

CUANTIFICACIÓN DEL ACORTAMIENTO ALPINO Y ESTRUCTURA EN PROFUNDIDAD DEL EXTREMO SUR-OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA (SIERRAS DE ALTOMIRA Y BASCUÑANA)

A. Muñoz Martín y G. De Vicente

*Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid (España).
amunoz@eucmos.sim.ucm.es*

Resumen: En este trabajo se describe la estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la Cordillera Ibérica, a partir de la integración de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. Estos datos han permitido la construcción de dos mapas de isobatas, uno para el techo del basamento, y otro para el techo del Cretácico superior, así como la construcción de seis cortes geológicos equilibrados transversales a las principales estructuras de la cobertera. La estructura del basamento está definida, fundamentalmente, por fallas normales que controlan el espesor de las unidades sedimentarias mesozoicas. Se han distinguido tres bloques separados por importantes zonas de fractura: el bloque de la Cuenca de Madrid, de naturaleza granítico-gneílica, y muy poco fracturado, el bloque de Valdeolivas, compuesto por sedimentos metamórficos paleozoicos y una densidad de fracturación moderada, y el bloque de Cuenca, de composición heterogénea y elevada densidad de fracturación. La cobertera se encuentra despegada del basamento a favor de las facies plásticas del Triásico superior, siendo las estructuras dominantes los cabalgamientos y pliegues asociados, limitados lateralmente por zonas de transferencia. La localización de los cabalgamientos y de las zonas de transferencia en la cobertera está claramente asociada a la presencia de fallas normales en el basamento. El grado de acortamiento alpino calculado en la cobertera presenta una distribución espacial bien definida: el acortamiento es máximo (16 Km) en el sector central de la Sierra de Altomira, decreciendo hasta desaparecer hacia el N. Desde la zona de falla de Tarancón hacia el S, las estructuras compresivas N-S se amortiguan y se superponen a las de orientación NO-SE, desarrolladas anteriormente.

Palabras clave: Cordillera Ibérica, Sierra de Altomira, Cuenca del Tajo, gravimetría, perfiles sísmicos de reflexión, deformación alpina, cortes geológicos equilibrados.

Abstract: In this paper we describe the structure of the SW border of the Iberian Range by means of the integration of structural, seismic and gravimetric data. These data allowed us to make two isobate maps, one relative to the top of the basement roof, and the other to the Upper Cretaceous limit, and six balanced cross-sections. The basement structure is mainly defined by normal faults that control the thickness of the Mesozoic units. We have distinguished three basement blocks limited by important fault zones: the Madrid Basin block, composed by granites and gneisses with a low fracture density, the Valdeolivas block, with Palaeozoic metamorphic rocks and a higher fracture density, and the Cuenca block, lithologically heterogeneous and with the highest fracture density. The Mesozoic-Tertiary cover is detached from the basement due to the presence of Upper Triassic plastic rocks. The main structures in the cover are thrusts and thrust-related folds bounded by transfer zones. The location of these two types of major structures is clearly related with basement normal faults. Shortening ranges calculated in the cover have a well-defined spatial distribution: maximum shortening (16 km) is located in the central sector of the Altomira Range, decreasing towards the north as far as compressive structures disappear. From the Tarancón fault zone to the south, N-S compressive structures soften and superimpose to the previous NW-SE ones.

Key words: Iberian Range, Altomira Range, Tajo Basin, gravimetry, seismic profiles, alpine deformation, balanced cross-sections.

Muñoz Martín A., y De Vicente G. (1998): Cuantificación del acortamiento alpino y estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la Cordillera Ibérica (sierras de Altomira y Bascuñana). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 233-252

La zona estudiada en este trabajo se encuentra situada en el interior de la placa Ibérica, adosada a la Cordillera Ibérica, y en las proximidades del Sistema Central Español. Tanto la Cordillera Ibérica como el

Sistema Central son dos cinturones alpinos de deformación intraplaca con una intensidad de deformación moderada, que se encuentran situados en una posición intermedia entre las dos grandes cadenas que se desá-

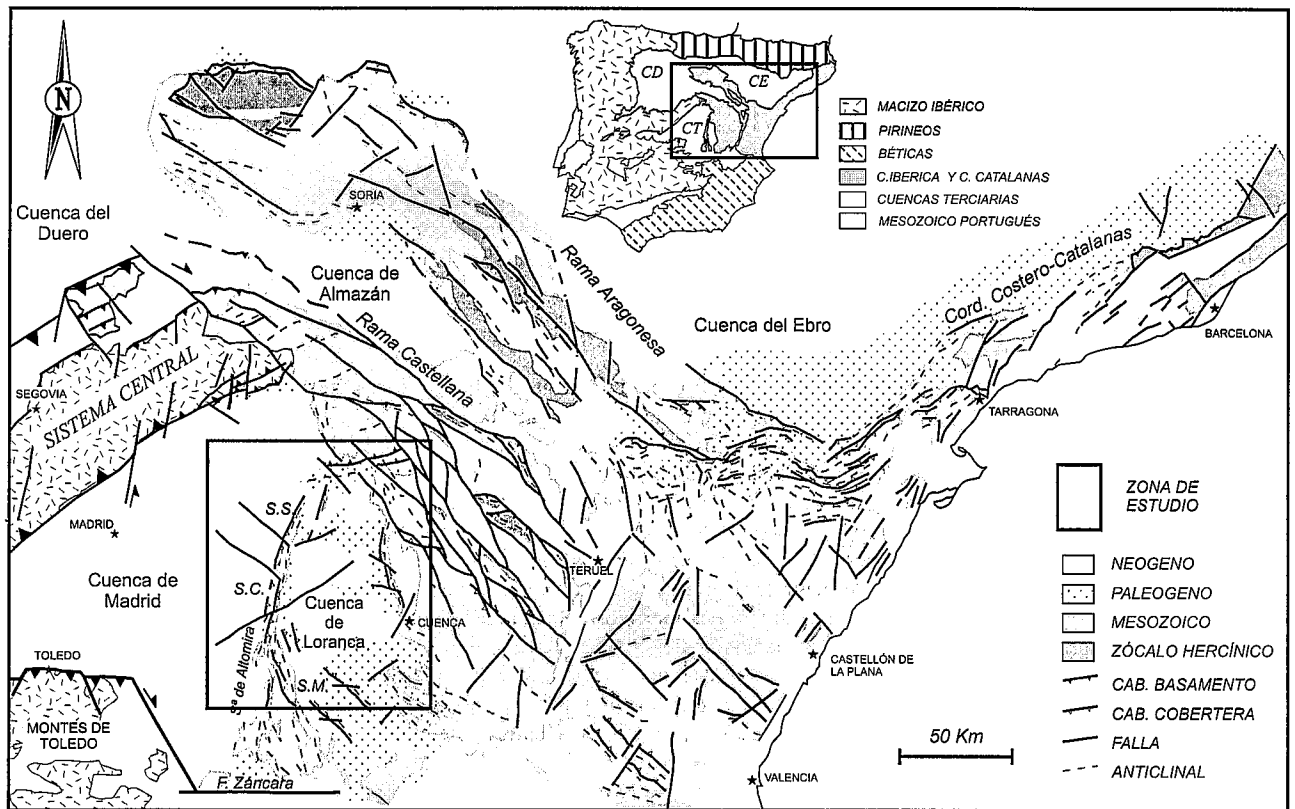


Figura 1.- Localización geográfica y geológica de la zona de estudio en el interior de la placa Ibérica. CD, Cuenca del Duero, CE, Cuenca del Ebro, CT, Cuenca del Tajo.

rollan durante la orogenia alpina en los bordes N y S de la placa Ibérica: los Pirineos y las Béticas (Fig. 1).

Las principales unidades estructurales que aparecen son: a) los cinturones de deformación (el borde SO de la Cordillera Ibérica y el cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira) donde afloran materiales mesozoicos y paleógenos con un grado de deformación moderado a alto), y b) las cuencas terciarias de Madrid y de Loranea que conforman la Cuenca del Tajo.

El conocimiento de la estructura en profundidad de la zona de estudio resulta imprescindible, tanto para poder evaluar los datos de acortamiento como para poder interpretar el origen de las estructuras observadas en superficie. Para definir esta geometría se han utilizado dos fuentes complementarias de información geofísica:

a) se han analizado 27 perfiles sísmicos de reflexión, realizados para la prospección de hidrocarburos por la compañía *Ampspain* en la década de los 70, que cubren la práctica totalidad del área estudiada, siendo especialmente abundantes en la Cuenca de Loranea. Estos perfiles se encuentran apoyados en ocho sondeos petrolíferos.

b) se han realizado tres modelos gravimétricos en 2 + ½ D transversales a las principales estructuras situadas en la mitad septentrional de la zona de estudio, utilizando los nuevos datos del *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular*, obtenidos dentro del Proyecto PB 94-0242 de la DGICYT.

Toda esta información, sumada a los datos estructurales y cartográficos propios de autores previos, nos ha permitido construir una serie de seis cortes geológicos equilibrados (Fig. 2). Mediante el análisis de estos cortes se han podido alcanzar los principales objetivos planteados en este trabajo: 1) la cuantificación de la deformación en la cobertera, y 2) el estudio de la geometría del fondo de las cuencas terciarias y del techo del basamento.

Rasgos estructurales en superficie

A continuación se van a describir brevemente los principales rasgos estructurales que se observan en superficie en la zona de estudio que, unidos a otros datos complementarios (relleno sedimentario, paleoesfuerzos, etc.), permitirán comprender mejor la estructura en profundidad. No se describe la estructura en superficie de un modo exhaustivo, ya que ésta se encuentra profusamente tratada en numerosos trabajos, entre los que destacan las tesis doctorales de Meléndez (1971) y Viallard (1973), los mapas de la serie MAGNA que abarcan toda la zona de estudio, así como otros trabajos sobre aspectos tectónicos concretos (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994) o regionales (Álvaro *et al.*, 1979, Capote, 1983, Viallard, 1983, Guimerá y Álvaro, 1990, Giner, 1996, De Vicente *et al.*, 1996). Todos estos trabajos previos se han completado con observaciones macro y mesoestructurales propias, que

han permitido ampliar, revisar y reinterpretar parcialmente las conclusiones anteriores.

La Sierra de Altomira

Se denomina como Sierra de Altomira al conjunto de alineaciones mesozoicas (jurásicas y cretácicas) que se extienden con una dirección N-S a NNO-SSE, desde Budia (Guadalajara) hasta la línea Quintanar de la Orden-Belmonte-San Clemente (Álvaro y Capote, 1973). La Sierra de Altomira limita hacia el O con la Cuenca terciaria de Madrid, mediante un contacto de tipo falla inversa, con un salto vertical de más de 1500 m entre la cobertera mesozoica indeformada situada hacia el O, y la cobertera deformada en la Sierra de Altomira (Querol, 1989). Por el E, la Sierra de Altomira limita con la Cuenca terciaria de Loranca, cuyos sedimentos paleógenos y neógenos se encuentran adosados mediante discordancias angulares y/o progresivas a los materiales mesozoicos del flanco oriental de dicha sierra.

Desde un punto de vista estructural, la Sierra de Altomira es un cinturón de pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertera mesozoico-terciaria, que se encuentra despegada del basamento hercínico y del tegumento del Pérmico y Triásico inferior (Sánchez Soria, 1973). La estructura general es la de uno o varios anticlinorios formados por pliegues y cabalgamientos de dirección media N-S con una marcada vergencia hacia el O. Dentro de esta estructura se pueden distinguir tres tramos o sectores bien diferenciados, que presentan características estructurales diferentes: *septentrional*, *central* y *meridional* (Muñoz Martín, 1997, Fig. 3). Estos sectores se encuentran separados entre sí por una serie de accidentes oblicuos y transversales, conocidos desde los primeros estudios realizados en la zona (Sánchez Soria, 1973), que se caracterizan por presentar estructuras oblicuas a los cabalgamientos frontales de dirección N-S.

Por lo que respecta a la edad de deformación, los datos paleogeográficos y de relleno de las cuencas (Díaz Molina y Tortosa, 1996) indican que el principal levantamiento de la sierras de Altomira y Bascuñana se produjo durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior.

La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca de tipo intermedio (Julivert *et al.*, 1974) que se encuentra situada en una posición relativamente lejana de los márgenes de la Placa Ibérica. Su estructuración se produce durante el Paleógeno, mediante un proceso de inversión tectónica del sistema de rift intracontinental mesozoico de dirección NO-SE que afecta al basamento y a la cobertera (Álvaro *et al.*, 1979, Simón Gómez, 1984, Guimerá y Álvaro, 1990). La edad de deformación es fundamentalmente oligocena, y la estructura está fuertemente influenciada por la presencia de potentes nive-

les de arcillas y evaporitas del Triásico superior que han permitido el desarrollo de una tectónica en pisos, con tres niveles bien diferenciados en la vertical (*stockwerk tectonik*, Richter y Teichmüller, 1933): El *zócalo*, compuesto por un basamento hercínico y un tegumento con materiales pérmicos y del Triásico inferior, un *nivel de despegue* constituido por las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior, y una *cobertera* mesozoico-terciaria (Álvaro *et al.*, 1979, Viillard, 1983, Guimerá y Álvaro, 1990).

La cobertera está fundamentalmente deformada por medio de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE desarrollados a partir de un nivel de despegue situado en las facies mecánicamente incompetentes del *Muschelkalk* y/o del *Keuper* (Guimerá, 1988). El sentido de la vergencia de las estructuras desarrolladas en la cobertera es centrífugo desde el eje de la cadena (Stille, 1931), que se encuentra situado aproximadamente en la Serranía de Albarracín (Guimerá y Álvaro, 1990). De este modo, las estructuras vergen hacia el NE (Cuenca del Ebro) en la parte nor-oriental de la cadena, y hacia el SO en la parte sur-occidental de la misma.

Dentro de este esquema general, en la zona estudiada se pueden distinguir dos dominios estructurales con características diferentes: El *dominio de la Serranía de Cuenca* en el S, y el *dominio del Alto Tajo* en el N, limitados entre sí por el *anticlinal de la Hoya de las Cortezas*, de dirección E-O (Fig. 3):

El Dominio de la Serranía de Cuenca se encuentra situado en el tercio meridional del borde SO de la Cordillera Ibérica (Fig. 3). El estilo tectónico se encuentra definido por pliegues de gran radio de curvatura, con una orientación de sus trazas axiales N120E (oblicua a la dirección general N140E de la cadena). La estructura es relativamente sencilla, con pliegues de gran desarrollo longitudinal y gran amplitud, con buzamientos muy bajos (del orden de 10°) a excepción del anticlinal de Cuenca, situado en el extremo SO de la Cordillera Ibérica, con una marcada vergencia hacia el SO. La fracturación es escasa, destacando un sistema de fracturas de dirección NNE-SSO (*zona de falla de Villalba de la Sierra*), que presenta un movimiento de tipo direccional dextroso, con una componente transtensiva que dispone un bloque más hundido hacia el N (*Cuenca de Mariana*). Este sistema de fracturas presenta evidencias de rejugos tardíos de tipo extensivo (Mioceno superior - Cuaternario), que indican una dirección de extensión hacia el SE.

El Dominio del Alto Tajo se extiende entre el borde SO de la Cordillera Ibérica y el curso alto del río Tajo, situado al NE de la zona de estudio (Fig. 3). Presenta un mayor grado de fracturación y una estructura geológica más compleja que el dominio anterior, con diversos sistemas de fracturación y plegamiento. Además del mayor número de estructuras, existen evidencias cartográficas de diferentes episodios de actividad tectónica que se reflejan, por ejemplo, en el desarrollo

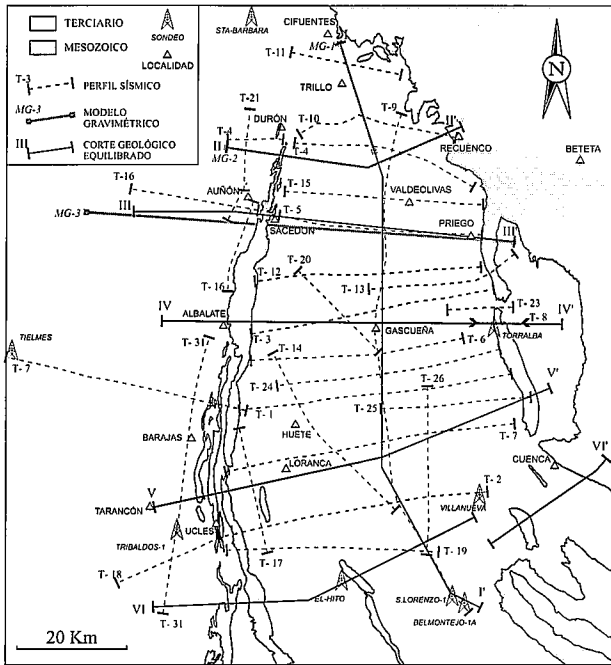


Figura 2.- Mapa de situación de los perfiles sísmicos interpretados, de los sondeos petrolíferos, de los modelos gravimétricos y de los cortes geológicos equilibrados realizados.

de figuras de interferencia entre los sistemas principales de pliegues. Dentro de esta zona se han distinguido dos direcciones principales de plegamiento paralelos a sistemas de cabalgamientos NO-SE (vergentes al SO) y ENE-OSO (vergentes al S). Estos sistemas de pliegues y cabalgamientos están segmentados por un conjunto de fallas en dirección NO-SE (dextrosas), NNO-SSE (sinestrosas) y NE-SO (dextrosas).

Análisis de los perfiles sísmicos de reflexión

Los datos sísmicos utilizados en este trabajo corresponden a un total de 27 perfiles sísmicos de reflexión, realizados por la *Compagnie General de Geophysique* para *Amospain* durante los años 1969-1973. La fuente de energía utilizada para la realización de estos perfiles fue dinamita, se registró con cobertura 12, y la calidad general de los mismos es buena. Para la interpretación de estos perfiles, se ha utilizado la correlación entre los reflectores y los principales horizontes estratigráficos realizada por el ITGE (1990) a partir de perfiles de velocidad en los sondeos Pradillo, Santa Bárbara, Tribaldos y Ledanca, y del "sonic log" de los sondeos Gabaldón-1, Belmonte-1, Salobral-1, El Hito-1 y Torralba (Fig. 3). El estudio de los perfiles sísmicos se ha desarrollado con dos objetivos diferentes:

a) el estudio de la geometría en planta del basamento y la cobertera. Para ello se han construido dos mapas de isobatas correspondientes a los reflectores sísmicos del techo del basamento (contacto entre el basamento hercínico y el tegumento Permo-Triásico) y al techo de la cobertera mesozoica (techo del Cretácico

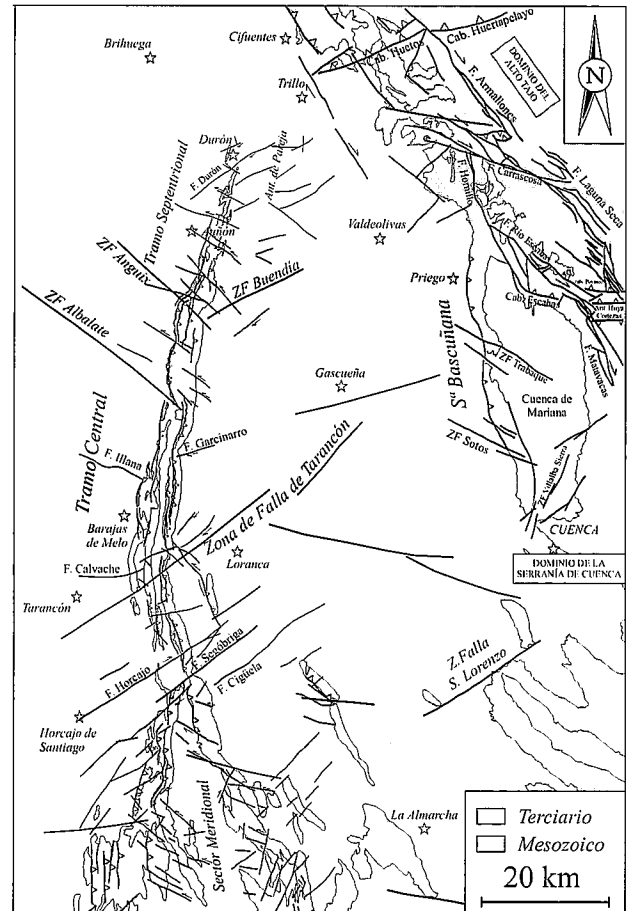


Figura 3.- Principales rasgos estructurales superficiales y zonas de fracturas de la zona de estudio.

superior carbonatado). Estos mapas revelan la geometría del fondo de las cuencas terciarias y del basamento, así como la posición de los accidentes geológicos que los afectan. Además, el contraste entre los dos mapas de isobatas permite establecer relaciones entre las estructuras que afectan al basamento y a la cobertera.

b) estudio de la geometría de las estructuras a lo largo de los perfiles sísmicos. Con este fin se ha procedido a la restitución a secciones de profundidad de los reflectores sísmicos correspondientes al techo del basamento, a la base y al techo del Cretácico. De este modo es posible obtener los buzamientos reales de las diferentes unidades litológicas, y no la inclinación de los reflectores de la sección en tiempo, lo que resulta fundamental a la hora de construir cortes geológicos equilibrados.

Descripción de los mapas de isobatas

Existen varios trabajos previos donde se han realizado mapas de isobatas o de isocronas, a partir de los perfiles sísmicos de reflexión, para toda la Cuenca del Tajo (Querol, 1989, ITGE, 1987, 1990, Gómez *et al.*, 1996) que suponen una aproximación inicial a la geometría de la cuenca muy importante. Sin embargo, estos trabajos admiten algunos problemas de interpretación, como por ejemplo la geometría del basamento

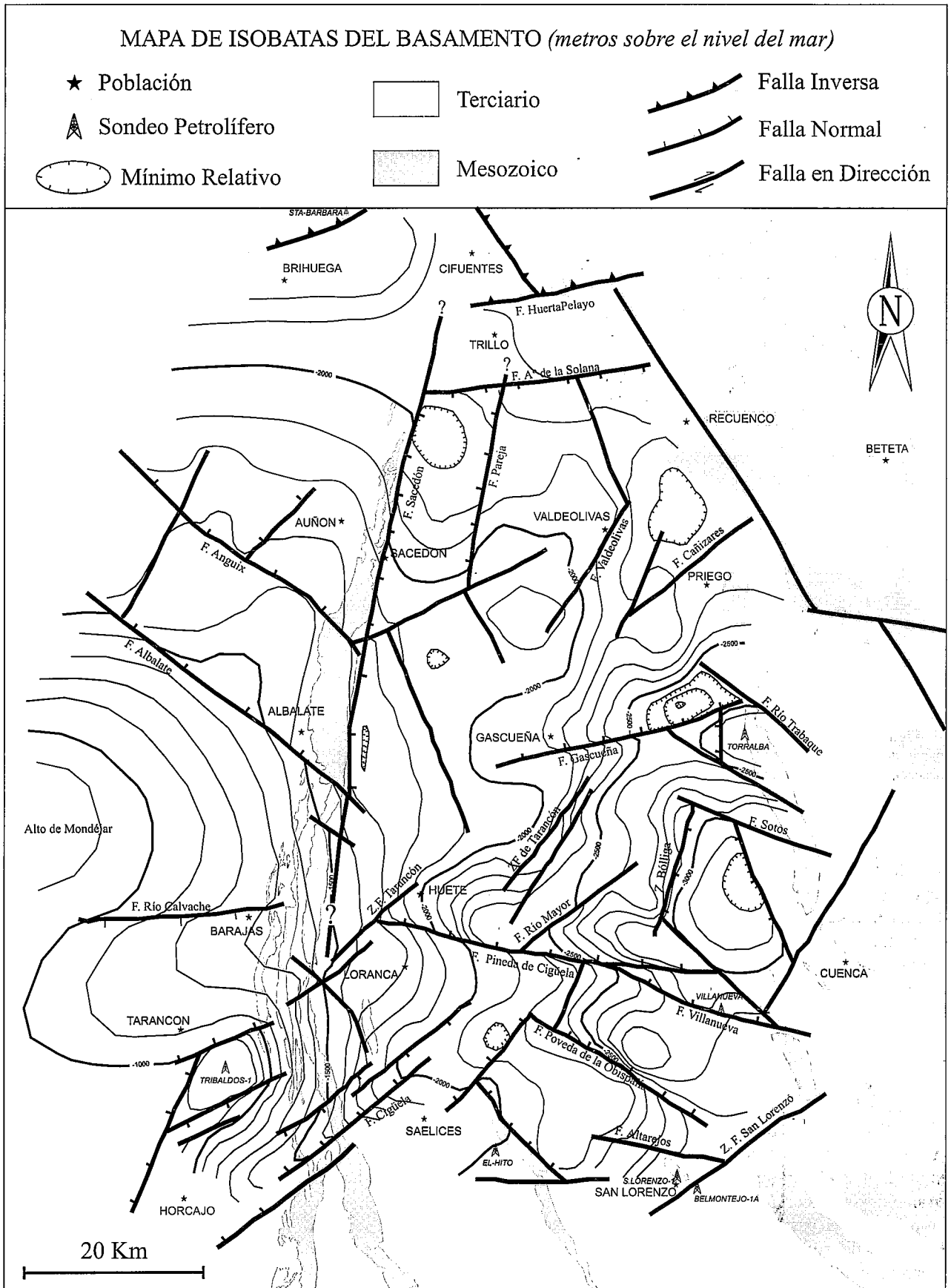


Figura 5.- Mapa de isobatas del techo del basamento obtenido a partir de los perfiles de sismica de reflexión (en metros sobre el nivel del mar).

100 m). Los límites de este bloque presentan orientaciones muy variadas, destacando la *falla de Sacedón* (N-S) al O, la *falla del borde SO de la Cordillera Ibérica* (NO-SE, o *falla Hespérica*, Simón Gómez, 1984, Canérot, 1989), y la *zona de falla de Tarancón* al S (NE-SO). El límite septentrional de este bloque es complejo, ya que en esta zona convergen las fallas del borde SO de la Cordillera Ibérica y de Sacedón, así como dos importantes fallas de dirección ENE-OSO (Fig. 5). La situada más al S (*falla del Arroyo de la Solana*) presenta un carácter normal, con el bloque hundido situado al S, y cuenta con expresión superficial en el valle de La Puerta. La situada más al N (*falla de Huertapelayo*) tiene un carácter inverso, con el bloque superior situado al N, según se infiere de los datos gravimétricos. Este accidente parece continuarse hacia el E hasta alcanzar el sistema de cabalgamientos de Huertapelayo (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Bloque de Cuenca. Se encuentra situado por debajo de la mitad meridional de la Cuenca de Loranca, al S de la *zona de falla de Tarancón*, y se caracteriza porque el techo del basamento presenta una geometría accidentada debido a la presencia de numerosas fallas normales. Estas fallas producen importantes saltos en el techo del basamento (de hasta 500 m), y controlan los espesores de las unidades permo-triásicas y jurásicas en el tercio meridional de la zona de estudio. El techo del basamento presenta una serie de mínimos estructurales, llegando a alcanzar los 3200 m bajo el nivel del mar por delante de la Sierra de Bascuñana (Fig. 5). Las orientaciones de las fallas que afectan al basamento en el interior del bloque de Cuenca son muy variadas, dominando las direcciones NE-SO (*fallas de Gascuña y de San Lorenzo de la Parrilla*) y las ESE-ONO (*falla de Pineda de Cigüela*). Los límites meridional y oriental de este bloque caen fuera de la zona de estudio, y deben extenderse hacia el S hasta la *falla del Záncara*, de dirección E-O, y hacia el E hacia la *falla Sur-Ibérica* (Canérot, 1974, Alfaro *et al.*, 1991). El límite septentrional de este bloque con los otros dos definidos anteriormente lo constituye la *zona de falla de Tarancón*.

B) *El Mapa de isobatas del techo del Cretácico Superior* (Fig. 6). Presenta una geometría totalmente diferente al del techo del basamento, lo que evidencia un despegue generalizado de la cobertera mesozoico-terciaria del basamento a favor de las facies plásticas del Keuper. Así, al contrario de lo que sucede con el techo del basamento, las estructuras dominantes en la cobertera son los cabalgamientos y pliegues asociados, así como fallas en dirección que limitan lateralmente estas estructuras compresivas. Teniendo en cuenta los mismos criterios que para el mapa de isobatas del techo del basamento, se ha podido establecer una serie de unidades diferentes en función de los rasgos estructurales de la superficie del techo del Cretácico:

Dos estrechos cinturones de pliegues y cabalgamientos situados al O (Sierra de Altomira) y al

E (Sierra de Bascuñana) de la Cuenca de Loranca.

El sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, definida por un conjunto de pliegues y cabalgamientos con orientaciones y vergencias variables.

El sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, que se encuentra caracterizado por presentar interferencias entre estructuras de direcciones N-S y ENE-OSO.

Las dos cuencas terciarias de Madrid y de Loranca.

1) *La Sierra de Altomira.* Se han distinguido tres sectores separados entre sí por importantes zonas de transferencia en la cobertera. A continuación se describen los más septentrionales, mientras que el meridional se describe conjuntamente con la mitad meridional de la Cuenca de Loranca.

Sector Septentrional: En el mapa de isobatas se distingue perfectamente la inmersión del techo del Cretácico al N del pueblo de Durón, debido a la amortiguación hacia el N de las estructuras compresivas, y a la presencia de una falla normal-direccional NE-SO (*falla de Durón*). Otro aspecto a destacar es la presencia del anticlinorio de Pareja - La Puerta, subparalelo a la Sierra de Altomira, y cuyo límite meridional es una falla direccional NE-SO (*falla de Buendía*) que se extiende desde el centro de la Cuenca de Loranca hasta la *zona de transferencia de Anguix*. Esta falla en dirección constituye una zona de transferencia que, al contrario que las de Anguix y Albalate, no presenta una buena calidad de afloramiento por estar fosilizada por los materiales neógenos más recientes, y cubierta por el embalse de Buendía. Entre los dos anticlinorios se sitúa un profundo sinclinal (*surco de Entrepeñas*) que, desde un peque o umbral situado en su extremo S, presenta una inmersión constante hacia el N, enlazando las cuencas de Madrid y de Loranca.

Sector Central: En este sector destaca la presencia de un anticlinal situado al E de la sierra de Altomira (*anticlinal de Huete*) quedando un sinclinal menor entre ambos. También destaca la presencia de un par de fallas oblicuas a la dirección de los pliegues y cabalgamientos N-S, situadas desde la Sierra de Altomira hacia la Cuenca de Loranca. Por lo que respecta al flanco occidental de la Sierra de Altomira en este tramo, sólo aparece un accidente transversal (E-O) a la altura de Barajas de Melo (*falla del río Calvache*).

2) *La Sierra de Bascuñana:* Consiste en una gran anticlinorio de dirección N-S, que separa la Cuenca de Loranca al O de la Cuenca de Mariana al E, y que se encuentra dividido en tres tramos bien diferenciados: Priego al N, Torralba y Bascuñana al S. El límite entre estos sectores lo constituyen una importante zona transtensiva entre las dos primeras (*zona de falla del río Trabaque*), y una transpresiva entre las dos últimas (*zona de falla de Sotos*).

El *Tramo de Priego* consta de tres anticlinales principales vergentes al O, siendo el mayor el más

PERFIL	Nº estación	LONG. (km)	Nº medidas	LONG. ALAS (km)	PUNTOS EST (\pm D.S.)	AN. MIN. (mGals)	AN. MAX. (mGals)	ERROR (mGals)
I	11	20	48	10	4,36 \pm 1,43	-90,28	-75,54	0,35
II	23	44	75	20	3,26 \pm 4,09	-98,40	-74,84	0,77
III	40	78	168	20	4,20 \pm 1,50	-101,34	-76,25	0,82

Tabla I.- Características principales de los modelos gravimétricos.

oriental, y bajo el cual se sitúa un importante cabalgamiento en la cobertera. El contacto entre estas estructuras y la Cordillera Ibérica se realiza a través de una falla dextrorsa en la Cuenca de Loranca (*falla de Cañizares*). El contacto con el tramo de Torralba se realiza por medio de una zona transtensiva (*zona de falla del río Trabaque*) NO-SE que se prolonga desde la Cuenca de Mariana hasta la Cuenca de Loranca.

El *Tramo de Torralba* presenta una clara geometría sigmoidal, en forma de Z laxa, y vergencia hacia el O. La inflexión entre ambas ramas se debe a la actuación de dos fallas en dirección NE-SO, que conforman una zona transpresiva (*zona de transferencia de Sotos*).

El *tramo de Bascuñana* es el que presenta una estructura más compleja, con un anticlinal principal vergente al NE y con otro anticlinal situado al O y vergencia contraria, entre los que aparece un sinclinal menor. El límite S de este tramo lo constituye una zona de falla transtensiva NE-SO (*zona de transferencia de Villalba de la Sierra*), a favor de la cual vuelven a conectar las cuencas de Loranca y de Mariana. Esta zona de transferencia constituye también el límite entre la Sierra de Bascuñana y la Serranía de Cuenca.

3) *El Sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*: Es una zona estructuralmente compleja que se extiende desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, hasta alcanzar la Cordillera Ibérica. Por el S los límites se sitúan en la *falla del Záncara* (de dirección E-O, situada fuera de la zona de estudio), y la *zona de falla de San Lorenzo de la Parrilla* (NE-SO), que constituye el límite SE entre la Cuenca de Loranca y las estribaciones sur-orientales de la Cordillera Ibérica (Fig. 6). Las estructuras principales son los anticlinales asociados a cabalgamientos, cuyas trazas sufren un cambio de orientación progresivo desde una dirección N-S, en las proximidades de la Sierra de Altomira, a NO-SE hacia la Cordillera Ibérica. Este cambio de dirección en las orientaciones de las estructuras compresivas se realiza de una manera escalonada, y está favorecida por la presencia de fallas transversales y oblicuas de direcciones NE-SO y ESE-ONO que presentan movimientos en dirección y normales. Estas fallas actúan como verdaderos "transfers" de los cabalgamientos, y controlan, tanto su extensión lateral, como los sentidos de vergencia de los mismos. Algunos de estos anticlinales afloran en superficie (*anticlinales de Zafra de Záncara, El Hito, Villar de Olalla*), mientras que otros son cabalgamientos ciegos que sólo se han podido detectar gracias a los perfiles sísmicos (*anticlinales de La Ventosa y de Villar del Maestre*). Situados entre los anticlinales aparecen una serie de depocentros relativos de las cuencas terciarias,

cuyos límites están constituidos por los cabalgamientos o flancos de los anticlinales, y por las zonas de transferencia de los mismos (Fig. 6).

4) *El Sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*: Es una zona estructuralmente compleja, que presenta como característica principal la confluencia de estructuras con tres direcciones principales (Fig. 6):

* Pliegues y cabalgamientos N-S. La estructura principal es el anticlinorio de Pareja - La Puerta, cuyo extremo septentrional se sitúa al N de Trillo, y con vergencia hacia el O en el tramo Pareja - La Puerta, y hacia el E en su extremo septentrional.

* Pliegues, cabalgamientos y fallas en dirección NO-SE, situados al N de Valdeolivias, y en los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica. Los cabalgamientos presentan una vergencia hacia el SO, mientras que los desgarres presentan una ligera componente normal y sentido de movimiento dextrorso, tal y como se puede observar en las proximidades de Peralveche, donde afectan a los carbonatos del Mioceno Superior.

* Pliegues y cabalgamientos orientados según ENE-OSO, desde las proximidades de La Puerta (*anticlinal de Viana de Mondéjar*) hacia el N. Presentan una vergencia general hacia el S, y el más importante es el *anticlinal de Huetos*.

La superposición de estas familias de pliegues genera figuras de interferencia en domos y cubetas (*tipo 2* de Ramsay, 1967), que llegan a afectar a materiales del Mioceno superior, lo que indica una actividad tectónica relevante hasta periodos muy recientes. Por lo que respecta a la edad relativa de estas estructuras, los pliegues de dirección ENE-OSO deforman claramente a los N-S y a los NE-SO, mientras que no están claras sus relaciones con las fallas dextroras NE-SO que aparecen en la Cordillera Ibérica.

5) *Mitad septentrional de la Cuenca de Loranca*. A diferencia de lo que sucede desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, la mitad septentrional de la Cuenca de Loranca tiene una base inferior muy plana de forma triangular con una posición del techo del Cretácico superior carbonatado que oscila entre los 0 y los 300 m bajo el nivel del mar. Las únicas estructuras que aparecen son dos desgarres NE-SO (*fallas de Buendía y de Cañizares*), y dos pliegues asociados a cabalgamientos subparalelos al borde de la Cordillera Ibérica en el extremo NE de la cuenca. El depocentro relativo de la Cuenca de Loranca en este sector se sitúa por delante de los cabalgamientos de la Sierra de Bascuñana, al O de Priego, alcanzándose los 400 m bajo el nivel del mar.

Gravimetría

El estudio gravimétrico ha consistido en la realización de tres modelos gravimétricos en 2 + ½ D (Fig.

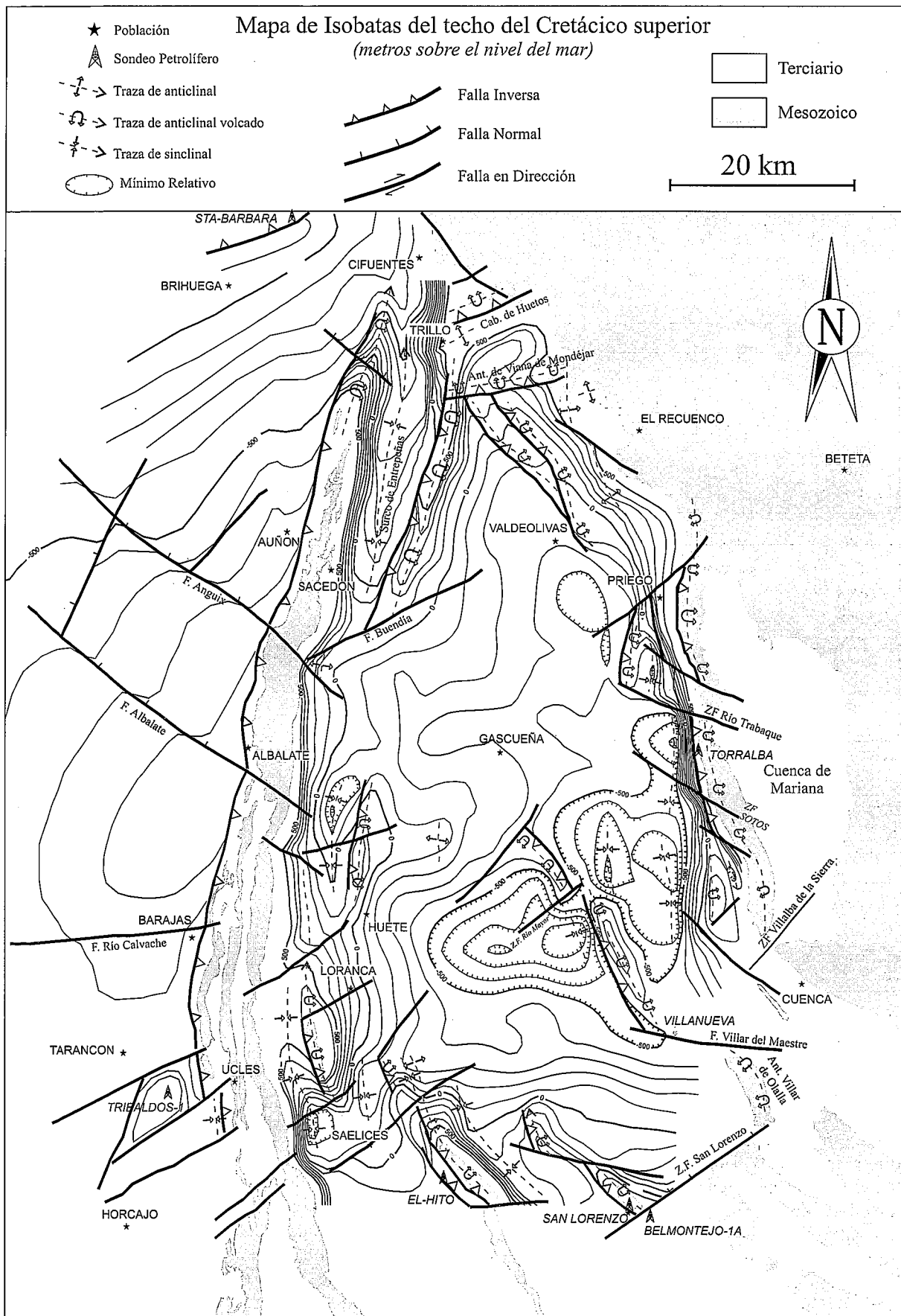


Figura 6.- Mapa de isobatas del techo del Cretácico superior carbonatado obtenido a partir de los perfiles de sísmica de reflexión (en metros sobre el nivel del mar).

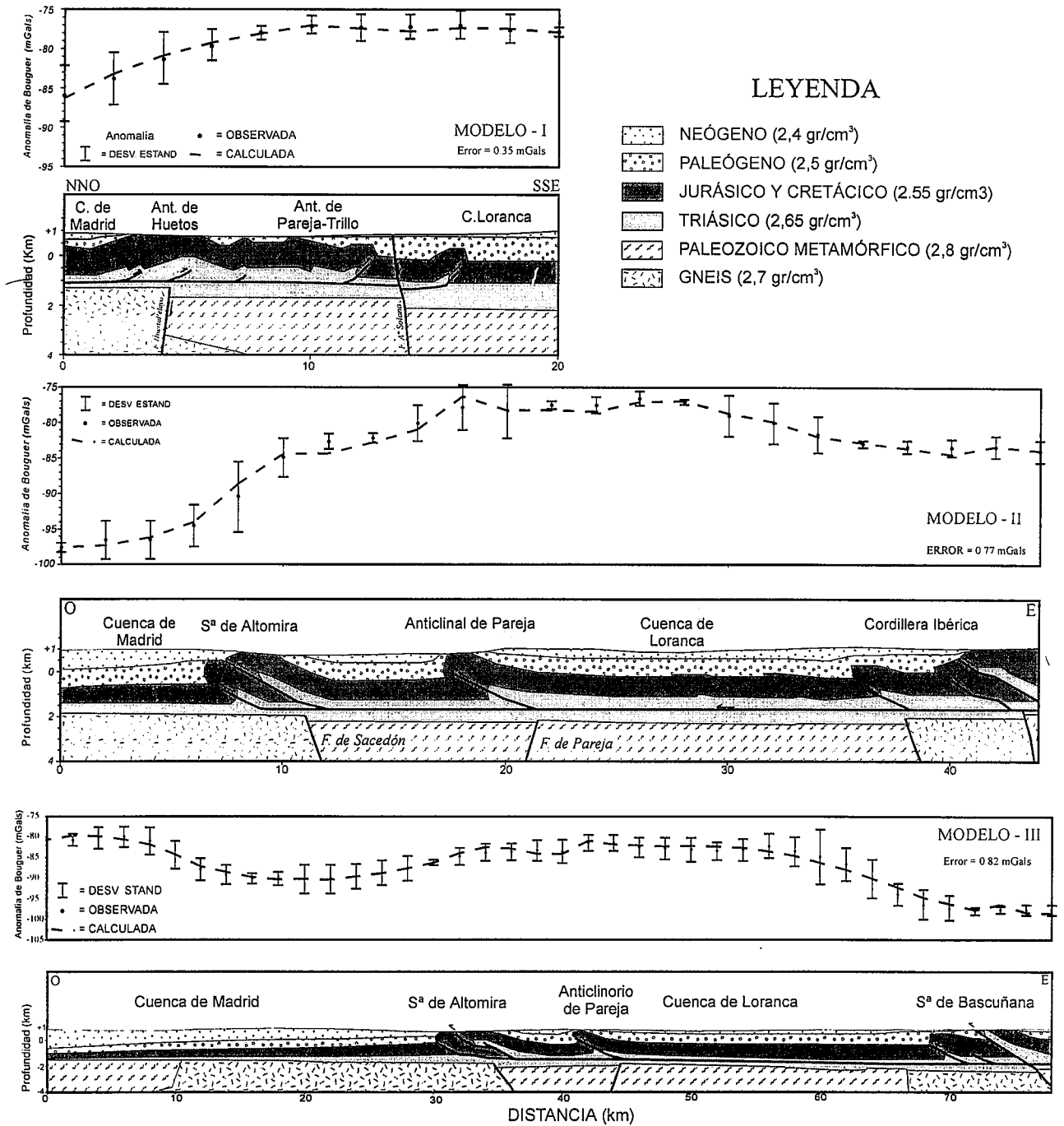


Figura 7.- Modelos gravimétricos I, II y III y cortes geológicos interpretados. La localización de los mismos se muestra en la figura 2.

7) para los que se han utilizado los valores de anomalía de Bouguer procedentes del *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* (PB94-0242 de la DGICYT). Estos modelos se han realizado en la mitad septentrional del área de estudio, dado que no se dispone de datos más al S. No obstante, esta zona de estudio presenta muy buenos afloramientos en superficie, y es estructuralmente compleja, con problemas de interpretación de los perfiles sísmicos (Querol, 1989), por lo que el uso de la gravimetría está claramente justificado. En la Tabla I se muestran las principales características de los modelos.

En la modelización gravimétrica se ha partido de los cortes geológicos elaborados a partir de datos de

superficie, así como de los perfiles de sísmica de reflexión, que limitan los posibles modelos de densidades que satisfacen la anomalía gravimétrica. Las unidades litoestratigráficas que existen en la zona se han agrupado en una serie de cuerpos a los que se ha asignado un valor de densidad que representa un valor medio ponderado obtenido a partir de medidas de densidad de muestras de las diferentes litologías recogidas en la zona (Campos, 1986, Perucha *et al.*, 1995). El proceso de modelización se ha realizado en 2 + 1/2 D mediante el programa GM-SYS 6.01 (1992), y los cuerpos diferenciados, con las litologías y densidades respectivas, se muestran en la Tabla II.

LITOLOGÍA	EDAD	DENSIDAD (gr / cc)
arcillas, arenas, conglomerados, yesos, calizas	Neógeno	2,40
arcillas, arenas, conglomerados	Paleógeno	2,50
calizas, dolomías, margas	Jurásico y Cretácico	2,55
arcillas, yesos, arenas, conglomerados	Triásico	2,65
gneises y granitos	Basamento cristalino	2,70
pizarras y cuarcitas	Sedimentos paleozoicos	2,80

Tabla II.- Cuerpos diferenciados en la modelización gravimétrica, con sus litologías y densidades respectivas.

Para la realización de los modelos, se interpolaron los valores de anomalía de Bouguer a lo largo de los tres perfiles con un espaciado de 2 km y un radio de búsqueda de 4 km. De este modo, se ha calculado el valor de anomalía de Bouguer en cada estación a lo largo del perfil, así como la desviación media en el cálculo de la medida. Por lo que respecta a la cota de cada punto del perfil, se ha calculado interpolando los valores de cota de las estaciones de medida de la gravimetría del mismo modo que el valor de anomalía de Bouguer. La longitud de las alas laterales de los modelos gravimétricos es de 20 km en los modelos II y III, y de 10 km en el modelo I, debido a la presencia de estructuras laterales más cercanas que en los otros dos perfiles. Los modelos se han realizado fijando en primer lugar los bloques de materiales terciarios y mesozoicos, y un basamento homogéneo con una posición máxima de profundidad estimada a partir de los perfiles sísmicos de reflexión.

Discusión de los resultados del análisis de la gravimetría

El principal problema de correlación entre los datos sísmicos y gravimétricos ha consistido en que los perfiles sísmicos indicaban unos espesores de la cobertera mesozoica algo mayores que los que predice la gravimetría hacia el centro de la Cuenca de Madrid. Este hecho puede ser debido a una disminución de las velocidades de transmisión en los perfiles sísmicos hacia el interior de la cuenca, o bien a un aumento de la densidad de la series mesozoicas en el mismo sentido. No obstante, las dos fuentes de información predicen un adelgazamiento de la serie mesozoica hacia el interior de la cuenca, y las máximas variaciones en el cálculo del espesor de la cobertera mesozoica son menores de 200 m.

1) *Basamento.* La modelización gravimétrica ha puesto en evidencia la necesidad de introducir dos cuerpos en el basamento con características diferentes al menos hasta una profundidad de 6 km bajo el nivel del mar (Fig. 7). Este contraste de densidades en el basamento justifica los máximos y mínimos de alta longitud de onda presentes en todos los modelos. Así se ha deducido la presencia de un núcleo de pizarras situado por encima de materiales gnéisicos, ya detectado en modelizaciones gravimétricas previas realizadas en el

NE de la Cuenca de Madrid (Querol, 1989, Bergamín *et al.*, 1993, Bergamín y Tejero, 1994). Por otra parte, se ha detectado en los tres modelos realizados una anomalía positiva asociada a la Cuenca de Loranca, con una semilongitud de onda del orden de la anchura de la cuenca. El origen de esta anomalía se ha interpretado a partir de los tres modelos, como generada por la presencia de un cuerpo constituido por pizarras con intercalaciones cuarcíticas, litologías muy características del Paleozoico aflorante en el Sistema Central y la Cordillera Ibérica. Este cuerpo presenta una geometría con el techo plano, tal y como se puede observar en los perfiles sísmicos de reflexión (Querol, 1989). Sus límites son coincidentes con fallas subverticales de carácter normal por debajo de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*) y de la Sierra de Bascañana, e inversa en el límite septentrional entre la Cuenca de Loranca y la Cordillera Ibérica (*falla de Huertapelayo*). Aunque la falla de Sacedón no se observa en los perfiles sísmicos, debido al ruido producido por los materiales jurásicos y cretácicos fuertemente estructurados que afloran en la Sierra de Altomira, los datos aeromagnéticos (Querol, 1989) también muestran la presencia de un fuerte gradiente de anomalía orientado N-S que coincide aproximadamente con la posición de la Sierra de Altomira.

Por lo que se refiere a la posible implicación del basamento en la deformación compresiva, los suaves anticlinales en el basamento, interpretados bajo la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja en trabajos previos (Querol, 1989), no se detectan en la gravimetría. Estos anticlinales aparentes detectados en los perfiles sísmicos pueden interpretarse como efectos tipo "pull-up" generados por el aumento de las velocidades sísmicas en los anticlinales donde aflora y se duplican los materiales de la cobertera.

Por otra parte, además de la diferente naturaleza de los bloques deducidos en el basamento, hay que destacar el bajo grado de fracturación que parece presentar el bloque de la Cuenca de Madrid respecto al de Loranca que, sin ser elevado, presenta un mayor número de fallas normales, aunque con escaso salto vertical. No obstante, la geometría del basamento bajo la mitad septentrional de la cuenca de Loranca es bastante plana, lo que puede haber favorecido el desplazamiento de las láminas cabalgantes hacia la zona de antepaís, situada al O.

2) *Cobertera.* Por lo que respecta a la geometría obtenida de las deformaciones en la cobertera, se ha confirmado la fuerte vergencia que presentan las estructuras en profundidad y la presencia de duplicaciones de la serie mesozoica en la Sierra de Altomira, Cordillera Ibérica y Sierra de Bascañana. Estas duplicaciones implican un grado de acortamiento relativamente elevado, si bien la deformación se encuentra restringida a unos sectores muy concretos, por lo que los valores de acortamiento totales deben resultar moderados. Las geometrías de las estructuras compresivas con duplicaciones y fuertes vergencias sólo pueden explicarse mediante la

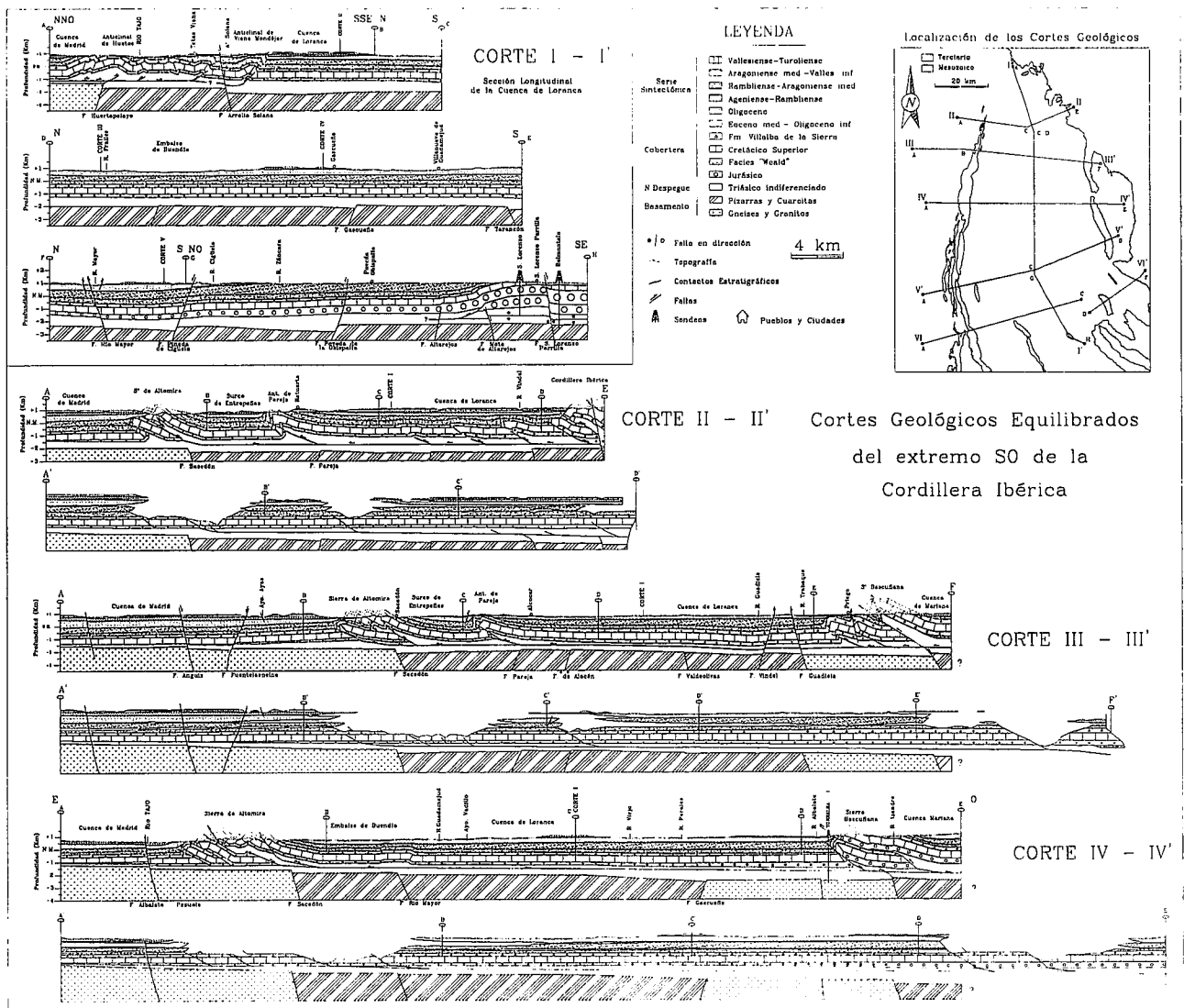


Figura 8.- Cortes geológicos equilibrados I, II, III y IV del extremo Sur-Occidental de la Cordillera Ibérica.

actuación de esfuerzos tectónicos horizontales, ya que aunque la deformación esté favorecida por la presencia de un nivel de despegue, en ningún caso pueden ser exclusivamente originada por procesos halocinéticos.

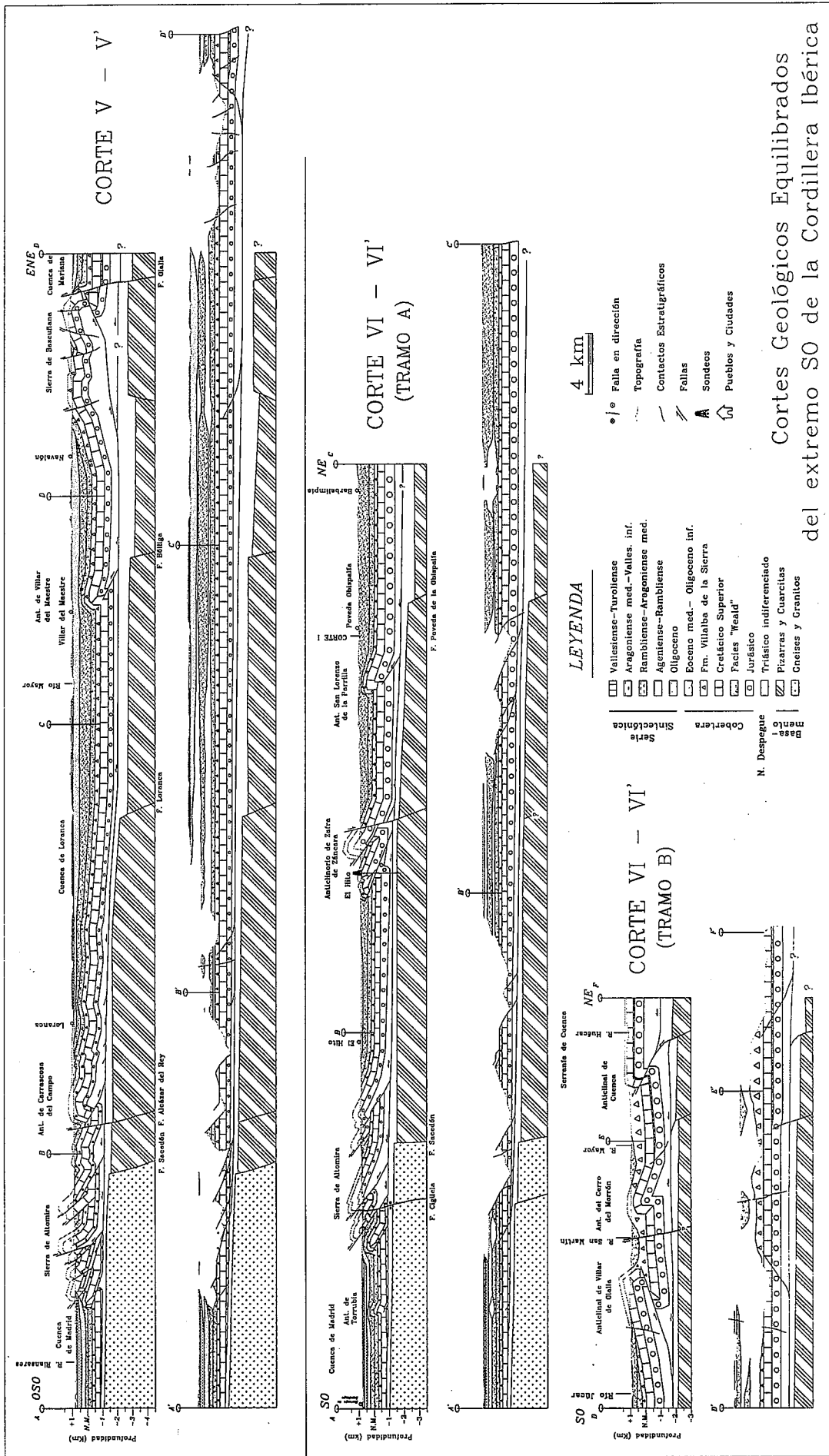
Realización de los cortes geológicos equilibrados

Para evaluar la magnitud del acortamiento mínimo producido en el borde oriental de la Cuenca del Tajo se han realizado cinco cortes transversales de N a S desde la Cuenca de Madrid hasta el borde de la Cordillera Ibérica y/o Sierra de Bascañana, así como un corte longitudinal a lo largo del eje mayor de la Cuenca de Loranca (Fig. 2).

Tanto para la realización de los cortes geológicos equilibrados como para la cuantificación del grado de acortamiento en el borde oriental de la Cuenca del Tajo, se ha utilizado la técnica del *Kink* (Marshak y Woodward, 1988). Para las zonas centrales de las cuencas terciarias se han empleado los datos de buzamiento

obtenidos a partir de la restitución de los perfiles sísmicos, que han proporcionado estructuras de marcado carácter asimétrico, con flancos traseros tendidos y flancos delanteros con altos buzamientos.

Por lo que se refiere a la geometría de las fallas en profundidad, se han aplicado siempre que ha sido posible los modelos de Jamison (1987), Suppe (1983, 1985) y Suppe y Medwedeff (1990). En los cortes se han simplificado las estructuras de orden mesoscópico, y se ha supuesto que el espesor de las capas es constante, excepto en aquellos casos donde la variación de espesor entre los flancos era superior a un 15%, en cuyo caso se han aplicado los modelos de Jamison (1987) y la relación entre cambio de espesor y ángulo axial entre flancos (Wotjal, 1988). En los casos en que los modelos teóricos no se ajustaban a los datos geológicos y/o geofísicos, la extrapolación de la geometría de las fallas se ha realizado de un modo interpretativo, de forma que guardase características similares a los datos de superficie o a otras estructuras mayores más claras, pero siempre conservando el área y la longitud de las líneas.



Cortes Geológicos Equilibrados del extremo SO de la Cordillera Ibérica

Figura 9.- Cortes geológicos equilibrados V y VI del extremo Sur-Occidental de la Cordillera Ibérica.

Durante la realización de los cortes no se ha tenido en cuenta la presencia de deformación interna en la roca, así como estructuras de un tamaño menor a los 200 m (por no ser representables a la escala elegida, 1:50.000). Además, tampoco se han representado todas las fallas normales y normal-direccionales que afectan a los materiales recientes y que tienen un salto menor de 50 m. Por todos estos motivos los valores de acortamiento que se han obtenido son valores aproximados mínimos, aunque consideramos que no deben diferenciarse mucho del acortamiento real. Para el proceso de equilibrado de áreas y volúmenes de los cortes geológicos, se ha utilizado un planímetro digital de 0,05 mm de resolución y una precisión de 0,1%.

El nivel regional de referencia utilizado para la restitución de los cortes al estado no deformado ha sido el techo del Cretácico superior carbonatado, que se ha supuesto horizontal en un estado previo a la deformación compresiva terciaria. Por lo que se refiere a las líneas de referencia utilizadas, el *alfiler* ("pin-line") de los cortes transversales a la Sierra de Altomira se ha situado en los extremos occidentales, en el interior de la Cuenca de Madrid, por ser ésta el antepaís relativo indeformado de las estructuras relacionadas con la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. También se han utilizado otros *alfileres* locales en los ejes de los sinclinales mayores situados en la Cuenca de Loranca. Por lo que se refiere a las *líneas flotantes de referencia* ("loose-lines"), se han situado coincidentes con los *alfileres* locales, además de la situada en el extremo oriental de los perfiles.

Durante la realización de los cortes, se han tenido en cuenta una serie de premisas y constricciones a la hora de dibujar y estudiar la viabilidad de los mismos. Todas ellas parten de que la deformación ha sido plana, es decir, que el acortamiento se resuelve en el plano vertical que contiene al corte geológico, sin ausencia o ganancia de masa lateral. Esta premisa está avalada por los datos macro y mesoestructurales, eligiéndose dentro de lo posible una orientación de los cortes paralela al máximo acortamiento horizontal, y perpendiculares a las estructuras longitudinales (Muñoz Martín, 1997), excluyendo en lo posible las zonas de transferencia situadas entre los diferentes sistemas de cabalgamientos. En la Tabla III se muestra un resumen de los datos de cada corte, incluyendo las longitudes deformadas e indeformadas, el porcentaje de acortamiento relativo y los errores estimados de ajuste.

Estructura de la cobertera

La cobertera mesozoico-paleógena se caracteriza por presentar una deformación de tipo compresivo, con pliegues y cabalgamientos de direcciones principales N-S a NO-SE. Esta deformación no se encuentra uniformemente repartida por la zona de estudio, sino que se distinguen unos cinturones donde ésta se encuentra muy concentrada, de otras zonas con nula o

muy baja deformación (Cuenca de Madrid y mitad septentrional de la Cuenca de Loranca).

Tanto la Sierra de Altomira como la de Bascuñana consisten, básicamente, en sistemas imbricados de cabalgamientos, con una secuencias de propagación hacia el antepaís. En ellos, por regla general, las fallas más antiguas se encuentran afectadas por los nuevos cabalgamientos que avanzan hacia el antepaís indeformado (Cuenca de Madrid). Todos los cabalgamientos se propagan desde las facies plásticas del Triásico superior (*Keuper*), desde donde ascienden en la serie estratigráfica hacia el O, generando pliegues de flexión de falla en los cambios de buzamiento de las superficies de cabalgamiento y pliegues de propagación en su extremo. No obstante, también se desarrollan rellanos superiores a favor de zonas de contraste de competencias o niveles estratigráficos poco competentes (*Fm. Villalba de la Sierra*, del tránsito Cretácico - Paleógeno).

En los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira la deformación es muy apretada, lo que unido a su trazado rectilíneo, sugiere que la nucleación de la deformación debe estar condicionada por algún tipo de factor (geométrico y/o reológico, Muñoz Martín, 1997). De no ser así, la deformación se repartiría a lo largo de la mitad septentrional de la Cuenca de Loranca, tal y como sucede en su mitad meridional.

En la mitad meridional de la Sierra de Altomira, y su enlace meridional con la Cordillera Ibérica, las estructuras pasan a estar distribuidas de una manera más

	TRAMO	L0 (km)	L1 (km)	Acort (km)	e (%)	S0 (km ²)	S1 (km ²)
CORTE II-II'	AB	17,05	12,5	4,5	-26,69	10,4	9,2
	BC	15,2	13,5	1,7	-11,18	15,0	16,0
	CD	13,8	12,7	1,0	-7,61	15,2	15,2
	TOTAL	46,0	38,7	7,3	-15,85	40,6	40,4
CORTE III-III'	AC	16,3	12,5	3,8	-23,4	11,7	10,8
	CD	11,9	10,5	1,4	-12,1	7,4	8,8
	DE	16,9	16,9	0	0	11,9	11,6
	EF	15,4	10,8	4,5	-29,4	15,6	15,6
	TOTAL	60,6	50,8	9,8	-16,2	46,6	46,8
CORTE IV-IV'	AB	29,8	20,7	9,1	-30,5	10,0	10,8
	BC	19,6	19,4	0,1	-0,8	14,9	15,2
	CD	17,8	17,8	0	0	17,1	17,5
	DE	19,3	12,5	6,8	-35,2	0	0
	TOTAL	86,5	70,5	16,0	-18,5	42,0	43,5
CORTE V	AC	56,6	44,9	11,7	-20,7	36,1	31,3
	CD	33,5	30,9	2,6	-7,8	47,3	52,6
	TOTAL	90,1	75,8	14,3	-15,9	83,5	83,9
CORTE VI-VI'	AB	33,9	24,5	9,4	-27,7	15,5	16,0
	BC	42,4	37,5	4,9	-11,7	34,0	31,0
	DE	20,8	17,5	3,3	-15,9	20,2	20,4
	EF	10,4	9,4	1,0	-10,0	14,8	14,7
	TOTAL	107,6	88,9	23,0	-17,4	84,6	82,1

Tabla III.- Descripción de los datos de acortamiento calculados a partir de los cortes geológicos equilibrados mostrados en las figuras 7 y 8. L_0 , Longitud inicial, L_1 , longitud final, Acort, acortamiento acumulado en el tramo de corte geológico en el estado de formado (L_1-L_0), $e = (L_1-L_0) * 100 / L_1$, ERRL, error acumulado en la línea flotante de referencia ("loose-line") entre las longitudes máxima y mínima, S_0 (Km²), Área del Triásico en el estado indeformado, S_1 (Km²), Área del Triásico en el estado deformado, ERRS (Km²) = $S_0 - S_1$.

homogénea por toda la Cuenca de Loranca. Este cambio en su distribución espacial va acompañado de un cambio en la orientación de las trazas de las estructuras longitudinales desde el N (N-S) hacia el S (NE-SO).

La mayor parte de las estructuras longitudinales compresivas se encuentran segmentadas lateralmente por una serie de zonas de deformación compleja relativamente estrechas, que se caracterizan por presentar pliegues oblicuos a la dirección general de las estructuras y vergencias variables, así como fallas en dirección. Estas zonas de deformación compleja constituyen las *zonas de transferencia* que sirven de enlace a sectores de los cinturones de pliegues y cabalgamientos con características estructurales y grados de acortamiento diferentes.

Cuantificación del grado de acortamiento y cinemática de las estructuras de la cobertera

El acortamiento calculado para la cobertera mesozoico-paleógena asociado a las estructuras compresivas, oscila entre los 7,3 y los 16,0 km (Tabla III), representando unos valores relativos de entre el 15,8 y el 18,5 %. La distribución de los valores de acortamiento no es aleatoria, sino que parece guardar una relación con la posición de los cortes, así como con la orientación de las estructuras (Fig. 9). Así, el valor de acortamiento es máximo en el corte IV-IV' que atraviesa los sectores centrales de la Sierra de Altomira y de Bascuñana, donde los cabalgamientos y los pliegues tienen una orientación bien definida N-S (*Altomira*). Desde estos sectores centrales, el acortamiento disminuye de un modo desigual hacia ambos extremos: hacia el N esta disminución es drástica y se relaciona con un amortiguamiento de la deformación, llegando a desaparecer las estructuras compresivas N-S a la altura de Trillo. Hacia el S la disminución del acortamiento es mucho más suave y se relaciona con un cambio en la orientación de los pliegues y cabalgamientos, que pasan a tener una dirección NO-SE (*Ibérica*) y a estar menos apretadas. Estas estructuras NO-SE, a pesar de ser más numerosas que las N-S, implican un menor grado de acortamiento.

La continuidad en el afloramiento, y el tránsito homogéneo de las estructuras N-S a las NO-SE, ha llevado a algunos autores a interpretar la estructura de la Sierra de Altomira como una rampa lateral de los cabalgamientos frontales NE-SO de la Cordillera Ibérica, la cual no sería sino el límite transpresivo dextroso del orógeno pirenaico (Guimerá y Álvaro, 1990). Según esta hipótesis la edad de la deformación y la cantidad del acortamiento disminuirían desde las zonas frontales (S de la zona de estudio) hacia el N, hasta desaparecer la deformación con origen "*pirenaico*" en el extremo N de la Sierra de Altomira. No obstante, hay una serie de hechos que contradicen parcialmente esta hipótesis, relativos a la edad de la deformación, y que indican que ésta comienza en la parte S en el Eoceno

superior? - Oligoceno y migra lateralmente hacia el N, relacionándose con la generación de las estructuras NO-SE. No obstante, el emplazamiento de los cabalgamientos N-S es posterior al de las estructuras compresivas desarrolladas en la mitad meridional de la Cuenca de Loranca, los datos que avalan esta hipótesis son los siguientes:

Los valores de acortamiento obtenidos en este trabajo, que indican que el máximo acortamiento está asociado a las estructuras N-S de la sierras de Altomira y Bascuñana, y no a las NO-SE. Si la Sierra de Altomira fuera la rampa lateral de la Cordillera Ibérica, tendría un menor acortamiento, y es difícil entender un mayor acortamiento asociado a estructuras laterales que a las frontales. Además, tanto los máximos valores de acortamiento, como las máximas alturas de los relieves, se sitúan en el sector central de la zona de Altomira, y no en su sector meridional.

Los datos dinámicos y cinemáticos obtenidos a partir de más la medida de tres mil fallas en materiales de edades comprendidas entre el Jurásico y el cuaternario, y con numerosas observaciones cronológicas, que indican la presencia de un campo de esfuerzos compresivos E-O (Oligoceno superior - Mioceno inferior) posterior al campo NE-SO (Oligoceno, Muñoz Martín, 1997, Muñoz Martín *et al.*, 1996, en prensa).

Los datos de relleno de las cuencas terciarias, que indican una actividad de las estructuras compresivas N-S de las sierras de Altomira y Bascuñana posteriores a las NO-SE de la mitad meridional de la Sierra de Altomira (Díaz Molina y Tortosa, 1996, Muñoz Martín, 1997). Estas dos etapas de actividad tectónica quedan separadas por una discontinuidad sedimentaria de edad intra-Aegeense en la Cuenca de Loranca (Díaz Molina *et al.*, 1989).

De este modo, las sierras de Altomira y Bascuñana constituyen sistemas de cabalgamientos frontales N-S con un sentido de emplazamiento hacia los N275E, y con rampas laterales propias asociadas a zonas de transferencia, que actuaron posteriormente a las estructuras NO-SE (Ibéricas).

Los datos macroestructurales indican dos zonas en la cobertera del borde oriental de la Cuenca del Tajo separadas por una banda de fracturación NE-SO en el basamento (*zona de falla de Tarancón*), sobre la que se desarrolla una compleja zona de transferencia. Al S de esta banda se desarrollarían durante el Oligoceno las estructuras relacionadas con la estructuración principal de la Cordillera Ibérica, que sufren un cambio progresivo en sus orientaciones y presentan una edad menor desde el SE hacia el NO, tal y como han propuesto Guimerá y Álvaro (1990). Por el contrario, desde esta zona hacia el N, la deformación pasa a estar concentrada en la Sierra de Altomira, con sus propias estructuras laterales, y cuyo desarrollo se produce durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior. El acortamiento calculado en el sector central de la Sierra de Altomira disminuye tanto hacia el N (hasta desaparecer a la altu-

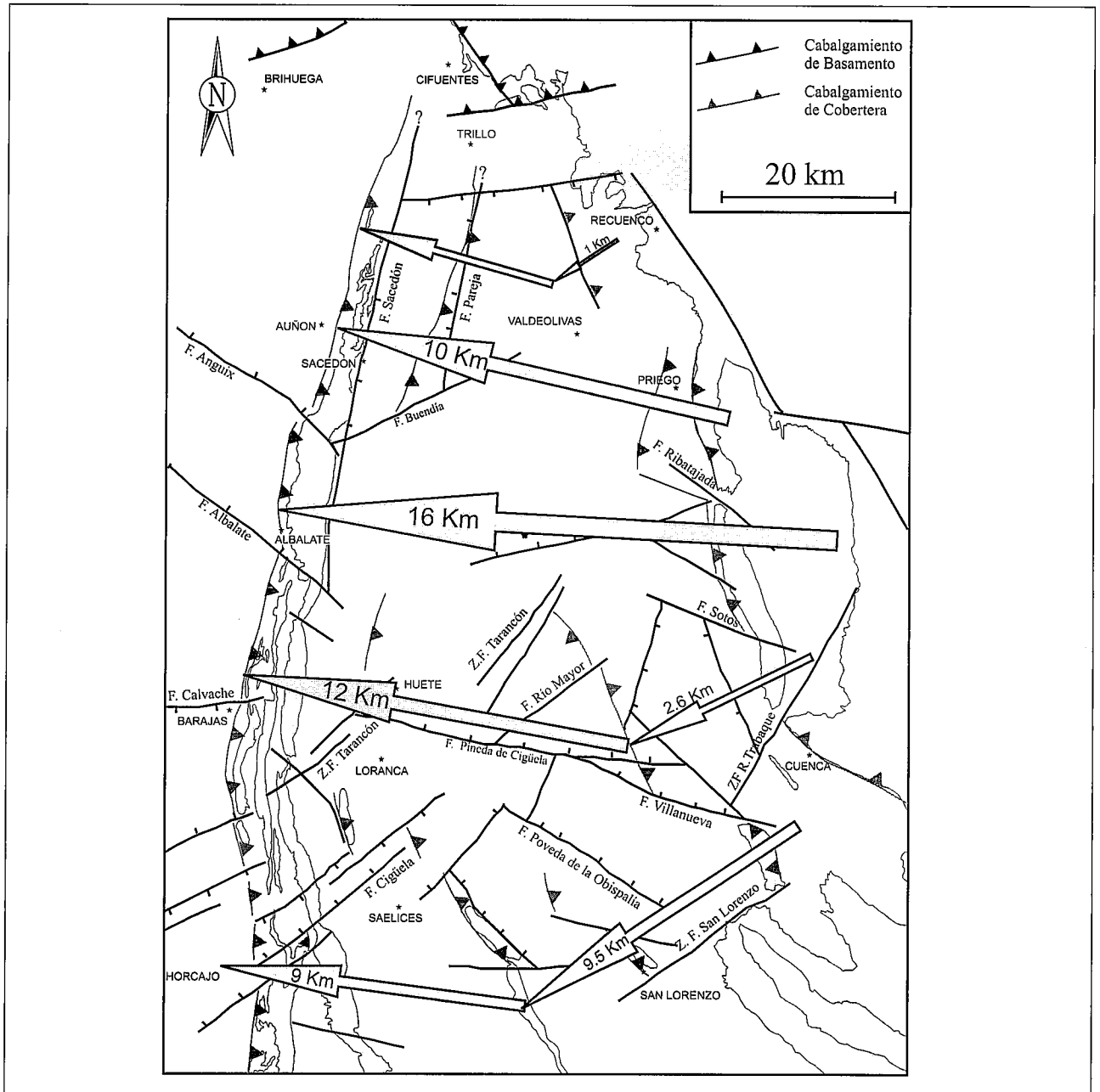


Figura 10.- Esquema ilustrativo de la cuantía y sentido de los desplazamientos asociados a las estructuras compresivas N-S y NO-SE en el borde oriental de la Cuenca del Tajo. Se puede observar cómo el máximo desplazamiento se desarrolla entre el Sector Central de la Sierra de Altomira y de la Sierra de Bascañana para las primeras, y en el extremo SE para las segundas (ver texto para la explicación).

ra de Trillo) como hacia el S, donde las estructuras compresivas se unen a las generadas durante el episodio anterior.

Estructura del Basamento

En la mayor parte de la zona de estudio, excluyendo la Cordillera Ibérica, la geometría del techo del basamento se caracteriza por ser bastante plana, y sólo está modificada por una serie de fallas normales anteriores a la deformación compresiva terciaria, que controlan los cambios en los espesores de los materiales triásicos. Estas fallas presentan orientaciones variadas

y, al contrario de lo que sucede en la Cordillera Ibérica, no son dominantes las de dirección NO-SE.

En el basamento de la Cuenca del Tajo se han distinguido tres zonas en función de las litologías, así como de la geometría y del grado de fracturación que presenta su techo: bloques de la Cuenca de Madrid, de Valdeolivas y de Cuenca. Los dos primeros se encuentran limitados entre sí por la *falla de Sacedón*, mientras que el límite entre estos dos bloques y el de Cuenca lo constituye la *zona de falla de Tarancón*.

1) El *bloque de la Cuenca de Madrid* está compuesto principalmente por gneises y granitos, aunque hacia el centro de la cuenca existe un sinclinorio con

metasedimentos paleozoicos en su núcleo (Querol, 1989, Bergamín *et al.*, 1993, Bergamín y Tejero, 1994). El techo de este bloque presenta una geometría muy plana, con suaves flexiones de amplia longitud de onda, y se encuentra afectado por algunas fallas normales y normal-direccionales con escaso salto vertical y direcciones NE-SO y E-O.

2) El *bloque de Valdeolivas* está compuesto por rocas metamórficas paleozoicas que constituyen el basamento de la mitad meridional de la Cuenca de Loranca, y su techo presenta también una geometría bastante plana, con una cota media en torno a los 2000 m bajo el nivel del mar. Este bloque se encuentra afectado por algunas fallas normales N-S y NE-SO, y al N limita con la Cordillera Ibérica mediante la falla de Huertapelayo. Esta falla presenta una dirección ENE-OSO y componente inversa, y se extiende hacia el interior de la Cordillera Ibérica.

3) El *bloque de Cuenca* se caracteriza por presentar una superficie en su techo realmente accidentada, con numerosas fallas normales de hasta 500 m de salto vertical, cuyas orientaciones principales son NE-SO y ENE-OSO. Las litologías de este bloque son pizarras y cuarcitas paleozoicas, tal y como atestiguan los sondeos presentes en su extremo meridional, si bien la ausencia de datos gravimétricos ha impedido controlar el contacto entre los basamentos de las cuencas de Loranca y de Madrid, por debajo de la Sierra de Altomira. En el extremo oriental de este bloque, el sondeo de Torralba indica la presencia de gneises por debajo de la Sierra de Bascañana, por lo que no se puede excluir la presencia de este tipo de materiales más al S.

Dadas las diferencias litológicas y estructurales que presentan estos tres bloques, no se puede excluir que presenten un comportamiento diferenciado en la transmisión de los esfuerzos. Algunos autores (Muñoz Martín, 1997, Muñoz Martín *et al.*, 1996) han comprobado, mediante la realización de modelos de elementos finitos, la posible influencia de la heterogeneidad del basamento en la transmisión de los esfuerzos, en función de diferentes parámetros geométricos y reológicos.

Relaciones entre las estructuras de la Cobertera y del Basamento

El aspecto que primero salta a la vista al analizar los mapas de isobatas (Figs. 4 y 5) y los cortes geológicos equilibrados (Figs. 8, 9 y 10) es el desacoplamiento generalizado que existe entre el basamento y la cobertera a favor de las facies plásticas del Triásico superior (*Keuper*). Esto es así en toda la zona de estudio excepto en el borde de la Cordillera Ibérica, donde los datos geofísicos indican que el basamento debe estar afectado por estructuras compresivas. No obstante, y a pesar de ese desacoplamiento generalizado, aparecen evidencias de relaciones entre las estructuras que

afectan al basamento y las que se desarrollan en la cobertera.

La variación de los espesores de los materiales triásicos y jurásicos en ambos flancos de las fallas que afectan al basamento indica que las fallas que limitan los bloques del basamento han condicionado la sedimentación triásica y jurásica. Así, desde la falla de Sacedón hacia el centro de la Cuenca de Madrid, disminuye el espesor de los materiales triásicos y jurásicos, mientras que se detecta un brusco aumento del espesor de los materiales permo-triásicos desde esta falla hacia el E (Fig. 10). Lo mismo sucede con el espesor de los materiales triásicos y jurásicos hacia el S de la zona de estudio, que aumenta a favor de las fallas ONO-ESE que afectan al basamento en la mitad meridional de la Cuenca de Loranca.

Por otra parte, la presencia en el basamento de la *falla de Sacedón*, situada en el flanco trasero de la Sierra de Altomira y cuya traza discurre paralela a dicha sierra, sugiere la idea de que la presencia de un escalón en el basamento puede haber controlado la nucleación de los cabalgamientos en la cobertera. Esta nucleación, sin embargo, no está acompañada de un proceso de inversión tectónica del basamento bajo la Sierra de Altomira, hecho que sí debe haberse producido en el límite N de la Cuenca de Loranca (*falla de Huertapelayo*), así como en el borde de la Cordillera Ibérica, tal y como muestran los modelos gravimétricos I y III.

En algunos trabajos previos (Van Wees, 1994, Van Wees *et al.*, 1995) se ha propuesto que la nucleación en la Sierra de Altomira debe producirse por el acuñamiento y desaparición según una dirección N-S de las facies plásticas del Triásico superior en las proximidades de la Sierra de Altomira (Querol, 1989). El papel que juega la variación de facies en el nivel de despegue en un cinturón de cabalgamientos ya ha sido propuesto por diversos autores (por ejemplo en el Pirineo, Vergés *et al.*, 1992, Vergés, 1994). No obstante, si se tiene en cuenta la posibilidad de que la *falla de Sacedón* haya controlado tanto la potencia como el tipo de facies de los materiales triásicos, resulta posible pensar que ambos factores (la presencia de la falla como escalón geométrico y control del tipo de facies de los sedimentos triásicos) hayan podido actuar de un modo conjunto en la nucleación de la deformación. Esta hipótesis ha sido comprobada mediante la realización de modelos de elementos finitos (Muñoz Martín, 1997).

Otro ejemplo de relación entre las estructuras que afectan al basamento y a la cobertera es el desarrollo de zonas de transferencia en esta última a favor de los escalones en el basamento producidos por la presencia de fallas normales. Para comprobar esta relación, basta con comparar la posición de las fallas que afectan al basamento con la de las trazas de los cabalgamientos y de los pliegues desarrollados en la cobertera (Figs. 5 y 6). Estas zonas de transferencia, desarrolladas a favor de fallas en el basamento, controlan tanto las orientaciones de las estructuras y el grado de acortamiento de

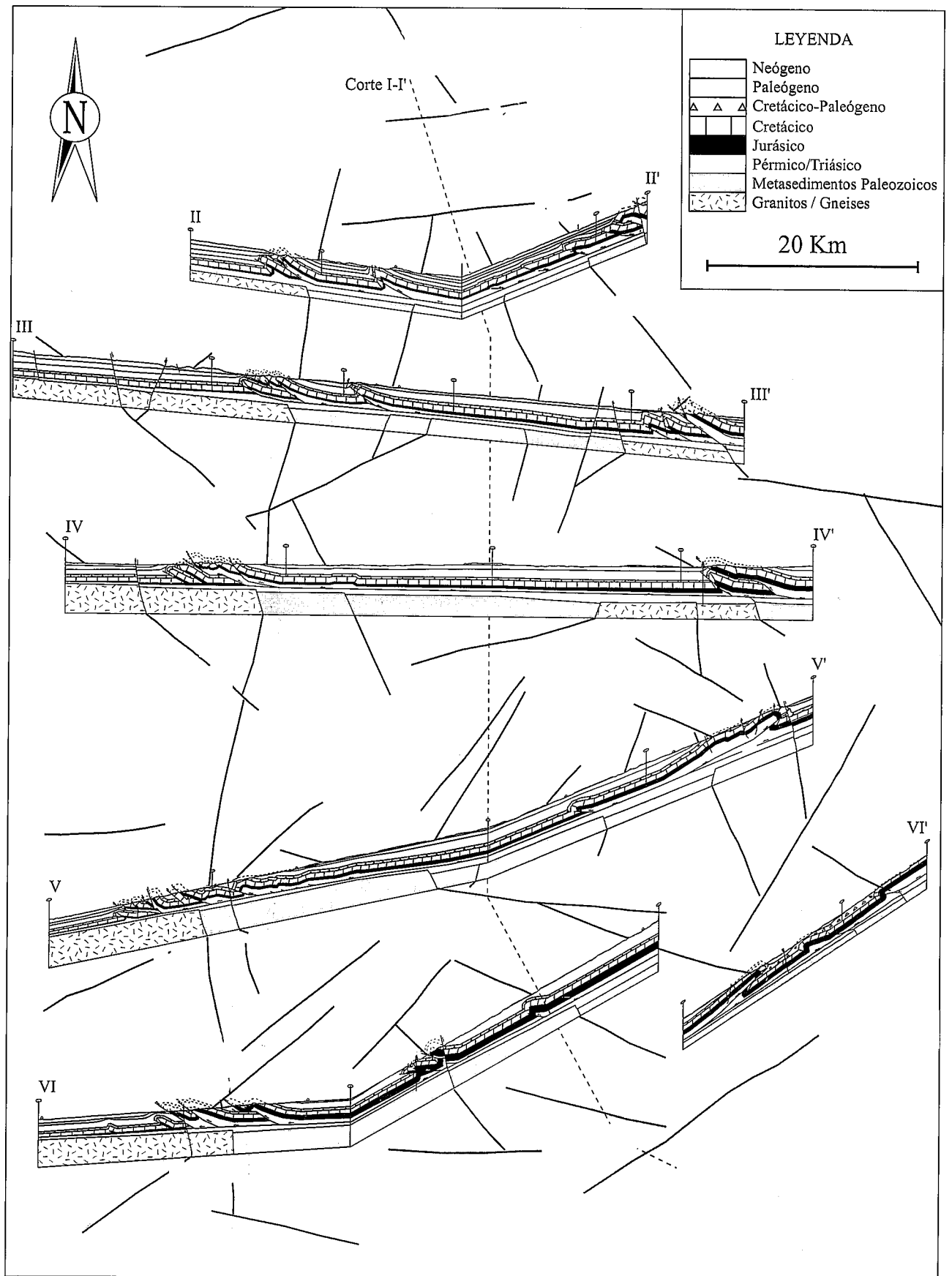


Figura 11.- Cortes geológicos seriados en el extremo SO de la Cordillera Ibérica (Figs. 8 y 9). Se puede observar cómo las zonas de transferencia situadas entre los principales segmentos diferenciados en los cinturones de deformación de la cobertera coinciden con escalones en la geometría del techo del basamento.

las estructuras de la cobertera como la vergencia de las mismas. En este sentido, algunos estudios experimentales (Calassou *et al.*, 1993) demuestran que los parámetros que controlan la formación de zonas de transferencia en sistemas de cabalgamientos de piel fina son: a) la presencia de escalones en el basamento, b) la variación en los valores de fricción en el nivel de despegue, y c) una geometría escalonada de las zonas internas de la cadena. De estos parámetros, el primero es claro en la zona de estudio, tal y como demuestran los datos geofísicos. El segundo parámetro puede también haber influido, especialmente si las facies del *Keuper* guardan relación con las fallas del basamento, aunque existen pocos datos al respecto como para comprobar este hecho. Por lo que se refiere al último parámetro, parece poco probable su concurrencia en la zona de estudio teniendo en cuenta la geología regional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, algunas fallas normales E-O que afectan al basamento (*fallas de Gascuña o de Villar de Pineda de Cigüela*) no constituyen zonas de transferencia en la cobertera, lo que debe estar relacionado con factores mecánicos y dinámicos (orientación y resistencia al movimiento respecto a un campo de esfuerzos determinado).

Conclusiones

La integración de datos estructurales, geofísicos y de relleno de las cuencas ha permitido establecer la estructura de la cobertera mesozoico-paleógena y del techo del basamento en el extremo SO de la Cordillera Ibérica. La construcción de seis cortes geológicos equilibrados ha permitido, además, cuantificar los grados de acortamiento de la cobertera, que se encuentra despegada del basamento, y relacionar estos valores con la distribución y cinemática de las estructuras compresivas. De este modo se han deducido dos etapas principales de estructuración de la cobertera:

a) El primero se produce fundamentalmente durante el Oligoceno, y consiste en un conjunto de pliegues y cabalgamientos NO-SE y vergencia general hacia el SO que se desarrolla en la mitad meridional de la Cuenca de Loranca y de la Sierra de Altomira. Los rangos de acortamiento calculados alcanzan los 9.5 km en el extremo S de la Cuenca de Loranca, disminuyendo progresivamente hacia el N. Este sistema presenta una migración temporal en su desarrollo desde el SE hacia el N y el O, coincidiendo con la disminución en el rango de acortamiento. El límite de desarrollo espacial está definido por la *zona de falla de Tarancón*, una compleja zona de fractura NO-SE en el basamento sobre la que se desarrolla una zona de transferencia en la cobertera.

b) El segundo está compuesto por cabalgamientos y pliegues asociados de dirección N-S y vergencia hacia el O, siendo la edad de emplazamiento Oligoceno superior - Mioceno inferior. Estas estructuras son las que conforman los sectores septentrional y central de la Sierra de Altomira, siendo en este último

donde se alcanzan los mayores grados de acortamiento (16 km). El rango de acortamiento disminuye desde el sector central de la Sierra de Altomira hacia el N, debido al amortiguamiento de las estructuras compresivas, y en menor medida hacia el S, donde los cabalgamientos N-S solapan con los NO-SE generados en la etapa anterior.

Por el contrario, la estructura del basamento está definida por fallas normales y normal- direccionales, de hasta 500 m de salto vertical, y de fallas inversas en los contactos oriental y septentrional de la Cuenca de Loranca con la Cordillera Ibérica. Las fallas normales controlan el espesor de las unidades permo-triásicas y jurásicas, y controlan tanto la localización como la extensión lateral de las estructuras de la cobertera. De este modo, se desarrollan cabalgamientos cuando las fallas producen escalones importantes en el nivel de despegue y son perpendiculares a la dirección de transporte (tal y como ocurre en la Sierra de Altomira). Por el contrario, cuando las fallas de basamento son oblicuas a la dirección de transporte, se generan importantes zonas de transferencia en la cobertera (zonas de falla de Tarancón, Albalate, del Cigüela, Anguix, etc...).

Este trabajo es una síntesis de una parte de la Tesis Doctoral del primer autor, y ha sido financiado por el proyecto PB94-0242 de la DGICYT, dirigido por el Dr. J.F. Bergamín, quien desgraciadamente falleció durante la realización del mismo. Los autores desean dedicar este trabajo a la memoria del que fue un excelente compañero y amigo. Los autores agradecen así mismo los comentarios y sugerencias realizados por los dos revisores anónimos, que han ayudado a mejorar notablemente este trabajo.

Bibliografía

- Alfaro, J.A., Cabra, J. y Soria, J.M. (1991): Neotectonics and associated seismicity in the southeastern border of the meseta Ibérica and its connection with the Betic Ranges. *Pub. I.G.N.*, ser. Mon., 8: 283-299.
- Alía, M. (1960): Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. Com. IGME*, 58: 125-163.
- Álvaro, M. y Capote, R. (1973): Las estructuras menores de las calizas jurásicas en un sinclinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios Geol.*, 31: 241-247.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, 14: 174-177.
- Bergamín, J., Tejero, R. y Rivas, A. (1993): Interpretación del mapa de anomalías de Bouguer de la zona nororiental de la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 14: 129-131.
- Bergamín, J. y Tejero, R. (1994): Interpretación de la estructura de la zona NE de la Cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 215-227.
- Calassou, S., Larroque, C. y Malavieille, J. (1993): Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, 221: 325-344.
- Campos, R. (1986): *Estudio gravimétrico del sector central de la Cordillera Ibérica (Transversal Guadalajara - Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 77 pp.
- Canérot, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibérique et catalane (Espagne). *Trab. Tesis*

- ENADIMSA, Madrid, (5), 4: 517 pp.
- Canérot, J. (1989) Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibérides (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (5): 905-912.
- Capote, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: Geología de España, T. II *Libro Jubilar J.M. Ríos*, I.G.M.E., Madrid: 109-120.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996b): Determination of the present day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 405-442.
- Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996): Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain. En: *Tertiary Basins of Spain*, (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 292-299.
- Giner, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 250 pp (inédita).
- Giner, J.L., De Vicente, G., Pérez González, A., Sánchez, J.G. y Pinilla, L. (1996): Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4): 842-845.
- GM-SYS v. 6.01 (1992): *Northwest Geophysical Associates*, Inc. P.O. Box 1063. Corvallis, OR 97339, USA.
- Gómez, J.J., Díaz Molina, M. y Lendínez, A. (1996): Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, central Spain): a "non-sequenced" foreland basin. En: *Tertiary basins of Spain*, (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 285-294.
- Guimerá, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la serralada ibérica i la serralada costanera catalana*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona: 600 pp (inédita).
- Guimerá, J. y Alvaro, M. (1990): Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Iberique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 2: 339-348.
- I.T.G.E. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. I.T.G.E., Madrid.
- I.T.G.E. (1990): *Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España. Tomo III (Madrid - Depresión Intermedia)*. I.T.G.E., Madrid.
- Jamison, W.R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Jour. Struct. Geology*, 9 (2): 207-219.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME (Madrid).
- Marshak, S. y Woodward, N. (1988): Introduction to cross-section balancing. En: *Basic Methods of Structural Geology*. (S.Marshak y G. Mitra, eds.), Prentice-Hall Int., London: 303-332.
- Meléndez, F. (1971): *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 245 pp (inédita).
- Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución Geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid: 500 pp (inédita).
- Muñoz Martín, A., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1996): Modelos de elementos finitos sobre los campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la Cuenca del Tajo (España central). *Geogaceta*, 20 (4): 838-841.
- Muñoz Martín, A., Cloetingh, S., De Vicente, G. y B. Andeweg (en prensa): Finite element modelling of tertiary paleostress fields in the eastern border of the Tajo basin (central Spain). *Tectonophysics* (aceptado, en prensa).
- Perucha, M.A., Muñoz Martín, A., Tejero, R. y Bergamín, J.F. (1995): Estudio de una transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, 18: 15-18.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 48 pp.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933): Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys*, III, 7: 118 p. (Beitr. Geol. West Medit., 9-11).
- Rodríguez Aranda, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J.L. y Ca averas, J.C. (1995): Estructuras tectónicas en el basamento de la Cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertera sedimentaria neógena. *Geogaceta*, 18: 19-22.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994): Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 19: 163-174.
- Sánchez Soria, P. (1973): *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 297 pp (inédita).
- Simón Gómez, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolesenses. Teruel. 269 pp.
- Stille, H. (1931): Die Keltiberische Scheitelung. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat.-Phys. Kl.* 10: 138-164.
- Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Science*, 283: 684-721.
- Suppe, J. (1985): *Principles of Structural Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.: 537 pp.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83 (3): 409-454.
- Van Wees, J.D. (1994): *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*. Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam: 164.
- Van Wees, J.D., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1995): The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. En: *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*, (P.G. Buchanan & D.A. Nieuwland, Eds.) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 99: 297-320.
- Vergés, J. (1994): Trías salino: control de primer orden del sistema de cabalgamientos Eoceno Oligoceno. *II Congreso del G.E.T., Jaca, Comunicaciones*: 221-224.
- Vergés, J., Muñoz, J.A., Martínez, A. (1992): South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. En: *Thrust tectonics* (K.R. Mc Clay, Ed.), Chapman and Hall, London: 255-264.
- Viallard, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale*. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse: 445 pp.
- Viallard, P. (1983): Le décollement de la couverture dans la Chaîne ibérique méridionale: effect de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture. *Bull. Soc. Geol. France* (7) Paris, 25, 3: 379-383.
- Wotjal, S. (1988): Objective methods for constructing profiles and block diagrams of folds. En: *Basic Methods of Structural Geology*, (S. Marshak y G. Mitra, Eds.). Prentice-Hall, New Jersey: 269-302.

Manuscrito recibido el 5 de Octubre de 1997

Aceptado el manuscrito revisado el 29 de Julio de 1998