoceno) citada por diferentes autores (ALVARO, 1.975; GOMEZ y BABIN, 1.973) y por tanto asimilable ya a la evolución orogénica.

En el Campo de Montiel no es posible reconstruir una evolución preorogénica con el mismo detalle, ya que se encuentra desprovisto de la cobertura paleógena, al igual que el zócalo mesozoico correspondiente a la Depresión de Albacete, tal como atestiguan los diferentes datos de sondeos realizados en dicha depresión. Asimismo, la prolongada erosión de dichos sectores ha llevado al casi total 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 Austrica 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 Paleógeno 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 Paleógeno, dos áreas claramente diferenciadas, una meridional con tendencia al levantamiento, que abarcaría desde el extremo sur de Altomira y Corredor de Alarcón hasta el Campo de Montiel y Llanos de Albacete y otra septentrional, con tendencia al hundimiento, correspondiente a la Depresión Intermedia, enmarcada a su vez por las incipientes Sierra de Altomira y Serranía de Cuenca.

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

Por el momento no es posible reconstruir la actuación temprana de di-

chos accidentes debidos a la estructuración posterior de los diferentes sectores durante la evolución orogénica y postorogénica (ver apartado relativo a la actuación de los accidentes de zócalo).

3.2.2. Evolución orogénica del Sistema Ibérico y Campo de Montiel

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

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. De esta manera, diversos autores han llegado al establecimiento de tres etapas compresivas principales (GOMEZ y BABELIN, 1.973; ALVARO, 1.975; ALVARO et al, 1.979 y SIMON GOMEZ, 1.983 y 1.984), con un acuerdo bastante notable en lo relativo a las edades y con ciertas divergencias en relación con las direcciones de acortamiento correspondientes, lo cual es una lógica consecuencia de la diferente localización de sus áreas de estudio en el conjunto de la Cadena.

Dichos períodos compresivos corresponden a las siguientes fases:

- F₁. - con dirección de acortamiento NW a WNW. Eo-oligocena.
- F₂. - con dirección de acortamiento NE. Stampiense superior.
- F₃. - con dirección de acortamiento EW a SSE. Burdigaliense-Vindoboniense.

Por otro lado, las conclusiones de BRINKMANN (1.931) y VIALLARD (1.976) introducen ciertas discrepancias con las anteriores. Para el primero, cuyas investigaciones se centraron en el área valenciana, existen cuatro episodios compresivos:

- Fase Pirenaica. (Eoceno superior).
- Fase Sávica. (Oligoceno-Mioceno).
- 1^a Fase Estairica (Burdigaliense-Helvetiense).
- 2^a Fase Estairica (final del Helvetiense).

Según el citado autor dichas fases actuaron de forma diferencial a un lado y otro de la falla Survalenciana, dado que la primera fase sólo se manifiesta en el lado sur (Prebético), la segunda lo hace en el lado norte (Ibérica) y la tercera y cuarta lo hacen de nuevo en el sector meridional, si bien la tercera sobre pasa en parte el mencionado accidente. BRINKMANN (o.c.) concluye, por tanto, que las fases orogénicas se suceden de manera alternativa en la Ibérica y en las Béticas. Sin embargo, posteriormente GOMEZ y BABIN (1.973) identifican estructuras correspondientes a la tercera fase (cuarta de BRINKMANN) en el sector ibérico (Sot de Chera), poniendo en duda las conclusiones de este autor.

Por otra parte y al hablar de la evolución orogénica del Prebético, se ve como la primera fase de plegamiento importante y datada como Burdigaliense es asimilable a la Tercera y última fase de plegamiento de la Ibérica, tanto por su edad como por la dirección de sus estructuras (pliegues con dirección E-W). ALVARO et al (1.979) inspirándose en cierta medida en el modelo de BRINKWANN, se señalan, no obstante, que dicha fase, debida al empuje de la Zona Bética, sólo se manifiesta en la Cordillera Ibérica al lado suroccidental de la Falla Espérica. Sin embargo y posteriormente GUIMERA (1.984) y SIMON GOMEZ (1.984) señalan la existencia de microestructuras asimilables a dicha fase en sectores noroccidentales en relación a dicho accidente (ver apartado dedicado a la distensión).

VIALLARD (1.976) establece la actuación de dos únicas etapas compresivas, la primera pre-Eoceno medio y la segunda, más importante, pre-Burdigaliense-Vindoboniense.

La edad de las fases tectónicas señaladas fue establecida merced a la datación de las discordancias existentes en el seno de las series molásicas que rellenan las cuencas sinorogénicas. Así, en la depresión de Montalbán existe una serie datada como Stampiense medio (FALLOT y BATALLER, 1.927), discordante sobre otra unidad anterior con edad Eoceno-Oligoceno inferior. Por encima de la misma existen otras dos discordancias anteriores a la sedimentación del ciclo superior neógeno (PEREZ GARCIA, 1.981 y GONZALEZ RODRIGUEZ, 1.982).

La Depresión Intermedia, situada entre la Rama Castellana de la Ibérica y la Sierra de Altomira, presentan un registro estratigráfico bastante completo que ha permitido la datación de diversas superficies de discordancia. Las diferentes unidades estratigráficas de dicha cuenca, definidas inicialmente por PEREZ GONZALEZ et al (1.971), DIAZ-MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1.979) han sido revisadas y complementadas recientemente por TORRES et al (1.984), especialmente en lo referente a las unidades terminales.

En la figura cuadro nº 5 se reunen 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 la figura nº 6 las edades aportadas por diferentes autores

UNIDADES (FORMACIONES) Y FASES TECTONICAS EN LA DEPRESION INTERMEDIA

UNIDADES Y DISCORDANCIAS	FASES TECTONICAS	EDADES
U. Postpáramo	Distensión	Turoliense - Rusciniense
U. Páramo	Cierre del estrecho norbético	Vallesiense
U. Terminal	Fase Neocastellana (Aguirre y otros, 1.976) Fase Estaírica (García Abbad 1.975)	Aragoníense
U. Detritica superior		Ageniense - Arveniense inferior
	Fase Castellana (Pérez G. y otros, 1.971) Fase Sávica (García Abbad 1.975)	
U. Detritica inferior		Arverniense - Eoceno superior
	Fase Pirenaica (García Abbad, 1.975)	
U. Basal		Terciario inferior Cretácico

Figura n° 5.

se pone de manifiesto la existencia de un acuerdo bastante general en relación con la edad y existencia de tres fases tectónicas deducidas del análisis estructural, las cuales son correlacionables con las discordancias datadas en la Depresión Intermedia, observándose un ligero desajuste en relación con las edades de la Fase Neocastellana (Burdigaliense inferior) y de la fase C₃, considerada por SIMON GOMEZ (o.c.) como Burdigaliense-Vindobonense Inferior. Los trabajos de BRINKMANN (1.931) y VIALLARD (1.976) introducen las discrepancias ya señaladas anteriormente.

De todo lo anterior puede resumirse que la evolución orogénica de la Ibérica se inició con una primera fase con dirección de acortamientos NW-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-SW 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, 1.979 y SIMON GOMEZ, 1.984). La tercera fase compresiva, de nuevo con dirección aproximadamente longitudinal a la cade- (NNW-SSE) genera diversas microestructuras, así como algunos pliegues mayores y fallas inversas con dirección E-W (Unidad de Villar de Cantos, GAR-CIA ABBAD, 1.975).

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

3.2.3. Evolución preorogénica y orogénica del Prebético

En relación con la evolución preorogénica RODRIGUEZ ESTRELLA (1.977) señala la actuación de accidentes del zócalo condicionando variaciones en los espesores y facies de las series mesozoicas. Así, al E. del accidente de Hellín (límite oriental del arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín) las series del Jurásico superior presentan carácter margoso, así como fauna indicadora de una mayor profundidad de sedimentación.

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

Durante el Mioceno, el mar invadió todo este área, ocupando diversas cuencas con subsidencia diferencial, entre las cuales perduraron diversos umbrales emergidos, adquiriendo el conjunto una paleografía en forma de archipiélago (CALVO SORANDO, 1.978).

MONTENAT (1.973) sitúa en el Burdigaliense la primera fase de plegamiento. Sin embargo, JEREZ MIR (1.973) y RODRIGUEZ ESTRELLA

(1.977) sitúan esta misma fase en el Chatiense 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 marina 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 Serravallense superior-Tortoniense basal, momento que corresponde al cierre del Estrecho Nordbético, como resultado del apilamiento e imbricación de las series mesozoicas del Prebético contra el borde meridional de la Meseta (Campo de Montiel). La edad de dicha fase ha sido deducida en función de las dataciones realizadas sobre la microfauna contenida en los sedimentos del Mioceno marino implicados en la imbricación (CALVO et al. 1.978). Dichas edades son análogas a las obtenidas por BOUSQUET (1.976) en áreas más meridionales.

Dicha 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-Turolense.

Para finalizar con la evolución orogénica, en la citada figura nº 6 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 que 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 y distribución geográfica bastante menor (ALVARO et al. 1.979).

Por otra parte, en el sector valenciano de la misma cadena, GOMEZ y BABIN (1.973) señalan la existencia de una última fase (3^a para estos autores), Helvetiense, la cual podría ser correlacionable con la última fase de imbricación y cabalgamiento en el Prebético.

3.2.4. Estructuras del zócalo mesozoico en torno a la Depresión de Albacete

Los afloramientos mesozoicos existentes en la región quedan restringidos al límite sur de la Sierra de Altomira, al Campo de Montiel y a las estribaciones de la Cordillera de Monte Aragón.

En las estribaciones de la Sierra de Altomira comprendidas dentro de la zona de estudio, ya anteriormente GARCIA ABBAD (1.975) definió las siguientes estructuras, que de NE a SW son:

- Anticlinal de Tebar

- Mesa de Sisante
- Sinclinal de Vara del Rey-Sisante
- Sinclinal de Pozomargo
- Anticinal de El Simarro

El primero de ellos presenta forma arqueada en su traza axial, pasando de una dirección E-W en su extremo septentrional a una dirección NNW en el meridional. Los restantes pliegues también presentan un trazado ligeramente arqueado en el mismo sentido, con direcciones comprendidas entre WNW y NW.

El conjunto de estas estructuras fue considerado por PEREZ GONZALEZ (1.982) como una unidad morfoestructural, denominada Plataforma de Tebar, la cual queda separada de la Cuenca del Júcar por una importante flexión del basamento con dirección NE-SW. Efectivamente, las estructuras finalizan bruscamente en dicha flexión, con importantes inmersiones de los ejes de los pliegues, considerada por GARCIA ABBAD (o.c.) como el accidente de Pozoamargo.

Por otro lado, al analizar el esquema cartográfico de este mismo autor, correspondiente a un sector más amplio (fig. 80, p. 286, o. c.) se puede apreciar como la totalidad de los pliegues de las estribaciones meridionales de Altomira presentan una virgación que podría asimilarse a un giro izquierdo, en planta. En el centro de dicha virgación se sitúan los pliegues, con dirección E-W, de Villar de Cantos y Vara del Rey. Dicha geometría y a título de hipótesis de trabajo, puede interpretarse como el resultado de la actuación de un accidente de zócalo, con dirección aproximada NE-SW como desgarre izquierdo, después de la segunda fase de comprensión (NW-SE) generadora del pliegamiento principal. Dicho movimiento sería compatible con una dirección de acortamiento N-S, asimilable a la tercera y última fase de deformación mencionada en el apartado anterior. De esta manera, el accidente de Pozoamargo sería una falla asociada a esta zona de desgarre, que posteriormente ha actuado con movimientos en la vertical. Dicho accidente pertenecería a la familia de fracturas transversales a la cadena, las cuales fueron reactivadas como desgarres sinestrales, desplazando en otros sectores de la cadena los fuertes cabalgamientos y haces de pliegues, controlando además la localización de pliegues trasversos (accidente de Tarancón-Cañete, falla del Segre, falla de Requena-Mora de Ebro, Alcaraz-Albacete, etc.).

Los pliegues transversos de la zona de Villar de Cantos podrían ser estructuras giradas de 2^a fase, o bien pliegues debidos a la última fase de acortamiento.

Los reconocimientos realizados sobre diversos afloramientos pertenecientes a los pliegues mencionados no han proporcionado microestructuras esclarecedoras de los movimientos invocados. Si se pone de manifiesto la exis-

tencia en este sector de una gran densidad de fracturación con pautas irregulares. Al norte y fuera de la zona de estudio, GARCIA ABBAD (1.975) cita la existencia de fallas inversas con dirección E-W, asimilables a la etapa compresiva con dirección N-S y posterior al plegamiento principal.

Al sur del accidente de Pozoamargo y dentro de las Hojas de Quintanar del Rey y La Roda, aparecen sendos umbrales mesozoicos (Villalgordo del Júcar y La Roda, respectivamente) que corresponden a dos anticlinorios con dirección NNW a N-S, lo cual podría representar la recuperación de las direcciones propias de la Sierra de Altomira al lado meridional de la hipotética zona de desgarre y del citado accidente.

El conjunto de los pliegues mencionados presenta una vergencia al SW, dado que los flancos meridionales de algunos anticlinales poseen una posición más verticalizada, siendo acompañados de una fracturación más intensa.

El Campo de Montiel es una extensa Plataforma Morfoestructural donde se han diferenciado hasta tres superficies de erosión (PEREZ GONZALEZ, 1.982), labradas casi exclusivamente sobre materiales jurásicos, las cuales son posteriores al plegamiento, al truncar las dos generaciones de pliegues existentes en este lugar.

Dentro de la Hoja aparecen dos sectores claramente diferenciados, separados por una línea de flexura con dirección NW-SE. La porción nororiental aparece hundida en relación a la suroccidental, constituyendo uno de los escalones estructurales y topográficos que compartimentan el Campo de Montiel hasta sumergirse bajo los sedimentos neógenos del Corredor Manchego y Llanos de Albacete. En este sector, el Jurásico aparece deformado por suaves pliegues con dirección ibérica (NW a NNW). En el sector suroccidental, los pliegues que tienen la misma geometría, presentan sin embargo direcciones béticas (ENE).

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

En la Hoja de Albacete y 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, con amplitud decamétrica afectando al tramo medio del Jurásico, constituido por dolomías y margas verdes. En las capas más competentes aparecen algunas cuñas incipientes sobre los flancos orientales de dichos pliegues, los cuales presentan una dirección NNW con clara vergencia al O. Los flancos occidentales, más verticalizados, aparecen rotos, de forma que la geometría

del conjunto corresponde a la de auténticos pliegues de 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 la E-W, a ENE-WSW. Por ello, en este lugar puede hablarse de dos fases de plegamiento. De hecho, en el ángulo SW de dicha Hoja, próximo a Balazote, se aprecia, sobre la foto aérea y sobre el terreno, una disposición muy irregular de las trazas de las capas, explicables no solo 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 y analizados en los apartados anteriores, puede deducirse la anterioridad de los pliegues con dirección ibérica o Altomira (NW a NNS) en relación con los pliegues con dirección bética (E-W). CHAMPERTIER (1.972) señala igualmente la posterioridad de los pliegues con dirección prebética en relación con los pliegues de dirección ibérica en el sector valenciano próximo a la Zona Prebética.

En efecto, la fase principal (2^a fase) generadora del plegamiento con dirección NNW a NW ha sido situada en el Oligoceno superior (ver Fig. 6) en tanto que los pliegues con dirección bética podrían haberse generado durante la fase inicial (Burdigaliense) del Prebético, o bien, durante el cierre del Estrecho Nordbético y como consecuencia del empuje del "thrust belt" correspondiente a las Sierras de Alcaraz (Serravallense-Tortoniense), pero en ambos casos tras la segunda fase del Sistema Ibérico. Sin embargo, y dado que la superficie de El Bonillo, fosilizada por el Mioceno marino (Serravallense) (PEREZ GONZALEZ, 1.982), trunca también los pliegues con dirección penibética, 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 O. Esta geometría es análoga a la descrita por ALVARO y CAPOTE (1.973) 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.

3.3. EVOLUCION POSTOROGENICA. LA DISTENSION

3.3.1. Contexto geodinámico regional

Con el término Depresión o Cuenca de Albacete puede designarse un conjunto de unidades o subcuenca (ver introducción de este trabajo) que presentaron cierta subsidencia diferencial durante la distensión postorogénica. Este proceso puede inscribirse dentro del marco geodinámico correspondiente a la etapa distensiva que, durante el Neógeno tuvo lugar en el borde oriental de la península. Dicho margen enlazaría con el sistema de fosas del Languedoc y Valle del Rhin (VEGAS et al, 1.979). A lo largo de dicho sistema, la distensión se inició por el norte (Oligoceno terminal en el Languedoc) progresando hacia el sur, de forma que la apertura y ampliación de las depresiones catalanas y Cuenca Nordbalear tuvo lugar en el Mioceno inferior. Las cuencas del Maestrazgo y Sistema Ibérico Oriental, Fosa de Teruel, etc. se configuraron como tales en el Vindobonense (SIMON GONZALEZ, 1.984). La distensión alcanzó la Depresión de Albacete ya en el Vallesiense-Turolense, inmediatamente después del cierre del Estrecho Nordbético. En dicho momento se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y diversas cuencas intramontañosas del Prebético (CALVO, et al, 1.978).

Por ello, la última fase compresiva de la Ibérica (Burdigaliense) se solapa en el tiempo con la distensión. ALVARO et al (1.979) al establecer el modelo geodinámico correspondiente al aulacógeno ibérico, consideraron que la última fase compresiva, resultante de los empujes procedentes del orógeno bético, sólo se había manifestado al SW de la Falla Hespérica, en tanto que al NE de la misma imperaba ya un régimen claramente distensivo. Sin embargo, recientemente SIMON GOMEZ (o.c.) y GUIMERA (1.984) han encontrado en este último sector (Maestrazgo y zona de enlace entre la Ibérica y las Catalanas), estructuras generadas necesariamente durante dicha fase compresiva. Dichas evidencias plantean un cierto problema conceptual y geodinámico relativo a la coexistencia de un régimen compresivo con una distensión general. El primero de los autores mencionados supone una evolución progresiva de la compresión a la distensión, con el giro correspondiente de los ejes de esfuerzos principales (al parecer existen numerosas de estas curvas sobre espejos de falla). Por su parte GUIMERA (o.c.) plantea la existencia de un régimen distensivo general, interrumpido de forma local y esporádica por impulsos compresivos procedentes del orógeno bético-balear.

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

La evolución de la distensión tuvo lugar a través de diversas etapas o fases, algunas de las cuales parecen presentar un carácter regional al haber sido

registradas por diversos autores en distintos lugares de la Ibérica, Fosa del Tajo y cuencas interiores de la primera. Así, y a escala de "La Cadena", la fase Iberomanchega I (AGUIRRE et al 1.976) pone fin al ciclo de erosión-sedimentación que llevó a la configuración de la superficie de erosión-colmatación "finipontiense" (RIBA, 1.959), también denominada penillanura fundamental por SOLE SABARIS (1.978), dado que su edad no es propiamente "finipontiense" sino Plioceno medio, edad correspondiente a las calizas de colmatación de las cuencas del Duero y Tajo (GUTIERREZ Y PEÑA, 1.975).

Schwenzner (1.937) definió en la cuenca del Tajo una superficie (M_2), la cual trunca las estructuras existentes en las calizas de los páramos. Vadour (1.974) explica la génesis de dicha superficie como un proceso de corrosión química con formación de terra-rosa, datándola como anterior al Villafranquiense medio. En base a dicha datación CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1.978) concluyen que las estructuras que afectan a las capas más altas (calizas de los páramos) deben corresponder a los movimientos rodálicos o fase Iberomanchega, la cual dio lugar a un nuevo ciclo erosivo-sedimentario que culminó con la formación de la superficie M_2 o penillanura fundamental.

Dichas correlaciones o equivalencias coinciden con las establecidas por PEREZ GONZALEZ (1.982) en contradicción con las conclusiones de SIMON GOMEZ (1.984), para el cual la fase Iberomanchega afecta y desnivela la penillanura fundamental en el sector del Maestrazgo y Teruel.

En este sentido, la situación real puede corresponder a la de un basculamiento, con polaridad variable según los diferentes sectores, que de forma continua debió actuar desde la fase Iberomanchega I hasta la fase Iberomanchega II, prolongándose con posterioridad a ésta. Asimismo, VAUDOUR (1.974) señala que el basculamiento se inició un poco después de la Fase Iberomanchega I (Villafranquiense medio), prolongándose hasta el Villafranquiense superior, generándose simultáneamente la formación detrítica roja y la costra calcárea del sector meridional de la Fosa del Tajo. De esta manera, la fase Iberomanchega II presentaría una localización temporal imprecisa, teniendo el carácter de un basculamiento continuado, pero que a efecto de correlación con el registro estratigráfico se hace coincidir con la génesis de la costra laminar bandeadas y multiacintada, formación que completa el ciclo sedimentario del Neógeno (Villafranquiense superior).

3.3.2. La distensión en la Depresión de Albacete

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 (PEREZ GONZALEZ, 1.982; SANTOS, 1.983; ROBLES, 1.984; BASCONES et al, 1.979; CALVO et al 1.978).

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

La sedimentación con facies marinas se inició anteriormente al cierre del Estrecho Nordbético. Dichos materiales se encuentran preservados de la erosión en la base de las series que llenan las cuencas intramontañosas del Prebético. El límite septentrional de dicho mar no puede situarse con precisión, encontrándose sedimentos de dicho episodio marino, fosilizando la segunda de las superficies de erosión (superficie de El Bonillo) definidas por PEREZ GONZALEZ (1.982) en el Campo de Montiel.

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

Todavía dentro del Turolense tuvo lugar una segunda etapa distensiva, que en la zona de estudio dio lugar a la ampliación de la Depresión de Albacete hasta el meridiano de La Roda, aproximadamente. Dicha conclusión se desprende del análisis e integración de los datos de sondeos llevados a cabo en este sector. Así, en el curso de este trabajo se ha realizado un mapa de isohipas del basamento mesozoico para el área correspondiente a las Hojas geológicas implicadas (Fig. 7). La distribución de las isohipas 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 isohipas se aprecia un trazado quebrado de las mismas, adaptándose a las direcciones NW-SE y NE-SW. Dichas direcciones resultan ser aproximadamente coincidentes con las de los accidentes longitudinales y transversos, respectivamente, en relación con el Sistema Ibérico. Cabe pensar, por tanto, en la activación conjugada de ambas direcciones condicionando una subsidencia más acusada hacia oriente.

Esta fase turolense es correlacionable con el episodio volcánico (5,7 m.a.) de la cuenca prebética, en los Monegrillos, así como con la aparición de depósitos turbidíticos, sincrónicos con dicho vulcanismo y presentes en diferentes cuencas del Prebético (CALVO, et al. 1.985).

EOCENO	OLIGOCENO	AQUITA- NIENSE	BURDIGALIENSE	LANGHIENSE	SERRAVALLIENSE	TORTONIENSE	MESSINIENSE	
INF.	SUP.	SUE- VIENSE	ARVER- NIENSE	AGENIENSE	ARAGONIENSE	VALLE- SIENSE	TUROLIENSE	
		Castellana						Pérez González y otros (1.971)
		Neocastellana						Aguirre y otros (1.978)
		Pirenaica	Sévica	Esteírica				García Abbed (1.975)
		F ₁	F ₂			F ₃		Gómez y Babín (1.973)
		F ₁	F ₂		F ₃			Alvaro (1.975)
		C ₁	C ₂	C ₃				Simón Gómez (1.984)
		F ₁		F ₄				Vialard (1.976)
		Pirenaica	Sévica	1 ^o Esteírica		2 ^o Esteírica		Brinkmann (1.931)
				F ₁				Jérez Mir (1.973) Rodríguez Estrella (1.977)
								Montenat (1.973)
						Cierre del estrecho nordbético		Calvo Sorando et al. (1.978)

DEPRESIÓN
INTERMEDIA
CORDILLERA
IBÉRICA
ZONA PREBÉTICA

Figura n^o 6.

ESQUEMA DE ISOHIPSAS Y ACCIDENTES DEL ZOCALO MESOZOICO

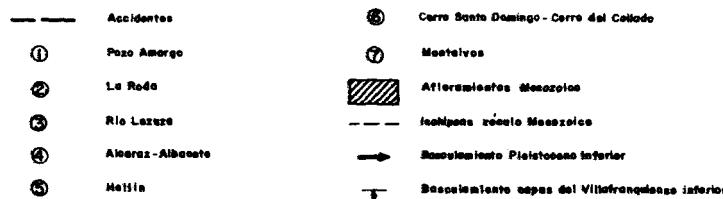
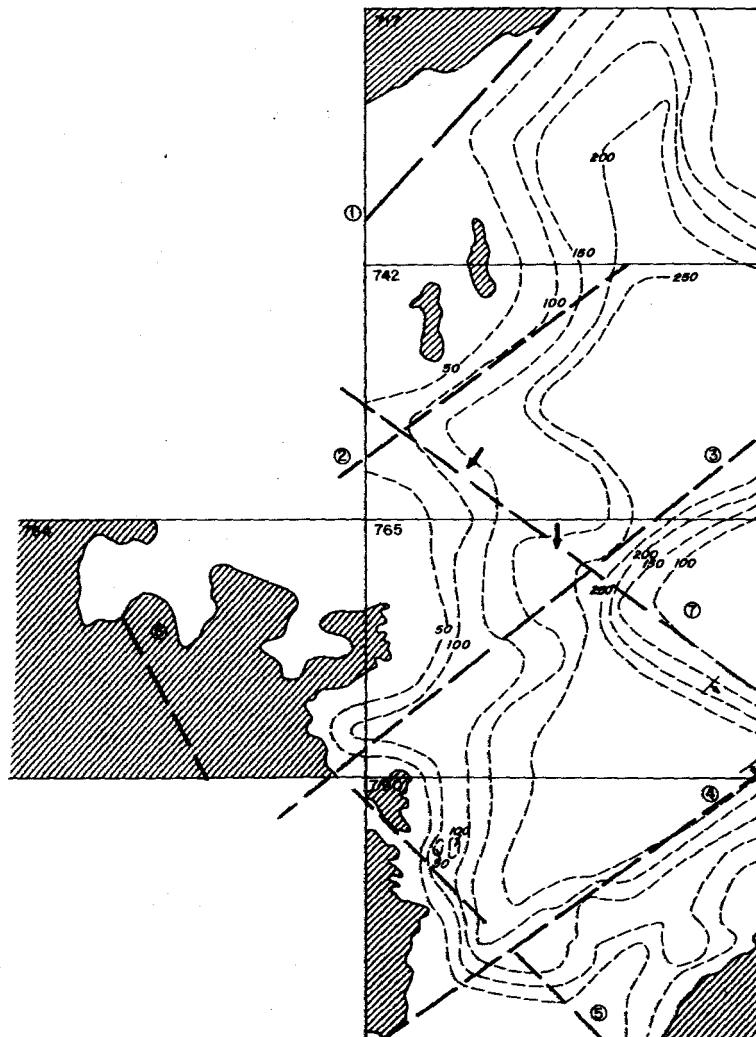


Fig-7

El tercer período distensivo corresponde a la fase Iberomanchega I (AGUIRRE et al., 1.976), correspondiente a la base del Villafranquense. Dicho episodio da lugar a la formación del Corredor Manchego, que comunica la Llanura Manchega con los Llanos de Albacete y el Corredor de Alarcón, que a su vez comunica la Cuenca del Júcar con la Depresión Intermedia.

En el área de estudio esta fase da paso al depósito de la Unidad Tectosedimentaria nº 3 de la Cuenca del Júcar (SANTOS, 1.983). 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. 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 N. a S., en el intervalo comprendido entre las dos fases Iberomanchegas (ver apartado anterior).

Con la formación de la costra laminar bandeadada y multiacintada culmina el ciclo sedimentario del Neógeno (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 SW en las Hojas de La Roda y 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 señalado, 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.

3.4. ACTUACION DE LOS ACCIDENTES DE ZOCALO

Tal como se ha señalado en los apartados anteriores la evolución preorogénica y orogénica de la Cordillera Ibérica y de la Zona Prebética aparece vinculada, en algunos casos, a la actuación de ciertos accidentes de zócalo que deben corresponder a fracturas heredadas del ciclo hercínico, con direcciones NW-SE a WNW-ESE y NE-SW a ENE-WSW. Así, el accidente de Hellín (NW-SE) marca un cambio en la sedimentación de la serie mesozoica de la Zona Prebética (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1.977). Por otra parte, el accidente de Pozoamargo, seguramente en combinación con algún otro de la misma fami-

lia, 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, 1.973).

Durante la evolución orogénica y especialmente durante sus últimas fases (tercera fase de la Cordillera Ibérica o primera fase de plegamiento en la Zona Prebética) las fracturas con direcciones NE-SW pudieron actuar como desgarres sinestrales. Así, las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira presentan evidencias de dichos desplazamientos, vinculados posiblemente al accidente de Pozoamargo. Durante esta misma fase y posteriormente durante la etapa de imbricación y cabalgamientos de la Zona Prebética, diversos accidentes con dirección NW-SE actuaron como desgarres dextrales, desplazando los frentes de cabalgamiento del Prebético interno sobre el Prebético externo (accidentes del Guadiana Menor, Socovos y Sierra Larga-Sierra del Carche, Jerez Mir, 1.973).

El accidente de Hellín, paralelo a los anteriores, limita por el este el edificio de las escamas imbricadas correspondientes al arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. Dicho accidente coincide con un cambio brusco en la dirección de los pliegues y escamas de los sectores situados más al sur.

Dentro del Campo de Montiel otro accidente, paralelo a los anteriores (accidente de Cerro de Santo Domingo-Cerro del Collado, Hoja geológica de Munera) actúa también como divisoria de dos zonas con sendas direcciones de pliegues (ibérica y prebética) aproximadamente perpendiculares entre sí.

Durante la distensión, ambas familias de fracturas actuaron como fallas normales, configurando la Depresión de Albacete y provocando flexuras y desniveles en el seno de las superficies erosivas del Campo de Montiel.

Así, el accidente de Cerro de Santo-Domingo-Cerro del Collado provocó el hundimiento del bloque nororiental, dando lugar a una inflexión en las superficies de El Bonillo y Ossa de Montiel. Simultáneamente, el accidente de Pozoamargo actuó también como falla normal, delimitando el borde septentrional de la Cuenca del Júcar.

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

Conviene señalar que en superficie no se observa ninguna dislocación afectando a los materiales 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 de la 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 Plioceno superior 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 un basculamiento de este área contra dicho accidente, el cual habría actuado durante el Villafranquense superior como falla normal, con hundimiento y basculamiento antítetico del bloque noroccidental.

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

Durante el Pleistoceno inferior se produjeron los últimos movimientos detectados en la región. Con ellos, los dos niveles de terrazas correspondientes al antiguo sistema de drenaje atlántico del río Júcar, experimentaron un basculamiento hacia SW y S, condicionando un umbral arqueado que motivó la salida del mismo río hacia el Mediterráneo.

La disposición arqueada y centrífuga del sentido de este último basculamiento hace pensar una vez más en la posible actuación simultánea de las dos familias de accidentes (NE-SW y NW-SE).

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

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

3.5. VULCANISMO Y DISTENSION

Hay que señalar por último, que la evolución postorogénica (o etapa distensiva) es susceptible de correlación con diversas manifestaciones volcánicas localizadas en regiones límitrofes. Así, el vulcanismo del Campo de Calatrava (ANCOCHEA 1.983) presenta dos episodios. El primero, intra Mioceno superior (-8,5 a -6 m.a.), puede relacionarse con el inicio de la subsidencia y ampliación de la Depresión de Albacete. El 2º 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 (1.982) han realizado un intento de identificación de alineaciones de los volcanes en el Campo de Calatrava y su posible relación con accidentes de zócalo. Los resultados obtenidos

en este sentido por el momento no son muy concluyentes si bien se insinúan pautas de orientación, en algunos casos coincidentes con las direcciones de fracturación dominantes en el zócalo: NE-SW a ENE-WSE y NW-SE a WNW-SSE.

Por otra parte, el vulcanismo de Cofrentes, localizado en el límite 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.

4. GEOMORFOLOGIA

El relieve de la Hoja de La Gineta, justifica por sí sólo la denominación fisiográfica de Llanura Manchega, para este área y su entorno. La diferencia de cota general no supera los 25 m., con datos que oscilan entre 680 y 705 m., a excepción de unos pequeños relieves jurásicos que se alzan en los límites O. y SO. de la Hoja con alturas de hasta 742 m.

Dentro de la Hoja pueden diferenciarse de mayor a menor importancia los siguientes dominios morfológicos: las plataformas o superficies, las formas de enlace entre la Plataforma estructural de Campos de Montiel y la Llanura Manchega y los valles. (Ver mapa Geomorfológico de la hoja realizada a escala 1:50.000).

4.1. Plataformas o superficies

Dentro de este dominio y tratando de establecer una cronología de más antigua a más moderna hay que destacar, en primer lugar, la "Superficie de Barrax". Definida y descrita en la Hoja de Munera por la amplia extensión que allí alcanza, aparece representada, en esta Hoja, sólo por un pequeño retillo, situado en el borde oeste. La edad de esta superficie se ha atribuido al Plioceno superior, al no estar afectada por la fase Iberomanchega I. Generalmente sobre ella se desarrollan "costras laminares multiacintadas" (Hoja de Munera), pero también a veces, puede llevar asociado un "canturral" formado por cantos de cuarcita y cuarzo con arcillas rojas.

En segundo lugar, ocupando casi el 80 % de la superficie de la Hoja, se consideran conjuntamente, por sus similares características las Superficies Inferior y Superior de la Llanura Manchega. Ambas fueron definidas y descritas por PEREZ GONZALEZ (1.982) quien señala que se trata de superficies de erosión penetrativas con un encajamiento entre 6 y 10 m. de la más reciente a la más antigua.

El escarpe existente entre ellas, aunque a veces es muy claro, otras se difumina por la erosión. Si a esto se añade la morfología llana de la zona, la es-

casa diferencia de cotas entre las superficies y su basculamiento conjunto hacia el SW., podrá comprenderse la dificultad de su cartografía.

A techo tienen ambas una costra laminar bandeada, muy continua, pero con diferencias apreciables de espesor, desde 20-30 cm. hasta 1,80 m. MOLINA, con motivo de este trabajo ha realizado el estudio microscópico de las mismas, definiéndolas como costras laminares, a techo, de origen biológico (raíces, algas, etc). Estos microciclotemas se superponen al llenar depresiones mínimas de tipo charca, con cierta movilidad en el tiempo y en el espacio.

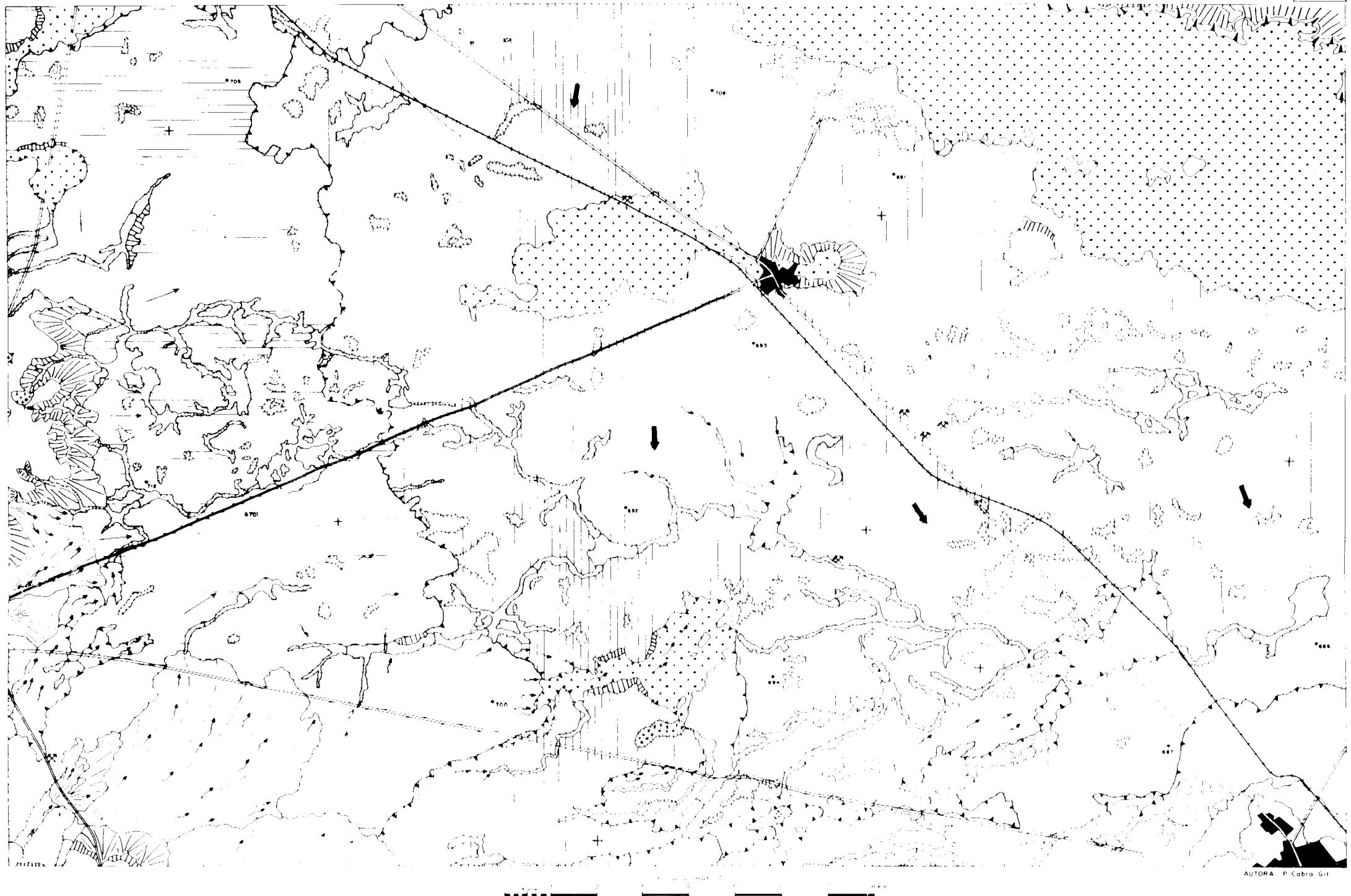
Sobre estas superficies con costra se desarrolla posteriormente un modelo kárstico que a veces da lugar a formas aisladas, como dolinas y uvalas; otras veces ocurre que estas formas se unen dando una serie de valles muy amplios y de fondo plano que se llenan, con posterioridad, de sedimentos de carácter fluvial y que ya no tienen nada que ver con los procesos de disolución que los originaron. El karst que aquí se desarrolla tiene un carácter endorreico, ya señalado con anterioridad por PEREZ GONZALEZ (o.c.), uno de cuyos principales focos se encuentra en la Hoja de La Roda en la localidad del mismo nombre.

La edad atribuida en este trabajo a las Superficies de la Llanura Manchega es Pleistoceno inferior, al quedar limitadas a muro por los Aluviones de Casas Ibañez de edad Plio-Pleistoceno y a techo por el Sistema Aluvial del Júcar datado como Pleistoceno medio basal en el yacimiento de la Fuensanta (Hoja de La Roda).

Por último, dentro del mismo dominio de las plataformas se incluye también la que origina la superficie "al aire" del Sistema Aluvial del río Júcar (PEREZ GONZALEZ, 1.982) y que se caracteriza por una costra laminar, y un extenso "canturrall" a techo. Ocupa la esquina NE. de la Hoja, formando una amplia banda paralela al río Júcar por su margen derecha, que desciende desde la Hoja de Quintanar del Rey pasando por la de La Roda.

Esta plataforma de origen fluvial, se extiende algo más al Norte, hacia el oeste de la Llanura Manchega hasta enlazar con la terraza de + 15 m. del río Guadiana. Por este motivo PEREZ GONZALEZ (1.982) propone que durante la edad de formación de este sistema fluvial, el río Júcar desaguaba en el Atlántico, mediante el Guadiana, para posteriormente, bajo la influencia de movimientos tectónicos, encajarse definitivamente con la dirección mediterránea.

El sistema aluvial corresponde a una terraza compleja, muy poco típica, originada en el Pleistoceno medio basal y retocada durante el Pleistoceno superior y Holoceno con la instalación sobre ella de cordones dunares (Hojas de Quintanar del Rey y La Roda) y depresiones kársticas por disolución de su costra laminar. Esta terraza, por último, y como ya se ha señalado con anterioridad, se encaja y fosiliza a la Superficie Inferior de la Llanura Manchega.



LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

- Cota en metros
- Cursos de aguas esporádicos

FORMAS FLUVIALES

- Fondos de valle o várguada
- Llanura de inundación
- Conos aluviales
- Abanicos aluviales
- Sistema aluvial del río Júcar
- Valles en V
- Valles en U
- Valles de fondo plano o en arista

FORMAS KARSTICAS

- Dolina, uvala

FORMAS POLIGENICAS

- Superficie de Barrax
- Superficie superior de la Llanura Manchega
- Superficie inferior de la Llanura Manchega
- Glacis
- Valles abandonados y fondos endorreicos

FORMAS ESTRUCTURALES

- Estratificación horizontal o subhorizontal
- Boculamiento o flexión

FORMAS LACUSTRES

- Áreas de encharcamiento temporal, lagunas

FORMAS DE GRAVEDAD

- Coluviones

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano
- Carreteras
- Ferrocarril
- Canteras

MORFODINAMICA

- Arroyos y barrancos con incisión vertical
- Regueros, escorrentía difusa
- Colapso por hundimiento de Karst subyacente

MORFOMETRIA

- Pendientes <10°
- Escarpa <20
- Escarpa entre 20-100m
- Escarpa degradado

4.2. FORMAS DE ENLACE

Son todas aquellas formas que se desarrollan en el borde oeste y suroeste y que sirven de nexo entre la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel y la Llanura Manchega. Se trata de abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones, originados desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad. Hay que destacar, por su tamaño, los de la esquina suroeste de la Hoja y que procedentes de la Cañada del Lezuza se instalan sobre la Superficie superior de la Llanura Manchega. El resto de las formas son de menores dimensiones, tanto en su recorrido longitudinal como en su anchura, pero no obstante, su instalación ha contribuido a suavizar el salto topográfico existente entre los relieves mesozoicos y la cuenca terciaria.

4.3. LOS VALLES

Los valles existentes en la Llanura Manchega ofrecen características muy particulares, características que pueden apreciarse, sin lugar a dudas en la Hoja de La Gineta. Existe una excepción, que es el río Júcar, pero no se insistirá sobre él en este apartado, puesto que sólo en la esquina NE., aparece un pequeño tramo de su vertiente derecha, cubierta casi totalmente por coluviones. El resto de los valles, sí pueden tratarse conjuntamente. La mayor parte de los cursos de agua parten de los relieves mesozoicos de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel o del Macizo de Chinchilla y aunque todos ellos pertenecen a la Cuenca del Río Júcar, existen dos áreas fundamentales de desague: el río Júcar y el Fondo endorréico de La Roda. A éste último van a parar los arroyos existentes en el borde NW. de la Hoja. En cuanto al río Júcar, la mayorfa de los arroyos que se dirigen a él y que están dentro de la Hoja, mueren antes de alcanzarlo. Esto lleva a la conclusión de la existencia, en el área, de un fuerte endorreísmo, ya antes mencionado y la relación de éste con el karst, pues muchos de los cursos fluviales se instalan sobre formas kársticas que se unen dando lugar a amplios valles que se rellenan o colmatan con cierta velocidad.

Por último, destaca la presencia de la llanura aluvial del río Estacadilla, afluente del Júcar, en el ángulo SE. de la Hoja, al que desaguan algunos de los arroyos existentes y donde están instaladas las mejores huertas del área que cubre la Hoja.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del área comprendida dentro de la Hoja está ligada a la evolución general de la Llanura Manchega, Cuenca del Júcar y Llanos de Albacete, por lo que es necesario enmarcarla en un contexto mucho más amplio.

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 Trías manchego, al S. y SE., lejos ya de este área pueden reflejar las condiciones de depósito en aquellas zonas, que no se pueden extrapolar para este área concreto.

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

El Lías aparece escasamente representado en la Hoja, pero trabajos regionales más recientes (GOY et al. 1.976) 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 ese tipo de ambiente.

No existe ningún criterio en cuanto a edad de cuando se producen los cambios en las condiciones de sedimentación. En la región de Munera-Albacete sobre la llanura de mareas de fango (tidal-flat) carbonatado se desarrollan barras "shoals" oolíticas que indican unas condiciones de plataforma marina somera.

Si en las Cordilleras Ibérica y Béticas es a principios del Pliensbachien se 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 alcance este área o que por el contrario fuera precisamente esta la causante del cambio a unas condiciones ambientales mas 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 bioclasticas 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 Toarcieno o principios del Dogger (GOMEZ et al. 1.979). 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, 1.970). 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 neoquíméricos, 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 Alarcón. Hay que recurrir por tanto a trabajos regionales para comprender la evolución geológica durante estos tiempos.

Regionalmente VILAS et al (1.982), establecen distintos episodios tectosedimentarios y ciclos para el Cretácico 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 1.982) 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, 1.980), 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 encuentra rellenando una amplia plataforma carstificada desarrollada sobre los materiales jurásicos cubriendo un extenso área que llega algo más allá del meridiano de Albacete (comunicación oral 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 mineralógicas estudiadas por RINCON (1.982).

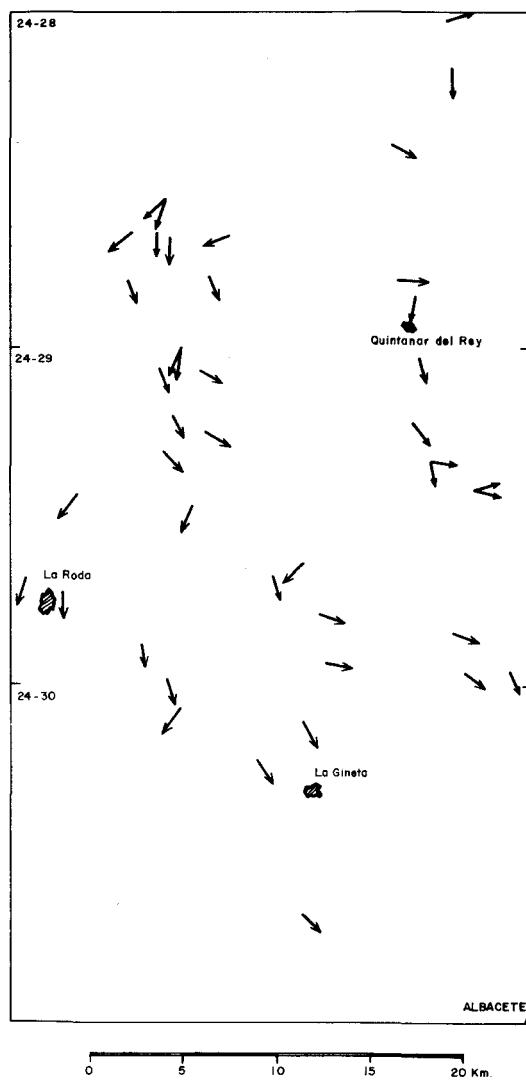
Todos estos materiales que se disponen en clara discordancia con los distintos infrayacentes hacen pensar en la existencia de una serie de movimientos intracretácicos que conllevarían a distintas configuraciones paleogeográficas y ambientales durante el Cretácico inferior, culminando en el Albiense superior 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 homogeniza 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 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.

Según VILAS et al (o.c.) durante el Turoniense inf. tiene lugar un segundo impulso transgresivo con homogenización 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.

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE PALEOCORRIENTES DURANTE EL PLIOCENO SUPERIOR
EN LA CUENCA DEL JUCAR, ENTRE EL SECTOR DE EL PICAZO Y LA GINETAS

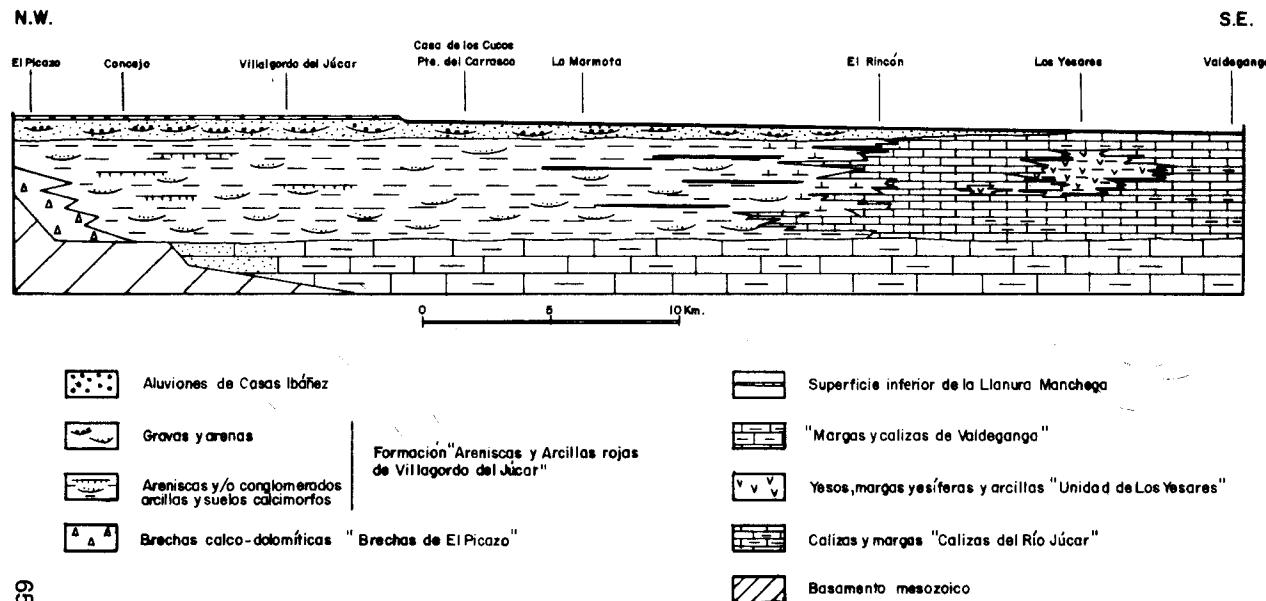


→ Fluvial superior. Braided con abundantes facies de relleno de canal (barras conglomeráticas, arenas y depósitos de crevasses)

→ Fluvial inferior. Facies meandriformes y anostosonadas con llanuras de inundación bien desarrolladas y suelos calcimorfos

Fig-8

ESQUEMA DE CORRELACION ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS DEL NEOGENO SUPERIOR DE LA CUENCA DEL JUCAR EN EL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE EL PICAZO Y VALDEGANGA.



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 Paleógeno 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 paroxísmal 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 Paleógeno. 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 Paleógeno, así como los ambientes sedimentarios.

Por otro lado, PEREZ GONZALEZ (1.982) 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 Detritica 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 depósitos marinos de edad Langhien-Serravallense. 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 1.975) y del cierre del estrecho Nordbético (CALVO et al 1.978) 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-WSW a 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-W 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 (CALVO et al. 1.985) 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 condicionarán 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 dis-tensiva (Fase Iberomanchega I, AGUIRRE et al 1.976) que en el área de estudio motiva, por un lado, la apertura del Corredor Manchego (PEREZ GON-ZALEZ 1.981), la ampliación del Corredor de Alarcón y del sector de los Lla-nos conectándose así esta cuenca terciaria con la Depresión Intermedia, y, por otro, la deformación según pliegues de gran radio de los materiales deposita-dos durante el período de tiempo comprendido desde finales del Mioceno su-perior hasta principios del Villafranquiense inferior.

El efecto más directo de la Fase Iberomanchega I en la Depresión de Al-bacete fue la ampliación de la cuenca por un lado hacia el NW 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 bascula-miento y ligera elevación de la Cuenca de Cabriel.

Estas conexiones se llevarán a cabo por reactivación de las direcciones estructurales tardihercínicas E-W y NNW-SSE.

En el Villafranquiense, un nuevo período sedimentario pues, tiende a re-llenar 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. 8) (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 Val-deganga), instalándose en ambas zonas unos regímenes lacustres y lacustre-pa-lustres con amplias llanuras de lodos y salinas (Unidad de los Yesares) y ex-tensas 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 Lla-nos, probablemente del S y SW. Localmente, en áreas muy restringidas (La Roda) tendría lugar la formación de carbonatos muy puros y ricos en mag-ne-sio ("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 "braiedad", procedente de la región de Alarcón, algo más restringido geográficamente que las se-ries rojas de Villalgordo y depositado en unas condiciones climáticas diferen-tes, relativamente más húmedas que las de los depósitos infrayacentes.

Mientras que en la cuenca del Júcar y Llanura manchega la evolución geo-lógica se puede establecer por el registro de sedimentos y contenido faunísti-co, en el sector del Campo de Montiel resulta más conflictiva debido a la es-casez de depósitos y naturaleza de los mismos. Es necesario recurrir a criterios morfológicos y al establecimiento de diferentes superficies para poder com-prender la evolución de esa región.

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 1.976 y PEREZ GONZALEZ 1.982) que bascula suavemente los materiales recién depositados y da lugar a un proceso de karstificación, desarrollo de glacis y aplanamiento en la región con la formación de encostramientos carbonatados, laminares y que PEREZ GONZALEZ (o.c.) de forma genérica se denomina como "Costra laminar bandeadas y multiacintada", llegándose con la misma, de forma convencional al límite Plio-Pleistoceno poniendo fin a la evolución neógena 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 mediterraneo. 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 explotación alguna de recursos minerales.

Las canteras existentes, de muy variables dimensiones, están inactivas actualmente. Las principales explotan las arenas y gravas correspondientes a los niveles más altos del Plioceno superior; de entre estas destacan las de Casa de Tente, Llano de La Milaria y Casilla del Rey. Su utilización estaba orientada a las industrias de áridos.

Existen canteras de reducidas dimensiones ubicadas en las calizas lacustres del Plioceno superior, cuya explotación estaba encaminada a la construcción de carreteras y al abastecimiento de balastro para el ferrocarril.

6.2. HIDROGEOLOGIA

No existe ninguna manifestación de escorrentía superficial en la Hoja por lo que es fácil comprender que la resolución de los problemas de demanda de agua se debe realizar por medio de la explotación de las aguas subterráneas.

Los principales acuíferos son:

- Tramo superior del Jurásico. Equivalente a la formación Colleras definida en los estudios hidrogeológicos realizados en la región (GARCIA-RODRIGO et al, 1.971) y posiblemente a la Chorro. Actúa como acuífero confinado excepto en los bordes de la Hoja en que llega a aflorar (O. y SO). Se recarga fundamentalmente por infiltración en la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel. Su transmisividad varía entre 100 y 500 m²/h, pudiendo alcanzar localmente los 2.000 m²/h.

- Formación Calizas del río Júcar, de edad Rusciniense. Actúa como acuífero confinado sufriendo una importante recarga por traspaso de los acuíferos mesozoicos.
- Calizas lacustres del Plioceno superior. Actúan como acuífero libre, recargándose por infiltración y por traspaso de los acuíferos mesozoicos. Su transmisividad oscila entre 50 y 300 m²/h, llegando en ocasiones a 1.000 m²/h. No se tienen datos sobre su explotación en la Hoja, pero sí en La Roda, donde se han extraído caudales de 30 l/s.

Una detallada información sobre la problemática regional puede hallarse en los trabajos: Estudio Hidrogeológico de la Mancha Oriental (MOPU), el Sistema Hidrogeológico de Albacete (Mancha Oriental) (IGME, 1.980) y Síntesis Hidrogeológica de Castilla-La Mancha (IGME, 1.985).

7. BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1.976). — "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trab. Neog. Cuatern. C.S.I.C.*, 5; 7-29.

ALVARO, M. (1.975). — "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. (1.973). — "Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca)". *Est. Geol.*, 29 (5): 467-478.

ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1.979). — "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. (1.983). — "Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central". Editorial Univ. Compl. Madrid. *Colección Tesis doctorales*, nº 203-83. 675 pp.

ANCOECHEA, E. y BRANDLE, J.L. (1.982). — "Alineación de volcanes en la región volcánica central española". *Rev. de Geofísica*, 38, 133-138.

BASCONES, L., MARTIN HERRERO, D. et al (1.976). — Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Campillo de Altobuey (692). IGME, (en prensa).

BASCONES, L., MARTIN HERRERO, D. et al (1.976). — Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., Iniesta (718). IGME, (en prensa).

BOUSQUET, J. C. (1.976). — "Contributión á l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les donnés de la Néotectonique dans l'Arc de Gibraltar et dans l'Arc Tyrrhenien. In. Structural History of the Mediterranean Basins. XXV Congrés-Assemblée plenier de la C.I.E.S.M. Split. Yugoslavia, 199-214.

BRINKMANN, R. (1.931). — "Betikum und keltiberikum in Sudostspanien". Beitr. zur. Geol. der West Mediterrangebiet, 6: 305-434. Berlín. Trad. J. GOMEZ DE LLANERA: Las Cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España. *Pub. Extr. Geol. España. C.S.I.C.*, 4: 307-439.

CALVO SORANDO, J. P. (1.978). — "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.; LOPEZ, N., ROBLES, F. y USERA, J. (1.978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo. Evolución del estrecho Nordbético". *Bol. Geol. y Min.* 89: 407-426.

CALVO, J.P. y ELIZAGA, E. (1.985).— 6 th Europ. Reg. Meet. I.A.S.: Lleida Abstracts: 70-73.

CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M^a J. (1.978). — "La Tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo". *Bol. Geol. y Min.* 89, 2, 114-122.

CARBO GOROSABEL, A. (1.980). — "Interpretación geotectónica en el borde suroriental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Valencia y Albacete) basada en determinaciones gravimétricas". Ed. Univ. Complutense. Madrid, *Colección Tesis doctorales*, 179 pp.

CHAMPETIER, Y. (1.972). — "Le Prébétique 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, 170 p.

DIAZ MOLINA, M. (1.974). — "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. (1.978). — "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca)". 370 pp. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense Madrid (inédita).

DIAZ MOLINA, N. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1.980). — "El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía". *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 149-167.

ELIZAGA, E. (1.980).— "Los sedimentos terrígenos del Cretacico medio del sur de la Meseta y norte del Prebético Externo". Hipótesis sedimentológica. *Bol. Geol. y Min.* 94: 619-638.

FALLOT, P. y BATALLER, J. R. (1.927). — "Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo". *Mem. R. Ac. Cienc. Barcelona (3^a época)*, 20 (8). 143 pp.

GARCIA ABBAD, F. J. (1.975). — "Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)". pp. 475. *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense. Madrid.

GOMEZ FERNANDEZ, J. J. y BABIN VICH, R. B. (1.973). — "Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. de Valencia)". *Est. Geol.* 29, 381-388.

GONZALEZ RODRIGUEZ, A. (1.982). — "Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la cubeta de Alloza (provincia de Teruel)". *Tes. Licenciatura*. Zaragoza 190 pp. Inédita.

GOY, J. L. y ZAZO, C. (1.974). — "Estudio morfotectónico del cuaternario en el óvalo de Valencia". *Trab. Neog. Cuat.* 2; 71-81.

GUIMERA, J. (1.984). — "Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula". *Geol. Mag.* 121 (5). 413-420.

GUTIERREZ, M. y PEÑA J. L. (1.975). — "Karst y periglaciarismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel)". *Bol. Geol. y Min.*, 86 (6): 561-572.

JEREZ MIR, L. (1.973). — "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. 750 pp.

MELENDEZ HEVIA, F. (1.971). — "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". *Tesis. Fac. Cienc. Univ. Complutense. Madrid*.

MONTENAT, CH. (1.973). — "Les formations Neogénes et Quaternaries du Levant Espagnol". *Thése de Doct.* Paris, Orsay 1.167 pp.

PEREZ GARCIA, A. (1.981). — "Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la cuenca de Montalbán (prov. de Teruel)". *Tes. Lic.* Univ. Zaragoza. 180. pp. (Inédito).

PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J. M. y BERTOLIN, M. (1.971). — "Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira". *I Congr. Hispano-Amer. Geol. Econom.* T I. Secc. 1, pp. 357-376.

PEREZ GONZALEZ, A. (1.982). — "Terciario y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". Editorial Univ. Compl. Madrid. *Colección Tesis doctorales*. 787 pp.

RIBA ARDERIU, O. (1.959). — "Estudio geológico de la Sierra de Albarra-cín". *Tes. Doct.* Monografías Instit. Lucas Mallada C.S.I.C. 16: 283 pp.

ROBLES, F. (1.970). — "Estudio estratigráfico y paleontológico del Neógeno continental de la cuenca del río Júcar". *Tesis doctoral*. Univ. de Valencia (inédita).

RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1.977). — "Características de la zona prebética". *Estudio hidrogeológico del bajo Segura*. I.G.M.E. -ENADIMSA.

SANCHEZ SORIA, P. (1.973). — "Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)". *Tesis. Fac. Cien. Univ. Complutense. Madrid*. (inédito).

SANTOS GARCIA, J. A. (1.975). — "Estudio petrológico del Terciario continental de la cuenca del Júcar (Albacete)". 108 pp. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense Madrid (inédita).

SCHWENZNER, (1.973). — "Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes". *Geogr. Abh.* 10. 1-28.

SIMON GOMEZ, J. L., (1.983). — "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. (1.984). — "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental". *Inst. de Est. Turolenses*. 269 pp.

SOLE SABARIS, L. (1.978). — "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.

TORRES PEREZ-HIDALGO, T., JUNCO AGUADO, F., ZAPATA DE LA VEGA, J. L. y PLAZA HERNANDO, J. M. (1.984). — "Similitud de los procesos sedimentarios del Neógeno en la Cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia". *I Congreso Español de Geología*. Tomo I pp. 285-300.

VADOUR, J. (1.974). — "Recherches sur la terra-rossa de la Alcarria (Nouvelle Castille)". *Memories et Documents*, sér. 15. Plenumenes karstiques, T II. 49-69.

VIALLARD, P. (1.973). — "Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-occidentale". *Thés. Doct. Univ. Paul Sébatier. Toulouse*. 445 pp.

VIALLARD, P. (1.976). — "La compression majeure dans la Chaîne méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est ante-vindobonnaise". *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.* 42-44.

VILAS, R., FONTBOTE, J. M. y BANDA, E. (1.979). — "Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula". *Proceedings Symp. Evolution and Tectonics of the Western Medit. and Surrounding 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. (1.982). — "Ibérica suboriental". *El Cretácito de España*. Univ. Compl. Madrid: 457-513.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID