

TECTONICA Y NEOTECTONICA DE LA  
DEPRESION DE ALBACETE Y ZONAS COLINDANTES

Fernado Moreno.

## INDICE

- I.- Introducción y antecedentes
- II.- Evolución preorogénica y orogénica
  - 1.- Evolución preorogénica del límite meridional del Sistema Ibérico y Campo de Montiel
  - 2.- Evolución orogénica del Sistema Ibérico y Campo de Montiel
  - 3.- Evolución preorogénica y orogénica del Prebético
  - 4.- Estructuras del zócalo mesozoico en torno a la Depresión de Albacete.  
Datos locales del área de estudio
- III.- Evolución postorogénica. La distensión
  - 1.- Contexto geodinámico regional.
  - 2.- La distensión de la Depresión de Albacete
- IV.- Actuación de los accidentes del zócalo
- V.- Vulcanismo y distensión
- VI.- Bibliografía

## **I.- INTRODUCCION Y ANTECEDENTES**

La zona de estudio, centrada en la cuenca neógena correspondiente a la Depresión de Albacete, comprende así mismo diversos bordes 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.

Dentro de esta cuenca trabajos anteriores definen diversas unidades morfoestructurales o subcuencas (GARCIA ABBAD, 1975; PEREZ GONZALEZ, 1981; DIAZ MOLINA, 1978; SANTOS GARCIA, 1975) 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 depresión de Cuenca equivale a la depresión del río Cabriel. Hacia occidente el Corredor Manchego conecta la cuenca del Júcar y los Llanos de Albacete con la Llanura Manchega.

## **II.- EVOLUCION PREOROGENICA Y OROGENICA**

### **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 y otros (1979) de acuerdo con un modelo geotectónico de indudable validez: 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 Neoquimérica, ha sido descrita por diversos autores (MELENDEZ HEVIA, F., 1971; SANCHEZ SORIA, 1973 y VIALARD, 1973), 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. Así mismo dicha laguna correspondiente al Dogger y al Malm se incrementa hacia el Norte, 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 las anteriores.

Según GARCIA ABBAD (1975) la deformación resultante de esta fase afectó por tanto a una delgada cobertura equivalente al Triás y Jurásico incompleto, la cual reflejaría de forma muy directa la fracturación del basamento hercínico. El mismo autor atribuye a esta fase la génesis de las fracturas submeridionales 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 las facies Weald existentes, 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.

MELÉNDEZ HEVIA, F. (1971) atribuye a la fase Aústrica los movimientos en la vertical responsables de la emersión, casi general, de estos sectores durante el Cretácico inferior. Según GARCIA ABBAD (op.cit.p.316) ..."la acción combinada de las fases Neoquimérica y Aústrica 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 (op. cit.) señala la existencia de



sendas discordancias erosivas en el muro de la Unidad Basal y de la Unidad Detrítica Inferior, la cual es un indicador del comienzo en la desnivelación entre los citados dominios. Por otra parte SANCHEZ SORIA (1973) indica la existencia de una zona elevada con el borde meridional de Altomira, la cual debió de extenderse hacia el sur, en el área ocupada actualmente por la Cuenca del Júcar, Corredor de la Mancha y Llanos de Albacete. Con ello trata de explicar la ausencia del Cretácico terminal en dicho borde (las capas más recientes del zócalo mesozóico corresponden al Senoniense, faltando en algunos casos dicho período).

De esta manera, la Unidad Basal y la Unidad Detrítica 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 ABAD (op. cit.), a la fase Paleolarámica (Campaniense-Maastrichtiense), en tanto que la discordancia de la Unidad Detrítica inferior sobre la Unidad Basal podría ser el resultado de una fase Pirenaica, dado que la primera unidad mencionada presenta una edad eo-oligénica. Esta etapa de inestabilidad es correlacionable con la primera fase orogénica (preoligoceno) definida por diferentes autores (ALVARO, 1975; GOMEZ y BABIN, 1973) y por tanto asimilable ya a la evolución orogénica.

En el Campo de Montiel no es posible reconstruir un evolución preorogénica con el mismo detalle, ya que se encuentra desprovisto de la cobertera paleógena, al igual que el zócalo mesozóico correspondiente a la Depresión de Albacete, tal como atestiguan los diferentes datos de sondeos realizados en dicha depresión. Así mismo la prolongada erosión de dichos sectores ha llevado al desmantelamiento de la serie cretácica, de forma que la estructura pseudotabular del Campo de Montiel aparece constituida casi exclusivamente por materiales jurásicos.

No obstante y en virtud de la proximidad y conexión de las áreas septentrionales correspondientes a la Sierra de Altomira, es posible suponer y reconstruir, a grandes rasgos, una evolución preorogénica similar a la de esta última. Las fases Neoquiméricas y Aústrica habrían actuado también de forma

combinada provocando la ausencia del Jurásico superior y parte del Cretácico inferior. Posteriormente al final del Cretácico (Fase Paleolarámica) y durante el 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 habría 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 en otra zona septentrional, con tendencia al hundimiento, correspondiente a la Depresión intermedia, enmarcada a su vez por las incipientes Sierra de Altomira y Serranía de Cuenca.

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

Por el momento no es posible reconstruir la actuación temprana de dichos 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).

## **2.- Evolución orogénica del Sistema Ibérico-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 Celtíberas 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 comprensivas principales (GÓMEZ y BABIN, 1973; ALVARO, 1975; ALVARO y otros, 1979 y SIMÓN GÓMEZ, 1983 y 1984), 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.

*Fal. de Lepo-  
F. Mir. Estrella y Alvar et al*

Dichos periodos compresivos corresponden a las siguientes fases:

- F1. - con dirección de acortamiento NW a WNW. Eo-oligoceno.
- 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 (1931) y VIALARD (1976) 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).
- 1ª Fase Esteafrica (Burdigaliense-Helvetiense).
- 2ª Fase Esteafrica (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 sobrepasa en parte el mencionado accidente. BRINKMANN (Op. cit.) concluye, por tanto, que las fases orogénicas se suceden de manera alternativa en la Ibérica y en las Béticas. Sin embargo, posteriormente GÓMEZ y BABIN (1973) identifican estructuras correspondientes a la tercera fase (cuarta de BRINKMANN) en el sector ibérico (Sot. de Cheva), poniendo en duda las conclusiones de este autor.

Por otra y al hablar de la evolución orogénica del Prebético, se verá como la primera fase de plegamiento de la Ibérica, tanto por su edad como por la dirección de sus estructuras (pliegues con dirección E-W). ALVARO y otros (1979) inspirados en cierta medida en el modelo de BRINKMANN, 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 (1984) y SIMÓN GÓMEZ (1984) señalan la existencia de microestructuras asimilables a dicha fase en sectores noroccidentales en relación a dicho accidente (ver apartado dedicado a la distensión).

Viallard (1976) establece la actuación de dos únicas etapas comprensivas, la primera pre-Eoceno medio y la segunda más importantes 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 (FALLOR y BATALLER, 1927), 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, 1981 y GONZÁLEZ RODRIGUEZ, 1982).

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-GONZÁLEZ y otros (1971), DÍAZ-MOLINA y LOPEZ MARTÍNEZ (1979) han sido revisadas y complementadas recientemente por TORRES y otros



(1984), especialmente en lo referente a las unidades terminales.

En el cuadro nº 1 se reúnen las edades correspondientes a cada unidad así como las fases tectónicas definidas por los diferentes autores en relación con las discordancias existentes entre algunas de ellas.

Al comparar en un cuadro más general (nº 2), las edades aportadas por diferentes autores se pone de manifiesto la existencia de un acuerdo bastante general en relación con la edad y existencia de tres fases tectónicas deducidas del análisis estructural, las cuales son correlacionables con las discordancias datadas en la Depresión intermedia, observándose un ligero desajuste en relación con las edades de la fase neocastellana (Burdigaliense inferior) y de la fase C<sub>3</sub>, considerada por SIMON GOMEZ (op. cit.) como Burdigaliense-Vindoboniense inferior. Los trabajos de BRINKMANN (1931) y VIALARD (1976) introducen las discrepancias ya señaladas anteriormente.

De todo lo anterior puede deducirse que la evolución puede resumirse en la evolución orogénica de la Iberica 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-SE 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 y otros 1979 y SIMON GOMEZ, 1984). La tercera fase compresiva, de nuevo con dirección aproximadamente longitudinal a la cadena (NNW-SSE) genera diversas microestructuras así como algunos pliegues mayores y fallas inversas con dirección E-W (Unidad de Villar de Cantos, GARCIA ABAD, 1975).

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, op. cit.).

CUADRO I  
UNIDADES (FORMACIONES) Y FASES TECTONICAS EN LA DEPRESION INTERMEDIA

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

FASES OROGENICAS (Cuadro II)

EOCENO	OLIGOCENO	AQUITA- NIENSE	BURDIGALIENSE	LANGHIENSE	SERRAVALLIENSE	TORTONIENSE	MESSINIENSE	
INF. SUP	SUE- VIENSE	ARVER NIENSE	AGENIENSE	A R A G O N I E N S E			VALLE SIENSE	TUROLIENSE
Castellana								Pérez González y otros (1971)
Neocastellana								Aguirre y otros (1976)
Pirenaica	Sávica	Estaírica						García Abbad (1975)
F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>						Gómez y Babín (1973)
F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>						Alvaro (1975)
C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>						Simón Gómez (1984)
F <sub>1</sub>	F <sub>1</sub>						Viallard (1976)	
Pirenaica	Sávica	1ª Estaírica				2ª Estaírica		Brinkmann (1931)
F <sub>1</sub>								Jerez Mir (1973) Rodríguez Estrella (1977)
								Montenat (1973)
						Cierre del estrecho nordbético		Calvo Sorando (1978)

DEFRESION INTERMEDIA

CORDILLERA IBERICA

ZONA PREERTICA

DEREPCION INTERMEDIA

CORDILLERA IBERICA

ZONA PREBETICA



### 3.- Evolución preorogénica y orogénica del Prebético

En relación con la evolución preorogénica RODRIGUEZ ESTELLA (1977) señala la actuación de accidentes del zócalo condicionando variaciones en los espesores y facies de las series mesozóicas. Así, al Este del accidente de Hellín (límite oriental del arco de Cazorla-Alcaráz-Hellín) las series mesozoicas del Jurásico superior presentan un carácter margoso, y fauna indicador relativo 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 toda el área ocupando diversas cuencas con subsincidencia diferencial, entre las cuales perduraron diversos umbrales emergidos, adquiriendo el conjunto una paleografía en forma de archipiélago (CALVO SORANDO, 1978).

MONTENAT (1973) sitúa en el Burdigaliense la primera fase de plegamiento. Sin embargo JEREZ MIR (1973) y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) sitúan esta misma fase en el Chattien superior Aquitaniense inferior. No obstante CALVO SORANDO (op. cit.) considera que dicha fase podría corresponder al Burdigaliense, dado que los conglomerados basales, anteriores a la transgresión masiva del Mioceno, deben ser el resultado del desmantelamiento erosivo posterior a la fase de plegamiento.

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

La retirada del mar mioceno tuvo lugar en el Serravaliense superior-Tortonien basal, momento que corresponde al cierre del estrecho norbético, como resultado del apilamiento e imbricación de las series mesozóicas del

*Calvo et al 1*

Prebético contra el borde meridional de la Meseta (Campo de Montiel). La edad de dicha fase ha sido deducida en función de las dataciones realizadas sobre la microfauna contenida en los sedimentos del Mioceno marino implicados en la imbricación. Dichas edades son análogas a las obtenidas por BOURQUET (1976) en áreas más meridionales.

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

Para finalizar con la evolución orogénica, en el cuadro nº 2 se reúnen las dataciones propuesta por los autores mencionados, para las distintas fases de deformación de la Ibérica y del Prebético.

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

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

#### 4.- Estructuras del zócalo mesozoico en torno a la Depresión de Albacete

##### Datos locales del área en estudio

Los afloramientos mesozoicos existentes quedan restringidos al límite norte de la Hoja de Quintanar del Rey (estribaciones de la Sierra de Altomira), Hoja de Munera y límite occidental y oriental de la hoja de Albacete (Campo de Montiel en su mayor parte). En esta última aflora así mismo parte de la unidad correspondiente a la alineación montañosa de Monte Aragón.

En las estribaciones de la Sierra de Altomira comprendidas dentro de la zona de estudio, ya anteriormente GARCIA ABAD (1975) definió las siguientes estructuras, que de NE a SW corresponden a las siguientes:

- Anticlinal de Tebar
- Mesa de Sisante
- Sinclinal de Vara del Rey-Sisante
- Sinclinal de Pozomargo
- Anticlinal de El Simarro

El primero de ellos presenta una forma arqueada de su traza axial, pasando de una disección EW 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 (1982) como una unidad morforestructural, 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, la cual fue considerada por GARCIA ABAD (Op. cit.) 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. op.cit.) se puede



apreciar como la totalidad de los pliegues de las estribaciones meridionales de la Altomira presentan una virgación que podría asimilarse a un giro, en planta, izquierdo. En el centro de dicha virgación se sitúan los pliegos, 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 de compresión (NW-SE) generadora del plegamiento 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 senestrales, desplazando, en otros sectores de la cadena, los fuertes cabalgamientos y haces de pliegues, controlando además la localización de pliegues transversos (accidente de Tarancón-Cañete, falla del Segre, falla de Requena-Mora de Ebro, Alcaráz-Albacete, etc.).

Los pliegues transversos de la zona de Villar de Cantos podrían ser estructuras giradas de 2ª 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 existencia en este sector de una gran densidad de fracturación con pautas irregulares. Al norte y afuera de la zona de estudio, GARCIA ABAD (1975) cita la existencia de fallas inversas con dirección E-W, asimilables a la etapa comprensiva 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 de Júcar y La Roda, respectivamente) que corresponden a dos anticlinorios 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 NS, 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 corresponde a una extensa zona donde se han diferenciado hasta tres superficies de erosión (PEREZ GONZALEZ, 1982), labradas 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 de Munera aparecen dos sectores claramente diferenciados, separados por una línea de flexura con dirección NW-SE. La porción noroccidental 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 este sector suroccidental y más elevado, los pliegues, con la misma geometría, presentan sin embargo direcciones béticas (ENE).

La línea mencionada debe corresponder a un accidente paralelo al de Hellín, situado más al NW y puede identificarse a lo largo del escalón topográfico señalado dentro de la hoja de Munera (Cañada de las Colmeras y Cañada de la Mona), prolongándose hacia el SE, a lo largo del río Lezuza, en la hoja con el mismo nombre. Sobre dicho accidente aparecen diversos pliegues con dirección Altomira y que posteriormente han experimentado un giro en planta derecho 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 (ver apéndice fotográfico) aparecen un conjunto de pliegues, con amplitud decamétrica, afectando al tramo medio constituido por dolomias 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 Oeste. 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 adopta, 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 la hoja y próximo a Balazote, se aprecia, sobre la fotoárea y sobre el terreno, una disposición muy irregular de las trazas de las capas explicable no solo por el efecto de la topografía sino por la asistencia 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 analizarlos en los apartados anteriores, 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 en este sector). CHAMPETIER (1972) señala igualmente la posterioridad de los pliegues con dirección prebética en relación con los pliegues de dirección ibérica, en el sector valenciano próximo a la zona prebética.

En efecto, la fase principal (2ª fase) generadora del plegamiento con dirección NNW a NW ha sido situada en el Oligoceno superior (ver cuadro II y apartados anteriores), 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 norbético y como consecuencia del empuje del "thrust belt" correspondientes a las Sierras de Alcaraz (Serravalliense-



Tortonense, pero en ambos casos después de la segunda fase del Sistema Ibérico. Sin embargo y dado que la superficie de El Bonillo, fosilizada por el Mioceno marino (Serravallense) (PEREZ GONZALEZ, 1981), 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 pliegue-falla con amplitud decamétrica (sector de Balazote), dirección submeridiana y vergencia al Oeste. Esta geometría es análoga a la descrita por ALVARO Y CAPOTE (1973) en la Sierra de Altomira. Así mismo existen divesos 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.

### **III.- Evolución postorogénica. La distensión**

#### **1.- Contexto geodinámico regional**

En el término Depresión o Cuenca de Albacete puede designarse un conjunto de unidades o subcuencas (ver introducción de este trabajo) que presentaron cierta subsidencia diferencial durante la distensión postorogénica. Dicho proceso puede inscribirse dentro del marco geodinámico correspondiente a la etapa distensiva que, durante el Neogeno tuvo lugar en el borde oriental de la península. Dicho margen enlazaría con el sistema de fosas de Languedoc y valle del Rin (VEGAS y otros, 1979). A lo largo de dicho sistema, la distensión se inició por el norte (Oligoceno terminal en el Languedoc) progresando hacia el Sur, de forma que la apertura y ampliación de las depresiones catalanas y cuenca norbaleares tuvo lugar en el Mioceno inferior. Las cuencas del Maestrazgo y Sistema Ibérico oriental, fosa de Teruel, etc se configuraron como tales en el Vindoboniense (SIMON GONZALEZ, 1984). La distensión alcanzó la

Depresión de Albacete ya en el Vallesiense-Turoliense, inmediatamente después del cierre del estrecho norbético. En dicho momento se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y diversas cuencas intramontañosas del Prebético (CALVO SORANDO 1978).

Por ello la última fase compresiva de la Ibérica (Burdigaliense) se solapa en el tiempo con la distensión. ALVARO y otros (1979) 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 habían 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 (op. cit.) y GUIMERA (1984) han encontrado en este último Sector (Maestrazgo y zona de enlace entre la Ibérica y las Catalanides, respectivamente) 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 estas curvas sobre espejos de falla). Por su parte GUIMERA (op. cit.) plantea la existencia de un régimen distensivo general, interrumpido de forma local y esporádica por impulsos compresivos procedes del orógeno bético-balear.

En los sectores correspondientes a la zona de estudio dicha problemática no tiene lugar dado que la distensión parece ser un proceso claramente posterior al momento del cierre del estrecho norbético (Vallesiense).

La evolución de la distensión tuvo a través de diversas etapas o fases, algunas de las cuales parecen presentan 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 ya escala de "La Cadena", la fase Iberomanchega I (AGUIRRE y otros, 1976) pone fin al ciclo de erosión-sedimentación que llevó a la configuración de la superficie de erosión-colmatación finipontiense (RIBA, 1959), también denominada penillanura



fundamental por SOLÉ SABARIS (1978), 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, 1975).

Schwenznee (1937) definió en la cuenca del Tajo una superficie M<sub>2</sub>, la cual trunca las estructuras existentes en las calizas de los paramos Vadour (1974) 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 (1978) concluye que las estructuras que afectan a las capas más altas (calizas de los páramos) deben corresponder a los movimientos rodánicos o fase Iberomanchega. La cual dio lugar a un nuevo ciclo erosivo-sedimentario que culminó con la formación de la superficie M<sub>2</sub> o penillanura fundamental.

Dichas correlaciones o equivalencias coinciden con las establecidas por PEREZ GONZALEZ (1982) en contradicción con las conclusiones de SIMON GOMEZ (1984), 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 de actuar desde la fase Iberomanchega I hasta la fase Iberomanchega II, prolongándose con posterioridad a esta, tal como señala PEREZ GONZALEZ (op. cit.). Así mismo VAUDOUR (1974) 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 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 efectos de correlación con el registro estratigráfico se la hace coincidir con la génesis de la costra laminar bandeada y multiacintada (PEREZ GONZALEZ, 1982), formación que completa el ciclo sedimentario del Neógeno (Villafranquiense superior).



## 2.- La distensión en la Depresión de Albacete

La evolución y subsidencia diferencial de las cuencas que integran esta depresión ha podido establecerse merced los estudios morfológicos y estratigráficos llevados a cabo en dicha zona (PEREZ GONZALEZ, 1981; SANTOS, 1983; ROBLES, 1984; BASCONES y otros, 1979; Calvo y otros 1978). 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 norbético. Dichos materiales se encuentran, preservados de la erosión, en la base de las series que rellenan las cuencas intramontañosas del Prebético. El límite septentrional de dicho mar no puede situarse con precisión, encontrándose sedimentos de dicho episodio masivo, fosilizando la segunda de las superficies de erosión (superficie de Bonillo) de las tres definidas por PEREZ GONZALEZ (1981) 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 Turoliense 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 por el sur de por el accidente (E-W) de Casas Ibáñez. La cuenca del Júcar se configuró mediante ENE-WSW. Simultáneamente las superficies del Campo de Montiel experimentaron las primeras flexiones y desniveles según accidentes con dirección NW-SE (Accidente de la Cañada de las Colmeras-río Lezuza, ver hoja geológica de Munera).

Todavía dentro del Turoliense tuvo lugar una segunda etapa distensiva, que en la zona de estudio dio lugar a la ampliación de la Depresión de Albacete hasta el meridiano de La Roda, aproximadamente. Dicha conclusión se desprende del análisis e integración de los datos de sondeos llevados a cabo en este sector. Así en el curso de este trabajo se ha realizado un mapa de isohipsas

del basamento mesozóico para el área correspondiente a las hojas geológicas implicadas. La distribución de las isohipsas pone de manifiesto la somerización de dicho basamento hacia el Oeste del meridiano mencionado, razón por la cual puede superponerse la existencia, en este lugar, de un accidente con dirección N-S. No obstante y analizando con más detalle la distribución de isohipsas se aprecia un trazado quebrado de las mismas, adaptándose a las direcciones NW-SE y NE-SW. Dichas direcciones resultan ser aproximadamente coincidentes con las de los accidentes longitudinales y transversos, respectivamente, en relaciones con el Sistema Ibérico. Cabe pensar por tanto en la activación conjugada de ambas direcciones condicionando una subsidencia más acusada hacia oriente.

Esta fase ultraturoliense es correlacionable con el episodio volcánico (5,7 M.A.) de la cuenca prebética de los Monegrillos, así como la aparición de depósitos turbidíticos, sincrónicos con dicho vulcanismo y presente en diferentes cuencas del Prebético (CALVO SORANDO, 1978).

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

En el área de estudio esta fase dá paso al depósito de la Unidad Tectosedimentaria nº 3 de la Cuenca del Júcar (SANTOS, 1983). Dentro de esta unidad y con la realización de este trabajo se ha detectado la existencia de un cambio sedimentario dentro de la serie detrítica y a techo de esta. Dicha circunstancia puede ser interpretada bien como un cambio climático o como un nuevo episodio inestabilidad tectónica, en cuyo caso podría ser el reflejo de un basculamiento más o menos continuo, de Norte a Sur, en el intervalo comprendido entre las dos fases Iberomanchegas (ver apartado anterior).

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



Iniciado el Cuaternario (Pleistoceno inferior) todavía debió de 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 la hoja de La Roda y al sur en la hoja de La Gineta, de forma que dicho movimiento configuró un umbral con traza arqueada, que enlaza las localidades de Villalgordo del Júcar, Montalbos y La Gineta. Probablemente y como consecuencia de dichos basculamientos y de la creacción 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.

#### **IV. Actuación de los accidentes de zócalo**

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-ESF y NE-SW a ENE-WSW. Así el accidente de Hellín (NW-Se) marca un cambio en la sedimentación de la serie mesozóica de la zona prebética (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977). Por otra parte el accidente de Pozoamargo, seguramente en combinación con algún otro de la misma familia delimitó una zona meridional con tendencia al levantamiento, dando lugar a una laguna del Cretácico superior, más acusada en las inmediaciones de dicho accidente (SANCHEZ SORIA, 1973).

Durante la evolución orogénica y especialmente durante sus últimas fases (tercera fase de la Cordillera Ibérica o primera fase de plegamiento en la zona prebética) las fracturas con direcciones NE-SW pudieron actuar como



desgarres senestrales. Así, las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira presentan evidencias de dichos desplazamientos, vinculadas posiblemente al posteriormente al accidente de Pozoamargo. Durante esta misma fase y posteriormente durante la etapa de imbricación y calbalgamientos 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 Corche, Jerez Mir, 1973).

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

Dentro del área de estudio otro accidente, paralelo a los anteriores (accidentes de Cerro 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 la Cañada de Cerro Santo Domingo y del Collado (Hoja de Munera) provocó el hundimiento del bloque nororiental, dando lugar a una inflexión en las superficies de Bonillo y Ossa de Montiel. Simultáneamente el accidente de Pozoamargo actúa también como falla normal, delimitando el borde septentrional de la Cuenca del Júcar.

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

Conviene señalar que en superficie no se observa ninguna dislocación afectando a los materiales Plio-cuaternarios que colmatan la Depresión de Albacete, razón por la cual la actuación de los diferentes accidentes sólo se puede deducir a partir del registro estratigráfico y profundidad del zócalo mesozóico, en cada caso o bien de unos pocos datos de superficie correspondiente al sentido de buzamiento de algunas formaciones y superficies. Así, las capas del Villafranquiense inferior aparecen con leve buzamiento al SE en el borde oriental de la hoja de Gineta 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 Villafranquiense superior como falla normal, con hundimiento y basculamiento antitético del bloque noroccidental.

Simultáneamente los accidentes de Pozoamargo y La Roda, paralelos al anterior, pudieron actuar como un sistema en graderío con hundimientos más acentuados en los bloques surorientales. De esta manera se creaban o se mantenían 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 al SW y S, condicionando un umbral arqueado que motivó la salida del mismo río hacia el Mediterráneo.

La disposición arqueada y centrifuga 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 han 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 una distensión continuada de carácter radial, la cual habría posibilitado la actuación, como fallas normales, de los distintos accidentes independientemente de su orientación.

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

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

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

#### V.- Vulcanismo y distensión

Hay que señalar por último que la evolución postorogénica (ó etapa distensiva) es susceptible de correlación con diversas manifestaciones volcánicas localizadas en regiones limítrofes. Así el vulcanismo de los Campos de Calatrava (Anacochea 1983) presenta dos episodios. El primero, intra Mioceno superior (-8,5 a -6 M.A.), puede relacionarse con el inicio de la subsidencia y ampliación sucesión de la Depresión de Albacete. El 2º episodio, es Plioceno 4,8 a 1,7 M.A., es susceptible de correlación con los fenómenos de basculamiento ligados a las fases Iberomanchegas I y II.



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

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

## VI.- BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). "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. (1975). "Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y Cordillera Ibérica)". Est. Geol. 31 (3-4): 241-247.  
A
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). "Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca)". Est. Geol. 29 (5): 467-478.  
Alvaro, Argüeso y Elorza 1975
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". Acta geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís T. 14 pp. 172-177.
- ANCOCHEA, E. (1983). "Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central". Editorial Univ. Compl. Madrid. Colección Tesis doctorales, nº 203-83. 675 pp.
- ANCOCHEA, E. y BRANDLE, J.L. (1982). "Alineación de volcanes en la región volcánica central española". Rev. de Geofísica. 38, 133-138.
- BASCONES, L., MARTIN HERRERO, D. et al (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed., Campillo de Altobuey (692). IGME, (en prensa).
- BASCONES, L., MARTIN HERRERO, D. et al (1976). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., Iniesta (718). IGME, (en prensa).
- BOUSQUET, J. C. (1976). "Contribución á l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la Neotectonique dans l'Arc de Gibraltar et dans l'Arc Tyrrhénien. In. Structural History of the Mediterranean Basins. XXV Congrès-Assemblée plénière de la C.I.E.S.M. Split. Yugoslavia, 199-214.



- **BRINKMANN, R. (1931).** "Betikum und keltiberikum in Sudostpanien". Beitr. zur. Geol. der West Mediterrangebiet, 6:305-434. BerlIn. Trad. J. GOMEZ DE LLANERA : Las Cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España. Pub. Extr. Geol. España. C.S.I.C., 4: 307-439.
  
- **CALVO SORANDO, J.P. (1978).** "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete". Estudios geológicos. vol. 34, pp. 407-429.  
*calvo et al 1978.*
  
- **CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M<sup>a</sup> J. (1978).** "La Tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo". Bol. Geol. y Min. 89, 2, 114-122.
  
- **CARBO GOROSABEL, A. (1980).** "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. (1972).** "Le Prébetique et Iberiqué côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province de l'Alicante (Espagne)". These Doct. Nancy Sci. Terre, Mém. 24, 170 p.
  
- **DIAZ MOLINA, M. (1974).** "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)". Estudios geológicos, vol, 30, pp. 63-67.
  
- **DIAZ MOLINA, M. (1978).** "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca)". 370 pp. Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid (inérita).
  
- **DIAZ MOLINA, N. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1980).** "El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía". Estudios Geológicos, vol. 35, pp. 149-167.

- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1927). "Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo". Mem. R. Ac. Cienc. Barcelona (3ª época), 20 (8). 143 pp.
- GARCIA ABBAD, F. J. (1975). "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. (1973). "Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. de Valencia)". Est. Geol. 29, 381-388.
- GONZALEZ RODRIGUEZ, A. (1982). "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. (1974). "Estudio morfotectónico del cuaternario en el óvalo de Valencia". Trab. Neog. Cuat. 2; 71-81.
- GUIMERA, J. (1984). "Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula". Geol. Mag. 121 (5). 413-420.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA J.L. (1975). "Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel)". Bol. Geol. y Min., 86 (6): 561-572.
- JEREZ MIR, L. (1973). "Geología de la zona prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincia de Albacete y Murcia)". Tesis doctoral. Univ. de Granada. 750 pp.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971). "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". Tesis. Fac. Cienc. Univ. Complutense. Madrid.
- MONTENAT, CH. (1973). "Les formations Neogènes et Quaternaries du Levant Espagnol". Thèse de Doct. Paris, Orsay 1.167 pp.

- PEREZ GARCIA, A. (1981). "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. (1971). "Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira". I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom. T I. Secc. 1, pp. 357-376.

- PEREZ GONZALEZ, A. (1982). "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. (1959). "Estudio geológico de la Sierra de Albarracín". Tes. Doct. Monografías Instit. Lucas Mallada C.S.I.C. 16: 283 pp.
- ROBLES, F. (1970). "Estudio estratigráfico y paleontológico del Neógeno continental de la cuenca del río Júcar". Tesis doctoral. Univ. de Valencia (inédita).
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). "Características de la zona prebética". Estudio hidrogeológico del bajo Segura. I.G.M.E.-ENADIMSA.
- SANCHEZ SORIA, P. (1973). "Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)". Tesis. Fac. Cien. Univ. Complutense. Madrid. (inédito).
- SANTOS GARCIA, J.A. (1975). "Estudio petrológico del Terciario continental de la cuenca del Júcar (Albacete)". 108 pp. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense Madrid (inédita).
- SCHWENZNER, (1937). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes". Geogr. Abh. 10. 1-28.
- SIMON GOMEZ, J.L., (1983). "La distensión plio-cuaternaria en la Cadena Ibérica oriental". Mapa de contornos estructurales de la penillanura fundamental deformada. Boletín Geológico y Minero T. XCIV-VI pp 496-502.



- **SIMON GOMEZ, J.L. (1984).** "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental". Inst. de Est. Turolenses. 269 pp.
  
- **SOLE SABARIS, L. (1978).** "Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena". en M. de Teran et al Geografía General de España. Ed. Ariel: 74-85.
  
- **TORRES PEREZ-HIDALGO, T., JUNCO AGUADO, F., ZAPATA DE LA VEGA, J.L. y PLAZA HERNANDO, J.M. (1984).** "Similitud de los procesos sedimentarios del Neógeno en la Cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia". I Congreso Español de Geología. Tomo I pp. 285-300.
  
- **VADOUR, J. (1974).** "Recherches sur la terra-rossa de la Alcarria (Nouvelle Castille)". Memories et Documents, sér. 15. Plenumenes karstiques, T II. 49-69
  
- **VIALARD, P. (1973).** "Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-occidentale". Thés. Doct. Univ. Paul Sabatier. Toulouse. 445 pp.
  
- **VIALARD, P. (1976).** "La compression majeure dans la Chaîne méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est ante-vindobonnienne". C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. 42-44.
  
- **VILAS, R., FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1979).** "Widspread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula". Proceedings Symp. Evolution and Tectonics of the Western Medit. and Sourrouding Areas. E.G.S. Viena. Inst. Geogr. Nac. Special Pub. 201:109-128.