

¿TIENE EL SISTEMA DE FOSAS DE TERUEL ORIGEN EXTENSIONAL?

A. L. Cortés Gracia^{1,2} y A. M. Casas Sainz¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, (acortes@posta.unizar.es).

² Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

Resumen: El sistema de depresiones neógenas situadas en el interior de la Cordillera Ibérica oriental (o sistema de fosas de Teruel) ha sido caracterizado tradicionalmente como resultante de la actividad de fallas normales, ligadas a la tectónica extensional del margen mediterráneo de la Península. En este trabajo, a partir del análisis de datos macro y mesoestructurales, estratigráficos y geomorfológicos se propone un origen mixto para este sistema de fosas, que incluiría: 1) depresiones generadas en régimen compresivo, con un relleno tardío de edad neógena (a partir del Mioceno medio-superior) que se dispone en *onlap* sobre sus márgenes, como es el caso de las cuencas de Calatayud (de dirección NO-SE) y de Teruel (de dirección N-S a NNE-SSO); 2) depresiones en las cuales el origen es fundamentalmente erosivo, debido al encajamiento de sucesivas superficies de erosión, como es el caso de la depresión del Jiloca (con orientación general NNO-SSE). Algunas de las fallas que afectan al Nógeno y forman los bordes de las cuencas podrían ser el resultado de la reactivación pliocena por *flexural-slip* de los flancos frontales invertidos de los anticlinales originados durante el Paleógeno. Superpuestas a todo el conjunto de deformaciones compresivas, que alcanzarían al Plioceno, aparecen numerosas fallas normales de escala centimétrica a hectométrica, en general tardías, que no controlan la estructura general ni el relleno fundamental de las fosas, y deformaciones (en muchos casos similares a las fallas normales) ligadas a colapsos cársticos y diapirismo de pequeña y media escala que afectan a los depósitos cuaternarios.

Palabras clave: Tectónica reciente, cuenca sedimentaria, extensión, Neógeno, Cordillera Ibérica, Teruel

Abstract: The system of Neogene basins located within the Eastern Iberian Chain (or Teruel graben system) has been considered as the result of the activity of normal faults linked to extension in the Mediterranean margin of the Iberian Peninsula. In this paper we propose a different origin for this basin system, based on macro, mesostructural, stratigraphic and geomorphologic data. This origin includes: 1) compressional basins, filled at their late stages with Neogene rocks (Middle-Upper Miocene), onlapping on the basin margins. This is the case of the Calatayud (with NW-SE direction) and Teruel (oriented N-S to NNE-SSW) basins; 2) depressions generated by erosive processes, which created successively stepped flats at different elevation. This is the case of the Jiloca graben, oriented NNW-SSE. Some normal faults involving Neogene deposits and forming the border of these basins could be the result of flexural-slip reactivation of the frontal overturned limbs of Paleogene folds during the Pliocene. Normal faults at the scale of a few centimetres to a hundred of metres appear throughout the area. They are late with respect to the main stage of basin formation and they do not control either the overall structure or the sedimentary filling of the graben system. Structures similar to normal faults are linked to karstic collapses due to the solution of Triassic and Miocene gypsum and mud diapirs originated by flow of lutites within Quaternary terraces.

Keywords: Recent tectonics, sedimentary basin, extension, Neogene, Iberian Chain, Teruel

Cortés Gracia, A.L. y Casas Sainz, A.M. (2000): ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional?. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 445-470

La estructura dominante de la Cordillera Ibérica es el resultado de la inversión positiva durante el Paleógeno de las cuencas extensionales mesozoicas y del plegamiento y fracturación del «zócalo» paleozoico. De este modo, la geometría de la mayor parte de las estructuras presentes en la cordillera responde a una deformación compresiva. La apertura del Surco de Valencia y de la Cuenca Liguro-Provenzal durante el Mioceno dio lugar a procesos extensionales en el borde oriental

de la Península Ibérica que se transmitieron algunas decenas de kilómetros hacia el interior de la misma (fosas del Vallès-Penedés en el borde oriental de las Cadenas Costeras Catalanas, sistema de fosas del Maestrazgo en la Cordillera Ibérica). En el interior de la Cordillera Ibérica también aparecen fallas normales en materiales neógenos y cuaternarios, que adquieren cierta importancia en un sistema de depresiones interiores denominado genéricamente «sistema de fosas de

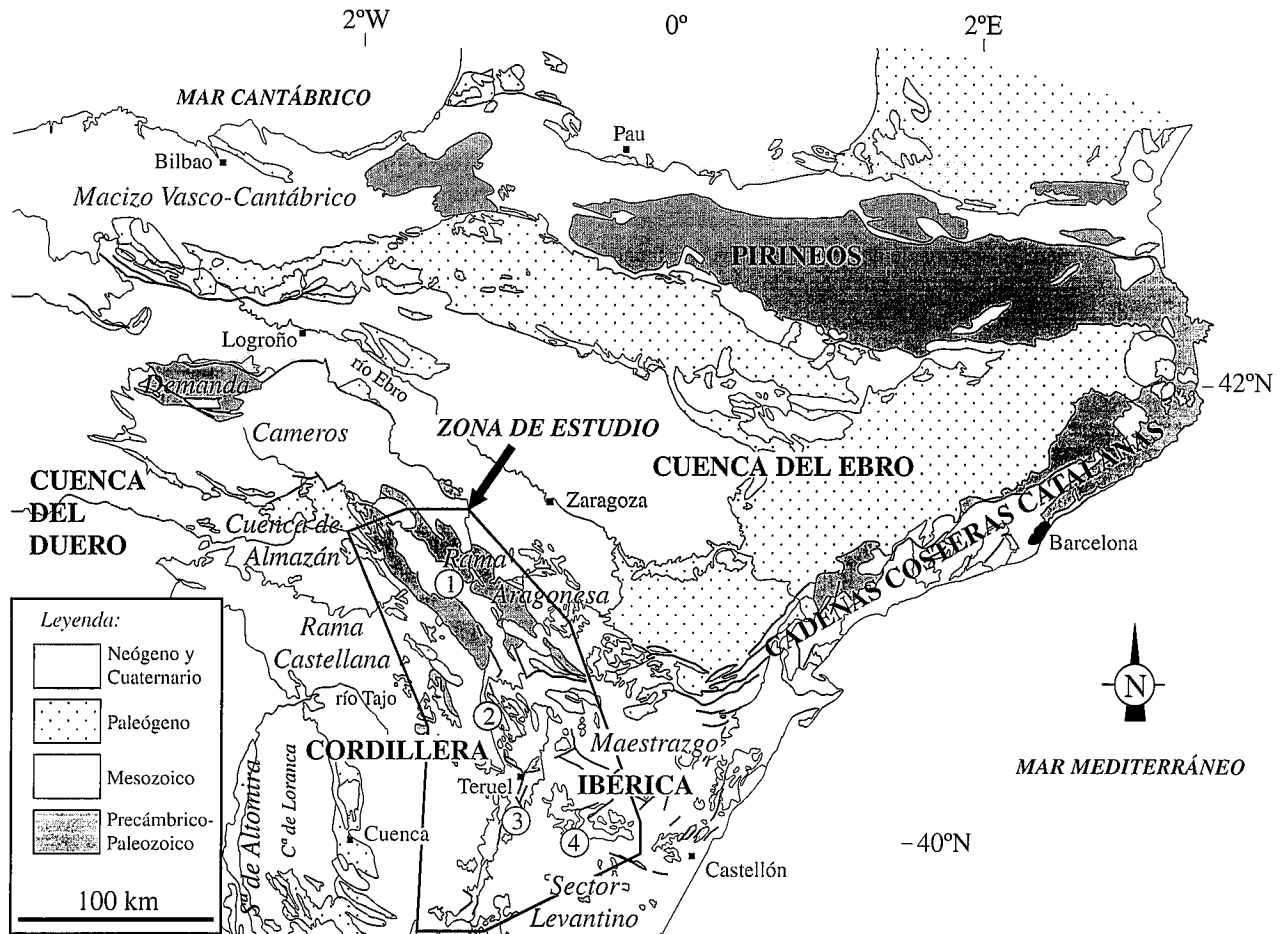


Figura 1.- Esquema geológico del NE de la Península Ibérica, principales unidades de la Cordillera Ibérica y localización de la zona estudiada. 1: Cuenca de Calatayud, 2: Depresión del Jiloca, 3: Cuenca de Teruel, 4: Depresión de Sarrión-Mijares.

Teruel» (Biot, 1959; Bomer, 1960; Simón Gómez, 1983, 1984; Peña *et al.*, 1984; Moissenet, 1985, 1989; Anadón y Moissenet, 1996).

El sistema de fosas de Teruel ha sido considerado hasta el momento como un conjunto de depresiones tectónicas formadas en un intervalo de tiempo que va desde el Mioceno inferior-medio hasta el Plioceno (Simón Gómez, 1984). Estas fosas estarían asociadas a un régimen tectónico extensional, ligado a la apertura del Surco de Valencia, que afectaría al interior de la Península Ibérica. Esta extensión habría dado lugar también al levantamiento durante el Plioceno-Cuaternario de las zonas más orientales de la Cordillera Ibérica, los macizos de Gúdar y Javalambre, como consecuencia del levantamiento y adelgazamiento cortical ligado al *rifting* mediterráneo (Biot, 1959; Simón Gómez, 1983, 1984). Otros autores consideran que este sistema de fosas extensionales se habría formado como consecuencia del colapso extensional post-orogénico en la zona de mayor engrosamiento cortical de la cordillera (Guimerà, 1997). En nuestra opinión, la hipótesis distensiva para el origen de las fosas de Teruel presenta problemas graves como son: 1) la magnitud de los desplazamientos en las fallas normales, 2) la edad de estos desplazamientos, 3) la dudosa validez de la superficie de erosión fundamental (SEF) de la Cordillera Ibérica como marcador de las deformaciones, supuesto en el que se

basan en gran parte los modelos extensionales y 4) la inconsistencia geométrica de los modelos estructurales distensivos a escala de cuenca.

En este trabajo se presenta una nueva interpretación del conjunto de depresiones interiores del sector central de la Cordillera Ibérica y un modelo para su evolución durante el Neógeno-Cuaternario, coherente con la macroestructura heredada de la compresión paleógena, la estructura general del Neógeno de las cubetas interiores y con las deformaciones observadas en materiales recientes. Así mismo se propone una interpretación del relieve actual de este sector de la cordillera como resultado de la interacción entre los procesos tectónicos y erosivos.

Localización geológica

La Cordillera Ibérica es una cadena intracratónica situada entre los dos orógenos alpinos de la Península Ibérica: la cadena pirenaica y las cadenas béticas. Durante el Mesozoico y el Terciario constituyó la zona más importante de concentración de la deformación en el interior de la Placa Ibérica. En este proceso jugaron un papel importante las fallas tardihercínicas, formadas al final del Paleozoico (Arthaud y Matte, 1975; Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993).

Durante el Mesozoico, la Cordillera Ibérica experimentó una importante extensión, con dos períodos de

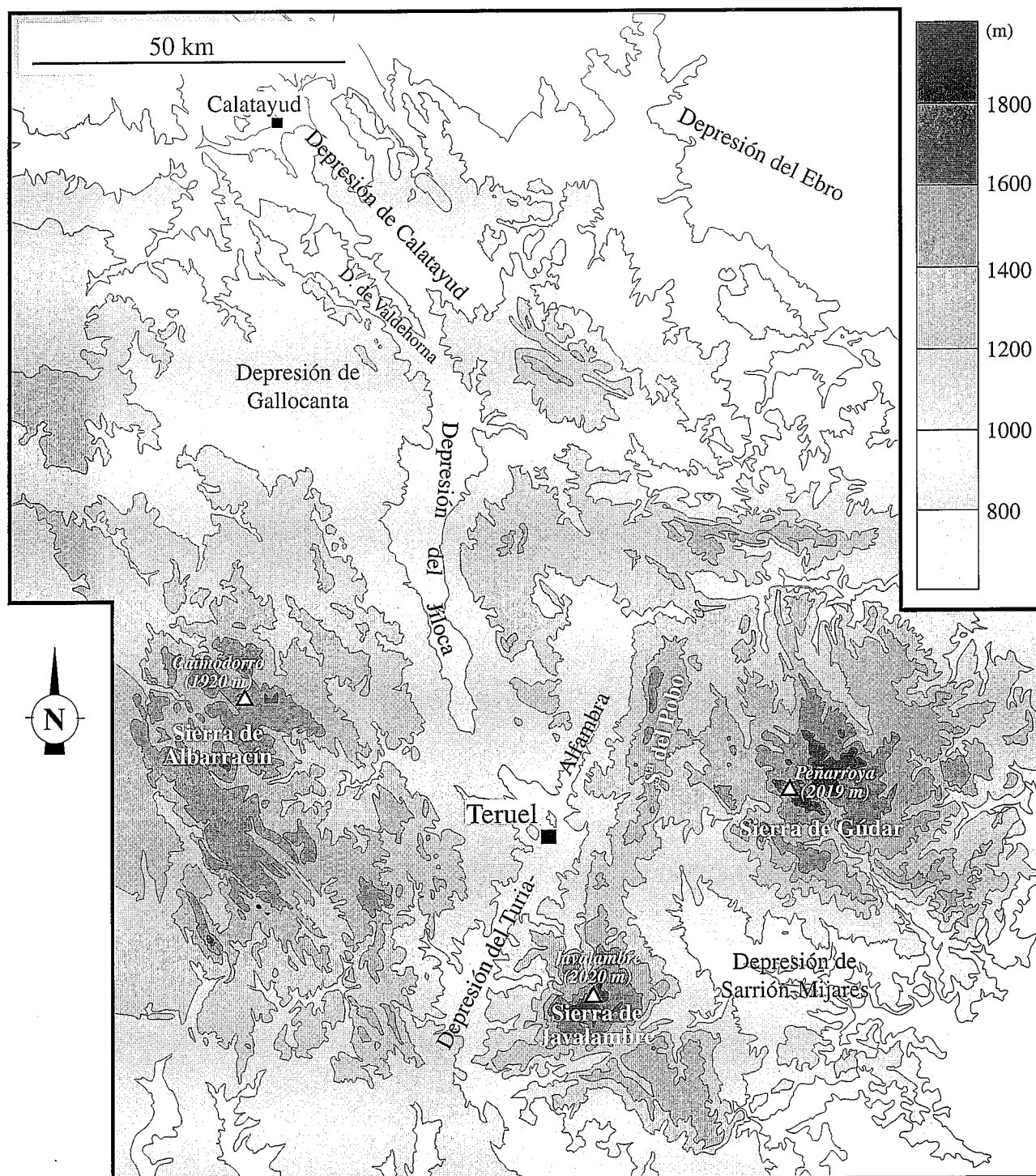


Figura 2.- Topografía del sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica.

rifting (Triásico y Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y dos períodos de *postrift* (Jurásico Inferior y Medio y Cretácico Superior: Ferreiro *et al.*, 1991; Salas y Casas, 1993). Durante los períodos de *rift* se depositaron materiales en ambientes continentales, transicionales y marinos someros, mientras que las etapas de *postrift* estuvieron caracterizadas principalmente por una importante expansión de las plataformas carbonatadas marinas más o menos someras. A partir del final del Cretácico se produjo un cambio en el estado de esfuerzos de la Placa Ibérica, que sufrió colisión y subduc-

ción continental, primero en su margen norte (Pirineos) y posteriormente en su margen sur (Béticas). Este acercamiento entre las placas tuvo como consecuencia la creación de estructuras compresivas y la inversión de las cuencas mesozoicas en el interior de la placa.

De acuerdo con sus características estratigráficas y estructurales, en el conjunto de la Cordillera Ibérica se distinguen tradicionalmente seis zonas (Fig. 1): macizo de Cameros-Demanda, Rama Aragonesa, Rama Castellana, Maestrazgo, Sector Levantino y Sierra de Altimira. Algunas de estas unidades están separadas por

cuencas interiores rellenas de materiales terciarios (Almazán, Calatayud, Teruel y Loranca).

El sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica está constituido por afloramientos de rocas cuya edad varía desde el Precámbrico hasta el Neógeno y/o Cuaternario. Se encuentra situado entre la Rama Castellana y la Serranía de Cuenca, al oeste, donde dominan las estructuras de dirección NO-SE, y los sectores del Maestrazgo y Levantino, al este, donde las direcciones estructurales no están muy definidas. Al norte, este sector de la Cordillera Ibérica limita con la Cuenca del Ebro de forma difusa ya que el Neógeno recubre en *onlap* todas las estructuras compresivas anteriores.

Las depresiones internas de la Cordillera Ibérica

La zona centro-oriental de la Cordillera Ibérica presenta un relieve elevado (Fig. 2), entre 900 y 2000 m en un área relativa extensa (en torno a 10000 km²), en el cual destacan las sierras de Albarracín (con una altitud máxima de 1920 m en Caimodorro), Gúdar (2019 m en Peñarroya) y Javalambre (2020 m en el Pico de Javalambre). Hacia el oeste enlazan de forma paulatina con áreas relativamente más bajas en la Serranía de Cuenca, mientras que hacia el este la altitud media de las cadenas desciende de forma continua hasta el Mediterráneo. Sobre la envolvente topográfica general de la cordillera en este sector (situada por encima de los 1500 m, Guimerà y González, 1997) destacan varias zonas deprimidas desde el punto de vista topográfico, caracterizadas tradicionalmente como fosas tectónicas (Simón Gómez, 1983, 1989; Moissenet, 1983, 1989): depresiones o cuencas de Calatayud, Teruel, Jiloca y Sarrión-Mijares (Figs. 2 y 3).

La Depresión de Calatayud se extiende desde unos 30 km al NO de Calatayud hasta las cercanías de Montalbán, al SE. Presenta una dirección NO-SE, con una longitud de más de 100 km y una anchura media de 15 km. El desnivel máximo entre las sierras y la depresión es de unos 400 m en el sector de Daroca.

Desde unos 40 km al norte de Teruel hasta el sector levantino, y en dirección NNE-SSO se extiende, a lo largo de unos 100 km de longitud y 15-20 km de anchura, la Depresión de Teruel (o del Turia-Alfambra). Esta depresión presenta en la zona norte un desnivel de más de 600 m con la Sierra del Pobo en su borde oriental, y en la zona sur de más de 1100 m con la Sierra de Javalambre, situada también en su borde oriental. En ambos sectores el desnivel junto a sus bordes occidentales es mucho más gradual y de menor entidad.

Al norte de la ciudad de Teruel se sitúa la Depresión del Jiloca, por la que discurre el río del mismo nombre, con segmentos de dirección NNO-SSE, NO-SE y N-S. Esta se extiende entre Calamocha, al norte, y Teruel, al sur, con una longitud de unos 70 km y una anchura media de 10 km. Al norte de Calamocha, aparece una pequeña depresión NO-SE de unos 25 km de largo denominada «depresión de Valdehorna» (Julivert, 1954) o «semifosa de Daroca» (Gracia, 1990), que es ocupada

por el tramo medio del Jiloca. El desnivel del fondo de la Depresión del Jiloca frente a las sierras adyacentes oscila entre menos de un centenar de metros en el norte a unos 500 m en la zona central y sur.

La Depresión de Sarrión-Mijares se sitúa al este de Teruel, entre los macizos de Gúdar y Javalambre y presenta una orientación groseramente NO-SE. Constituye una depresión morfológica alargada en dirección NO-SE que no presenta un claro control estructural, con desniveles de más de 1000 m desde el fondo de la misma hasta la parte alta de los dos macizos.

Marco macroestructural

La estructura del sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica está dominada por pliegues y cabalgamientos. Existen también grandes estructuras distensivas, que se sitúan sobre todo al E del valle del Alfambra (sector norte de la Cuenca de Teruel), y corresponden a fallas normales heredadas de la distensión jurásica y cretácica. Estas presentan orientaciones dominantes NE-SO y NO-SE (Hernández *et al.*, 1985; Ferreiro *et al.*, 1991; Liesa, 1993; Soria, 1997), salvo en algunos sectores donde las dos orientaciones preferentes son N-S y E-O. Estas fallas normales presentan saltos que oscilan entre varias decenas de metros y más de 1 km. En cuanto a la estructuración compresiva, el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica está caracterizado por la presencia de un cambio de orientación de las macroestructuras (Fig. 4). Estas presentan dirección NO-SE al oeste de la Cuenca de Teruel, dirección N-S en el margen oriental de esta cuenca, y direcciones poco definidas (con una geometría subhorizontal en amplias zonas) al este de la misma. Hacia el norte de la Cuenca de Teruel, la estructura más importante es el cabalgamiento de Utrillas o de la Muela de Montalbán, de dirección E-O y vergencia norte (González y Guimerà, 1993; Casas *et al.*, 2000a). En el bloque superior de éste aparecen estructuras de orientaciones variadas, fundamentalmente E-O, N-S y NO-SE. El cambio general de orientaciones a partir de la línea N-S que coincide con la Cuenca de Teruel viene marcado también por la estructuración mesozoica de la «Cuenca Ibérica», ya que al E de este accidente paleogeográfico aparecen depósitos importantes de Cretácico Inferior de la Cuenca del Maestrazgo (con potencias máximas de 5000 m; Salas y Casas, 1993). Al oeste de esta línea, las arenas del Albiense o el Cretácico Superior marino reposan directamente sobre el Jurásico marino, que puede estar erosionado en parte (Ferreiro *et al.*, 1991).

Las estructuras compresivas de dirección NO-SE involucran en muchos casos al zócalo paleozoico en los núcleos de los anticlinales (Fig. 4), cuyos flancos norte suelen estar afectados por fallas inversas de alto ángulo (caso de los anticlinales de Albarracín y Sierra Menera). Los flancos sur suelen presentar buzamientos suaves, entre 15 y 35° y afectan al conjunto de la serie mesozoica, desde el Triásico Inferior hasta el Cretácico Superior. Este esquema relativamente simple se com-

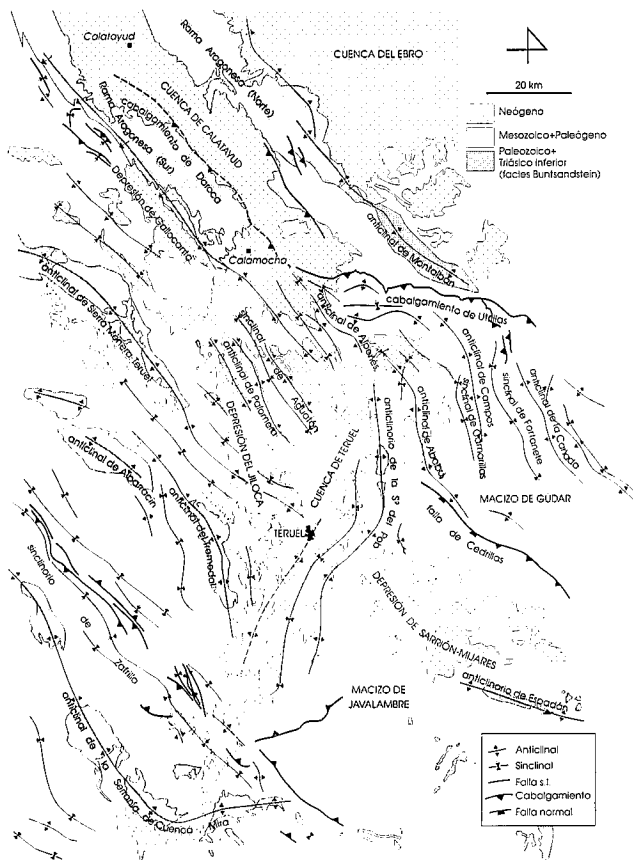


Figura 4.- Principales estructuras del sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica (sintetizado a partir de Hernández *et al.*, 1985 y Ferreira *et al.*, 1991).

plica en los núcleos de los sinclinales o en zonas situadas entre anticlinales donde pueden aparecer pliegues apretados, con flancos verticales o invertidos, y cabalgamientos, de distintas vergencias, asociados a los mismos. Las dos estructuras NO-SE más importantes de todo el sector, con más de 100 km de longitud, serían los dos anticlinales que definen la Rama Aragonesa. Al oeste de las cuencas del Jiloca y Teruel aparecen cuatro anticlinales con núcleo paleozoico (Rama Aragonesa sur, Sierra Menera, Tremedal y Albarracín) que se prolongan hasta el borde occidental de esta última fosa. Estas mismas estructuras (Fig. 4) pueden reconstruirse a partir de afloramientos situados en el fondo o el borde oriental de la depresión del Jiloca y se continúan hasta el borde occidental de la Cuenca de Teruel, donde desaparecen bajo el relleno neógeno de esta última.

En el borde oriental de la Cuenca de Teruel ya no se reconocen los anticlinales de dirección NO-SE, que son sustituidos por un anticlinorio con dirección N-S de más de 50 km de longitud (anticlinorio de la Sierra del Pobo). Este pliegue, que puede considerarse como la unión de dos estructuras de orientación N-S dispuestas en relevo, constituye de forma continua todo el límite E de la Cuenca de Teruel salvo en su zona más meridional, donde el relleno neógeno es también de menor entidad. Presenta un flanco occidental de buzamiento va-

riable entre 20 y 90° y un flanco oriental de buzamiento más suave. Tanto al norte como al sur el núcleo aflorante está constituido por materiales triásicos (facies Buntsandstein). La traza del pliegue es difícil de seguir en algunas zonas ya que aparecen interferencias producidas por pliegues de mucha menor envergadura de dirección E-W que producen varias ensilladuras a lo largo de la traza axial (Hernández *et al.*, 1985).

Los dos únicos pliegues NO-SE que atraviesan el eje de la Cuenca de Teruel son 1) los que aparecen en su borde norte, constituido por un anticlinorio amplio en el bloque superior del sistema de cabalgamientos de Daroca-Utrillas, en cuyos núcleos llega a aflorar el Triásico superior, y 2) al sur, el anticlinal de la Serranía de Cuenca-Mira, que presenta una zona de núcleo con afloramientos de cierta extensión pero discontinuos de materiales triásicos. En ambos casos se produce una desviación de las orientaciones originales de los pliegues, que pasan a tener dirección aproximada E-O cuando atraviesan el eje de la cuenca.

Al este del anticlinorio de la Sierra del Pobo, la estructura de la Cordillera Ibérica es muy diferente ya que está formada por dos dominios con dos estilos estructurales diferentes entre sí y al también distintos al estilo estructural existente al oeste de la Cuenca de Teruel, separados por un importante accidente paleogeográfico: la falla de Cedrillas.

1) Al sur de la falla de Cedrillas (Fig. 4) la estructura es subtabular y está caracterizada por unidades con estratificación subhorizontal o monoclinial hacia el NE y algunos pliegues suaves de orientación general NO-SE, apareciendo ocasionalmente buzamientos altos en las proximidades de algunas fallas. La potencia de los materiales del Cretácico Inferior es relativamente importante (variando entre 1000 y 2500 m; Salas y Casas, 1993), y se va haciendo mayor hacia el E. La falla de Cedrillas constituye una falla extensional de dirección aproximada ONO-ESE con bloque hundido hacia el S, reactivada parcialmente durante la compresión paleógena, que levantó su bloque sur (Hernández *et al.*, 1985; Anadón *et al.*, 1985).

2) Al norte de la falla de Cedrillas se mantiene un estilo estructural más parecido al del resto de la Cordillera Ibérica, con pliegues de dirección aproximada N-S interfiriendo con otros de dirección E-O y NO-SE. Los anticlinales de dirección N-S a NNO-SSE más importantes (Ababuj, Campos, La Cañada) están relacionados con estructuras extensionales heredadas del Cretácico Inferior (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997) y es posible que el anticlinorio de la Sierra del Pobo esté genéticamente relacionado con este tipo de estructuras.

Estratigrafía del Neógeno de las fosas de Teruel

En el conjunto del «sistema de fosas de Teruel», el Paleógeno aparece restringido a los núcleos de algunos de los grandes sinclinales de dirección NO-SE y a la cuenca terciaria de Montalbán, donde alcanza los 2000 m de potencia (Casas *et al.*, 2000a). La serie paleógena es típicamente continental, resultado de la sedimentación en am-

bientes de abanicos aluviales con sistemas lacustres en las zonas distales. Dentro del sistema de «fosas», sólo las de Calatayud y Teruel presentan un relleno neógeno de cierta consideración en cuanto a potencia y extensión de afloramiento, con un máximo de 500-600 m de depósitos continentales constituidos por sedimentos detríticos, relacionados con abanicos aluviales en los márgenes, y carbonatados-evaporíticos, ligados a sistemas lacustres (Anadón *et al.*, 1996). Estos sedimentos cuentan además con una buena cantidad de dataciones paleontológicas (Crusafont *et al.*, 1954; Moissenet *et al.*, 1974; Weerd, 1976; Adrover *et al.*, 1978; Daams *et al.*, 1977, 1987; Adrover, 1986; López, 1989; Alcalá, 1994; Calvo *et al.*, 1999).

La Cuenca de Calatayud muestra un relleno neógeno de unos 600 m de potencia máxima con complejas relaciones de facies (Hernández *et al.*, 1983; Colomer, 1987; Anadón y Moissenet, 1996; Sanz Rubio *et al.*, 1997). En el sector de Calatayud aparece una sucesión de tres grandes unidades: una unidad detrítica de edad Ageniense-Aragoniense medio, una unidad evaporítica (Aragoniense medio-Vallesiense inferior) y una unidad fundamentalmente carbonatada de edad Vallesiense superior-Rusciniense. En los sectores central y SE se observa una alternancia de depósitos detríticos y carbonatados que pasan ocasionalmente a evaporitas, con una edad que abarca desde el Ageniense hasta el Rusciniense.

El relleno neógeno de la Cuenca de Teruel presenta un espesor que supera en algunos puntos los 500 m (Moissenet, 1983; Anadón y Moissenet, 1996; Alcalá *et al.*, 1997). Los materiales más antiguos bien caracterizados se localizan en la parte meridional de la cuenca (sector de Ademuz), donde aparecen depósitos aluviales y lacustres que abarcan desde el Aragoniense inferior-medio al Plioceno (Adrover *et al.*, 1978). En el sector central y septentrional los materiales más antiguos son de edad Vallesiense, y el registro sedimentario alcanza hasta el Plioceno superior en la zona de Alfambra-Concud (Mein *et al.*, 1983). Desde el punto de vista litológico corresponden a alternancias de unidades detríticas (más groseras en los bordes de la cuenca) y carbonatadas, apareciendo algunos afloramientos de unidades evaporíticas de más de 100 m de potencia. Según Simón Gómez (1983, 1984) la diferencia de edad de los materiales basales en distintos puntos de la cuenca responde a la existencia de dos ciclos sedimentarios a lo largo del Neógeno. El ciclo inferior (Mioceno inferior-medio) se localiza en el sector de Ademuz-Libros, mientras que el ciclo superior (Mioceno Superior-Plioceno Superior) afecta prácticamente a todo el ámbito de la fosa.

La Depresión del Jiloca se define a partir de elementos topográficos, ya que presenta un relleno insignificante (algunos metros a decenas de metros), constituido en su mayor parte por depósitos aluviales (glacis y terrazas). Son unidades detríticas pliocuaternarias, aunque a lo largo del borde oriental aparecen numerosos retazos de depósitos terciarios correspondientes al relleno de las cuencas de Calatayud y Teruel. Dentro de los materiales característicos de la Depresión del Jiloca se pueden distinguir tres unidades sedimentarias distintas (Hernández *et al.*, 1983; Gracia y Cuchí, 1993): a) unidad detrítica roja pliocena,

b) abanicos pliocuaternarios y c) sistemas de glacis y terrazas cuaternarios.

En la Depresión de Sarrión-Mijares, el relleno neógeno alcanza 800 m de materiales del Mioceno Inferior-Medio en la cuenca sinclinal de Rubielos de Mora (Anadón *et al.*, 1991). En esta cuenca se distinguen tres unidades miocenas formadas por sedimentos de origen aluvial y lacustre que intercalan lignitos y pizarras bituminosas (Anadón y Moissenet, 1996). En el resto de la depresión los depósitos apenas superan los 100 m de potencia, apareciendo una unidad fundamentalmente detrítica de origen aluvial y edad Turolense. Por encima de los materiales miocenos, y discordantes sobre cualquiera de los términos anteriores, aparecen dos unidades detríticas plio-cuaternarias (Villafrankense).

En estas cuencas se puede determinar un intervalo temporal en torno al Plioceno que marca el cambio de tipo de depósito y que viene dado por el paso de un régimen endorréico a exorréico, cambio diacrónico que alcanzó en distintos momentos a las distintas cuencas e incluso a distintos puntos de la misma cuenca (Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996). Ligado a este cambio se desarrollarían abanicos aluviales como consecuencia de las variaciones del nivel de base que se produjeron en las cuencas al incidir la nueva red fluvial (Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996).

Estructura de las fosas

Cuenca de Calatayud

La Cuenca de Calatayud fue originada durante el Terciario en un contexto tectónico compresivo como consecuencia del levantamiento de los dos grandes anticlinales NO-SE de núcleo paleozoico que caracterizan la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Durante el Paleógeno se creó un gran surco sedimentario en la zona de Montalbán (extremo SE de la cuenca) donde se acumularon hasta 2000 m de depósitos terciarios entre el anticlinal paleozoico al norte y el cabalgamiento de Utrillas al sur (Pérez, 1989; Casas *et al.*, 2000a). Hacia el NO, el relleno conservado de la cuenca es fundamentalmente neógeno y está limitado, en general, a la depresión generada entre los dos anticlinales NO-SE de la Rama Aragonesa (Fig. 3).

El anticlinal norte discurre a lo largo de más de 100 km desde las inmediaciones de la Sierra del Moncayo al NO hasta el sector de Montalbán al SE. Dentro de este gran macizo paleozoico se pueden distinguir a grandes rasgos dos unidades separadas por el cabalgamiento de Datos (Fig. 3, nº 2 y Fig. 5): 1) la Unidad de Badules (Fig. 3, nº 3), constituida fundamentalmente por rocas precámbricas y cámbricas que forman el bloque superior del cabalgamiento, y 2) la Unidad de Herrera (Fig. 3, nº 4), que incluye rocas aflorantes del Ordovícico al Carbonífero en el bloque inferior. Las rocas cámbricas de la Unidad de Badules presentan un buzamiento regional hacia el SO, complicado en algunos casos en las cercanías del cabalgamiento, y en general se hunden bajo los sedimentos terciarios de la depre-

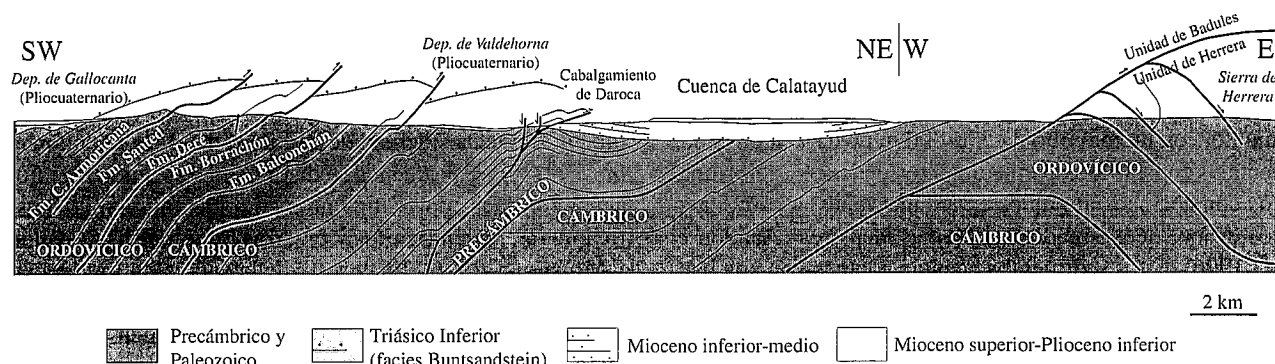


Figura 5.- Corte geológico a través de la Cuenca de Calatayud y los anticlinorios de la Rama Aragonesa. Situación en la figura 3.

sión de Calatayud. La Unidad de Herrera está definida en ocasiones por un único flanco de polaridad NE, con pliegues y cabalgamientos menores asociados (Cortés y Casas, 1996), que llegan a ser fosilizados por los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro. En aquellos lugares donde se conserva el Mesozoico discordante, se observa cómo las capas del Triásico Inferior-Medio se han comportado solidariamente con el «zócalo» hercínico, definiendo un gran anticlinal vergente al N-NE que crea un desnivel estructural que alcanza más de 2000 m (Cortés y Casas, 1996a). El flanco frontal del anticlinal terciario (fuera del corte de la figura 5) se hunde bajo los sedimentos neógenos de la Cuenca del Ebro mientras el flanco trasero hace lo propio bajo la Cuenca de Calatayud. La edad de este plegamiento alcanza al menos el Ageniense, última datación de los depósitos sintectónicos asociados al flanco norte de la gran estructura anticlinal (Pérez, 1989; Cortés y Casas, 1996).

El borde meridional de la Cuenca de Calatayud está constituido por otro macizo paleozoico de orientación NO-SE formado por un conjunto monoclinial de rocas cámbricas y ordovícicas con buzamiento general hacia el SO (Fig. 5). En el extremo NO de este macizo aparecen fallas inversas de fuerte buzamiento paralelas a las capas paleozoicas que ponen en contacto éstas con depósitos del Mioceno Inferior de la Cuenca de Calatayud. Este dispositivo ha sido interpretado como consecuencia del deslizamiento flexural asociado al levantamiento terciario del flanco hercínico durante la etapa compresiva (Maestro *et al.*, 1997; Maestro, 1999). Entre Calatayud y Daroca el borde sur de la cuenca está menos definido, apareciendo el Terciario discordante y en *onlap* sobre el Paleozoico. No obstante, se reconocen algunos retazos de Paleozoico cabalgando al Terciario y pequeños pliegues de adaptación en los materiales terciarios (Gutiérrez Santolalla, 1994). En la zona de Daroca (Fig. 3, nº 1), el borde sur de la Cuenca de Calatayud está claramente definido por una estructura cabalgante paralela a las estructuras hercínicas (Cámbrico sobre Aragoniense, ver figura 5) cuyos retazos, más o menos continuos, se pueden seguir desde Villafe-

liche hasta las cercanías de Calamocha (Julivert, 1954; Colomer, 1987; Colomer y Santanach, 1988). A partir de la zona de Calamocha, hacia el SE, los materiales terciarios superan los límites de la depresión morfológica y aparecen muy levantados topográficamente, posiblemente deformados en un anticlinal NO-SE relacionado en profundidad con el cabalgamiento de Daroca que no llega a aflorar. En esta misma zona se produce el contacto entre las cuencas de Calatayud y Jiloca mediante una falla normal que actuó durante el Plioceno superior-Cuaternalio (Falla de Calamocha; Fig. 3, nº 8). Esta falla presenta una orientación paralela a las estructuras hercínicas NO-SE que definen el borde SW de la Cuenca de Calatayud y probablemente corresponda a la reactivación de una de estas estructuras durante la extensión plio-cuaternalia.

Dentro de la Cuenca de Calatayud aparecen algunas estructuras de carácter local atribuidas a procesos extensionales. Al sur de Calatayud, dentro de la cuenca neógena y junto al borde meridional de la misma se encuentra la Depresión o Semifosa de Munébrega (Fig. 3, nº 7), rellena por depósitos pliocuaternalios (Gutiérrez Santolalla, 1994, 1999). Esta constituye una depresión morfológica alargada en dirección NO-SE, interpretada como un *semigraben* limitado por fallas normales en su borde NE (Gutiérrez Santolalla, 1994). Al NE de Daroca y junto al borde norte de la Cuenca de Calatayud se reconocen varios abanicos aluviales modelados en glaciais que arrancan del pie de las Sierras de Vicort y Herrera, en este tramo muy rectilíneo. En este sector se ha interpretado que estos abanicos estarían relacionados con el movimiento de una falla normal plio-cuaternalia (Gracia *et al.*, 1989; Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996).

A modo de resumen se puede concluir que la Cuenca de Calatayud constituye una depresión sedimentaria generada en régimen compresivo como consecuencia del levantamiento de dos grandes anticlinales NO-SE de núcleo paleozoico (Rama Aragonesa). El plegamiento del borde NE es activo al menos hasta el Ageniense, mientras en el borde SO (zona de Daroca-Calamocha) se mantiene activo hasta el Aragoniense medio-superior. Los relieves creados durante esta etapa compresiva

(con desniveles estructurales mayores de 2000 m en algunas zonas) constituyeron el área fuente de los materiales que colmataron la cuenca hasta el Rusciniense (edad de las calizas lacustres que culminan la serie neógena). La aparición de estructuras compresivas a escala de afloramiento hasta el Turoliense-Rusciniense (Simón Gómez, 1989) es coherente con un régimen compresivo (o de desgarré) a escala regional durante la mayor parte del Neógeno. A partir del Plioceno superior, la Cuenca de Calatayud pasó a condiciones exorreicas, produciéndose la incisión de la red fluvial y el desarrollo de abanicos aluviales al pie de las sierras paleozoicas (Gutiérrez Santolalla, 1994, 1999). Diversos autores han interpretado estructuras distensivas que afectan a los materiales neógenos de la cuenca y que podrían ser responsables del desarrollo de algunos de estos abanicos aluviales pliocuaternarios (Echeverría, 1988; Gutiérrez Santolalla, 1994). No obstante, según Martín Serrano (1991) y Gutiérrez Santolalla *et al.* (1996), la captura de la cuenca por la red fluvial y el paso de la misma a unas condiciones exorreicas supone un cambio importante en el nivel de base, incrementando el gradiente de energía de flujo. Por lo tanto, la existencia de abanicos aluviales no implica necesariamente la actuación de fallas recientes, ya que puede estar relacionada con el cambio endorreismo-exorreismo en la cuenca, sin que tengan que intervenir factores tectónicos. La erosión fluvial lineal en zonas con diferencias de resistencia debidas a los cambios litológicos en la serie paleozoica daría lugar con cierta rapidez a la formación de depresiones alargadas tales como las semifosas de Munébrega y Daroca.

Cuenca de Teruel

La Cuenca de Teruel (ó de Alfambra-Teruel-Mira) presenta una traza general NNE-SSO y constituye una depresión morfológica, con el borde oriental más abrupto, por la que discurren los ríos Alfambra y Turia (Fig. 3). Numerosos autores (Simón Gómez, 1989 y referencias incluidas) indican que la Cuenca de Teruel muestra un dispositivo de *semigraben* más o menos definido en el sector septentrional, con el borde oriental limitado por fallas normales de salto vertical hectométrico. Estas fallas, paralelas a la dirección de la «fosa tectónica», presentan un trazado escalonado en planta. En ocasiones constituyen el límite de afloramiento de las unidades neógenas (fallas del Alfambra) aunque otras veces se localizan en el interior de la depresión morfológica (falla de Teruel). Hacia el sur, la cuenca se estrecha y se hace más simétrica, aunque las fallas importantes siguen apareciendo especialmente en el borde oriental. El límite occidental no está bien definido y muestra una flexión hacia el este de los materiales mesozoicos y paleógenos sobre los que aparece discordante el Neógeno. Localmente, se han determinado fallas de orientación subperpendicular a la traza de la cuenca (Concud, Valdecebro, Cascante del

Río, ver figura 3) que delimitan pequeñas cuencas y hundidos hasta 100 m las calizas del Mioceno superior (Simón Gómez, 1983, 1989). Algunas de estas «dislocaciones» perpendiculares a la cuenca, bajo las que se encuentran importantes masas de Keuper evaporítico, han sido también atribuidas a procesos diapíricos relacionados a su vez con la distensión pliocuaternaria (Moissenet, 1983, 1989).

Los depósitos que rellenan la Cuenca de Teruel muestran, en general, un buzamiento hacia el centro de la depresión (Fig. 6A). En ocasiones, los depósitos presentan fuertes buzamientos junto a las principales fallas cartográficas como consecuencia del arrastre de capas que acompaña al movimiento de estas estructuras. Las principales características macroestructurales de la Cuenca de Teruel, así como la cartografía de las fallas mayores y varios cortes geológicos en distintos sectores de la cuenca, son recogidas en los trabajos de Simón Gómez (1983, 1984) y Moissenet (1983, 1985). A continuación se describen algunas de ellas:

Macroestructuras recientes. En el extremo norte de la Cuenca de Teruel, las capas mesozoicas del flanco oeste del anticlinorio de la Sierra del Pobo se hunden bajo el relleno terciario de la fosa que lo recubre discordante, mientras las capas mio-pliocenas se disponen en *onlap* expansivo sobre el borde de la cuenca (Fig. 6A). En este sector, los materiales terciarios corresponden fundamentalmente a depósitos detríticos de abanicos aluviales (facies proximales-medias) que intercalan algunos niveles lacustres. Estas unidades presentan un buzamiento general hacia el centro de la cuenca y están afectados por fallas normales, de longitud hectométrica a kilométrica y salto métrico/hectométrico, paralelas al borde oriental de la fosa que hunden y basculan las unidades mio-pliocenas (Fig. 7A). Estas fallas normales muestran un fuerte buzamiento, preferentemente hacia el oeste, aunque también aparecen fallas normales antitéticas a las anteriores. Dentro de los materiales mesozoicos que forman el flanco occidental del anticlinorio de la Sierra del Pobo aparecen algunas fallas normales que desplazan varias unidades de la serie jurásica, si bien no se llega a observar su relación con los depósitos terciarios. Asociadas a este borde de cuenca aparecen discordancias internas dentro de la serie miocena, aunque no se han podido relacionar con el movimiento de estructuras concretas (Fig. 7B).

Al NE de la ciudad de Teruel (sector de Tortajada, ver figuras 3 y 8), el borde oriental de la cuenca muestra un límite neto entre el Mesozoico y el Terciario que se dispone aproximadamente paralelo a la dirección de las capas mesozoicas. La supuesta falla NE-SO cartografiada al SE de Tortajada (Godoy *et al.*, 1981), que pone en contacto el Triásico y el Terciario, corresponde en realidad a una discordancia angular de los yesos y calizas terciarias sobre los materiales triásicos en facies Muschelkalk y Keuper (Fig. 8). Las

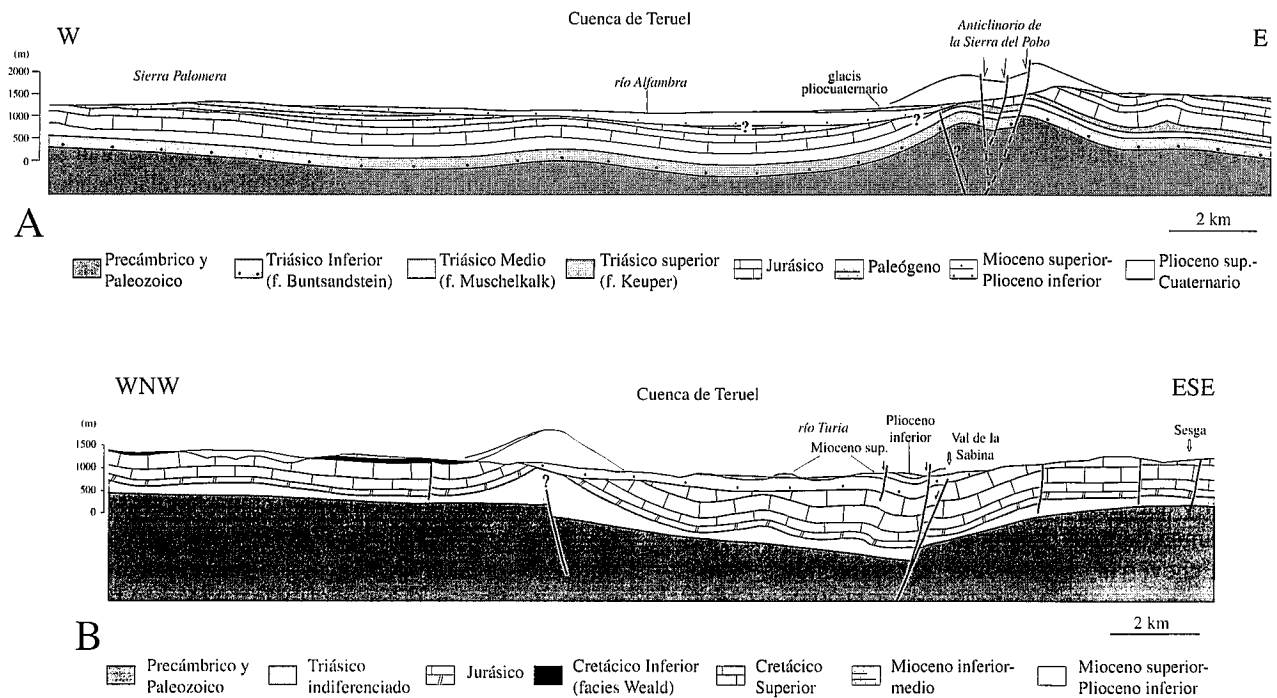


Figura 6.- Cortes geológicos de la Cuenca de Teruel y zonas adyacentes. A: Sector septentrional (valle del Alfambra). B: Sector meridional (Rincón de Ademuz). Situación en la figura 3.

calizas tuolienses aparecen inclinadas (hasta 50-60°) en la zona donde se apoyan sobre un anticlinal NNE-SSO de dolomías triásicas. Al oeste de Villalba Baja los materiales tuolienses chocan contra las calizas y dolomías jurásicas mediante una falla de desgarre subvertical de dirección NNE-SSO y movimiento dextral (Fig. 8). Esta estructura se puede seguir a lo largo de unos cientos de metros, y deja de observarse hacia el norte, siendo fosilizada bajo un *onlap* de las capas terciarias sobre las calizas jurásicas. En el extremo norte del contacto Mesozoico/Terciario las capas miocenas vuelven a chocar contra el Jurásico subhorizontal mediante una falla normal de dirección NE-SO y buzamiento hacia el oeste. Más hacia el este, los depósitos terciarios (fundamentalmente detríticos) rellenan una depresión sinclinal formada por materiales mesozoicos y se disponen en discordancia cartográfica sobre el flanco occidental del anticlinorio de la Sierra del Pobo (Figs. 3, 4 y 8).

A la altura del paralelo de Teruel, el borde oriental de la cuenca no está bien definido. La zona de Valdecebro (Fig. 3, nº 12) corresponde a una depresión morfológica rellena por materiales terciarios y pliocuaternarios que presenta el límite septentrional muy marcado en dirección E-O, subparalelo a la dirección de las capas del mesozoico en este sector (Fig. 8). Los materiales jurásicos muestran una importante fracturación paralela a este borde, aunque buena parte de estas fracturas no presenta evidencias de movimiento en la vertical. El Terciario se dispone discordante sobre el Mesozoico y en *onlap* expansivo desde la depresión hacia el borde (Fig. 7C). Junto al contacto con el Mesozoico aparecen niveles conglomeráticos terciarios correspondientes a facies proximales de abanicos aluviales, encontrando

depósitos detríticos finos y facies lacustres hacia el centro de la cuenca. En general, los niveles terciarios cercanos a este límite muestran un buzamiento hacia el sur que llega a ser muy importante en algunas zonas (hasta 40-50°S). Sobre las capas del Terciario se disponen discordantes varios abanicos aluviales y glacis pliocuaternarios de procedencia norte que arrancan del contacto con el Jurásico.

El contacto entre la Cuenca de Teruel y el macizo de Javalambre presenta evidencias claras de actividad tectónica pliocuaternaria en la zona de Aldehuela (Simón Gómez, 1983; Moissenet, 1983; Fig. 3, nº 13). Los materiales miocenos aparecen discordantes sobre el Mesozoico y basculados hacia el este. En este mismo sector, la unidad roja pliocuaternaria también está basculada hacia el este y en contacto mecánico por falla normal con las unidades mesozoicas (Fig. 7D). El salto mínimo vertical de estas fallas es de unas decenas de metros. La unidad pliocuaternaria muestra un engrosamiento evidente en las cercanías de la falla, así como discordancias internas. Esto indica el carácter sinsedimentario de la falla normal y la actuación de la misma a lo largo del Plioceno-Cuaternario.

La falla de Val de la Sabina (Fig. 3, nº 14) constituye la principal estructura distensiva de la Cuenca de Teruel en el sector de Ademuz (Fig. 6D). Presenta dirección NNE-SSO y buzamiento hacia el oeste, con longitud kilométrica y salto hectométrico. Esta falla pone en contacto materiales aragoneses en el bloque levantado con materiales tuolienses y ruscinienses en el bloque hundido. Aunque la falla de Val de la Sabina no constituyó el límite oriental de la cuenca miocena, ya que aparece una considerable potencia de materiales miocenos en el bloque levantado, pudo ser la responsa-

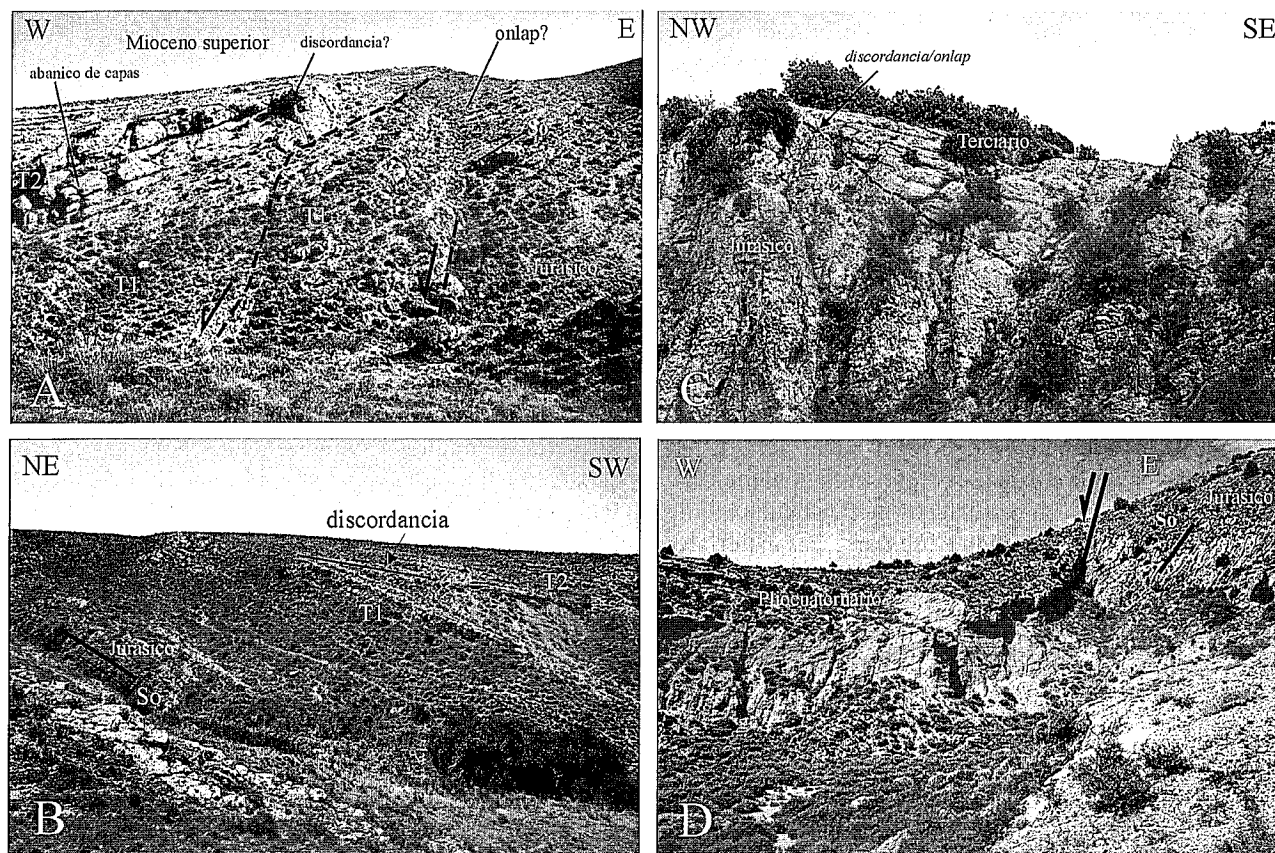


Figura 7.- Ejemplos de deformaciones tectónicas recientes en la Cuenca de Teruel. A: Contacto entre el Mesozoico de la Sierra del Pobo y el Terciario de la cuenca al este de Villalba Alta (Teruel). El Mioceno Superior (unidades T1 y T2) se dispone en *onlap* sobre el Jurásico y está afectado por fallas normales de dimensiones hectométricas con buzamiento hacia la fosa. B: Discordancia interna en los niveles detríticos del Mioceno superior (T1, T2) de la Cuenca de Teruel que a su vez están discordantes sobre el Jurásico del flanco occidental del anticlinorio del Pobo. C: Contacto discordante (*onlap*) entre el Jurásico y el Terciario en el borde norte de la Depresión de Valdecebro (Teruel). D: Falla normal entre el Jurásico y el Pliocuatrnario al SE de Aldehuela (Teruel). Situación en la figura 3.

ble de la formación de una pequeña cubeta lacustre en la zona de Ademuz, al menos durante el Plioceno. El salto vertical estimado de esta falla normal durante el Plioceno-Cuatrnario supera los 300 m en algunos puntos.

El extremo meridional de la Cuenca de Teruel no muestra el dispositivo en sinclinal que aparece más al norte, ni está limitada por fallas cartográficas que controlan la sedimentación. En la zona de Landete-Mira los depósitos neógenos ocupan depresiones morfológicas relacionadas con sinclinales en los materiales mesozoicos (Moissenet, 1983). Las áreas de sedimentación neógenas están afectadas únicamente por fallas de escasa entidad y diapiros de materiales triásicos que fueron especialmente activos durante el Mioceno inferior-medio (Moissenet, 1983, 1985), aunque existen evidencias de diapiros de menor escala hasta el Mioceno superior (Cortés, 1999). El fuerte escarpe morfológico de la Sierra de Ranera (al este de Garaballa, Fig. 3), donde afloran materiales paleozoicos, pone en contacto el Triásico Inferior con el Jurásico mediante una serie de fallas de traza subparalela a la orientación de la depresión que podrían constituir el límite oriental de la misma. Sin embargo, no existe ninguna evidencia de la actuación de este accidente desde el Mioceno Superior a la actualidad.

Como se ha comentado anteriormente, en determinados puntos de la fosa los materiales neógenos están afectados por procesos halocinéticos relacionados con materiales salinos triásicos (Moissenet, 1983, 1985). Según este autor, los procesos tectónicos y erosivos a lo largo de la Cuenca de Teruel pudieron favorecer el ascenso de materiales margosos y yesíferos, dando lugar a diapiros subparalelos a la traza de la fosa (Teruel-Tortajada, Villel-Libros, Landete-Moya). Algunos de estos afloramientos triásicos sufrieron procesos de disolución subaérea, dando lugar a depresiones rellenas por depósitos neógenos deformados posteriormente por el diapirismo tardío. Las deformaciones asociadas a los materiales salinos (por diapirismo o disolución kárstica) indujeron 1) un plegamiento de las unidades neógenas suprayacentes, 2) la perforación de éstas por digitaciones del cuerpo diapírico (Cortés, 1999), 3) la aparición de zonas de cobertera terciaria intensamente fracturada y deformada sobre los yesos triásicos (Calvo *et al.*, 1999), ó 4) el desarrollo de fosas menores paralelas y transversas a la dirección general de la fosa de Teruel (Moissenet, 1989), limitadas por sistemas de fallas conjugadas que producen deformaciones locales de bastante importancia (Cascante del Río, Valdecebro).

Deformaciones de gran radio. Las deformaciones de gran radio en la Cuenca de Teruel han podido reconstruirse mediante el uso de superficies de referencia estratigráficas reconocibles en gran parte de la depresión. Hay que tener en cuenta, de cara a su interpretación, que el uso de este método conlleva algunos problemas relacionados con la existencia de un nivel de base no horizontal previo a la sedimentación que daría lugar a la aparición de ligeros buzamientos correspondientes a la pendiente de depósito. Las superficies utilizadas han sido dos:

1) La superficie T1 (base de las calizas turolenses) se puede reconocer en casi toda la extensión de la cuenca (Fig. 9), mostrando, en general, basculamientos hacia el interior de la misma, excepto en la zona de Cascante, donde aparecen estructuras perpendiculares a la dirección de la cuenca. En la parte norte, los materiales turolenses muestran una estructura en suave sinclinal asimétrico cuyo eje coincide aproximadamente con el eje de la cuenca. El desnivel estructural mínimo asociado a este pliegue es de unos 150 m. En los alrededores de Cascante, esta superficie está afectada por fallas E-O con un salto máximo acumulado de 200 m, lo que da lugar a antiformal y sinformales de esta orientación. En el sector de Ademuz, las deformaciones ligadas a la falla de Val de la Sabina, de orientación NNE-SSO implican desniveles estructurales de más de 300 m. En la zona de Landete-Moya, las calizas turolenses se disponen en un sinclinal asimétrico de dirección NNE-SSO situado al oeste de un importante diapiro triásico de similar orientación. En el sector de Mira, las capas turolenses definen un sinclinal asimétrico de dirección N-S con un desnivel estructural asociado no superior a 150 m.

2) La superficie T2 (base de las calizas ruscinenses) se reconoce únicamente en la mitad septentrional de la fosa (Fig. 10). Al norte de Teruel define un sinclinal NE-SO que ocupa el centro de la fosa. Al oeste de este sinclinal aparece un suave anticlinal, obteniendo un desnivel estructural de 150-200 m. Las calizas ruscinenses se sitúan a unos 1200 m de altitud en la zona de Celadas y por debajo de 900 m en Concud, lo que implica un desnivel estructural de más de 300 m, posiblemente ligado a la actuación post-ruscinense de la falla de Concud-Caudé. Al sur de este «accidente» se observa un basculamiento generalizado hacia el NE de la superficie T2 entre 1050 y 900 m. Al sur de Teruel aparecen sólo pequeños retazos de la superficie T2, por lo que no quedan definidas con claridad las deformaciones de la misma.

Las dos superficies de referencia, T1 y T2, definen al norte de Teruel una estructura sinclinal de orientación NE-SW que hemos denominado «sinclinal del Alfambra». El desnivel estructural asociado a esta estructura es similar para ambas superficies, T1 y T2, (entre 150 y 200 m); por lo tanto, ambos niveles eran aproximadamente paralelos durante la deformación. De esta forma, el análisis comparado de las dos superficies de referencia parece indicar que la formación del sinclinal del Alfambra, que afecta a las unidades neógenas (Tu-

rolense y Ruscinense), tuvo lugar con posterioridad al Plioceno Inferior.

Depresión del Jiloca

Constituye una depresión morfológica de orientación general NNO-SSE atravesada en parte por el río Jiloca (Fig. 3). Entre Calamocha y Teruel, presenta el borde oriental bien marcado y en él se han identificado clásicamente tres grandes fallas NO-SE que se relevan de norte a sur (Fig. 3, nº 8, 10 y 11): fallas de Calamocha, Palomera y Concud (Simón Gómez, 1983; Gracia, 1990). Estas fallas son a su vez paralelas a importantes estructuras compresivas fuertemente vergentes al NE: cabalgamiento de Daroca, al norte, anticlinal de Sierra Palomera, en la parte central, y anticlinal de Sierra Menera-Teruel, al sur (Fig. 4). Según Simón Gómez (1983, 1989), a diferencia de otras depresiones, que son consecuencia de la reactivación de cuencas miocenas, la «Fosa del Jiloca» constituye una estructura generada exclusivamente a partir del Plioceno Superior.

Falla de Calamocha. Presenta una orientación NO-SE y pone en contacto los depósitos aragoneses de la Cuenca de Calatayud con el Pliocuaternalio del Jiloca. En el extremo NO de la falla (al N de Calamocha) existe un contacto brusco entre el Paleozoico y un conjunto de calizas lacustres pliocenas similares a las que colmatan la Cuenca de Calatayud. En el extremo SE la falla queda menos definida, siendo sustituida por una flexión hacia el SW de los materiales miocenos, y es cortada por la falla de Bañón, de orientación subperpendicular (Fig. 3, nº 9).

El paralelismo existente entre la falla de Calamocha y las estructuras del «zócalo» paleozoico subyacente permiten plantear dudas sobre si la flexión regional de los materiales miocenos es debida a la falla normal cuaternaria o al plegamiento compresivo durante el Aragonense. De hecho, se reconocen algunos retazos de materiales paleozoicos cabalgando a los miocenos en varios puntos cercanos a la falla (Colomer, 1987). El buzamiento de 25-30°SO que presentan los materiales aragoneses en ambos bloques de la falla podría estar ligado al flanco de un anticlinal terciario relacionado en profundidad con la prolongación hacia el SE del cabalgamiento de Daroca (Fig. 11A).

La actividad pliocuaternalia de la falla de Calamocha se pone de manifiesto en varios afloramientos donde se observa el contacto neto entre el Mioceno de la Cuenca de Calatayud y el Pliocuaternalio del Jiloca que son fosilizados por depósitos cuaternarios más modernos (Fig. 12A). El escarpe morfológico que se observa tanto en el paisaje como en fotografía aérea no corresponde en realidad a la línea de falla, sino que ha sufrido un retroceso paralelo a la misma de unos 200 m (ver figura 12A). Es difícil determinar el salto de esta falla, ya que apenas existen marcadores que se puedan controlar en los dos bloques, aunque Gracia y Cuchí (1993) estiman un salto de entre 30 y 70 m de las unidades

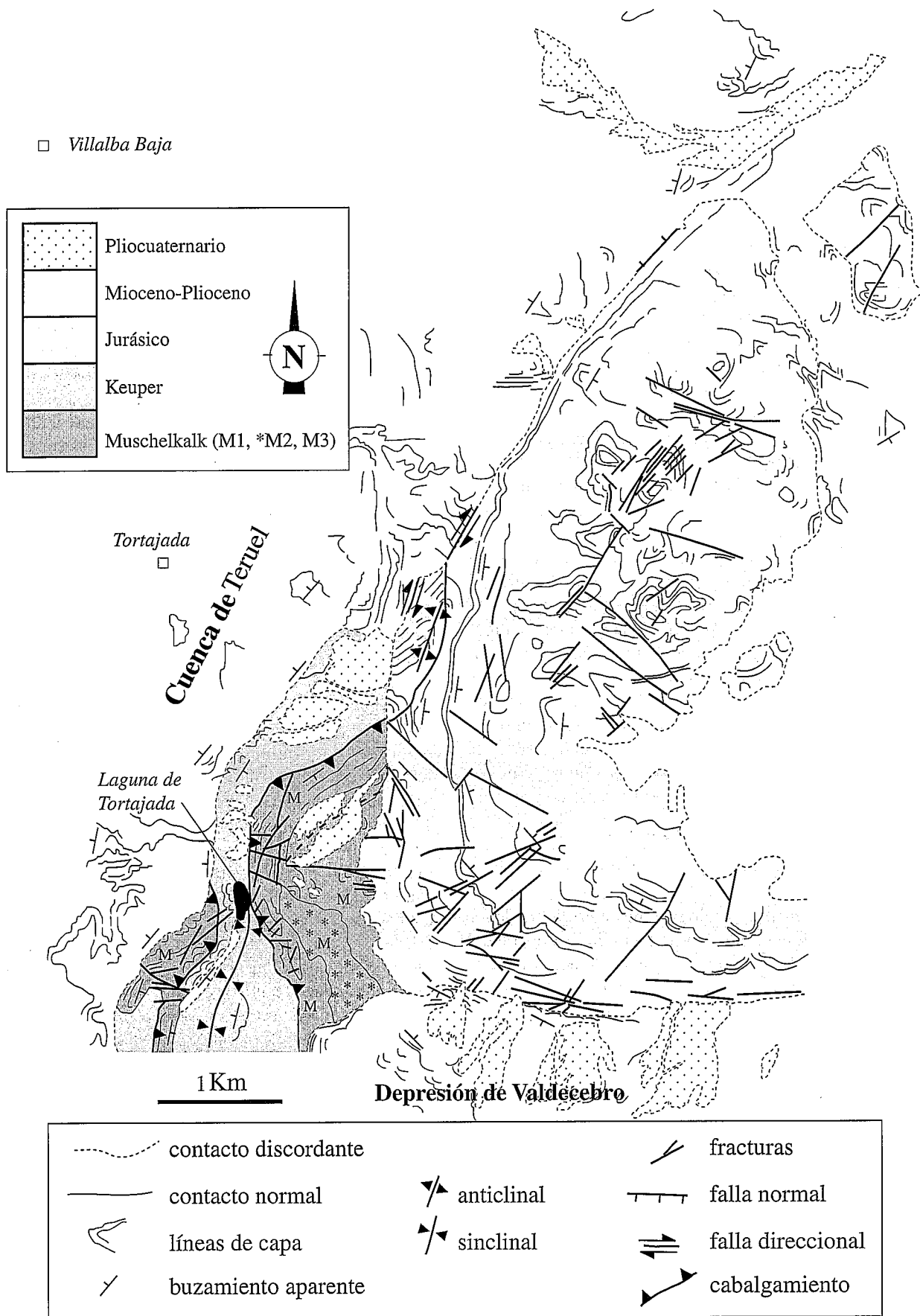


Figura 8.- Esquema foto geológico de la Sierra de Tortajada (NE de Teruel). Situación en la figura 3.

pliocuaternarias con respecto a su «nivel regional» (en cualquier caso difícil de definir en un medio aluvial con fuertes desniveles).

Falla de la Sierra Palomera. La Sierra Palomera constituye un espectacular escarpe morfológico que limita el borde oriental de la Depresión del Jiloca en su parte central (Fig. 3, nº 10). El desnivel máximo de este escarpe es de unos 500 m al pie de la Peña Palomera. Buena parte de esta alineación montañosa corresponde al flanco subvertical de un gran anticlinal NO-SE vergente al NE desarrollado sobre materiales jurásicos (Figs. 4, 11B y 13). El flanco trasero y el núcleo del anticlinal afloran en el extremo meridional de la sierra, donde llega a observarse el Jurásico basal. Al pie del escarpe aparece el glacis villafranquiense fosilizado por conos pleistocenos o remodelado por glacis de esa misma edad. Según Simón Gómez (1983), la falla no se observa nunca aflorante en los barrancos ya que en la cabecera de los mismos los materiales pliocuaternarios llegan a superponerse al bloque elevado.

En la zona de la Peña Palomera, el escarpe morfológico está determinado por los planos de estratificación subverticales en los materiales jurásicos (Figs. 12B y 13), no observándose con claridad una falla que corte y desplace la terminación periclinal de la estructura. El estudio de la fotografía aérea ha permitido observar una falla menor que afecta a los depósitos de ladera acumulados al pie de la Peña Palomera, aunque su salto y continuidad lateral no parecen muy importantes (Fig. 13). En el resto de la alineación montañosa no aparecen evidencias claras de fallas que justifiquen el salto topográfico existente entre el nivel de cumbres de la sierra y la depresión. Así mismo, al pie del escarpe morfológico, y en continuidad estratigráfica y estructural con los materiales que forman el mismo, aparecen afloramientos de materiales jurásicos arrasados que enlazan con los depósitos pliocuaternarios que rellenan la depresión.

Falla de Concud. Es el accidente más meridional de los tres que delimitan el borde oriental de la Depresión del Jiloca (Fig. 3, nº 11). Presenta una orientación general NO-SE, aunque se curva a N-S en las cercanías de Teruel, ya dentro de la Cuenca de Teruel. El bloque levantado de la falla está constituido por materiales mesozoicos que forman parte del flanco invertido de un gran anticlinal desventrado de núcleo triásico y posiblemente paleozoico (Fig. 11C). Sobre los materiales mesozoicos del bloque levantado aparecen discordantes los depósitos neógenos de la Cuenca de Teruel. En el bloque hundido aparecen calizas pliocenas sobre las que se apoyan los depósitos detríticos villafranquienses (Fig. 12C). Arrancando del escarpe morfológico se distinguen varios abanicos cuaternarios modelados en glacis que cubren a los anteriores. En ambos bloques se pueden observar restos de la terraza media del río Alfambra que han sido desplazados al menos entre 30 y 40 m (Godoy *et al.*, 1983; Moissenet, 1985; Simón y Soriano, 1993).

Moissenet (1983) consideró que el escarpe de falla de Concud está muy trabajado por la erosión diferencial al NE de Caudé, por lo que sería relativamente antiguo. Según este autor, esta falla sería la responsable de la individualización intrapliocena de una cubeta lacustre residual en el bloque hundido. Las deformaciones cuaternarias corresponderían a reactivaciones modestas de la falla, aunque Simón y Soriano (1993) estiman un salto real durante el Pleistoceno medio de unos 68 m. El salto total post-plioceno de la falla, según el desplazamiento de la superficie de referencia T2, es de unos 300 m (Fig. 10).

El escarpe morfológico que aparece en la zona de Concud-Caudé corresponde al contraste de litología existente entre las rocas triásicas poco competentes (lutitas y areniscas) frente a las dolomías jurásicas que presentan planos de estratificación invertidos con un buzamiento medio de unos 70° hacia el sur. Las evidencias de la actividad cuaternaria de la Falla de Concud al norte de Caudé aparecen algunos metros al sur del escarpe morfológico, donde se observan planos de falla que marcan el contacto entre el Triásico (facies Buntsandstein) y el Pliocuaternario (Fig. 12D).

Interpretación estructural. El análisis de las principales estructuras que constituyen el borde oriental de la Depresión del Jiloca pone de manifiesto la estrecha relación existente entre las fallas de actividad pliocuaternaria y las grandes estructuras compresivas de la región. En una zona con una estructuración compresiva caracterizada por pliegues suaves desarrollados sobre materiales jurásicos, destaca la existencia de importantes pliegues NO-SE vergentes al NE con flanco vertical o invertido (anticlinales de Sierra Menera-Teruel y Sierra Palomera, Figs. 4 y 11). En estos pliegues queda bien conservado el flanco frontal subvertical que da lugar a un escarpe morfológico muy marcado debido al contraste litológico entre las distintas unidades mesozoicas. De esta forma, se podría interpretar que el sector oriental de la Depresión del Jiloca está condicionado por la existencia de importantes relieves compresivos que se relevan de norte a sur. El borde oriental es abrupto y muy marcado en aquellas zonas donde aparecen estas estructuras compresivas, quedando poco definido en los tramos de relevo entre pliegues.

Paralelas a estas estructuras, y posiblemente relacionadas en profundidad con las mismas, se han desarrollado estructuras distensivas que fueron activas durante el Plioceno-Cuaternario. Sin embargo, el salto real de estas fallas no corresponde exactamente a los escarpes morfológicos que se observan en la actualidad (hasta 400 m en la Sierra Palomera), sino que éste responde a un retroceso erosivo controlado por la competencia de los materiales que formaban el relieve compresivo. Este retroceso en la horizontal puede ser identificado en superficie en los tres segmentos principales que forman el borde oriental de la depresión y oscila entre 10-20 m en algunos tramos de la falla de Concud

y unos 200 m en la falla de Calamocha. El salto vertical de las fallas pliocuaternarias, bastante menor de lo esperable dada la espectacularidad de los escarpes morfológicos, es coherente con la existencia de paleorreliieves de materiales mesozoicos (Singra) y terciarios (Calamocha) a unas alturas inesperadas en el bloque hundido de una fosa tectónica. Para explicar estos afloramientos se había recurrido a la interpretación de *horst-ten* limitados por fallas normales sin que existieran evidencias de estas fallas.

Depresión de Sarrión-Mijares

La Depresión de Sarrión-Mijares, también denominada Cuenca de Mora de Rubielos, se localiza a unos 30 km al E de Teruel, en el límite entre las provincias de Teruel y Castellón (Fig. 3). Es atravesada por el río Mijares, en el que desaguan pequeños ríos y barrancos procedentes de las dos zonas más elevadas de la Cordillera Ibérica oriental: los macizos de Gúdar, al norte, y Javalambre, al sur. Constituye una depresión morfológica alargada en dirección NO-SE que no presenta un claro control estructural, al menos a partir del Mioceno superior. Según diversos autores (Biro, 1959; Moisset, 1982; Anadón *et al.*, 1990) se trata de una «cavidad monoclin» excavada sobre rocas mesozoicas «fácilmente erosionables». Simón Gómez (1984) opina sin embargo que, aunque debió existir ya en el Mioceno superior, la estructura actual fue adquirida durante la distensión pliocuaternaria. El hundimiento relativo de esta depresión sería el resultado del efecto combinado del abombamiento de los macizos de Gúdar y Javalambre y de algunas fallas de gran salto que flanqueaban la cuenca.

Dentro del conjunto de la depresión, la cuenca neógena de Rubielos de Mora y los afloramientos del valle medio del Mijares han sido estudiados con anterioridad desde el punto de vista macroestructural. La Cuenca de Rubielos de Mora presenta una estructura sinforme de orientación ENE-OSO, con un eje de subsidencia que muestra una migración progresiva hacia el sur a lo largo del Mioceno inferior-medio. Con una longitud de unos 12 km y una anchura de 3 km, el límite de los afloramientos miocenos corresponde generalmente a una discordancia sobre el Mesozoico, salvo contactos mecánicos locales. Gautier (1971) indica que las fallas normales de escala kilométrica visibles en los materiales mesozoicos no afectan a los sedimentos neógenos de la cubeta.

Según Simón Gómez (1983), el período de relleno de la cuenca coincide con la última fase compresiva de la cadena, por lo que habría que considerar ésta generada bajo un régimen compresivo, con un movimiento inverso de la falla meridional. Guimerà (1990) considera, por el contrario, que la estructura de esta cuenca miocena corresponde a un sinclinal asimétrico cuya evolución parece estar controlada por fallas normales de dirección ENE-OSO que ganan buzamiento en profundidad. Esta estructura sinclinal se observa también en los materia-

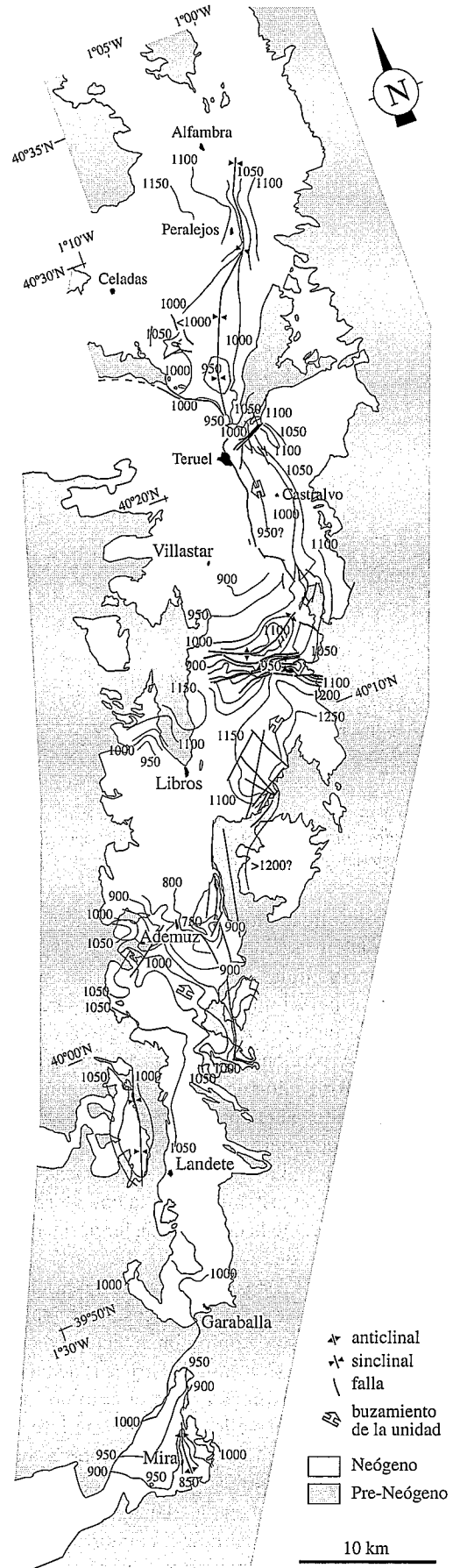


Figura 9.- Mapa de aislneas de la superficie de referencia T1 (intervalo entre aislneas: 50 m). Las áreas en gris representan los afloramientos materiales pre-neógenos. Explicación en el texto.

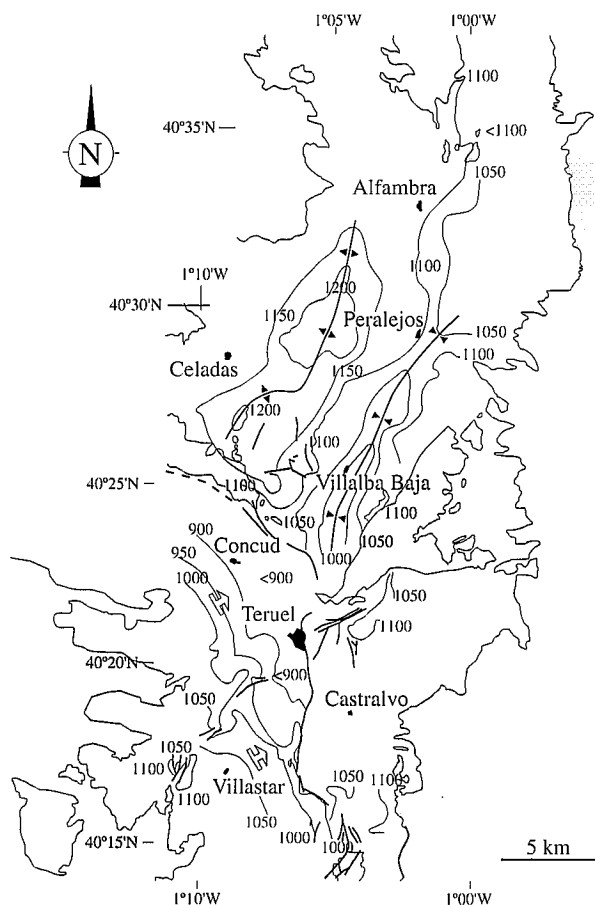


Figura 10.- Mapa de isohietas de la superficie de referencia T2 (intervalo entre isohietas: 50 m). Las áreas en gris representan los afloramientos materiales pre-neógenos. Explicación en el texto.

les cretácicos subyacentes, aunque se encuentra restringida a la zona entre las dos fallas (Fig. 3, nº 15), apareciendo subhorizontales al norte de la falla septentrional y al sur de la meridional. De esta forma, parece que las flexiones estarían efectivamente ligadas a estas fallas. Guimerà (1990) propone que el juego normal de estas fallas explica la formación de flexiones en los materiales de los labios hundidos al adaptarse al cambio de buzamiento de la superficie de la falla. Otra explicación para su origen es que se trate de fallas normales mesozoicas contra las que se produjo un aplastamiento de la cobertera mesozoica (*butressing*) durante la compresión terciaria, como ocurre en otros puntos de la Cordillera Ibérica (Soria, 1997; Cortés *et al.*, 1999). Así se justificaría la aparición de estructuras apretadas y flexiones bruscas junto a las grandes fallas normales dentro de un régimen tectónico compresivo sin tener que recurrir a cambios bruscos de buzamiento en la superficie de las mismas. En el caso de los afloramientos neógenos del valle medio del Mijares, Simón Gómez (1983) opina que el confinamiento de materiales neógenos en esta zona indica que su cuenca de sedimentación podría corresponderse con el área sinforme de dirección ibérica que quedó configurada al norte del anticlinorio del Espadán tras el plegamiento oligoceno (Fig. 4).

En diversos puntos de la Depresión de Sarrión-Mijares se reconocen evidencias de deformaciones recientes, algunas relacionadas con procesos claramente tec-

tónicos y otras de origen dudoso (relacionadas posiblemente con diapirismo y/o disolución de yesos triásicos). En general, es frecuente observar fallas y diaclasas a escala de afloramiento en depósitos subhorizontales o ligeramente basculados. Menos frecuente es encontrar basculamientos fuertes o fallas con desplazamientos métricos. En este sentido hay que destacar el afloramiento de la carretera de Mora de Rubielos a Alcalá de la Selva, situado en torno a los 1450 m de altitud en el borde norte de la depresión, que ya fue descrito por Simón Gómez (1983, 1984) y Moissenet (1985). Simón Gómez (1984) indica que se trata de materiales análogos a la Formación de la Puebla de Valverde (Villafranesense superior), que presentan una pendiente de 15-20° hacia el sur que no puede considerarse como pendiente de depósito. Hacia la depresión, el conjunto se flexiona en sentido contrario para adaptarse a una falla ESE-WNW que lo pone en contacto con areniscas cretácicas. Estas deformaciones, sin embargo, no afectan a la superficie del glacis. La reciente modificación de la carretera permite observar un magnífico afloramiento donde se pueden reconocer estos basculamientos y la presencia de numerosas fallas normales de escala métrica (Fig. 14). La dirección dominante de estas fallas es NO-SE, perpendicular al basculamiento del conjunto. Hacia el ápice del abanico y en la base del conjunto detrítico se observan brechas calcáreas con cantos heterométricos discordantes sobre los materiales cretácicos.

La superficie de erosión fundamental como marcador de las deformaciones recientes

Uno de los elementos fundamentales utilizados para determinar las deformaciones recientes y por tanto la geometría del sistema de fosas de Teruel ha sido la *Superficie de Erosión Fundamental* de la Cordillera Ibérica (SEF), considerada como una superficie prácticamente plana que se terminó de elaborar entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior (Simón Gómez, 1983, 1984; Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996; Gutiérrez Elorza y Gracia, 1997). Sobre la superficie de erosión destacarían únicamente algunos relieves residuales con alturas máximas de unos 300 m sobre el nivel de enrasamiento general, y todos los desniveles existentes actualmente entre distintos replanos erosivos corresponderían bien a deformaciones de gran radio (abombamientos antiformales, en domo o sinformales) o bien a la actividad de fallas normales con posterioridad al Plioceno. Aunque en algunos casos las fallas que afectarían a la superficie de erosión coinciden con fallas geológicas cartografiadas a escala 1:50.000 (hojas MAGNA) los autores citados no presentan un análisis detallado sobre si los desplazamientos de las fallas geológicas infrayacentes son proporcionales a los desplazamientos topográficos observados de la superficie de erosión fundamental.

En algunos de los trabajos citados (Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996; Gutiérrez Elorza y Gracia, 1997) sí se plantea el problema de la existencia de varias superficies

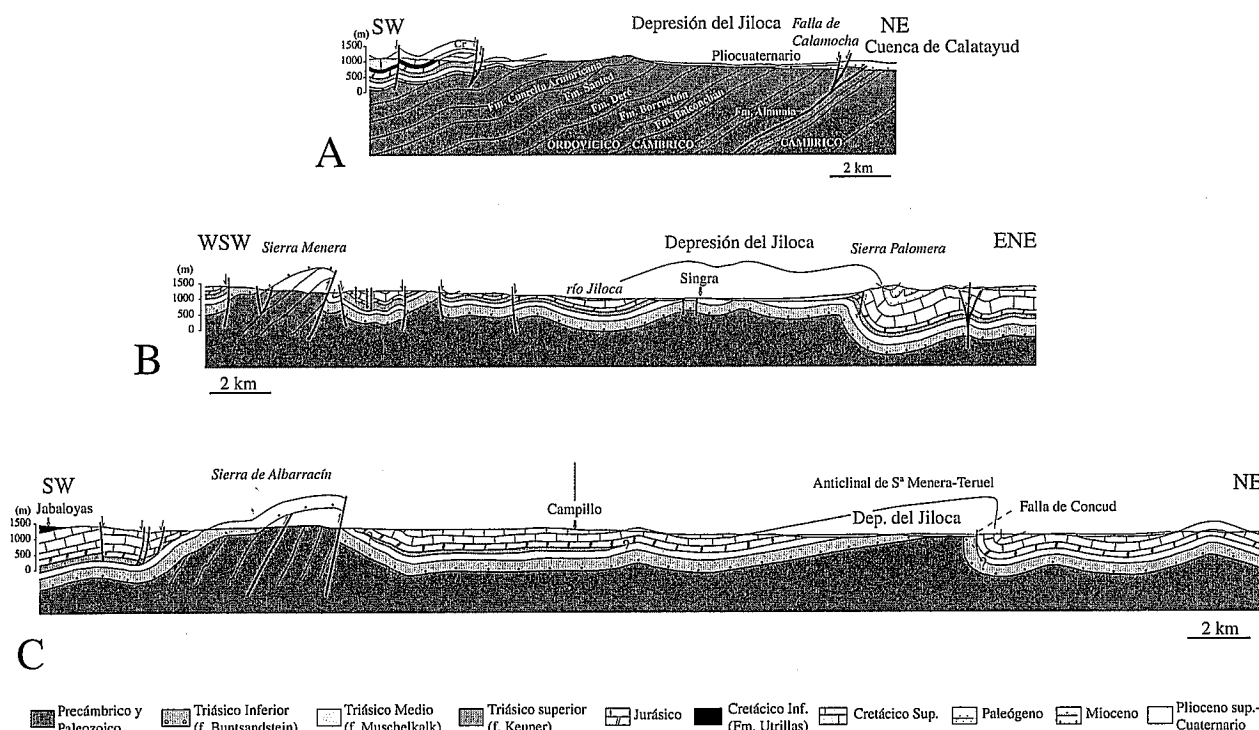


Figura 11.- Cortes geológicos de la Depresión del Jiloca y zonas adyacentes. A: Sector septentrional (zona de Calamocha). B: Sector central (Sierra Palomera). C: Sector meridional (zona de Concud). Situación en la figura 3.

de erosión escalonadas en el borde occidental de la fosa del Jiloca. También se admite que el final de elaboración de la SEF y el paso del endorreísmo al exorreísmo (con el consiguiente cambio en el tipo de aportes) no es isócrono en todas las fosas, lo que en principio debería invalidar (o al menos cuestionar) su utilización como marcador inequívoco de las deformaciones recientes.

Estudios recientes (González y Guimerà, 1997; González *et al.*, 1998) arguyen, a partir de criterios estratigráficos, que las superficies subhorizontales que se encuentran en el sector oriental de la Cordillera Ibérica tienen edades diferentes. Estas se distribuyen desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno y la deformación de estas superficies de erosión puede ser tanto compresiva como distensiva. Hasta hace algunos años, se consideraban como «Pontienses» (Mioceno Superior-Plioceno) muchos depósitos que enrasan con fragmentos de la superficie de erosión. Actualmente, y gracias a las dataciones paleontológicas, se ha demostrado que estos depósitos tienen edades muy diferentes que varían entre el Ageniense y el Ruscinense. De este modo, la Superficie de Erosión Finipontiense (de la que derivó la SEF) abarca superficies distintas elaboradas en momentos diferentes.

Como se ha comentado anteriormente, otro de los factores que permiten cuestionar la SEF como marcador de la deformación es el encajamiento de las superficies de erosión: en el sector de la laguna de Gallocanta (N de la Depresión del Jiloca) se han determinado hasta cuatro superficies de erosión encajadas a diferentes alturas (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez Elorza y Gracia, 1997) de edad progresivamente más moderna conforme más baja es su altura topográfica, hasta el nivel actual

de la laguna. Esta geometría es extensible a todo el margen occidental de la Depresión del Jiloca. Desde la Sierra de Albarracín hasta el nivel basal de la propia depresión existen numerosos retazos de superficies subhorizontales que se disponen a alturas topográficas que varían desde los 1700 m en la parte alta de la sierra hasta 1000 m en la zona de la depresión (Fig. 15). Estas zonas subhorizontales han sido reconocidas por numerosos autores (Solé Sabarís y Riba, 1952; Riba, 1959; Moissenet, 1982; Simón Gómez, 1983, 1984; Peña *et al.*, 1984; Pailhé, 1984). Aunque las superficies son irregulares en detalle y presentan inclinaciones suaves, pueden determinarse tres zonas de altitud a las cuales se sitúan la mayor parte de los rellanos erosivos: 1400-1500 m, desarrollada sobre todo en el margen oriental de la Sierra de Albarracín (Alfaro, 1988), 1200-1300 m, en muchas zonas en contacto directo con la superficie anterior, y que aparece bien desarrollada a lo largo de todo el borde de la Depresión del Jiloca, y la situada a 1000-1100 m, que constituiría parte del fondo de la Depresión del Jiloca hasta el sector de la laguna de Gallocanta.

En este sector es imposible determinar la edad de los distintos rellanos a partir de criterios estratigráficos ya que no se encuentran sedimentos terciarios que los fosilicen. Sin embargo, existen criterios para definir que la relación entre los distintos niveles de rellano es de encajamiento erosivo ya que 1) en muchos casos el contacto entre los distintos niveles es irregular y sigue una línea sinuosa en cartografía, 2) los contactos no coinciden con fallas geológicas y sí con cambios litológicos (caso del salto entre el Paleozoico de Sierra Menera a 1400 y el Mesozoico a 1200), 3) los rellanos pue-

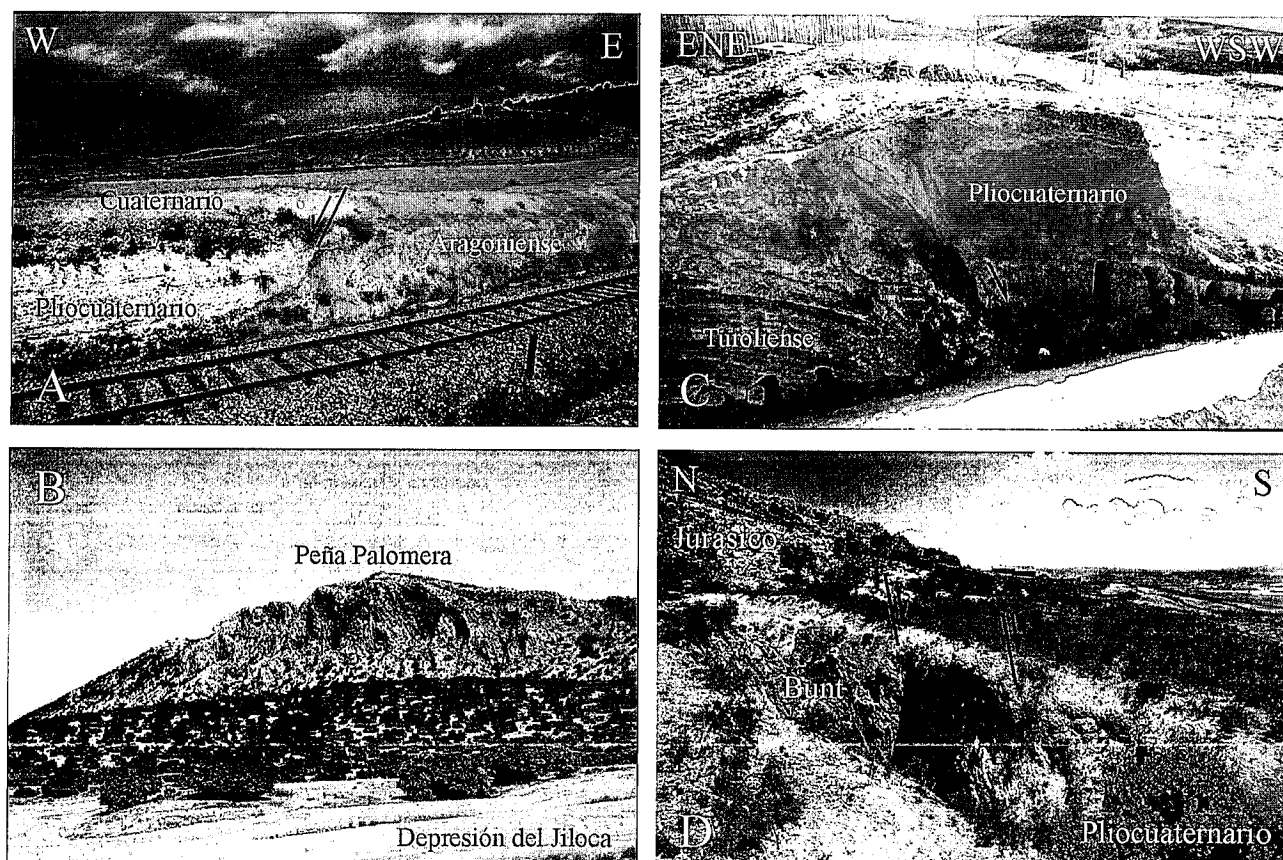


Figura 12.- Ejemplos de campo de las estructuras recientes del borde oriental de la Depresión del Jiloca. A: Afloramiento de la falla de Calamocha en la trinchera del ferrocarril Zaragoza-Teruel-Valencia al este de Calamocha (Teruel). En la fotografía se observa el contacto entre el Aragoniense de la Cuenca de Calatayud y el Pliocuaternalio de la Depresión del Jiloca, fosilizados por materiales más recientes (probablemente cuaternarios). B: Panorámica del escarpe morfológico de la Sierra Palomera (dirección del escarpe: NNW-SSE). C: Aspecto de la falla de Conclud en la trinchera de la Estación de Baños (Teruel). D: Aspecto de la falla de Conclud en su extremo occidental. Fallas normales entre el Triásico Inferior (facies Buntsandstein) y el Pliocuaternalio de la Depresión del Jiloca.

den continuarse a alturas constantes a lo largo de trazas que bordean la Sierra de Albarracín (Fig. 15). De este modo el margen occidental de la Depresión del Jiloca puede caracterizarse como formado a partir de una serie de rellanos erosivos, que posiblemente comienzan a formarse en el Paleógeno, y que irían encajándose contemporáneamente con el levantamiento de la sierra. El nivel erosivo último correspondería a la superficie de 1000-1100 m que conecta con la laguna endorreica de Gallocanta (único sector no capturado por la red fluvial cuaternaria), y que sería contemporáneo con los abanicos pliocuaternalios que aparecen en los márgenes de las distintas fosas.

Discusión de los modelos existentes sobre el origen de las fosas de Teruel

Hasta el momento las interpretaciones sobre el sistema de fosas de Teruel se han basado en dos factores fundamentales:

1) Elementos topográficos, basados sobre todo en la interpretación de la topografía actual a partir del modelo de formación y deformación de la superficie de erosión fundamental, que se ha asumido como un indicador prácticamente «plano» previo a la distensión gene-

ral. La topografía permitía de este modo definir un conjunto de fallas normales a partir de los «saltos» existentes entre distintos rellanos de cierta envergadura, interpretados como fragmentos de una misma superficie inicialmente horizontal y deformada a partir del Plioceno superior.

2) Existencia de fallas normales. En todo el entorno de las fosas de Teruel, así como en materiales neógenos de la cuencas del Ebro y Almazán, por ejemplo, existen numerosas fallas normales, en la mayor parte de los casos post-sedimentarias, que llegan a afectar tanto a los depósitos miocenos como a los pliocenos y cuaternarios.

A partir de estos dos bloques de datos las fosas de Teruel, incluyendo a la propia Cuenca de Calatayud, se interpretaban como *graben* limitados por fallas normales originados durante el Mioceno y Plioceno, considerando que en la mayor parte de los casos estas fallas normales se encuentran cubiertas por los depósitos más recientes (ya que no afloran en superficie).

Como se ha visto en el apartado anterior, la llamada superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica no debería utilizarse como marcador de la deformación a gran escala, ya que nunca fue una superficie

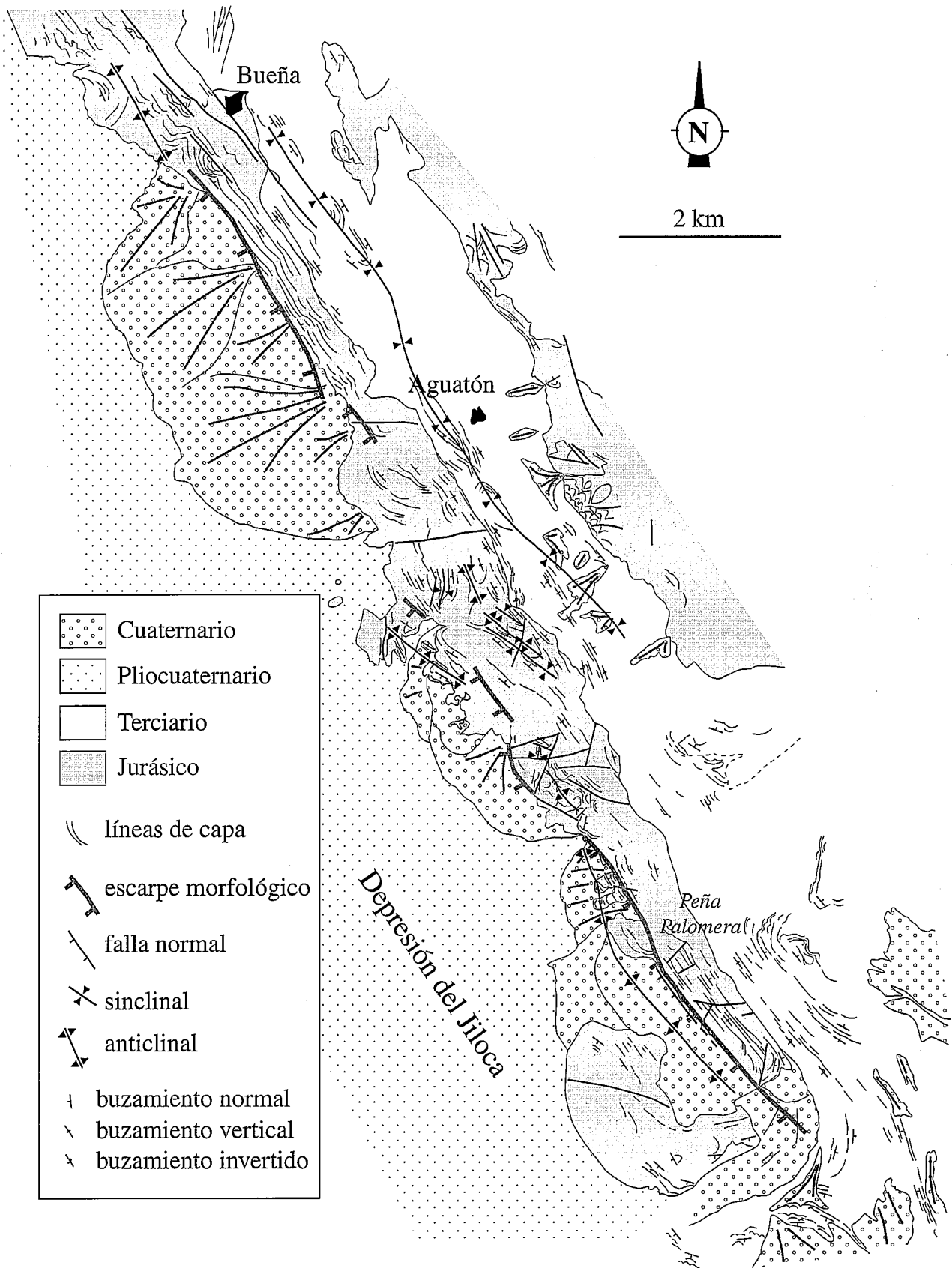


Figura 13.- Esquema fotogeológico de la Sierra Palomera donde se muestra su relación con la Depresión del Jiloca, al oeste, y el sinclinal de Aguatón, al este. Situación en la figura 3.

plana, ni su elaboración tuvo lugar en un determinado momento (Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996). En realidad el mapa de isohipsas de la SEF presentado por otros autores (Simón Gómez, 1983; Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996; Gutiérrez Elorza y Gracia, 1997) corresponde a alturas a las que se encuentran distintas superficies de erosión, con saltos entre ellas que pueden deberse a deformación compresiva, distensiva o simplemente a escalonamientos erosivos a lo largo del Neógeno (Fig. 15).

En nuestra opinión existen además varios datos que permiten poner en duda las interpretaciones anteriores, como son:

1) La única macroestructura claramente neógena visible en la Cuenca de Calatayud es el cabalgamiento de Daroca, en su borde sur, que aflora de forma continua a lo largo de unos 2 km en torno a esta localidad (Julivert, 1954; Colomer, 1987; Colomer y Santanach, 1988), y en afloramientos aislados algo más al SE.

2) En la Cuenca de Teruel las estructuras de mayor escala que afectan al Neógeno en su borde oriental son basculamientos asociados al flanco occidental del anticlinorio de la Sierra del Pobo y fallas normales que afectan como mínimo al Plioceno-Cuaternario. La falla normal más importante (falla de Val de la Sabina), con desplazamiento post-plioceno de más de 300 m, se sitúa en la zona centro-sur de la fosa y es posterior a la mayor parte del relleno neógeno de la misma.

3) La sedimentación del Neógeno de la Cuenca de Teruel no parece controlada por fallas normales que puedan situarse en el límite actual de la fosa, ya que las distintas unidades neógenas aparecen incluso fuera del «borde activo» del *graben*. De este modo debería invocarse la existencia de fallas normales más allá de los límites actuales de la depresión.

4) Las principales fallas normales que delimitarían el borde oriental de la «Fosa del Jiloca» (Palomera y Concud) pueden detectarse a partir de saltos en el relieve actual pero apenas afectan a las estructuras mesozoicas infrayacentes. En los dos casos los planos de falla principales coinciden con superficies de estratificación (de flanco invertido) de sendos anticlinales compresivos paleógenos. En la zona de Calamocha, además de la falla normal del mismo nombre que pone en contacto el Mioceno con el Plioceno-Cuaternario, la principal estructura observable en superficie es una flexión monoclinial que afecta a los depósitos miocenos, con buzamiento de unos 20° hacia el SO.

5) En la Depresión de Sarrión, las principales fallas que afectan a depósitos neógenos presentan orientación NE-SO (Cuenca de Rubielos de Mora), perpendicular a la directriz general de la depresión. Las únicas fallas citadas que limitarían esta fosa se han deducido a partir a saltos de la superficie de erosión fundamental, aunque se observan fallas de menores dimensiones afectando a los materiales pliocuaternarios.

6) Existen problemas geométricos graves para establecer un modelo de *semi-graben* limitados por fallas normales para explicar el relleno de las fosas de Teruel y Jiloca, al menos considerando únicamente las estruc-

turas cartografiadas por los distintos autores. Si consideramos que la anchura actual de las fosas (que, aunque de forma inexacta se hace equivaler con la anchura de afloramiento de los materiales neógenos) se corresponde con la zona deprimida debido al salto de las fallas normales, para una geometría de *semi-graben* esta anchura equivale a la flexión del anticlinal de *roll-over*, y por tanto da una idea de la magnitud de salto de la falla. Dadas las dimensiones de las dos fosas, este salto en las proximidades de la falla principal debería ser mucho mayor que el observado actualmente, a no ser que se considere también que existe un desnivel topográfico que no ha sido compensado con el relleno sedimentario (hipótesis propuesta por Guimerà, 1997).

Si el salto de falla corresponde únicamente a la potencia de depósitos conservados, los saltos máximos para la «Fosa de Teruel» estarían en torno a los 100-200 m en su parte norte y para la del Jiloca serían todavía menores. Si los saltos de falla corresponden a los desniveles topográficos existentes hoy en día entre los dos bloques de las supuestas fallas (de las cuales las más espectaculares se observarían en Sierra Palomera y Sierra del Pobo) estos serían de más de 500 m para la Depresión del Jiloca y 800 m para el sector norte de la Cuenca de Teruel, y siguiendo a Simón Gómez (1983, 1984) y Peña *et al.* (1984) esta deformación debería ser post-Pliocena ya que desnivela la superficie de erosión fundamental. Es en este punto donde hay que destacar una de las principales contradicciones en las que incurren los modelos existentes: el desnivel topográfico actual debe ser posterior a la superficie de erosión fundamental, con lo que no se explica la existencia de la «Fosa de Teruel» en tiempos pre-pliocenos.

Otro problema para aplicar un modelo de *semi-graben* en la Cuenca de Teruel es el desconocimiento de la variación que experimenta la potencia de sedimentos entre un borde y otro de la fosa. En el caso de la Depresión del Jiloca, puesto que no tiene un relleno apreciable el salto tendría que corresponder a un salto de relieve, que sólo se observa en Sierra Palomera, donde precisamente es difícil de interpretar un salto entre las capas jurásicas o paleógenas, que pueden seguirse de forma más o menos continua en la terminación periclinal del anticlinal (Fig. 13). También es difícil aplicar en ambas fosas un modelo de *graben* simétrico, a menos que se arguya que todas las evidencias están cubiertas por depósitos más modernos, ya que apenas se reconocen fallas que afecten a los depósitos terciarios en los bordes occidentales de ambas depresiones.

Guimerà (1997) propone un modelo en el cual la falla principal, de unos 100 km de longitud, seguiría todo el borde oriental de la Cuenca de Teruel en su parte sur, hasta Teruel, y después se prolongaría por el borde oriental de la Depresión del Jiloca, mostrando en conjunto una traza arqueada que reflejaría su geometría lístrica en profundidad. Sin embargo, los saltos de falla requeridos en la parte central de la estructura son mucho mayores que los observados realmente. Además, la geometría lístrica requiere un basculamiento hacia el E de todo el bloque occidental de la falla en una distancia

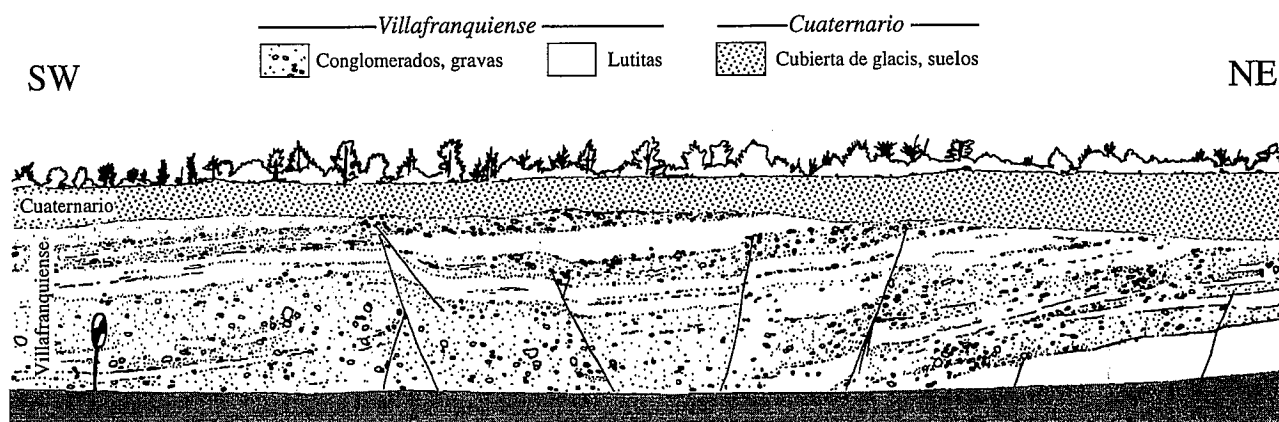


Figura 14.- Detalle (a partir de fotografías) de un afloramiento de materiales villafranquienses al norte de Mora de Rubielos (Teruel), ver situación en la figura 3. Los niveles detríticos villafranquienses están afectados por fallas normales conjugadas de dirección NW-SE y dimensiones centimétricas a métricas y flexiones en las capas relacionadas con el movimiento de las primeras (anchura aproximada del esquema 35 m).

de varias decenas de kilómetros que es difícil de justificar a partir de los datos existentes.

La Depresión del Jiloca presenta un problema añadido para su interpretación como *semi-graben*, que es el hecho de que las supuestas fallas normales que controlan el borde oriental de la cubeta presentan una dirección marcadamente oblicua con la misma (unos 25° de media). En el caso de que fueran las únicas fallas existentes, nunca se habría formado la «Fosa del Jiloca» (recuérdese que prácticamente no tiene relleno sedimentario), ya que teóricamente los desplazamientos de las mismas disminuirían desde el centro hacia sus extremos (*tip*). Para que este tipo de fallas dieran lugar a una fosa con la orientación real deberían existir fallas de dirección NNE-SSO uniendo las trazas de las anteriores (la única que podría pertenecer este grupo es la falla de Bañón, ver figura 3, nº 9), y que, a pesar de existir afloramientos mesozoicos entre las fallas de Palomera y Conclud, no se detectan.

7) A pesar de tener un relleno de escaso espesor que sólo localmente llega al centenar de metros (ya que en muchos puntos aflora el basamento triásico o jurásico), la superficie que constituye el fondo de la Depresión del Jiloca es marcadamente regular, con una altitud topográfica que va desde los 1000 m en el centro hasta 1050 m en los bordes (eliminando el efecto de la erosión cuaternaria). También hay que destacar que, a pesar de existir tres fallas importantes en relevo en el borde oriental el bloque hundido de las mismas ha quedado a la misma altura sin ninguna irregularidad importante. Esto hace pensar que existen otros mecanismos, probablemente erosivos que, como mínimo, han coadyuvado a la formación de la depresión.

Modelo para la génesis de las depresiones internas de la Cordillera Ibérica centro-oriental

Las Cuencas de Calatayud y Teruel se pueden interpretar como formadas en un contexto fundamentalmente compresivo o de desgarre, o de relleno tardío de fosas compresivas, aunque sin la formación de grandes macroestructuras cabalgantes. Consideramos, pues, que

no parece existir, superpuesta a la deformación compresiva paleógena, una deformación miocena de tipo distensivo de magnitud importante que origine fosas tectónicas, y han existido únicamente retoques de escasa importancia que apenas cambiaron la configuración original de las cuencas. Las fallas normales que pueden considerarse como de origen «tectónico» son tardías con respecto a la etapa principal de formación de las cuencas y no controlarían el relleno sedimentario de las mismas. Por otra parte, fallas normales de escala métrica se encuentran en otras cuencas miocenas del este peninsular de inequívoco origen compresivo como las cuencas del Ebro y Almazán (Simón Gómez, 1989; Arlegui, 1996; Cortés y Maestro, 1997, 1998).

El caso de la Depresión del Jiloca (y también de Sarrión) es diferente, ya que su formación sería tardía con relación a las anteriores. Dada la relación existente entre la morfología de la Depresión del Jiloca y las superficies de erosión existentes en su entorno, se puede interpretar ésta como formada fundamentalmente por procesos erosivos, con sucesivas superficies encajadas de las cuales la más baja sería el propio fondo de la depresión. De esta forma, se puede deducir que la configuración estructural de la Depresión del Jiloca, en cuanto a las trazas de sus bordes, comenzó durante el Paleógeno con el desarrollo de grandes pliegues y cabalgamientos vergentes al NE cuya actividad se prolongó hasta bien entrado el Mioceno (cabalgamiento de Daroca). Los procesos erosivos debieron comenzar con el levantamiento de las estructuras compresivas y fueron el origen de los depósitos paleógenos que rellenan los surcos sinclinales que orlan los grandes anticlinales (p. ej., sinclinal de Aguatón, en figura 13). En la zona con grandes pliegues, la erosión durante el Mioceno superior-Plioceno arrasó los grandes anticlinales haciendo aflorar su núcleo menos competente, ahora ocupado por valles fluviales, y destacando su flanco frontal subvertical que da lugar a relieves alineados paralelamente al mismo. Los procesos distensivos pliocuaternarios reactivaron algunas de estas estructuras, apareciendo

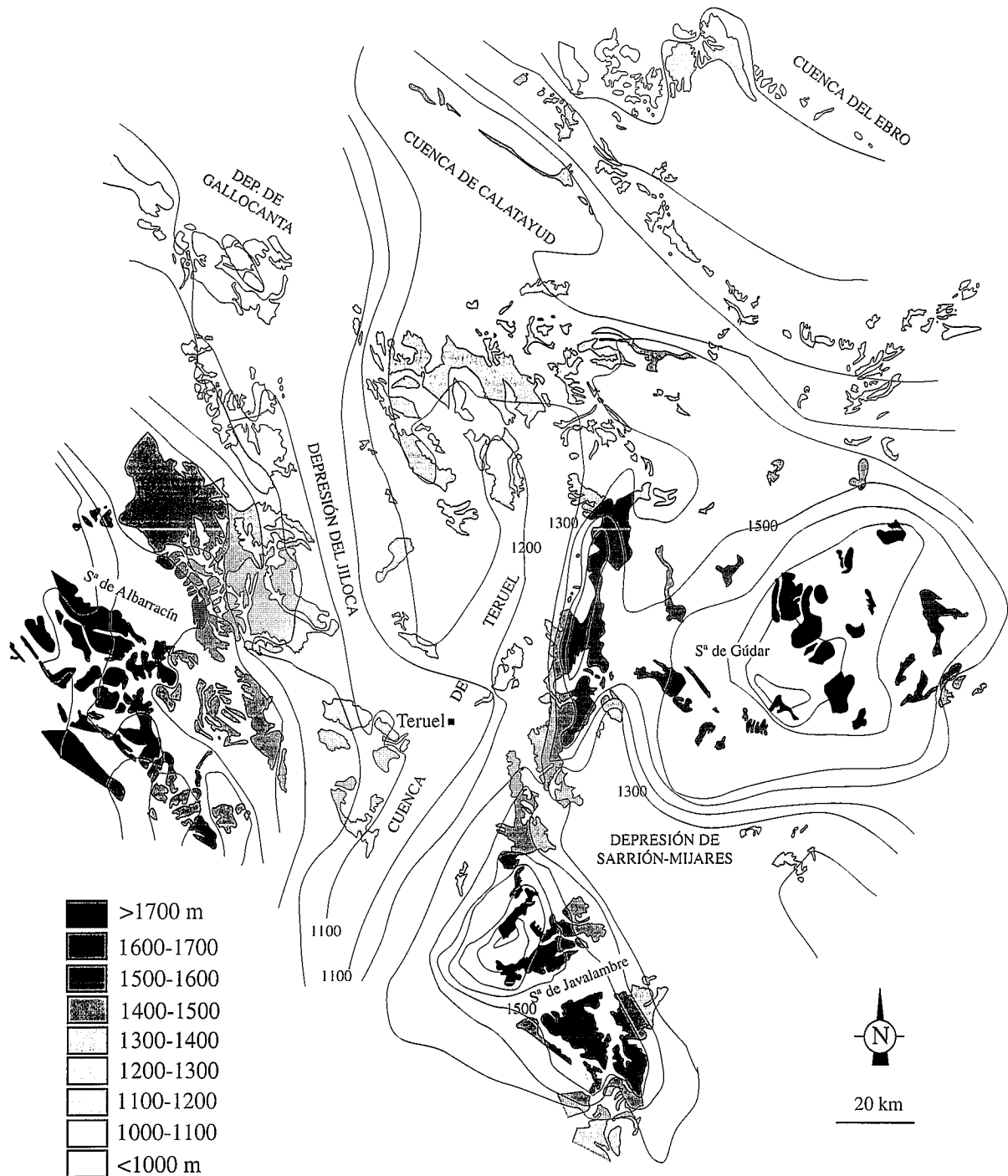


Figura 15.- Alturas de los retazos de superficies de erosión, desplazada por fallas según algunos autores (cartografía de los fragmentos de la Superficie de erosión fundamental tomada de Peña *et al.*, 1984).

fallas normales de salto decamétrico paralelas a los flancos de los pliegues. El relleno de la depresión por abanicos aluviales pliocenos y cuaternarios no estaría condicionado solamente por la existencia de fallas en sus bordes sino también por el cambio de condiciones de drenaje (paso de endorreísmo a exorreísmo) y posiblemente por cambios climáticos, tal como apuntan algunos autores (Gutiérrez Santolalla *et al.*, 1996).

Aunque muchas de las fallas normales están relacionadas con procesos extensionales pliocuaternarios, la génesis de algunas estructuras puede explicarse por la reactivación de pliegues (fossilizados por una discordancia angular, con relleno sedimentario sobre ella o no) mediante un mecanismo de *flexural-slip* (Fig. 16), similar al propuesto por Alonso (1985) y retomado por Casas *et al.* (1994) y Cortés y Casas (1997) para expli-

car algunas de las deformaciones neotectónicas que aparecen en los márgenes de la Cuenca del Ebro. En la mayor parte de los ejemplos descritos tiene lugar la formación de fallas inversas, por movimientos de *flexural-slip* en los flancos de las estructuras. El aspecto poco usual de la reactivación en este caso es que los flancos frontales de los anticlinales están en posición invertida, de modo que el deslizamiento capa sobre capa daría lugar a saltos de componente normal sobre éstas, que son los que se observan en superficie. La envergadura de las fallas normales dependerá en este caso del espesor de las unidades involucradas en el mecanismo de *flexural-slip* (Cortés y Casas, 1997). Las fallas normales que podrían explicarse por este mecanismo son las de Sierra Palomera (el pequeño escarpe de falla que afecta a depósitos pliocuaternarios) y Concud, situadas en el flanco frontal invertido de dos grandes anticlinales y paralelas en su trazado a capas en materiales triásicos y jurásicos.

La actividad de las grandes macroestructuras compresivas de la Cordillera Ibérica y las tasas de acumulación de sedimentos importantes finalizaron su actividad en el Mioceno inferior, o se extienden como mucho hasta el Aragoniense medio en el sector de Rioja-Cameros (Casas *et al.*, 2000b). A partir de ese momento se produjo el relleno de las cuencas «residuales», con espesores máximos de sedimentos de 500 m, que quedaron relativamente deprimidas entre las zonas elevadas constituidas por los bloques superiores de los cabalgamientos o las charnelas de los grandes anticlinales paleógenos. La subsidencia tectónica ligada al emplazamiento de las macroestructuras también cesaría en ese momento, de tal forma que el relleno de esas cuencas residuales estaría constituido por unidades que se disponen en *onlap* hacia los bordes de las cuencas paleógenas, y en general superando los límites de estas, con una elevación continua del nivel de base favorecida por el endorreísmo. A partir del Mioceno medio se produjo la conexión de distintas cuencas inicialmente separadas (Duero-Almazán-Calatayud-Montalbán). Un dato que corrobora esta conexión es el hecho de que los materiales correspondientes al Mioceno superior-Plioceno se encuentran a cotas similares en puntos tan distantes como las cuencas del Duero, Almazán y Teruel (aunque podemos encontrar diferencias de cota locales debidas a deformaciones posteriores). La existencia de algunos niveles estratigráficos concretos, como las calizas en facies «páramo»; con características similares y correlacionables en edad en distintas zonas también favorece una interpretación de tipo climático, y no tectónico para las secuencias sedimentarias a partir del Mioceno medio en todas las cuencas interiores de la mitad norte de la Península Ibérica.

El relleno expansivo de los antiguos surcos sedimentarios durante el Neógeno, con elevación progresiva del nivel de base, favorecería también una progradación de la sedimentación hacia antiguos surcos erosivos, situados en el interior de la cadena, en zonas que estuvieran levantadas sobre el nivel de base durante el

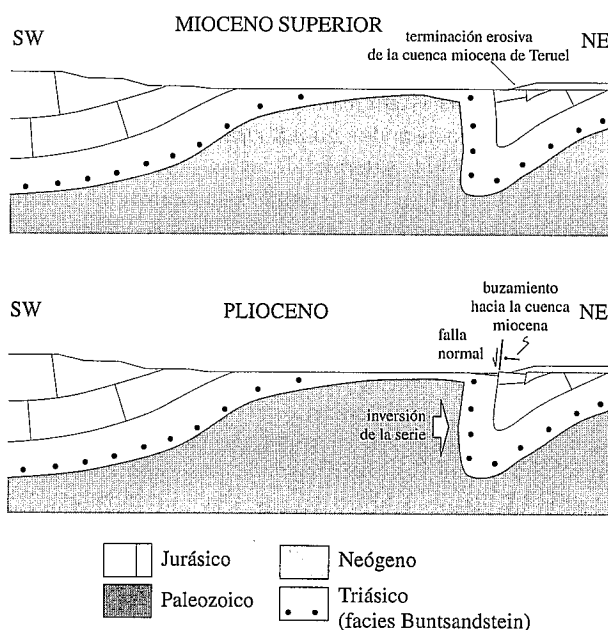


Figura 16.- Modelo de *flexural-slip* para la formación de fallas normales en superficie a partir de la reactivación de un pliegue de flanco vertical-invertido (explicación en el texto).

Paléogeno. La continuación de la deformación compresiva durante el resto del Mioceno y el Plioceno daría lugar a la estructuración general de la Cuenca de Teruel (algo más antigua) y a la reactivación de estructuras compresivas en las Depresiones del Jiloca y Sarrión. Las últimas etapas evolutivas de estas depresiones corresponderían al encajamiento de la red fluvial, con la correspondiente bajada del nivel de base, y la formación de fallas normales durante el Plioceno superior-Cuaternario, probablemente ligadas a una etapa de deformación distensiva a escala regional.

Conclusiones

El sistema de fosas de Teruel formaba parte de un área elevada por encima de los niveles de base regionales, debido a movimientos tectónicos, durante la etapa de relleno de surcos sedimentarios subsidentes a lo largo de todo el Paleógeno y el Mioceno Inferior. A partir de este momento, los movimientos tectónicos son de escasa importancia y únicamente retocan las estructuras y el relieve generados durante la etapa compresiva. Las estructuras de mayor escala formadas con posterioridad al Mioceno Medio son compresivas: pliegues de gran radio o la reactivación de pliegues anteriores de dirección ibérica. Superpuestas a ellas aparecen estructuras extensionales, sobre todo fallas normales, con edades tardías con respecto al relleno de las fosas (Plioceno-Cuaternario), y en casos excepcionales con saltos de hasta 300 m, aunque la mayoría no supera la decena de metros. El régimen extensional causante de las fallas normales ha sido detectado a escala regional en numerosos puntos del norte de la Península Ibérica (Simón Gómez, 1989; Arlegui, 1996; Cortés y Maestro, 1998; Herraiz *et al.*, 1998) y podría ser el resultado combina-

do del engrosamiento cortical producido por la compresión, que explicaría las estructuras distensivas en zonas interiores (Almazán, Duero,...), y los esfuerzos distensivos relacionados con el *rifting* del este peninsular (Cortés, 1999). Además de estas deformaciones de origen tectónico aparecen numerosas estructuras ligadas a procesos superficiales como colapsos cársticos por disolución de yesos y diapirismo de pequeña escala.

Los autores agradecen a Jose Luis Simón, Angel González y Carlos Liesa las discusiones y críticas del manuscrito original. La detallada revisión y las sugerencias de A. Jabaloy, un revisor anónimo y el editor han contribuido a mejorar este trabajo. El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0997 de la Dirección General de Enseñanza Superior.

Bibliografía

- Adrover, R. (1986): *Nuevas faunas de roedores en el Mioceno continental de la región de Teruel (España). Interés biostratigráfico y paleoecológico*. Publ. Instituto de Estudios Turoleses, Teruel: 423 p.
- Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1978): Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geol.*, 34: 205-214.
- Alcalá, L. (1994): *Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel*. Instituto de Estudios Turoleses - Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC: 554 p.
- Alcalá, L., Alonso Zarza, A.M., Anadón, P., Calvo, J.P., Ortí, F., Rosell, L. y van Dam, J. (1997): Neógeno de la fosa de Teruel. En: *Itinerarios geológicos en el Terciario del centro y este de la Península Ibérica* (L. Alcalá y A.M. Alonso Zarza, Eds.). III Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca: 7-38.
- Alfaro, J.A. (1988): Sobre la tectónica frágil y la neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Teruel*, 79: 39-62.
- Alonso, J.L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del manto del Esla (zona Cantábrica, NW de España)*. Publ. Diputación Provincial de León: 276 p.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- Anadón, P., Ardevoll, L., Cabra, P., Calvet, F., Fernández, P., Giner, J., Guimerà, J., González, J., Julivert, M., Marzo, M., Salas, R., Simón Gómez, J.L., Simón, A., Ortí, F., López, F. y Barnolas, A. (1985): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 48 (Vinaròs) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000*. IGME, Madrid: 100 p.
- Anadón, P., Cabrera, L., Julià, R. y Marzo, M. (1991): Sequential arrangement and asymmetrical fill in the Miocene Rubielos de Mora Basin (northeast Spain). En: *Lacustrine facies analysis* (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.). Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 13: 257-275.
- Anadón, P. y Moissenet, E. (1996): Neogene basins in the Eastern Iberian Range. En: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge: 68-76.
- Anadón, P., Moissenet, E. y Simón, J.L. (1990): The Neogene Grabens of the Eastern Iberian Chain (Eastern Spain). En: *Iberian Neogene Basins* (J. Agustí y J. Martinell, Eds.). Paleont. i Evol. mem. Especial, 2: 97-130.
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 308 p.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1975): Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Biro, P. (1959): Esquisse morphologique des Monts Celtibériques orientaux. *Bull. Comité Trav. Hist. et Scient., Sect. Géogr.*: 101-130.
- Bomer, B. (1960): Aspectos morfológicos de la Cuenca de Calatayud-Daroca y sus zonas marginales. *Est. Geográf.*, 21: 393-402.
- Calvo, J.P., Alcalá, L., Alonso Zarza, A.M., van Dam, J. y Gutiérrez Santolalla, F. (1999): Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del estratotipo del Turoliense. *Geogaceta*, 25: 55-58.
- Casas, A. M., Gil, I., Leránz, B., Millán, H. y Simón, J. L. (1994): Quaternary reactivation of flexural-slip folds by diapiric activity: example from the Western Ebro Basin (Spain). *Geol. Rundschau*, 83: 853-867.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, T. (2000a): Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13: 1-17.
- Casas, A.M., Cortés, A.L. y Maestro, A. (2000b): Intra-plate deformation and basin formation during the Tertiary at the Northern Iberian Plate: origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19 (2): 258-289.
- Colomer, M. (1987): *Estudi geològic de la vora Sud-oest de la Fossa de Calatayud-Daroca, entre Villafeliche i Calamocha*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 99 p.
- Colomer, M. y Santanach, P. (1988): Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, 4: 29-31
- Cortés, A.L. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 409 p.
- Cortés, A. L. y Casas, A. M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 51-66
- Cortés, A. L. y Casas, A. M. (1997): Fosas neógenas asociadas a reactivación de pliegues en el borde sur de la Sierra de Cantabria (Alava-Navarra). *Geogaceta*, 21: 163-166
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1999): Role of the extensional structures in the location of folds and thrusts during tectonic inversion (Northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 12: 113-132.
- Cortés, A.L. y Maestro, A. (1997): Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10: 183-196.
- Cortés, A.L. y Maestro, A. (1998): Recent intraplate stress field in the eastern Duero Basin (N Spain). *Terra Nova*, 10: 287-294.
- Crusafont, M., Villalta, J.F. y Julivert, M. (1954): Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel. *Not. Com. IGME*, 34: 41-58.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Alvarez Sierra, M. (1987): Ramblian, a new stage for continental deposits of early Miocene age. *Geol. Mijnbouw*, 65: 297-308.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Van de Weerd, A. (1977): Aragonian, a new stage for continental deposits of early

- Miocene age. *Newsl. Stratigr.*, 6: 42-55.
- Echeverría, M. (1988): *Geomorfología de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las depresiones de Calatayud y Almazán y su reborde soriano*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 969 p.
- Ferreiro E., Ruiz V., López F., Valverde M., Lendínez A., Lago M., Meléndez A., Pardo G., Ardevol L., Villena J., Pérez A., González A., Hernández A., Alvaro M., Leal M.C., Aguilar M., Gómez J.J. y Carls P. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000*. ITGE, Madrid: 239 p.
- Gautier, F. (1971): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 591 (Mora de Rubielos) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. IGME, Madrid: 20 p.
- Godoy, A., Olivé, A. y Moissenet, E. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 567 (Teruel) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. ITGE, Madrid: 70 p.
- González, A. y Guimerá, J. (1993): Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 151-165.
- González, A. y Guimerà, J. (1997): Marco estructural de la sedimentación durante el Mioceno inferior en el extremo meridional de la Cuenca del Ebro. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo y J. Morales, Eds.). UCM-CSIC, Madrid: 97-100.
- González, A., Guimerá, J. y Luzón, A. (1998): Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (Provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, 24: 155-158.
- Gracia, J. (1990): *Geomorfología de la Región de Gallocanta (Cordillera Ibérica Central)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 660 p.
- Gracia, F.J. y Cuchí, J.A. (1993): Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica central). En: *El Cuaternario de España y Portugal*. Actas 2ª Reunión Cuat. Ibér. ITGE-AEQUA, Madrid, 2: 697-706
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Leranoz, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 125-142.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Simón, J.L. (1989): *Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 40 (Daroca) del Mapa Neotectónico de España a escala: 1:200.000*. IGME, Madrid: 37 p.
- Gracia, F.J., Olivé, A. y Gutiérrez, M. (1996): Fosas del Jiloca y de Gallocanta. *XXX Curso de Geología Práctica*, Universidad de Verano de Teruel: 139-156.
- Guimerà, J. (1990): Formación de una cubeta sinclinal en un contexto extensivo: la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel). *Geogaceta*, 8: 33-35.
- Guimerà, J. (1997): Las fosas neógenas de Teruel y el Jiloca: su relación con la estructura cortical. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo y J. Morales, Eds.). UCM-CSIC, Madrid: 105-108.
- Gutiérrez Santolalla, F. (1994): *Geomorfología de la Región de Calatayud. El karst en yesos*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 667 p.
- Gutiérrez Santolalla, F. (1999): *Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 569 p.
- Gutiérrez Santolalla, F., Gracia, J. y Gutiérrez, M. (1996): Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfo-estratigráficas y estructurales. En: *IV Reunión Nacional de Geomorfología, S.E.G.*, O Castro (A Coruña): 23-43.
- Gutiérrez Elorza, M. y Gracia, F.J. (1997): Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdowson, Ed.). Geol. Soc. London, Sp. ec. Pub., 120: 147-158.
- Hernández, A., Godoy, A., Alvaro, M., Ramírez, J.I., Leal, M.C., Aguilar, M., Anadón, P., Moissenet, E., Meléndez, A., Gómez, J.J., Martín, J.M., García, J.C., Aramburu, C., Ortí, F., Solé, N. y Gabaldón, V. (1985): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 47 (Teruel) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000*. ITGE, Madrid: 192 p.
- Hernández, A., Olivé, A., Portero, J.M., Gutiérrez, M., Aguilar, M.J. y Leal, M.C. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 465 (Daroca) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME, Madrid: 76 p.
- Julivert, M. (1954): Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. *Arrahona*, Sabadell: 3-18.
- Liesas, C. (1993): *Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza: 98 p.
- López, N. (1989): *Revisión sistemática y biostratigrafía de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España*. Mem. Museo Paleont. Univ. Zaragoza, 3 (3): 350 p.
- Maestro, A. (1999): *Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 334 p.
- Maestro, A., Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1997): Estructura del sector norte de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 22: 117-120
- Martín Serrano, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351.
- Mein, P., Moissenet, E. y Adrover, R. (1983): L'extension et l'âge des formations continentales pliocènes du fossé de Teruel (Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris*, sér. II, 296: 1603-1610.
- Moissenet, E. (1982): Observations préliminaires sur les piemonts internes des Monts Ibériques dans la région de Teruel. *Colloque «Montagnes-Piemonts»*, Toulouse.
- Moissenet, E. (1983): Aspectos de la Neotectónica en la fosa de Teruel. En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Coord.). Vol. II. IGME, Madrid: 427-446.
- Moissenet, E. (1985): Les dépressions tarditectoniques des Chaînes Ibériques méridionales: distension, diapirisme et dépôts néogènes associés. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.300, sér. II, 11: 523-528.
- Moissenet, E. (1989): Les fossés néogènes de la Chaîne ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Géol. France* (sér. 8), 5: 919-926.
- Moissenet, E., Adrover, R. y Aguirre, E. (1974): Fosa de Teruel. *Col. Int. Bioestrat. Cont. Neog. Sup. Cuat. Inf. Libro Guía*: 49-68.
- Pailhé, P. (1984): *La Chaîne Ibérique Orientale. Etude géomorphologique*. Tesis Doctoral, Univ. de Bordeaux III: 682 p.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de*

- Teruel*. Inst. Est. Turolenses, Teruel: 149 p.
- Pérez A. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 525 p.
- Riba, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Tesis Doct. Publ. Monografías Inst. «Lucas Mallada», 16, C.S.I.C., Madrid: 283 p.
- Salas R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20: 1704-1706.
- Sanz Rubio, E.; Hoyos, M.; Calvo, J.P.; Sánchez Moral, M.; Cañaveras, J.C. y Sesé, C. (1997): Paleokarstificaciones y evolución de los sistemas deposicionales miocenos de la Cuenca de Calatayud. En: *Itinerarios geológicos en el Terciario del centro y este de la Península Ibérica* (L. Alcalá y A.M. Alonso Zarza, Eds.). III Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca: 109-134.
- Simón Gómez, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón Gómez, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Pub. Inst. Est. Turolenses, Teruel: 269 p.
- Simón Gómez, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón Gómez, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 11: 285-294.
- Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1993): La falla de Concu (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: *El Cuaternario de España y Portugal* (T. Aleixandre y A. Pérez González, Eds.), 2: 729-737.
- Solé Sabarís, L. y Riba, O. (1952): El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. *Teruel*, 7: 7-22.
- Soria, A. R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 363 p.
- Weerd, A. van de (1976): *Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain*. Utrecht Micropal. Bull. Spec. Pub., 2: 217 p.

Manuscrito recibido el 2 de Febrero de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 27 de Julio de 2000