



ABRIR CAPÍTULO 4

5 - LA ESTRUCTURA EN PROFUNDIDAD

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 poder definir esta geometría se han utilizado dos tipos diferentes de fuentes de información geofísica, en buena parte complementarias:

A) Se han analizado 27 perfiles sísmicos de reflexión realizados para la prospección de hidrocarburos por la compañía *Amospain* en la década de los 70, y que cubren la práctica totalidad del área estudiada, siendo especialmente abundantes en la cuenca de Loranca. Estos perfiles se encuentran apoyados en ocho sondeos petrolíferos (fig. 5.1).

B) Por otra parte se han utilizado los nuevos datos del *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular*, obtenidos dentro del Proyecto PB 94-0242 de la DGICYT en el tercio septentrional de la zona de estudio. Con estos datos se han realizado tres modelos gravimétricos en $2 + \frac{1}{2} D$ transversales a las principales estructuras situadas en la mitad septentrional de la zona de estudio.

Toda esta información (fig. 5.1), sumada a los datos estructurales y cartográficos obtenidos en superficie (cap. 4), ha permitido la construcción de una serie de cortes geológicos equilibrados. Mediante estos cortes se han podido alcanzar los principales objetivos planteados en este capítulo:

- ✧ Cuantificación de la deformación en la cobertera en la zona de estudio
- ✧ Estudio de la geometría del fondo de las cuencas terciarias y del techo del basamento.

En la figura 5.1 se muestra la localización de los perfiles sísmicos y sondeos utilizados, así como de los modelos gravimétricos y de los cortes geológicos equilibrados realizados.

A) Sísmica de reflexión

Durante el estudio de los perfiles sísmicos se han planteado dos objetivos diferentes a cubrir, cada uno de los cuales se ha afrontado con diferentes técnicas:

I) El estudio de la geometría en planta del borde oriental de la cuenca del Tajo. 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 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 afectan al basamento y a la cobertera. Además, la comparación de los dos mapas de isobatas puede permitir establecer relaciones entre las estructuras que afectan al basamento y las que afectan a la cobertera.

II) Estudio de las geometrías de las estructuras a lo largo de los perfiles sísmicos. Para ello 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 a lo largo de diversos perfiles. Sólo procediendo a una restitución en profundidad de los reflectores sísmicos 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. Además, de este modo se evita el grave error que a menudo se comete de convertir directamente las secciones en tiempo de los perfiles de sísmica de reflexión en cortes geológicos. El proceso de la restitución se muestra en el apartado 5.3.

B) Gravimetría

La realización de modelos gravimétricos en esta Tesis se justifica debido a que la gravimetría cubre una ventana de observación con mayor rango de profundidades que la sísmica de reflexión, que sólo es fiable hasta alcanzar el basamento acústico (hasta unos 3000 m bajo el nivel del mar en nuestro caso). Por este motivo el uso de la gravimetría ha resultado de gran utilidad para estudiar las estructuras que afectan al basamento.

Además, aunque los perfiles sísmicos de reflexión analizados tienen una buena resolución y proporcionan información fiable sobre la geometría de las cuencas terciarias, hacia las zonas con mayor deformación y complejidad estructural (Sierra de Altomira, sector de enlace septentrional entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, etc.) el ruido debido a los procesos de refracción de las ondas produce unas áreas de muy difícil, sino imposible, interpretación.

De este modo, se han combinado los datos sísmicos y gravimétricos con los estructurales para tener una visión lo más amplia posible y completar, mediante el uso combinado de diferentes fuentes de información, las lagunas que tiene cada una por separado.

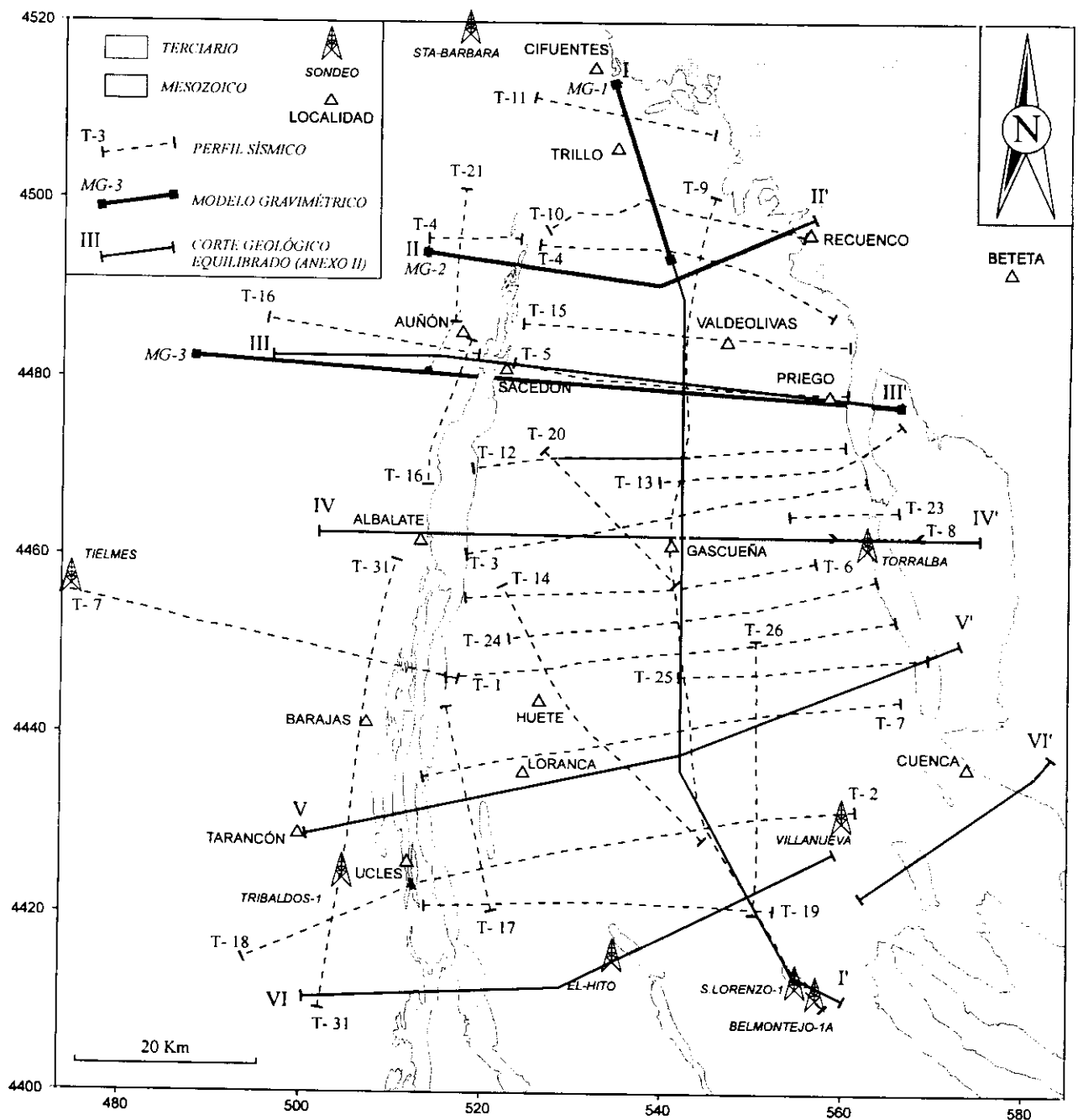


Figura 5.1: Mapa de situación de los perfiles sísmicos interpretados, de los sondeos petrolíferos, de los modelos gravimétricos, y de los cortes geológicos equilibrados realizados.

5.1 - MAPAS DE ISOBATAS DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO

Los datos sísmicos utilizados en este trabajo corresponden a un total de 27 perfiles sísmicos de reflexión (fig. 5.1), realizados por la *Compagnie General de Geophysique* (C.G.G.) 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, Belmontejo-1, Salobral-1, El Hito-1 y Torralba (fig. 5.1).

5.1.1 - MÉTODO DE CONSTRUCCIÓN DE LOS MAPAS DE ISOBATAS

Existen varios trabajos previos donde se han realizado mapas de isobatas (o bien 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 han supuesto una aproximación inicial a la geometría de la cuenca muy importante. Sin embargo, estos trabajos admiten algunos problemas de interpretación en determinadas áreas incluidas en la zona estudiada en esta Tesis, como son la geometría del basamento bajo la Sierra de Altomira, o la estructura del sector septentrional de enlace entre las cuencas de Loranca y de Madrid. Además, en estos trabajos no se han tenido en cuenta generalmente datos estructurales, por lo que la interpretación de algunas estructuras en profundidad no siempre concuerda con la geometría que se observa en los afloramientos. Por otra parte, se ha completado la información de la sísmica de reflexión con la realización de los modelos gravimétricos donde se ha dispuesto de datos recientes (mitad septentrional de la zona de estudio).

Por estos motivos, y dado que había que clarificar la estructura en profundidad de todo el borde oriental de la cuenca del Tajo, ha sido necesario completar y reinterpretar la información existente con un mayor apoyo geológico, teniendo en cuenta los datos estructurales y cartográficos descritos en el capítulo 4.

Durante la realización de los mapas de isobatas, resulta fundamental procesar la información de un modo lo más objetivo posible. Esto es así excepto en aquellas zonas donde los datos son de peor calidad (estructuras complejas, presencia de ruido, perfiles oblicuos a las estructuras geológicas, etc.), donde se hace necesario una mayor carga subjetiva y conocimiento geológico para completar la información. Para alcanzar este objetivo, se ha convertido toda la información necesaria para la realización e interpretación de los mapas de isobatas a un formato digital. Entre los datos digitalizados destacan la localización de los puntos de tiro de los perfiles, las velocidades de corrección y tiempos de lectura para los diferentes reflectores, sondeos, etc.

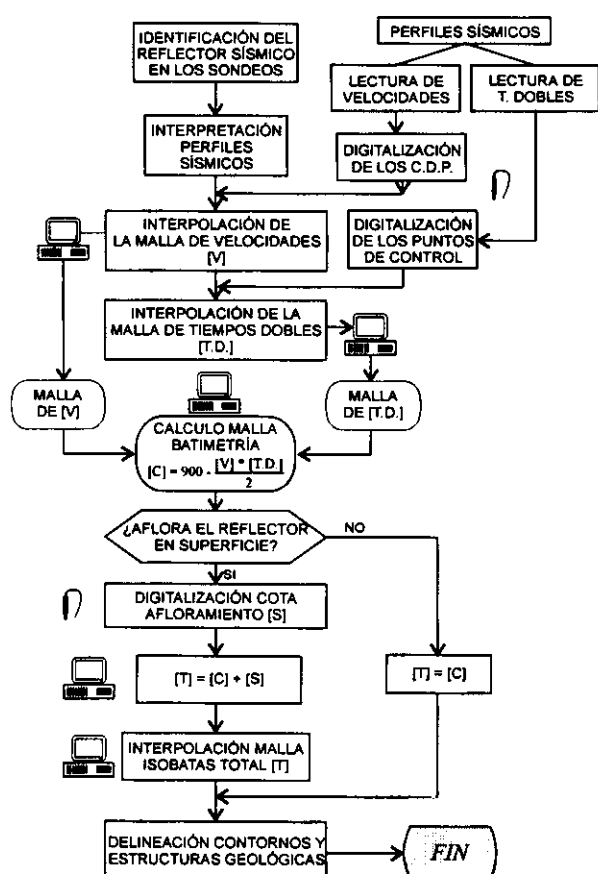


Figura 5.1.1: Diagrama de flujo del proceso de construcción de los mapas de isobatas para el techo del basamento y de la cobertera mesozoica obtenidos a partir de los perfiles de sísmica de reflexión (ver texto para la explicación).

Sólo de este modo ha resultado posible la realización de los diferentes mapas y operaciones aritméticas entre las mallas calculadas de un modo objetivo. A continuación se describen brevemente los pasos seguidos hasta la construcción final de los mapas de isobatas, los cuales se muestran en forma de diagrama de flujo en la figura 5.1.1.

♦Una vez identificados los reflectores que marcaban los horizontes que se van a cartografiar, se ha realizado la reinterpretación de todos los perfiles sísmicos mostrados en la figura 5.1, cerrando mallas a partir de la línea T-9.

♦El siguiente paso ha consistido en la lectura y digitalización de las velocidades de propagación de las ondas para cada reflector en los diferentes perfiles. Los datos utilizados corresponden a las velocidades obtenidas de los sondeos ("Velocity Survey" y "Sonic Log"), así como los procedentes del estudio continuo de las velocidades realizado durante el procesado de los perfiles sísmicos. Los datos de velocidades en los perfiles tienen un espaciado de 200 mseg (en tiempos dobles, TD), realizándose una interpolación lineal entre las velocidades leídas cada 200 mseg. Por lo que respecta a la localización de las velocidades obtenidas del estudio continuo de las mismas en los perfiles, éstas han sido asignadas al punto medio de cada intervalo analizado ("Common Depth Point").

A) Obtención de la malla de isobatas para cada reflector analizado

Partiendo de los datos de velocidades leídos en todas las líneas para cada reflector analizado, se ha procedido a la interpolación de esos datos mediante "Kriging" con variograma lineal a una malla regular. Los parámetros de la interpolación,

así como las características de las mallas resultantes se muestran en la Tabla 5.1.

Una vez obtenida la malla de velocidades para cada reflector analizado, el siguiente paso ha consistido en obtener la malla de tiempos dobles correspondiente. Para ello, se han digitalizado los tiempos dobles de lectura de cada reflector a lo largo de todos los perfiles. El paso de lectura utilizado ha sido 25 mseg cuando el reflector estaba inclinado menos de 5°, o bien cinco puntos de tiro (750 m. aproximadamente) si el reflector se disponía subhorizontal. El error estimado durante este proceso de lectura es de ± 10 mseg. Para la construcción de la malla de tiempos dobles [TD], se han utilizado el mismo método de interpolación y los mismos parámetros que para la realización de la malla de velocidades (Tabla 5.1).

Una vez obtenidas las mallas de velocidades y tiempos, para la obtención de la malla de batimetría referida al nivel del mar de cada reflector, basta con aplicar el siguiente algoritmo:

$$\sum_{x,y=1}^n [C_{xy}] = 900 - \frac{[V_{xy}] * [TD_{xy}]}{2} \quad [5.1]$$

donde:

[C_{xy}] corresponde a la malla de batimetría referida al nivel del mar (en metros).

[V_{xy}] y [TD_{xy}] son las mallas de velocidades (en m/seg) y tiempos dobles (seg).

900 es la cota en metros del plano de referencia de los perfiles sísmicos (*datum*).

La división por 2 se realiza debido a que los tiempos leídos en los perfiles son dobles. El resultado de esta operación se corresponde con una malla regular con las mismas dimensiones y paso de malla que las anteriores.

Tabla 5.1: Parámetros y características utilizados durante la interpolación de las mallas en la construcción de los mapas de isobatas.

MALLA	Paso de Malla	Método de Interpolación	Tipo de Búsqueda	Radio de Búsqueda	Nº puntos / cuadrante
Velocidades [V]	2.5 Km	Kriging con variograma lineal	Cuadrantes	15 Km	6
Tiempos Dobles [TD]	2.5 Km	Kriging con variograma lineal	Cuadrantes	15 Km	6
ISOBATAS [C]	2.5 Km	Kriging con variograma lineal	Cuadrantes	15 Km	6

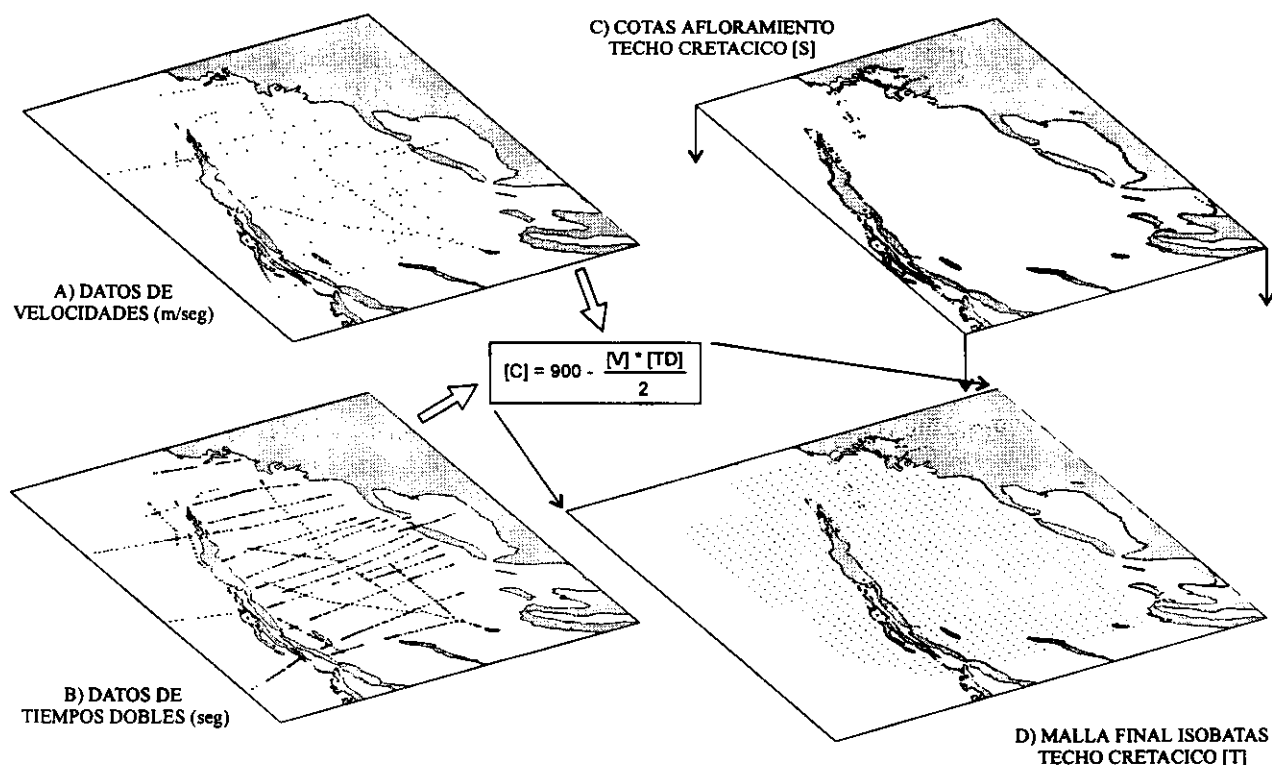


Figura 5.1.2: Esquema del proceso de obtención de la malla final de batimetría para el mapa de isobatas del techo del Cretácico. [V] malla de velocidades, [TD] malla de tiempos dobles, [C] malla de batimetría sin corregir, [S] batimetría obtenida de la superficie, y [T] malla final de batimetría del borde oriental de la cuenca del Tajo (ver texto para la explicación).

B) Correcciones de la malla de Isobatas obtenida de los datos sísmicos

Debido a la distribución heterogénea de los datos originales, sobre todo las velocidades, ha sido necesario realizar una serie de correcciones de la malla de batimetría en *bruto* construida mediante el proceso descrito anteriormente.

De este modo se ha procedido al blanqueo de aquellas zonas de malla donde había lagunas de información en los datos originales, y por tanto, la interpolación no es fiable. Por otra parte, y para evitar los típicos errores de *borde* que se producen en cualquier proceso de interpolación, se ha orlado la malla de batimetría del techo de la cobertera mesozoica con las cotas correspondientes al afloramiento del techo del Cretácico en el área de estudio. Para ello, se ha añadido a los datos de la malla obtenidos de la ecuación [5.1] un fichero con la localización y cota de los puntos de contacto entre el Cretácico y el Terciario obtenidos a partir de la cartografía geológica superficial (S, fig. 5.1.2).

Una vez unidos ambos ficheros, se ha vuelto a interpolar la malla con las mismas características descritas en la Tabla 5.1 (malla [T], figs. 5.1.1 y 5.1.2D). Esta corrección ha mejorado de un modo muy notable el mapa hacia los bordes de las cuencas, controlándose mucho mejor la geometría de los mismos, mientras que no ha influido en la batimetría del centro de las cuencas. Este proceso no se ha realizado para el mapa del techo del basamento debido a que éste no aflora en superficie. El esquema del proceso de obtención de las diferentes mallas se puede observar en la figura 5.1.2.

El último paso en el proceso de obtención de los mapas se corresponde con la delineación de las estructuras cartografiadas a partir de los perfiles sísmicos sobre los mapas de isobatas del techo del basamento y del techo del Cretácico. En los siguientes apartados se describe y discute la geometría de las estructuras los dos mapas de isobatas obtenidos.

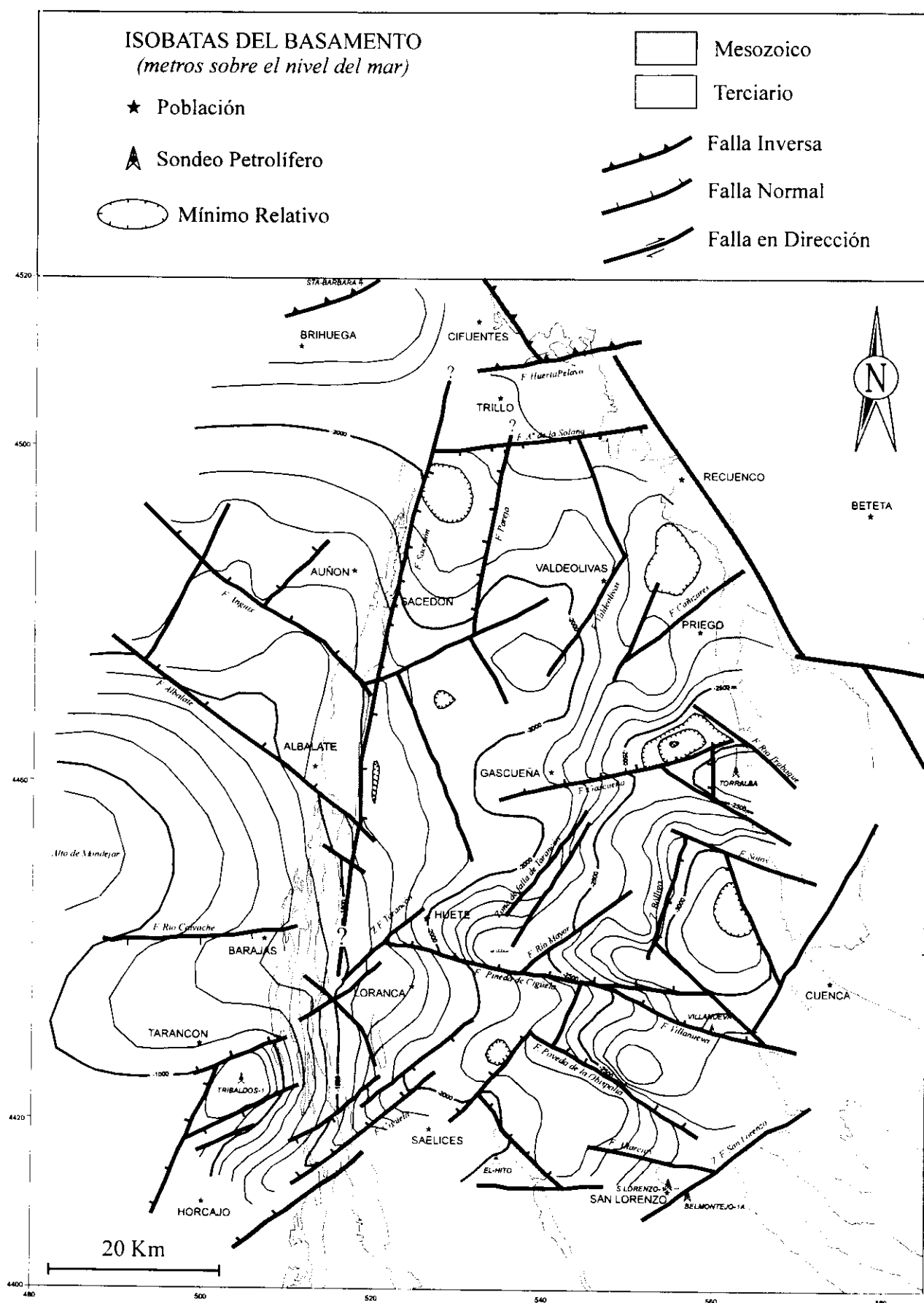


Figura 5.1.3: Mapa de Isobatas del techo del basamento obtenido a partir de los perfiles de sismica de reflexión (en metros sobre el nivel del mar).

5.1.2 - MAPA DE ISOBATAS DEL TECHO DEL BASAMENTO

El mapa de isobatas del techo del basamento en el borde oriental de la cuenca de Madrid presenta unos valores (en metros sobre el nivel del mar) que oscilan entre los -3200 m en el NE de la cuenca de Loranca, y los -700 m en el SE de la cuenca de Madrid, en las proximidades del sondeo de Tribaldos.

Se han distinguido en el basamento una serie de zonas o bloques en función de las características geométricas de la superficie que define el techo del basamento, así como por las estructuras que la afectan: bloques de la cuenca de Madrid, de Valdeolivas y de Cuenca. Estos bloques se encuentran separados entre sí por una serie de fallas, o zonas de falla. A continuación se describen someramente las principales características de cada una de estas unidades, así como la de los límites que las separan

A) Bloque de la Cuenca de Madrid

El techo del basamento de la cuenca de Madrid constituye una superficie bastante plana y presenta, de N a S, una zona deprimida (*depocentro de Brihuega*), un alto estructural (*alto de Mondéjar*), y un suave surco entre Barajas de Melo y Tarancón. Este bloque limita hacia el N con el cabalgamiento NE-SO de Brihuega, detectado en el sondeo de Santa Bárbara, mientras que en el S el límite del bloque lo constituye la *zona de falla de Tarancón* (Capote, 1983). Esta zona de falla consiste en un conjunto de fallas normales de orientación NE-SO que se prolongan desde el S de Tarancón, dentro de la cuenca de Madrid, hacia Huete, Gascuña y Priego, atravesando la cuenca de Loranca (fig. 5.1.3).

La bajada desde el alto de Mondéjar hacia el depocentro de Brihuega se realiza de un modo suave y gradual, con dos pequeños saltos asociados a dos fallas (*Albalate* y *Anguix*) con componente normal orientadas NO-SE, cuyos bloques hundidos se sitúan hacia el N. Estas dos fallas, además de afectar al basamento, han controlado la sedimentación neógena (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995) y los sistemas deposicionales cuaternarios de las terrazas del río Tajo (Giner *et al.*, 1996a). La bajada desde el alto de Mondéjar hacia el S también es muy suave, habiéndose localizado solamente una falla normal de dirección E-O y escaso salto

vertical, en las proximidades de Barajas de Melo (*falla de Calvache*). Gracias a la combinación de los datos de la sísmica de reflexión con los datos gravimétricos, ha sido posible reconstruir la geometría del límite oriental del bloque de la cuenca de Madrid, consistente en una importante falla normal de dirección N-S, localizada justo por debajo de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*). Esta falla parece extenderse desde el extremo N de la zona de estudio (en las proximidades de Cifuentes) hacia el S, hasta alcanzar la *zona de falla de Tarancón*.

B) Bloque de Valdeolivas

El bloque de Valdeolivas tiene una forma triangular, y la superficie del techo del basamento es bastante plana, con una posición media en torno a los 2000 m bajo el nivel del mar. No obstante este bloque también presenta tres familias de fallas normales en su interior, orientadas según las siguientes direcciones (fig. 5.1.3): N-S (*falla de Pareja*), NE-SO (*fallas de Buendía* y *de Valdeolivas*) con saltos verticales moderados a bajos que no sobrepasan los 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), 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. 5.1.3). 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 deduce de los datos gravimétricos. Este accidente parece continuarse hacia el E hasta alcanzar el sistema de cabalgamientos de Huertapelayo (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

C) Bloque de Cuenca

Este bloque se encuentra situado en el interior de la cuenca de Loranca, desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, y se caracteriza porque el techo del basamento presenta una geometría realmente 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. Debido a estas fallas, el techo del basamento presenta una serie de mínimos estructurales, llegando a alcanzar cotas inferiores a los 3000 m bajo el nivel del mar por delante de la Sierra de Bascuñana (fig. 5.1.3).

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*, fig. 5.1.3).

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*, la cual atraviesa toda la zona de estudio con una dirección NE-SO.

5.1.3 - MAPA DE ISOBATAS DEL TECHO DEL CRETÁCICO SUPERIOR

El mapa de isobatas del techo del Cretácico superior, establecido a partir de los perfiles sísmicos de reflexión, presenta una geometría totalmente diferente al mapa de isobatas 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*. De este modo, las estructuras dominantes en la cobertera del borde oriental de la cuenca del Tajo, son los cabalgamientos y pliegues asociados, así como fallas en dirección que limitan lateralmente estas estructuras compresivas. Por el contrario, la estructura del techo del basamento está controlada básicamente por fallas normales.

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, que consiste en una zona estructuralmente compleja definida por un conjunto de pliegues y cabalgamientos con sentido de vergencia variable.

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

✧ Las dos cuencas terciarias de Madrid y de Loranca.

A continuación se van a describir los principales rasgos detectados a partir del análisis de los perfiles sísmicos en estos sectores del borde oriental de la cuenca del Tajo:

A) Sierra de Altomira

Las principales características de la Sierra de Altomira observables en superficie, se han descrito en el capítulo 4 en función de su localización a lo largo del cinturón de pliegues y cabalgamientos (tramos septentrional, central y meridional). Por este motivo, en este apartado se describen exclusivamente las características estructurales reconocibles en profundidad a partir de los mapas de isobatas para cada uno de los sectores definidos en el capítulo anterior:

✧ 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 de la deformación hacia el N de las estructuras compresivas, y a la presencia de una falla normal-direccional NO-SE (*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 (cap. 4), no presenta una buena calidad de afloramiento por estar fosilizada por los materiales neógenos más recientes, y cubierta por el embalse de Buendía.

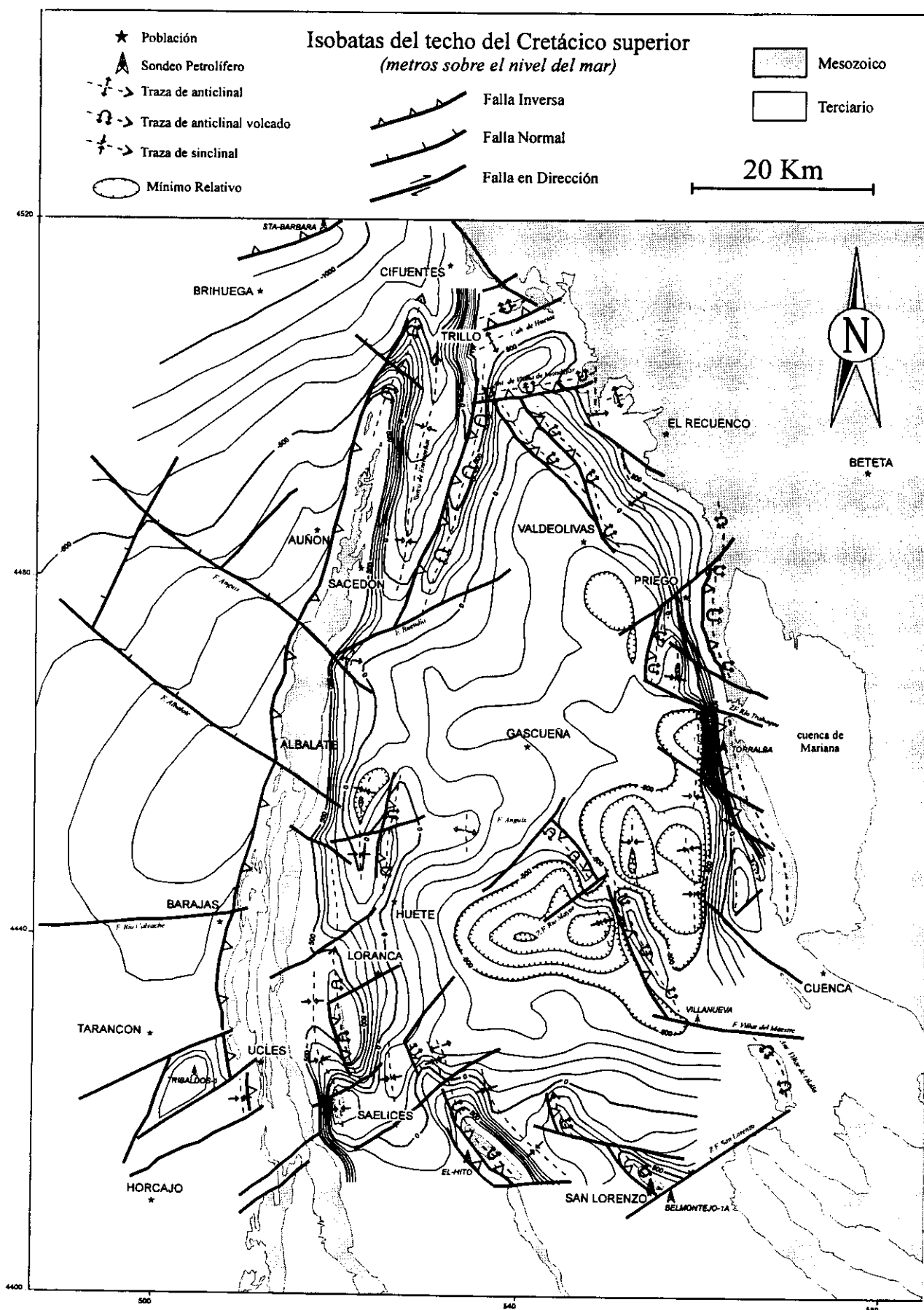


Figura 5.1.4: Mapa de Isobatas del techo del Cretácico superior obtenido a partir de los perfiles de sísmica de reflexión (en metros sobre el nivel del mar).

Entre los dos anticlinorios se sitúa un profundo sinclinal (*surco de Entrepeñas*) que, desde un pequeño umbral situado en su extremo S, presenta una inmersión constante hacia el N, enlazando las cuencas de Madrid y de Loranca.

Por lo que respecta a la falla direccional NO-SE de Anguix, se ha podido comprobar que aunque atraviesa completamente a la Sierra de Altomira, no se introduce más que unos pocos Km hacia el interior de la cuenca de Loranca.

✧ Sector Central de la Sierra de Altomira:

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 de Calvache*).

B) 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 de Trabaque*), y una transpresiva entre las dos últimas (*zona de falla de Sotos*).

✧ El Tramo de Priego consta de tres anticlinales principales, siendo el mayor (Priego) el más oriental. Entre los dos anticlinales mayores se desarrolla un sinclinal relativo cuyo límite meridional lo constituye la *zona de falla del río Trabaque*. Este tramo presenta una clara vergencia hacia el O, y bajo el anticlinal de Priego se sitúa un importante cabalgamiento en la cobertera. El contacto entre estas estructuras y la Cordillera Ibérica se realiza a través de una falla direccional dextrosa en la cuenca de Loranca (*falla de Cañizares*), y el sistema de fallas del Hornillo - Río Escabas descrito en el capítulo 4. 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 direccionales 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.

C) Sector meridional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica (Mitad meridional de la cuenca de Loranca)

Esta es una zona estructuralmente compleja que se extiende desde el sector meridional de la Sierra de Altomira hacia el E (al S de la *zona de falla de Tarancón*), hasta alcanzar la Cordillera Ibérica. Por el S los límites se sitúan en la *falla del Zancara* (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. 5.1.4).

Los principales rasgos estructurales de esta zona son la presencia de algunos anticlinales asociados a cabalgamientos, y sinclinales entre ellos, cuyas trazas sufren una rotación antihoraria progresiva desde una dirección N-S en las proximidades de la Sierra de Altomira, a NO-SE hacia la Cordillera Ibérica. Esta rotación en las orientaciones de las estructuras compresivas se realiza de una manera escalonada, y está favorecida por la actuación 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 Zancara, El Hito, Villar de Olalla*), mientras que otros son

cabalgamientos ciegos ("*blind thrusts*") 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. El ejemplo más espectacular lo constituyen los cabalgamientos subparalelos de La Ventosa y Villar del maestre, con vergencias contrarias y sinclinales asociados, y que se encuentran separados por la *zona de transferencia del Río Mayor*, de dirección NE-SO (fig. 5.1.4).

Es de destacar que las zonas de transferencia desarrolladas en la cobertera se sitúan sobre fallas normales del basamento, si bien la correspondencia no es biunívoca, ya que no todas las fallas del basamento presentan zonas de transferencia asociadas. Así, las importantes 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).

D) Sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica

Esta zona, estructuralmente compleja, presenta como característica principal la confluencia de estructuras con tres direcciones principales (fig. 5.1.4):

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

✧ Pliegues, cabalgamientos y fallas direccionales NO-SE, situados al N de Valdeolivas,

y en los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica. Los cabalgamientos presentan una vergencia hacia el SO, mientras que las fallas direccionales presentan una ligera componente normal y sentido de movimiento dextroso, tal y como se puede observar en las proximidades de Peralveche.

✧ 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 afectan a todos los materiales mesozoicos y terciarios, incluidos los 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 direccionales dextrosas NE-SO que aparecen en la Cordillera Ibérica.

E) 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 fallas direccionales 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.

5.2 - ANÁLISIS DE LA GRAVIMETRÍA

5.2.1 - DATOS UTILIZADOS Y CARACTERÍSTICAS DE LA MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA

El estudio gravimétrico ha consistido en la realización de tres modelos gravimétricos en 2+½D para los que se han utilizado los valores de anomalía de Bouguer procedentes del *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* (PB94-0242 de la DGICYT, dirigido por D. J.F. Bergamín, del departamento de Geodinámica, U.C.M.). 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 un área 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 5.2 se muestran las principales características de los modelos, y en la figura 5.1 la localización de los perfiles realizados.

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, los cuales 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 + ½ D mediante el programa GM-SYS 6.01 (1992), y los cuerpos diferenciados, con las litologías y densidades respectivas, se muestran en la Tabla 5.3.

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, un basamento homogéneo con una posición máxima de profundidad estimada a partir de los perfiles sísmicos de reflexión.

La posición de los tres modelos realizados se ha elegido transversalmente a las principales estructuras observadas en superficie y en los perfiles sísmicos, y los objetivos planteados fueron los siguientes:

✧ Definir la estructura en profundidad del sector septentrional de enlace entre las cuencas de Madrid y de Loranca, de la sierras de Altomira y Bascuñana.

✧ Investigar la estructura del basamento por debajo de los cinturones de deformación desarrollados en la cobertera, y comprobar si éste estaba afectado por la deformación compresiva.

✧ Investigar la naturaleza del basamento en el borde oriental de la cuenca del Tajo.

Tabla 5.2: Características de los tres perfiles modelizados con gravimetría.

PERFIL	Nº de Estaciones	Longitud del Perfil (Km)	Nº de medidas	Longitud de las alas (Km)	Puntos / estación ± d.s.	Valor mín. anomalía (mGals)	Valor máx. Anomalía (mGals)	ERROR (mGals)
I	11	20	48	10	4.36 ± 1.43	-90.28	-75.54	0.35
II	23	44	75	20	3.26 ± 1.09	-98.40	-74.84	0.77
III	40	78	168	20	4.20 ± 1.50	-101.34	-76.25	0.82

Tabla 5.3: Cuerpos diferenciados en la modelización gravimétrica, con sus litologías y densidades respectivas.

LITOLOGÍA	EDAD	DENSIDAD
arcillas, arenas, conglomerados, yesos, calizas	Neógeno	2.4 gr/cm ³
arcillas, arenas, conglomerados	Paleógeno	2.5 gr/cm ³
calizas, dolomías, margas	Jurásico y Cretácico	2.55 gr/cm ³
arcillas, yesos, arenas, conglomerados	Triásico	2.65 gr/cm ³
gneises y granitos	Basamento cristalino	2.7 gr/cm ³
pizarras y cuarcitas	Sedimentos Paleozoicas	2.8 gr/cm ³

5.2.2 - MODELO GRAVIMÉTRICO I (Fig. 5.2.1)

Presenta una dirección NNO-SSE, tiene una longitud de 20 Km, y se extiende desde el límite oriental de la cuenca de Madrid, a la altura de Cifuentes, hasta la cuenca de Loranca, al S del valle del arroyo de La Solana. Este perfil cruza transversalmente las principales estructuras de dirección N70E que caracterizan el límite septentrional de la cuenca de Loranca. Los datos y características del modelo I se muestran en la Tabla 5.2.

A) Descripción de los datos

La curva de anomalía observada (fig. 5.2.1) se caracteriza por presentar un gradiente acusado desde un valor mínimo de -86 mGals en el extremo N, hasta la mitad del modelo hacia el S. A partir de este punto, la curva de anomalía se dispone aproximadamente constante, entorno a un valor medio de -78 mGals.

El corte geológico inicial a partir del cual se ha realizado la modelización gravimétrica, está apoyado por los perfiles sísmicos T-10 y T-4, que fijan, de un modo bastante bien definido, la posición de la cobertera mesozoico-terciaria y del basamento en la cuenca de Loranca. Por el contrario, hacia el N del modelo, tanto la posición de la cobertera mesozoica como del basamento, aparecen peor definidas. Esto es así debido a la presencia de estructuras oblicuas al modelo y la cercanía de la Cordillera Ibérica, que genera numeroso ruido en el perfil sísmico T-11.

B) Realización del Modelo

La principal característica de la curva de anomalía es un gradiente con una alta semilongitud de onda ($\lambda/2$) desde el extremo N del perfil hasta la

mitad del mismo, donde se estabiliza en un valor próximo a los -78 mGals.

Los primeros bloques fijados en la realización del modelo fueron los correspondientes al basamento y cobertera en el extremo S, donde se disponía de datos sísmicos fiables, así como la estructura superficial de la cobertera en la mitad septentrional, donde se tenía un control estructural (*anticlinal de Huetos*). Por lo que respecta a la naturaleza y geometría del basamento, en primer lugar se supuso estructura suavemente inclinada hacia el N con un basamento homogéneo. Esta primera aproximación no explicaba el gradiente tan acusado en la curva de la anomalía, y suponía, además, unos valores de espesores de materiales Triásicos demasiado elevados.

Por otra parte, la posición de este gradiente en el perfil se correlaciona con un gradiente muy importante de dirección N70E a E-O detectado en el *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* (PB-0242) que se corresponde con una zona de cabalgamientos de la cobertera vergentes hacia el S (*sistema de cabalgamientos de Huertapelayo*; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Los únicos datos sobre la naturaleza del basamento en la zona de estudio lo constituyen la interpretación de los datos aeromagnéticos y los sondeos de petróleo (Tabla 5.4), que sugieren la presencia de rocas graníticas o gneísicas en la cuenca de Madrid, y de pizarras y cuarcitas paleozoicas en la Cordillera Ibérica (Querol, 1989). Este hecho, unido a que en los otros dos modelos también había un gran máximo de anomalía en la cuenca de Loranca, condujo a diferenciar dos cuerpos en el basamento con densidades de 2.7 gr/cm³ (gneises y granitos) y 2.8 gr/cm³ (pizarras y

Tabla 5.4: Tabla de sondeos profundos que alcanzan el basamento en la zona oriental de la cuenca del Tajo, y litologías descritas en los mismos (ITGE, 1987).

SONDEO	COTA (m.s.n.m.)	LITOLOGÍA
Tielmes	-1.028	Granito
Belmontejo - 1A	-2.550	Arcillas y Pizarras
El Hito - 1	-1.713	Pizarras y cuarcitas
Tribaldos - 1	-656	Granito
Torralba - 1	-2.520	Gneises
Santa Bárbara	-2.096	Gneises

cuarcitas paleozoicas). Para modelizar el contacto entre estos dos cuerpos, en primer lugar se supuso una estructura sinclinal, con las pizarras en el núcleo y el flanco N ocupado por los granitos, pero la anomalía calculada presentaba un gradiente demasiado suave. En una segunda opción se modelizó un contacto neto subvertical, que proporcionaba un mejor ajuste que la estructura sinclinal. El ajuste definitivo se hizo variando levemente la inclinación del contacto, así como la posición de cota de los granitos en el lado N del contacto.

Por lo que respecta a las variaciones menores de alta frecuencia que aparecen sobre la curva de anomalía, se modelizaron mediante estructuras anticlinales en la cobertera en cuyo núcleo se disponen los materiales triásicos, tal y como sugerían los datos de superficie y de los perfiles sísmicos. De este modo se consiguió un ajuste bueno de la curva, que aunque tiene un valor de error muy bajo (0.35 mGals, 0.031 mGals/estación), es proporcionalmente mayor que el de los otros dos modelos realizados.

Este mayor grado de error relativo puede ser debido a la presencia de estructuras oblicuas, así como a que el límite septentrional del modelo es una zona de gradiente regional.

C) Interpretación

La geometría resultante del modelo I y el corte geológico interpretado (fig. 5.2.1) presenta una cobertera mesozoico-terciaria despegada del basamento a favor de los materiales triásicos en facies *Keuper*. El basamento presenta dos bloques diferenciados separados por una importante falla subvertical con ligera componente inversa y un salto de unos 300 m, situada justo por debajo del mayor anticlinal desarrollado en la cobertera. En el bloque N de la falla la naturaleza del basamento es granítica o gnéssica, tal y como sugieren trabajos previos realizados en el NE de la cuenca de Madrid (Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994). Por el contrario, en el bloque S de la falla el basamento situado por debajo de la cuenca terciaria de Loranca presenta una naturaleza más densa, y ha sido interpretado como formado por pizarras y cuarcitas paleozoicas.

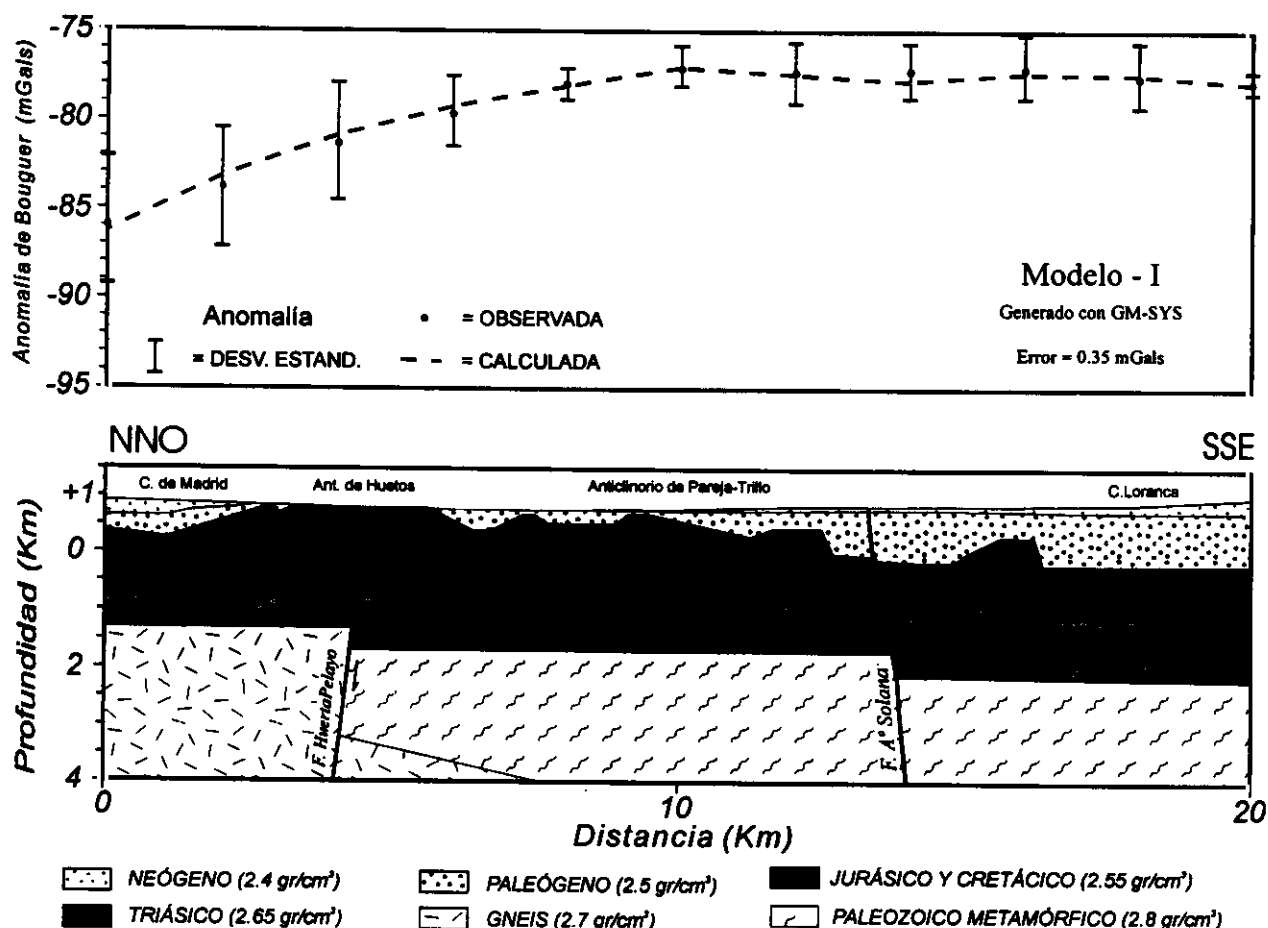


Figura 5.2.1: Modelo gravimétrico I y corte geológico interpretado. La localización se muestra en la figura 5.1.

La geometría de este bloque presenta otro escalón importante interpretada como una falla normal con expresión superficial en el valle del arroyo de La Solana. Esta falla limita una zona compleja en la cobertera (entre este valle y el anticlinal de Huetos) que se corresponde con zonas de interferencia de pliegues de dirección N-S (dirección *Altomira*) deformados por otros de dirección N70E (dirección *Guadarrama*).

La estructura de la cobertera está formada por un anticlinal mayor con vergencia hacia el S (Huetos), y una serie de anticlinales menores situados más al S, algunos de los cuales presentan vergencias contrarias en el corte interpretado. Estos pliegues de dirección N-S vergentes al O (anticlinal de Trillo) son la continuación septentrional del anticlinorio de Pareja-La Puerta. La cobertera, en general, disminuye progresivamente de cota según se amortigua la deformación hacia el S de Huetos, hasta el último anticlinal de dirección N70E detectado en la cuenca de Loranca, situado al S de Viana de Mondéjar. Este anticlinal puede considerarse como el límite meridional de las macroestructuras relacionadas con la génesis del Sistema Central en el interior de la cuenca de Loranca.

El contacto entre la cuenca de Madrid y la de Loranca se caracteriza por presentar una geometría compleja en la cobertera, con interferencias de pliegues de direcciones N-S y N70E, siendo dominantes los de dirección N70E y vergencia hacia al S. Por lo que respecta al basamento, éste presenta dos bloques principales separados por una falla inversa de alto buzamiento (*falla de Huertapelayo*) que eleva un bloque situado al N de naturaleza granítica o gnéissica respecto a los materiales metamórficos más densos situados al S, y supone un aumento brusco de los materiales Permo-triásicos en el bloque de la cuenca de Loranca.

5.2.3 - MODELO GRAVIMÉTRICO II (fig. 5.2.2)

El modelo gravimétrico II se prolonga desde la cuenca de Madrid hasta el borde de la Cordillera Ibérica, atravesando la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja-La Puerta a la altura del pueblo de Pareja. El modelo presenta una dirección general N95E en su mitad occidental, y en la cuenca de Loranca gira hasta disponerse según NE-SO, transversalmente a las estructuras de la

misma dirección que se pueden observar en superficie y en los perfiles sísmicos. Tanto el modelo como el corte geológico de partida se disponen paralelos al perfil sísmico T-4, y son cruzados por el T-21 en la cuenca de Madrid y por el T-9 en la parte central de la cuenca de Loranca (fig. 5.1).

A) Descripción de los datos

Para la construcción del modelo se han utilizado 75 estaciones de medida de gravimetría y cota, que se han interpolado con el método inverso de la distancia al cuadrado sobre un perfil de 44 Km, con un intervalo de 2 Km entre punto y punto. Los valores máximos y mínimos de anomalía de Bouguer, y otros datos del modelo se pueden observar en la Tabla 5.2.

La curva de anomalía de Bouguer observada (fig. 5.2.2) presenta una zona de valor máximo situada en el centro del perfil, que enlaza mediante dos gradientes hacia zonas con valores más bajos de anomalía situados al O (cuenca de Madrid) y al E (Cordillera Ibérica). De estos dos gradientes es más acusado el occidental, que hace bajar el valor de anomalía hasta valores próximos a -100 mGals. Por lo que respecta al gradiente oriental, además de ser menos acusado, alcanza un valor más homogéneo en torno a los -83 mGals en el borde de la Cordillera Ibérica.

El rasgo principal de la curva de anomalía lo constituye un máximo de gran longitud de onda ($\lambda/2 \approx 26$ Km) y una semi-amplitud de unos 20 mGals. Sobre este máximo central se disponen una serie de anomalías de mayor frecuencia ($\lambda/2$ entre 4 y 6 Km) que modifican ligeramente la geometría de la curva de anomalía observada, y que se deben corresponder con efectos causados por fuentes gravimétricas más superficiales.

B) Realización del Modelo

Dada la calidad de los datos sísmicos en las cuencas de Loranca y de Madrid, los primeros bloques que se fijaron fueron el basamento y la cobertera mesozoica en las dos cuencas, a los que se añadieron los datos de los afloramientos mesozoicos en la Sierra de Altomira, el anticlinorio de Pareja y en el borde SO de la Cordillera Ibérica.

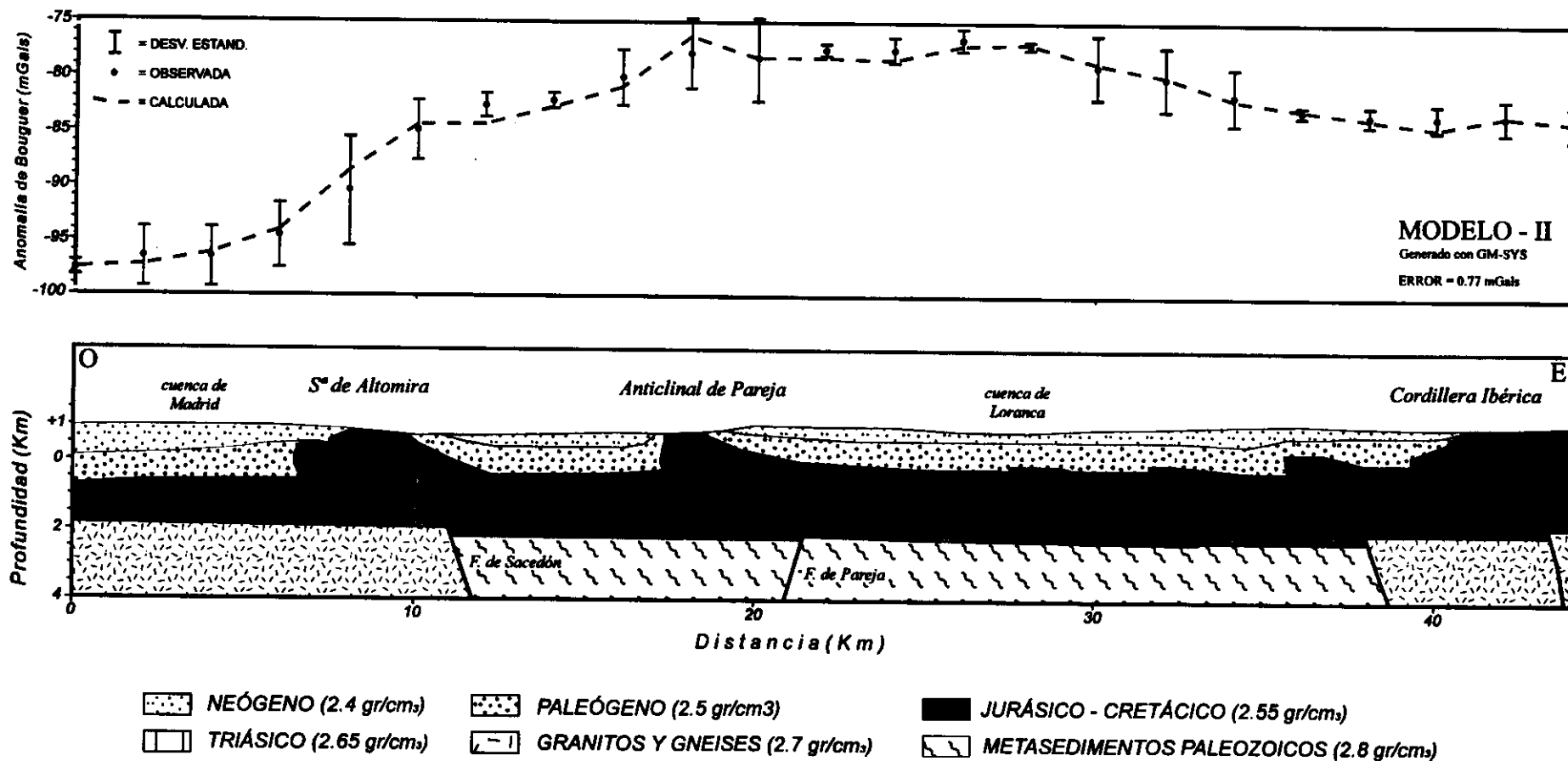


Figura 5.2.2: Modelo gravimétrico II y corte geológico interpretado. La localización se muestra en la figura 5.1.

En una primera aproximación se supuso un basamento homogéneo ($\delta = 2.74 \text{ gr/cm}^3$), con una variación gradual entre la cota que presenta éste en la cuenca de Madrid y en la de Loranca. A esta geometría se le superpuso una cobertera cuya geometría está bien constreñida en las cuencas, estimando una estructura de anticlinal adosado a un cabalgamiento para los dos anticlinorios. El resultado que se obtuvo tenía un notable desajuste de unos 10 mGals entre las curvas observadas y calculadas sobre la cuenca de Loranca. Dado que el desajuste presentaba una gran longitud de onda (que implica fuentes gravimétricas profundas), y teniendo en cuenta los datos aeromagnéticos y los sondeos, se diferenciaron dos bloques en el basamento: uno de naturaleza granítica-gnéisica ($\delta = 2.7 \text{ gr/cm}^3$) y otro formado por pizarras y sedimentos paleozoicos ($\delta = 2.8 \text{ gr/cm}^3$).

La geometría entre estos dos tipos de basamento se asimiló en principio a un gran sinclinal en cuyo núcleo se disponían las pizarras sobre el basamento granítico, y cuyo eje estaba situado en la cuenca de Loranca. Sin embargo, la geometría de la anomalía hacía necesario aumentar mucho el buzamiento de los contactos, hasta alcanzar valores de entre 75 y 80° , siendo además necesario que ambos límites entre los dos tipos de basamento buzaran hacia el E. Con esta disposición del basamento, el modelo presentaba un buen ajuste del máximo central.

Por otra parte, los valores de anomalía del mínimo oriental del modelo ajustaban mejor con un adelgazamiento de la serie permo-triásica al oeste del contacto, y la geometría del gradiente mejoraba notablemente si la diferencia de cota entre el basamento en la cuenca de Loranca y la de Madrid deducida de los perfiles sísmicos (unos 300 m) se ajustaba en un salto vertical en la zona de contacto. El contacto con la Cordillera Ibérica está marcado por otra bajada en el valor de la anomalía observada, que se ha hecho coincidir con un basamento de naturaleza gnéisica, tal y como sugiere el sondeo de Torraja-1 (Querol, 1989).

Las anomalías positivas de alta frecuencia observadas se encuentran claramente relacionadas con la presencia de anticlinorios en la cobertera mesozoica. De éstas, la más importante es la situada sobre la Sierra de Altomira, la cual presenta una mayor semilongitud de onda ($\lambda/2$) que la correspondiente al anticlinorio de Pareja. Estos datos coinciden con la menor complejidad y salto vertical observado en superficie y en los perfiles

sísmicos en el anticlinorio de Pareja-La Puerta. La estructura que mejor ajusta a los datos gravimétricos para la Sierra de Altomira consiste en dos anticlinales imbricados, en los que el más oriental superpone un núcleo de materiales triásicos sobre el anticlinal más occidental. Otro aspecto importante es el aumento del espesor de los materiales neógenos en la cuenca de Madrid respecto a la cuenca de Loranca.

El contacto entre la cuenca de Loranca y la Cordillera Ibérica en este perfil está definido por una serie de anticlinales menores que dan paso a un cabalgamiento de la cobertera. No obstante, en el *Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular* se puede observar la continuación de la bajada en el valor de la anomalía hacia las zonas axiales de la Cordillera Ibérica. Dado que el origen de ese mínimo gravimétrico está aún en discusión (por ejemplo la presencia y tamaño de las raíces corticales bajo la Cordillera Ibérica; Salas y Casas, 1993), la fiabilidad del extremo oriental del modelo está condicionada por la geometría del límite y estructura cortical de la Cordillera Ibérica. Por el contrario los datos geofísicos y sondeos en la cuenca de Madrid otorgan mucha fiabilidad a las estructuras del borde occidental del modelo (Querol, 1989; ILHIA, 1993; Pérez Agudo, 1995).

El valor de error final obtenido en el modelo II es muy bajo (0.77 mGals, 0.033 mGals / estación), y es de destacar el buen ajuste que presenta en las dos cuencas terciarias, donde es mínima la desviación estándar en la interpolación del valor de anomalía. Los mayores desajustes se producen en las zonas donde peor definida está la curva, pero existe una buena correlación de frecuencia y amplitud entre las anomalías de alta frecuencia observadas y las calculadas.

C) Interpretación

El corte geológico interpretado a partir del modelo gravimétrico (fig. 5.2.2) presenta una estructura típica de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de piel fina, con un despegue generalizado de la cobertera mesozoica sobre el basamento a favor de los materiales triásicos.

El basamento presenta tres bloques bien diferenciados: el más occidental (bloque de la cuenca de Madrid) se corresponde con materiales gnéisicos y graníticos que se extienden desde debajo de la Sierra de Altomira hacia el interior de

esta cuenca, presentando una geometría realmente plana. Este bloque contacta mediante una falla normal de alto buzamiento (*falla de Sacedón*) con un bloque compuesto por materiales metamórficos paleozoicos más densos situado por debajo de la cuenca de Loranca. Esta falla se localiza por debajo de la Sierra de Altomira, justo en la mitad del flanco trasero de la misma, y supone un aumento importante de la serie permo-triásica desde su posición hacia el E. Esta falla no presenta indicios de haber sido invertida durante la deformación compresiva que generó la Sierra de Altomira, pero tanto su posición como su traza paralela a los cabalgamientos desarrollados en la cobertera, sugieren la idea de que puede haber jugado un papel importante respecto a la nucleación de la deformación compresiva terciaria.

La geometría del bloque de basamento de la cuenca de Loranca es algo más accidentada que la del bloque de la cuenca de Madrid, debido a la presencia de algunas fallas normales con saltos moderados. No obstante, la topografía del basamento presenta una suave inclinación hacia el E hasta alcanzar los mayores valores de profundidad en el borde oriental de la cuenca de Loranca, donde limita mediante una falla inversa de alto buzamiento con otro bloque de naturaleza granítica o gnéissica. El movimiento inverso de esta falla puede interpretarse como debido un proceso de inversión tectónica positiva durante la compresión Oligocena que estructuró la mayor parte de la Cordillera Ibérica (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerá y Álvaro, 1990; Salas y Casas, 1993), o bien relacionarse con los movimientos transpresivos descritos para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica durante el Neógeno (De Vicente, 1988; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Por lo que respecta a la estructura que se deduce para la cobertera, esta presenta dos anticlinorios (Sierra de Altomira y anticlinorio de Pareja), con fuerte vergencia hacia el O. En la Sierra de Altomira el anticlinorio está formado por dos anticlinales mayores imbricados entre sí en cuyos núcleos se sitúan los materiales triásicos, apareciendo duplicada la serie mesozoica. El cabalgamiento frontal se resuelve mediante un anticlinal que no llega a florar en superficie, mientras que el más oriental tiene un flanco delantero que cabalga al anticlinal frontal (fig. 5.2.2). El anticlinorio de Pareja tiene una estructura menos complicada, con un único anticlinal mayor con materiales triásicos en el núcleo asociado a un cabalgamiento ciego.

Sin embargo, en este caso no hay una duplicación total de la serie mesozoica. En el resto de la cuenca de Loranca tan solo aparecen algunos pliegues menores interpretados como pliegues de despegue menores (Jamison, 1987). Por último, en el borde de la Cordillera Ibérica aparece una serie de cabalgamientos imbricados que duplican la serie mesozoica, cobijándose ésta por debajo de los materiales triásicos.

5.2.4 - MODELO GRAVIMÉTRICO III (fig. 5.2.3)

Este modelo es el que presenta una mayor longitud (78 Km), y se extiende desde el centro de la cuenca de Madrid hasta la cuenca de Mariana, a través de las sierras de Altomira y Bascuñana. El perfil discurre paralelo a las líneas sísmicas T-16 y T-5, y está cortado por la T-21 en la cuenca de Madrid y por la T-9 en el centro de la de Loranca. Dado el buen apoyo geofísico, unido a que se trata de una sección con muy buena calidad de afloramientos, tanto en la Sierra de Altomira (corte de Entrepeñas), como en la de Bascuñana (estrecho de Priego), es el modelo que presenta una mayor fiabilidad. El modelo III es una mejora de otro realizado anteriormente por Perucha *et al.* (1995) que supuso la base de la interpretación conjunta de los datos gravimétricos y sísmicos en el borde oriental de la cuenca del Tajo.

A) Descripción de los Datos

La curva de anomalía observada se ha calculado a partir de 168 datos dispuestos a lo largo de una banda de 82*4 Km centrada en el perfil (fig. 5.1). La anomalía de Bouguer observada presenta unos valores de entre -79.88 mGals y -98.02 mGals, observándose en el perfil un máximo central situado sobre la cuenca de Loranca con una semilongitud de onda ($\lambda/2$) de 40 Km que enlaza, mediante dos gradientes acusados, con dos mínimos relativos situados al E y al O. El mínimo relativo situado al O se encuentra limitado, a su vez, por otro gradiente positivo hasta unirse con otro máximo gravimétrico situado en el centro de la cuenca de Madrid. Sobre esta tendencia general se distinguen una serie de máximos y mínimos de mayor frecuencia ($\lambda/2$ entre 4 y 6 Km) situados sobre el gradiente occidental de la anomalía positiva, así como en el extremo oriental de la curva de anomalía (fig. 5.2.3).

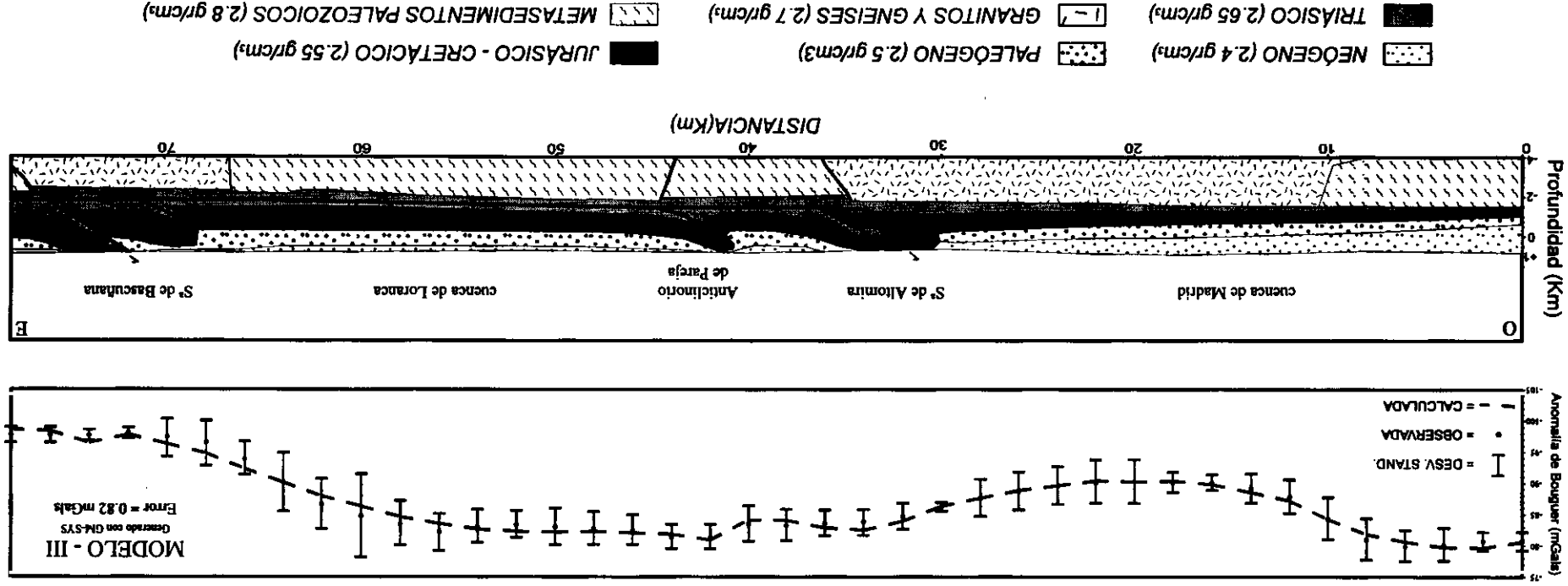


Figura 5.2.3: Modelo gravimétrico III y corte geológico interpretado. La localización se muestra en la figura 5.1.

B) Realización del Modelo

El primer modelo se construyó fijando los bloques asimilados a los materiales terciarios y mesozoicos, así como un basamento de densidad homogénea ($\delta = 2.74 \text{ gr/cm}^3$) en las posiciones obtenidas a partir de los perfiles sísmicos y de los datos superficiales. Este primer modelo de partida era muy fiable hasta una profundidad de 3 Km por debajo de la superficie, pero los resultados del mismo indicaban unas discrepancias muy importantes entre la anomalía observada y la calculada. Además, la longitud de onda de las anomalías no correspondía a variaciones en la forma de los cuerpos en superficie, sino a efectos gravitacionales de fuentes más profundas. Tal y como ya se ha descrito en los modelos anteriores, fue necesario diferenciar dos tipos de basamento diferentes: un cuerpo de densidad 2.7 gr/cm^3 constituido por gneises y granitos, y otro de densidad 2.8 gr/cm^3 asimilado a pizarras y materiales metamórficos paleozoicos.

De este modo, la presencia de un valor alto de anomalía en el centro de la cuenca de Madrid (límite occidental del modelo) se justifica por el acunamiento de las unidades mesozoicas hacia el O, así como por la presencia de un núcleo de pizarras de densidad más elevada por debajo de la cobertera mesozoico-terciaria, que ya ha sido detectada por otros autores en el NE de la cuenca de Madrid (Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994). Para explicar la anomalía de la cuenca de Loranca fue necesaria, al igual que en el modelo II, la presencia de un contacto neto entre los gneises y/o granitos de la cuenca de Madrid y un cuerpo de densidad elevada situado por debajo del Triásico en la mayor parte de la cuenca de Loranca. Este contacto se corresponde, además, con un aumento importante del espesor de los materiales permotriásicos hacia el E, y está situado justo por debajo de la Sierra de Altomira (fig. 5.2.3).

Por lo que respecta a la inflexión de la curva de anomalía situada al O de Priego, ha sido necesario introducir un cuerpo de menor densidad de carácter gnéisico, tal y como sugiere el sondeo de Torralba-1 situado más al S en la Sierra de Bascuñana (fig. 5.1). La estabilización del valor de la anomalía en el extremo E del modelo, unido a la presencia de un importante cabalgamiento en superficie (Priego), sugirió la idea de que este cabalgamiento podía continuarse en profundidad, superponiendo materiales densos (pizarras) sobre los gnéisicos, ya que los afloramientos paleozoicos

hacia el E en la cordillera Ibérica están formados por pizarras (fig. 5.2.3).

El error que se obtiene en el ajuste final del modelo III es 0.82 mGals, extraordinariamente bajo dado la longitud del mismo, lo que unido a su buen apoyo en datos sísmicos y estructurales, hace que los resultados del mismo sean los más fiables de los tres modelos realizados. Al igual que sucede en los otros dos modelos, los menores valores de desviación se encuentran donde mejor definida está la anomalía observada, lo que también sugiere una alta fiabilidad en el mismo.

C) Interpretación

El corte geológico interpretado a partir del modelo gravimétrico (fig. 5.2.3) presenta una estructura muy similar a la descrita en el modelo II, conservando la geometría de un cinturón de pliegues y cabalgamientos *de piel fina*, con un despegue generalizado de la cobertera mesozoico-terciaria a favor un nivel de despegue situado en el Triásico. No obstante, se pueden distinguir una serie de diferencias entre ambos, entre las que destacan las siguientes:

✧ La presencia de un núcleo de pizarras en el basamento del centro de la cuenca de Madrid, ya detectado en trabajos previos (Querol, 1989; Bergamín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994), el cual no ha sido detectado por el modelo II debido a su menor longitud.

✧ La geometría del bloque de basamento de la cuenca de Loranca es algo más accidentada en el Modelo III que en el II, debido a la presencia de algunas fallas normales con saltos verticales moderados. Aún así la geometría del basamento es bastante plana y está inclinada hacia el E, alcanzando su cota más baja justo por delante del anticlinal de Priego.

✧ Se confirma, además, la presencia de bloque de basamento con materiales gnéisicos en la Sierra de Bascuñana, tal y como sugiere el sondeo Torralba-1. Este bloque se encuentra limitado por una falla normal al E, y una inversa al O que superpone las pizarras sobre los gneises, y que debe corresponderse con el enraizamiento en profundidad del cabalgamiento de Priego. Esta falla parece presentar un menor buzamiento que la detectada en el Modelo II, y debe estar relacionada con un proceso de inversión tectónica positiva en el basamento situado por debajo de la Sierra de Bascuñana.

Por lo que respecta a la estructura que se deduce para la cobertera, ésta se concentra en tres anticlinorios con una marcada vergencia hacia el O: la Sierra de Altomira, anticlinorio de Pareja-La Puerta y Sierra de Bascuñana. La estructura de la Sierra de Altomira en este perfil es similar a la del modelo II, pero con un mayor acortamiento, debido a la presencia de un rellano desarrollado en el bloque de techo del anticlinal frontal sobre el que se duplica la serie mesozoica (incluido parte del Triásico). Además, el cabalgamiento frontal de la Sierra de Altomira llega a aflorar en superficie, a diferencia de lo que ocurría en el modelo II. Por el contrario, la estructura y el grado de acortamiento del anticlinorio de Pareja en el modelo III es similar a la deducida en el modelo II. En el resto de la cuenca de Loranca no aparece ninguna otra estructura importante que afecte a la cobertera, siendo el fondo de la cuenca extremadamente plano.

Por último, la estructura de la Sierra de Bascuñana consiste en un anticlinal menor asociado a un cabalgamiento que enlaza con la rampa del cabalgamiento de Priego y su anticlinal de techo asociado. La estructura del anticlinal de Priego es relativamente simple, y consiste en un pliegue de propagación de falla con flanco frontal subvertical y flanco trasero buzando paralelamente a la rampa del cabalgamiento, que se extiende hacia el E hasta alcanzar el eje axial de la cuenca de Mariana (fig. 5.2.3).

Por lo que respecta a los materiales terciarios, conviene destacar que los mayores espesores se encuentran asociados al flanco frontal de los cabalgamientos de Priego y Pareja, mientras que se puede observar como el espesor de los materiales neógenos aumenta gradualmente desde la Sierra de Altomira hacia el centro de la cuenca de Madrid.

5.2.5 - DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LA GRAVIMETRÍA

Lo primero que hay que destacar es que la elaboración de un corte geológico previo apoyado en los datos estructurales de superficie y los perfiles sísmicos ha facilitado enormemente la labor de la modelización gravimétrica. Además, la existencia de perfiles sísmicos que proporcionan información, aunque restringida a algunos sectores y afectando a los 3 primeros Km del modelo, ha resultado fundamental para limitar la posición del basamento

y de la cobertera en las cuencas terciarias. Esto, junto con los datos de densidades calculadas en zonas próximas por otros autores (Campos, 1986; Perucha *et al.*, 1995), han limitado mucho los posibles modelos.

El principal problema encontrado dentro de la buena 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 estar debido a una disminución de las velocidades de transmisión en los perfiles sísmicos hacia el interior de la Cuenca de Madrid, 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 no son muy importantes (menores de 200 m).

A) Basamento

La modelización gravimétrica ha puesto en evidencia la necesidad de introducir dos cuerpos en el basamento, los cuales presentan características diferentes al menos hasta una profundidad de 6 Km bajo el nivel del mar. 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 un núcleo de pizarras situado por encima de materiales gnéissicos, 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, en base a 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 y unos límites coincidentes con fallas subverticales de carácter normal por debajo de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*) y de la Sierra de Bascuñana, e inversa en el límite septentrional entre la cuenca de Loranca y la Cordillera Ibérica (*falla de Huertapelayo*). Aunque la falla de

Sacedón no es observable 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) muestran la presencia de un fuerte gradiente de dirección 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 las

cuenas terciarias es bastante plana, lo que puede haber favorecido el desplazamiento de las láminas cabalgantes hacia la zona de antepaís.

B) Cobertera

Por lo que respecta a la geometría obtenida de las deformaciones en la cobertera, se han completado los datos de la sísmica de reflexión bajo las zonas deformadas, de difícil interpretación sólo con los datos sísmicos. Así, se confirman 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 Bascuñana. 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 solamente pueden ser explicadas mediante la actuación de esfuerzos tectónicos horizontales, que, aunque estén favorecidos por la presencia de un nivel de despegue, en ningún caso pueden ser explicadas como originadas exclusivamente por procesos halocinéticos.

5.3 - REALIZACIÓN DE LOS CORTES GEOLÓGICOS EQUILIBRADOS

5.3.1 - INTRODUCCIÓN

Los cortes geológicos son unas herramientas fundamentales para expresar y visualizar las estructuras geológicas, por lo que la interpretación que subyace en ellos debe ser lo más aproximada a la realidad. La realización de **cortes geológicos equilibrados** (*"balanced cross-sections"*) se ha hecho muy popular durante las dos últimas décadas como medio de ayuda para analizar y mejorar los cortes geológicos (Dahlstrom, 1969; Elliott, 1983). Este tipo de técnicas requiere un análisis completo e intensivo de la geometría de las fallas, así como de las longitudes y áreas de las capas a lo largo del corte geológico. Una de las claves en la realización de este tipo de cortes consiste en la restitución de las capas a las posiciones relativas que tenían antes de producirse la deformación.

Por otra parte, la realización de cortes geológicos equilibrados se ha revelado como el procedimiento más valioso en el estudio de cinturones deformados, en los que la deformación se encuentra confinada mayoritariamente a las rocas que aparecen por encima de un nivel de despegue subhorizontal denominado *"detachment"* o *"décollement"* (Rich, 1934; Rodgers, 1963). En la literatura, estos cinturones se han denominado *"cinturones de deformación de piel fina"* (*"thin-skinned belts"*; Gwinn, 1964; Harris y Milici, 1977). El concepto de *"tectónica de piel fina"* implica que las rocas por debajo del nivel de despegue no muestran los pliegues y fallas que aparecen en las rocas situadas por encima del mismo. Además, el término *"piel fina"* ha sido utilizado para describir regiones donde la deformación está confinada a una sección estratificada (*"cobertera"*) situada sobre un basamento cristalino. Si el basamento estuvo involucrado en la deformación, el cinturón pasa a

denominarse “de piel gruesa” (“*thick-skinned belt*”). Dado que hoy en día se conocen numerosos lugares donde el nivel de despegue afecta a las rocas cristalinas por debajo del contacto entre basamento y cobertera, el término “*piel fina*” cada vez es menos frecuente, y para evitar este tipo de confusiones, resulta más apropiado especificar simplemente si las rocas del basamento están o no involucradas en los cabalgamientos.

A) Algunos conceptos básicos sobre cortes geológicos equilibrados

La terminología desarrollada para describir los cortes geológicos no siempre es clara, y menos aún cuando se traduce al castellano, por lo que a continuación se van a describir brevemente unos cuantos términos que hacen referencia a tipos diferentes de cortes geológicos siguiendo a Elliot (1983) y Marshak y Woodward (1988).

Corte en el Estado Deformado: Es un corte que representa la geometría de las estructuras tal y como aparecen hoy en día.

Corte Admisible en el estado deformado: Se trata de un corte geológico en el estado deformado en el cual las estructuras se muestran tal y como aparecen en el campo, es decir con geometrías realistas de pliegues y fallas.

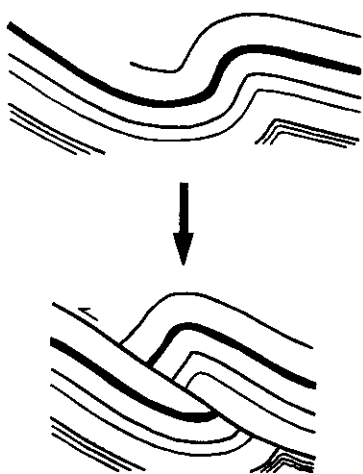
Corte Geológico Restituido: Se trata de un corte en el cual se ha deshecho el desplazamiento en las fallas y los pliegues se han desplegado. Las posiciones relativas de las rocas mostradas en un corte de este tipo deben corresponderse con las que tenían las rocas antes de la deformación. En este tipo de cortes se suelen representar las trazas de las fallas que se desarrollarán posteriormente, así como la futura línea que representa el nivel de erosión.

Corte Viable: Se denomina de este modo al resultado de la restitución de un corte en el estado deformado al estado indeformado, de tal manera que la geometría de las fallas es admisible, la longitud y/o área de las capas se conserva, y la longitud de las capas es consistente. El término “*retrodeformable*” utilizado por Suppe (1985), tiene el mismo significado que viable.

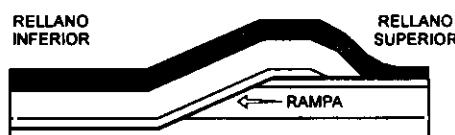
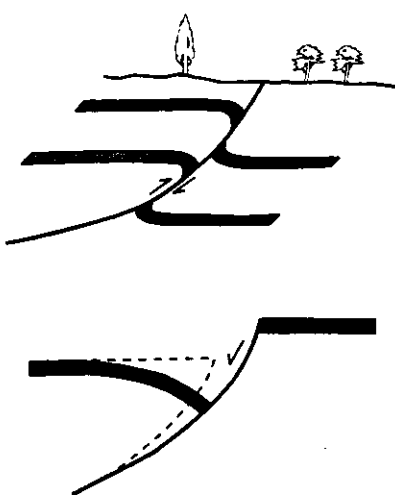
Corte Geológico Equilibrado: Es un corte geológico en el estado deformado que es admisible y viable. En otras palabras, un corte geológico equilibrado contiene un conjunto de estructuras geológicas admisibles que pueden ser restituidas de tal manera que el corte restituido guarde consistencia en la longitud de las capas, conserve las longitudes y/o áreas y una geometría admisible de las fallas antes de la deformación.

La diferencia fundamental entre un corte geológico equilibrado y uno no equilibrado es que en el primero se ha restituido y se ha comprobado

A) PLIEGUE - FALLA “Break-Thrust”



B) PLIEGUES DE ARRASTRE (“Drag-Folds”)



C) Pliegue de Flexión de Falla “Fault-Bend Fold”



D) Pliegue de Propagación de Falla “Fault-Propagation Fold”



E) Pliegue de Despegue “Detachment Fold”

Figura 5.3.1: Modelos básicos de los pliegues asociados a fallas descritos en el texto. A) Pliegue-falla (“break - thrust”); B) Pliegues de arrastre (“drag-folds”); C) Pliegue de flexión de falla (“fault-bend fold”); D) Pliegue de propagación de falla (“fault-propagation fold”) y E) Pliegue de despegue (“detachment fold”) (modificado de Willis y Willis, 1934; Jamison, 1987 y Reches y Eidelmann, 1995).

su viabilidad, mientras que en el segundo caso no. De este modo, es importante no olvidar que, cuando se equilibra un corte geológico, no se comprueba si es correcto o no, ya que un corte geológico equilibrado es una interpretación que puede ser incorrecta. No obstante, un corte geológico equilibrado, por lo menos, puede ser correcto, mientras que un corte no equilibrado es probablemente incorrecto.

B) Tipología de pliegues asociados a fallas

En los cinturones de pliegues y cabalgamientos es muy frecuente la asociación genética entre pliegues y fallas, existiendo tres tipos básicos de relación:

1) *Pliegue anterior a la falla*. El modelo clásico de este tipo de relación considera que primero se forma el pliegue, debido a un proceso de "buckling", y posteriormente se desarrolla una falla que corta el pliegue. Este modelo, denominado "break-thrust model", fue desarrollado por Willis y Willis (1934) (fig. 5.3.1A).

2) *Pliegue posterior a la falla*. En este caso se considera que los pliegues se forman posteriormente a la creación de la falla, originados por el efecto de arrastre causado por la resistencia friccional que existe en el plano de falla durante el deslizamiento. Son los denominados *pliegues de arrastre* ("drag-folds", fig. 5.3.1B). A este tipo de relación corresponden también los *pliegues de flexión de falla* ("fault-bend folds"; fig. 5.3.1C, Suppe, 1983), que se forman sobre una superficie de falla angular y que son bastante comunes en los cinturones de pliegues y cabalgamientos.

3) *Pliegue y falla sincrónicos*. Este tipo de modelo considera que el pliegue y la falla se generan simultáneamente, siendo dos los tipos básicos de pliegues asociados al deslizamiento y propagación de una falla: el más conocido se denomina *pliegue de propagación de falla* ("fault-propagation fold", fig. 5.3.1D). Este modelo supone que cuando una falla se propaga a través de los materiales de la cobertera sedimentaria, el acortamiento se resuelve por deslizamiento en la superficie de la falla, y por plegamiento de los materiales de la cobertera situados en el extremo de la misma. El otro tipo de pliegues sincrónico se produce cuando hay deslizamiento a favor de un nivel de despegue subhorizontal, produciendo un pliegue por encima de este nivel que afecta a la cobertera (pliegue de despegue o "detachment fold", fig. 5.3.1E).

C) Modelos de pliegues asociados a falla utilizados en la construcción de los cortes geológicos equilibrados

Durante las dos últimas décadas se han desarrollado numerosos modelos geométricos y cinemáticos sobre los pliegues de flexión de falla, de propagación de falla y de despegue, en los que describen las relaciones angulares entre los elementos geométricos de las fallas y de los pliegues. Todos estos modelos implican una conservación del área, así como una geometría de tipo "Kink" por lo que es evidente su aplicación en la realización de cortes equilibrados (Faill, 1969, 1973; Suppe, 1985).

Conviene recordar que estos modelos han sido desarrollados por los geólogos dedicados a la exploración y modelización de yacimientos de petróleo, sobre estructuras o campos concretos. Por este motivo no siempre son aplicables de un modo directo cualquier estructura, debido a las numerosas variables que pueden intervenir en la génesis de ésta, como son los esfuerzos, variación de las propiedades mecánicas de las capas, cinemática, etc. En este sentido, Ramsay (1992) describe algunos problemas que pueden surgir si se simplifica la realidad en exceso con el objetivo de aplicar modelos teóricos en todos los casos, como por ejemplo, el no considerar la presencia de deformación en el bloque de muro por debajo de la rampa del cabalgamiento.

Dado que las geometrías que describen estos modelos son frecuentes en la zona de estudio de esta Tesis (corte *admisible*), y el cumplimiento de la conservación de áreas (corte *viable*), se han utilizado en la construcción de los cortes geológicos equilibrados realizados en este trabajo.

Los modelos de pliegues asociados a fallas elegidos para la construcción de los cortes geológicos equilibrados han sido las relaciones entre cambio de espesor entre los flancos y ángulo axial (Wotjal, 1988), los propuestos por Jamison (1987), y algunos modelos propuestos por Suppe y Medwedeff (1990) comunes en el área estudiada. La elección de estos modelos ha sido debida a la presencia de geometrías equivalentes en las estructuras analizadas, la escala de realización de los cortes, y la ausencia de numerosos datos geométricos que algunos de los mismos requieren (Chester y Chester, 1990).

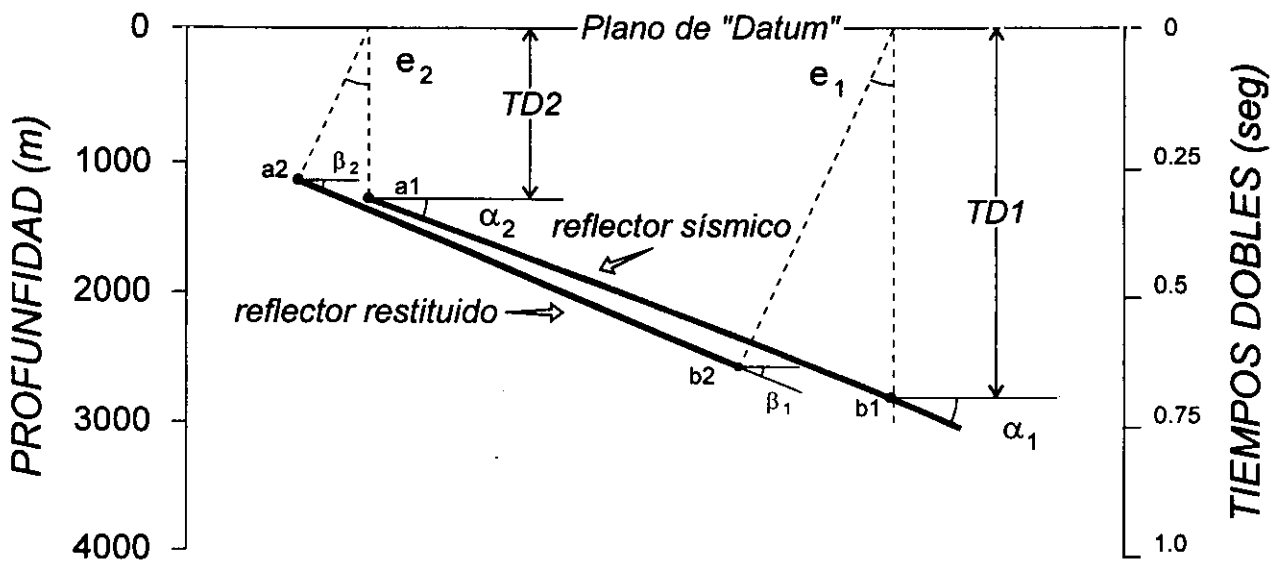


Figura 5.3.2: Parámetros utilizados durante el proceso de restitución de los perfiles sísmicos desde la sección original en tiempos (A_1 , B_1 , α) hasta la posición final en distancia (A_2 , B_2 , β) (ver texto para la explicación).

5.3.2 - CONSTRUCCIÓN DE SECCIONES RESTITUIDAS EN PROFUNDIDAD A PARTIR DE LOS PERFILES SÍSMICOS

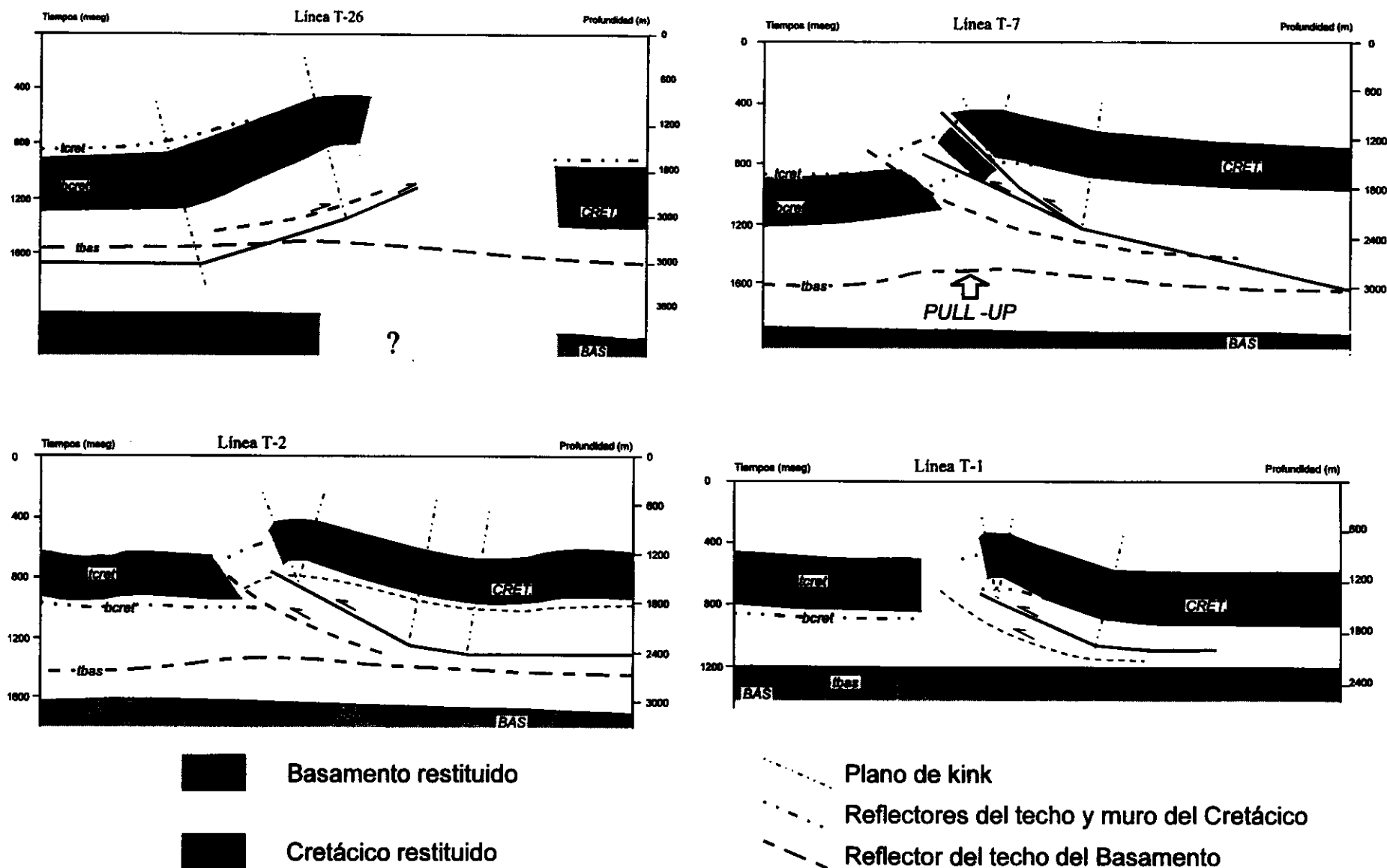
Para poder realizar cortes equilibrados mediante el método del *kink* es necesario conocer los buzamientos de las unidades litológicas a lo largo del perfil, para lo que resulta imprescindible disponer de al menos un valor de buzamiento por cada dominio de buzamiento. Esta necesidad se ve complicada por el hecho de que los materiales más recientes se disponen discordantes sobre los materiales deformados, por lo que resulta necesario estimar los buzamientos de un modo indirecto a partir de los datos geofísicos (generalmente a partir de perfiles de sísmica de reflexión).

La manera más simple para obtener valores de buzamiento a partir de un perfil sísmico tradicional, consiste en asumir que la inclinación del reflector es equivalente al valor del buzamiento de una determinada capa con lo que se comete el error de interpretar una sección en tiempos como una en profundidad. Este problema se ha solucionado parcialmente con la utilización de secciones migradas, que limitan bastante la cuantía del error que se comete. Sin embargo, en el caso de operar con secciones en tiempos sin migrar, como es el caso de este trabajo, la restitución de los reflectores resulta imprescindible si se quieren determinar las geometrías de las estructuras de un modo realista.

El problema fundamental que se plantea para poder restituir los reflectores sísmicos en profundidad consiste en conocer cual es la variación de las velocidades de transmisión de las ondas sísmicas en el subsuelo. En nuestro caso, se ha abordado este problema mediante la realización de un mapa de distribución de velocidades para cada reflector analizado. Estos mapas se han construido a partir de los datos de velocidades de los sondeos, y de los datos procedentes del estudio continuo de las velocidades realizado durante el procesado de los perfiles sísmicos. La distribución de velocidades que se obtiene para cada reflector a través de esta aproximación no es homogénea, sino que aparecen una serie de mínimos hacia el centro de las cuencas terciarias, y máximos hacia los bordes de las mismas. La interpolación de los datos de velocidades a una malla regular (de 5 km de paso de malla) se ha realizado mediante "*kriging*" con variograma lineal. Las características de la interpolación se encuentran en la Tabla 5.1.

Una vez calculadas las velocidades para cada reflector analizado, se han seleccionado una serie de puntos de control a lo largo de cada reflector. Cada uno de estos puntos, definidos en la sección por el par de coordenadas distancia-tiempo, ha sido restituido para obtener la posición distancia-profundidad mediante la relación:

$$\text{Sen } e = \frac{V_0}{V_H} * \text{Tan } \alpha \quad [5.3]$$



donde: e es el ángulo de emergencia del rayo sísmico calculado (en $^{\circ}$), V_0 es la velocidad calculada en el reflector (m/seg), α la inclinación aparente (en $^{\circ}$) del reflector sísmico en la sección en tiempos y V_H es la *velocidad de homogeneización* de los perfiles sísmicos, definida como la relación entre las escalas del perfil sísmico:

$$V_H = \frac{\lambda}{\mu} \quad [5.4]$$

siendo λ la escala de longitud del perfil (en nuestro caso 1:70.000) y μ la escala en tiempos del perfil sísmico (1/17.5 m/seg). La V_H que resulta en nuestro caso es de 4000 m/seg.

Conviene resaltar que cuanto más parecidas sean la velocidad de los reflectores (V_0) y la *velocidad de homogeneización* (V_H), más próxima será la geometría que muestre el perfil sísmico a la realidad. Además, para valores bajos de α (reflectores subhorizontales), el $\text{sen } e \approx \text{Tan } \alpha$, con lo cual la geometría en tiempos se parece a la sección en profundidad. Por el contrario, para altas inclinaciones de los reflectores ($\alpha > 10^{\circ}$) el $\text{sen } e \neq \text{Tan } \alpha$, alejándose de este modo la geometría de la sección en tiempos de la geometría de la sección en profundidad.

En la figura 5.3.2 se pueden observar los parámetros utilizados durante el proceso de restitución. Una vez calculados el ángulo de emergencia mediante la relación [5.3] (e_1 , e_2) y la velocidad para cada punto de control (A_1 , B_1), basta con leer el tiempo doble de cada punto de control en la escala de tiempos del perfil sísmico (TD_1 y TD_2) para obtener la posición de la posición restituida en profundidad (A_2 , B_2). Uniendo los diferentes puntos de control restituidos entre sí se obtiene la posición restituida en profundidad de cada reflector, así como el buzamiento real de ese segmento (β). La longitud de los segmentos donde se han calculado los buzamientos ha variado en función de la inclinación de los reflectores, siendo menor su tamaño en las zonas del perfil con mayor inclinación.

Este proceso de restitución de los reflectores se ha realizado en todas aquellas estructuras atravesadas por los cortes geológicos equilibrados, y en aquellas otras de interés particular. Un hecho interesante a remarcar es que la posición en planta de los ejes de las estructuras principales (por ejemplo anticlinales) no varía

durante el proceso de restitución.

Por el contrario, se ha comprobado que se produce un apretamiento de la geometría de los pliegues asociados a fallas, especialmente en el flanco corto de los mismos, lo que acentúa el carácter asimétrico de las estructuras. Este hecho, además de coincidir con todas las observaciones estructurales realizadas en superficie, otorga una menor importancia relativa a el efecto de las deformaciones halocinéticas, que algunos autores consideran importantes (Gómez *et al.*, 1996).

Tal y como se puede observar en la figura 5.3.3, la geometría de los anticlinales presentes en la cuenca de Loranca en los perfiles originales es muy laxa, con una inclinación máxima de los reflectores sísmicos de unos 45° . Sin embargo, en las secciones restituidas en profundidad, los flancos cortos de las estructuras aparecen con buzamientos mucho mayores, mientras que los flancos largos permanecen con buzamientos moderados entre 15° y 40° .

5.3.3 - PROCESO DE CONSTRUCCIÓN Y CONSTRICCIONES ASUMIDAS DURANTE LA REALIZACIÓN DE LOS CORTES GEOLÓGICOS EQUILIBRADOS

Como se ha descrito anteriormente, 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 utilizado 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.

Los criterios utilizados para localizar los cortes geológicos han sido:

- ✧ Orientación perpendicular a las estructuras compresivas (zonas sin estructuras laterales de escala cartográfica).
- ✧ Buena calidad de los afloramientos de las estructuras más importantes.
- ✧ Los resultados del análisis meso-estructural (paralelos a la dirección de máxima compresión horizontal deducida).
- ✧ La presencia de perfiles sísmicos y/o sondeos a lo largo de la sección.

Por lo que se refiere a la geometría de las fallas en profundidad, se han aplicado los modelos de Jamison (1987), Suppe (1983, 1985) y Suppe y Medwedeff (1990), siempre que ha sido posible. 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):

$$\frac{T'}{T} = \frac{\sin \gamma}{\sin \gamma} \quad [5.5]$$

En los casos en que los modelos teóricos no ajustaban a los datos geológicos y/o geofísicos, la extrapolación de la geometría de las fallas se ha realizado de un modo interpretativo, de modo 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.

Durante la realización de los cortes no se ha tenido en cuenta la presencia de deformación interna en la roca, ni la presencia de 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, debido a la escala de realización de los cortes. Por todos estos motivos, los datos de acortamiento que se han obtenido son datos aproximados mínimos, aunque consideramos que no deben diferenciarse mucho de los datos reales.

Para el proceso de equilibrado de áreas y volúmenes de los cortes geológicos, se ha utilizado un planímetro digital (USHIKATA X-PLAN360D)

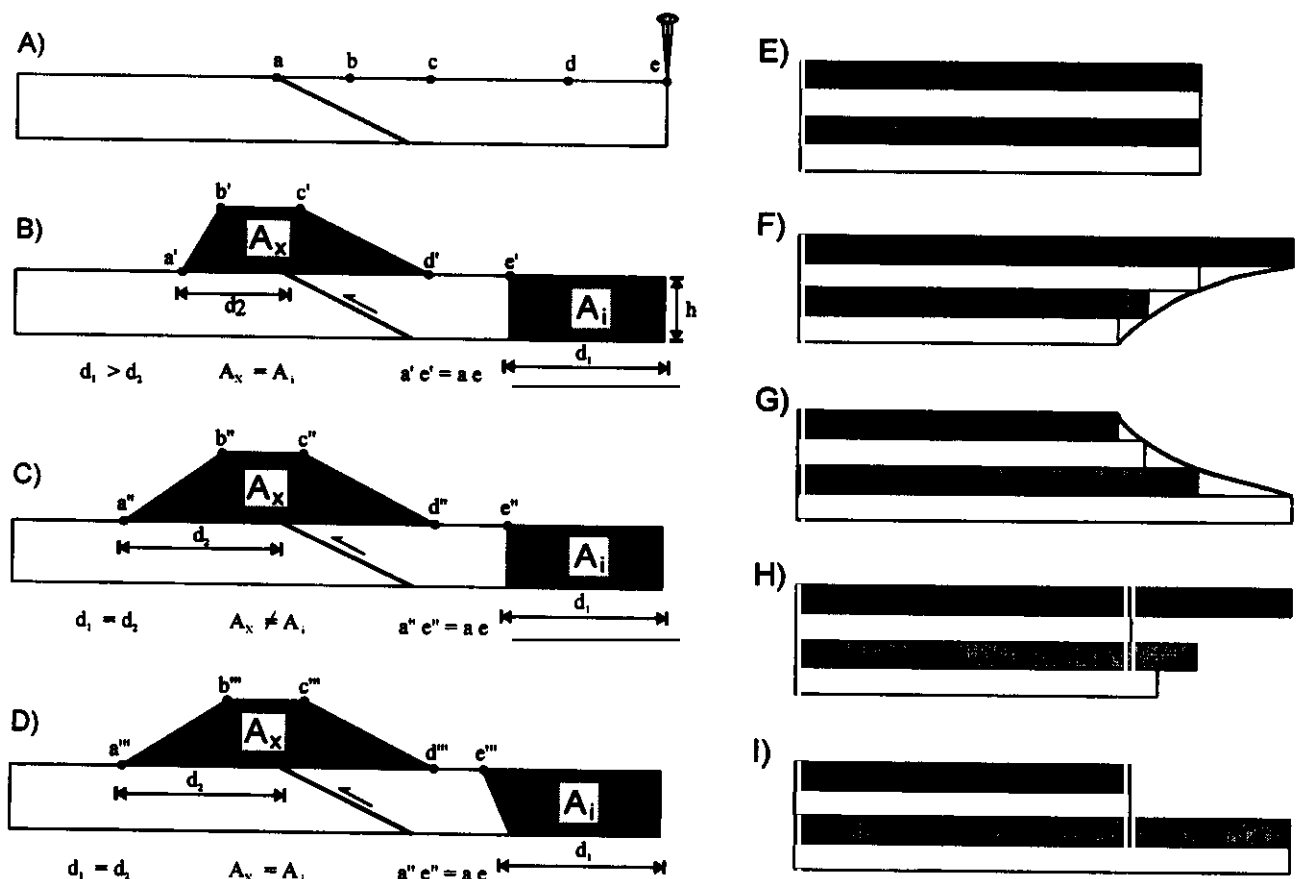


Figura 5.3.4: Ilustración del concepto de conservación de la longitud de las líneas y del área (Izquierda). A) Cabalgamiento indeformado; B) Geometría después del movimiento sobre una rampa, con equilibrio de líneas y longitudes; C) corte sin equilibrio de áreas y de líneas; D) Corte en el que hay conservación del área y de las líneas, así como deslizamiento constante a lo largo de la rampa. A la derecha se muestran ejemplos de geometrías resultantes en las líneas flotantes de referencia (loose-lines) después de retrodeformar los cortes: E, F y G) líneas de referencia admisibles; H e I) no admisibles (modificado de Marshak y Woodward, 1988).

de 0.05 mm de resolución y una precisión de 0.1%, realizándose todos los cálculos a una escala 1:50.000. 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 el extremo occidental de los mismos, 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 micro y mesoestructurales, eligiéndose dentro de lo posible una orientación de los cortes paralela al máximo acortamiento horizontal, y perpendiculares a las estructuras longitudinales. Del mismo modo, se han excluido en lo posible las zonas de transferencia situadas entre los diferentes sistemas de cabalgamientos. Teniendo esto en cuenta, las premisas que se adoptado para la realización de los cortes geológicos equilibrados son las siguientes (fig. 5.3.4):

✧ *Conservación del área*: Si se asume la conservación de área que impone el hecho de que la deformación se resuelva en el plano vertical por el que pasa el corte, entonces el área de un cabalgamiento restituido al estado no deformado debe ser igual al área del mismo cabalgamiento en el estado deformado (fig. 5.3.4A). El proceso de equilibrar las áreas (“*area balancing*”) se ha realizado en todos los cortes para los materiales triásicos, dentro de los cuales se sitúa el nivel de depague basal.

✧ *Conservación de la longitud de las líneas*. Esta premisa se refiere a la suposición de que la longitud de un contacto en un corte no varía durante la deformación, por lo que se asume que la longitud del contacto entre dos unidades es la misma en los cortes en los estados deformado e indeformado. El proceso de equilibrar las longitudes (“*bed-length balancing*”) de los contactos entre unidades se ha realizado para las unidades mesozoicas supratriásicas establecidas dentro del armazón estratigráfico. Este concepto lleva implícito que no hay un cambio de espesor de las unidades estratigráficas a lo largo de las estructuras. Si hay un cambio de espesor, y se conservan las áreas, entonces no se produce una conservación de la longitud de los contactos.

✧ *Consistencia de la longitud de las capas*. Las longitudes totales de cada capa en una secuencia de un corte geológico equilibrado debe ser aproximadamente la misma o debe variar de una manera *consistente*. Esto quiere decir que una línea recta dibujada perpendicularmente a las capas en el borde de arrastre (“*trailing edge*”) del cabalgamiento en un corte geológico en el estado deformado, debería ser recta y perpendicular a las capas, o presentar una variación suave en el corte geológico restituido (fig. 5.3.4E,F y G). La consistencia de la longitud de las capas también se avala mediante una geometría *admisible* de las fallas restituidas.

✧ *Geometrías admisibles de las fallas restituidas*. En los cortes geológicos en el estado deformado la geometría de las fallas suele estar modificada por el movimiento originado por las fallas más recientes. Por el contrario, la geometría de las fallas en un corte geológico restituido debe corresponderse con la original, por lo que éstas deben mostrar una geometría razonable de tipo escalonado. La abundante bibliografía de los cinturones de pliegues y cabalgamientos sugiere que en una geometría escalonada:

- a) El ángulo entre rampa y estratificación suele ser menor de 35°.
- b) Una falla no puede tener buzamientos con sentidos contrarios.
- c) Las fallas no suelen cortar la serie estratigráfica de arriba hacia abajo.

5.4 -DESCRIPCIÓN 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 Bascuñana, así como un corte longitudinal a lo largo del eje mayor de la cuenca de Loranca (fig. 5.1). En la Tabla 5.5 se muestra un resumen de los datos de cada corte (Anexo II), incluyendo las longitudes deformadas e indeformadas, el porcentaje de acortamiento relativo, y los errores estimados de ajuste.

5.4.1 - CORTE II-II'

Este corte contiene dos segmentos de orientación diferente, presentando una longitud total de 38.75 Km. El primer segmento se extiende desde la cuenca de Madrid, en las proximidades de Alocén, hasta el eje central de la cuenca de Loranca, con una orientación N100E y una longitud de 26 Km, y atraviesa la Sierra de Altomira (tramo A-B) y el anticlinorio de Pareja - La Puerta (tramo B-C). El segundo segmento se dispone desde el eje de la cuenca de Loranca hasta el extremo de la Cordillera Ibérica al N de El Recuenco, con una dirección N65E y una longitud de 18 Km.

A) Sierra de Altomira (tramo A-B):

En este corte aparecen los mayores espesores de materiales terciarios en la cuenca de Madrid deducidos en los cortes realizados (1600 m), ya que se encuentra al S de la *cupeta de La Alcarria*, segundo depocentro relativo en importancia de la cuenca de Madrid. La topografía del fondo de la cuenca es extremadamente plana, no apareciendo ninguna fractura importante, y la cobertera sólo presenta alguna falla normal de dirección NE-SO con escaso salto vertical. En este sector septentrional de la Sierra de Altomira los afloramientos de los materiales Cretácicos se sitúan topográficamente por debajo de los materiales del Mioceno medio y superior.

✧ La estructura de la *cobertera* en la rama principal de la Sierra de Altomira consiste en dos cabalgamientos, que se unen en un nivel de despegue basal situado en las facies *Keuper* triásicas:

El cabalgamiento frontal, situado en el extremo O, presenta un pliegue asociado en el bloque de techo con flanco frontal subvertical, y un salto vertical máximo en la cresta del mismo de unos 900 m. El cabalgamiento asciende desde el contacto entre el Jurásico y las facies plásticas del *Keuper*, atravesando del Cretácico y el Paleógeno inferior, hasta amortiguarse en los niveles detríticos del Paleógeno superior. Este pliegue no aflora en superficie, ya que se encuentra fosilizado por los materiales neógenos, constituyendo un cabalgamiento ciego ("*blind thrust*").

El segundo cabalgamiento se apoya en el anterior, y asciende desde el Triásico superior hasta alcanzar los yesos y arcillas del tránsito Cretácico - Paleógeno inferior, donde se sitúa un rellano a favor de este nivel incompetente que amortigua la deformación mediante un pliegue de despegue. Esta segunda escama presenta un cabalgamiento imbricado situado en el flanco trasero, que se amortigua en los materiales carbonatados del Cretácico superior, y superpone los materiales triásicos sobre el resto de la serie jurásica y cretácica. En flanco oriental de la Sierra de Altomira la serie mesozoica buza unos 50° hacia el E, pero pierde inclinación progresivamente hasta disponerse horizontal 3 Km al E del último afloramiento Cretácico.

El acortamiento calculado para la cobertera en este tramo septentrional de la Sierra de Altomira es de 4.55 Km, lo que supone un 26.7% en relación a los alfileres que lo limitan (Tabla 5.5).

✧ Por lo que se refiere a la geometría del basamento, éste presenta una falla normal situada por debajo del flanco trasero de la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*), con unos 300 m de salto vertical, y que ha podido ser detectada mediante el uso combinado de los datos sísmicos y gravimétricos, tal y como se ha descrito anteriormente. Dicha falla supone un engrosamiento de la serie Permo-Triásica hacia el E, y posiblemente también haya actuado para la sedimentación jurásica y cretácica. No obstante, y dada la falta de afloramientos mesozoicos hasta la Cordillera Ibérica, no se puede controlar esta influencia, ya que la variación en los espesores del Cretácico y Jurásico es del orden de los 100 m, cercano al límite de resolución de los perfiles sísmicos utilizados.

Tabla 5.5: Descripción de los datos de acortamiento calculados a partir de los cortes geológicos equilibrados mostrados en el Anexo II. L_0 , Longitud inicial; L_1 , longitud final; $ACORT$, acortamiento acumulado en el tramo de corte geológico en el estado de formado ($L_1 - L_0$); $e = (L_1 - L_0) * 100 / L_0$; $ERR-L$, error acumulado en la línea flotante de referencia ("loose-line") entre las longitudes máxima y mínima; S_0 (Km^2), Área del Triásico en el estado indeformado; S_1 (Km^2), Área del Triásico en el estado deformado; $ERR-S$ (Km^2) = $S_0 - S_1$.

	TRAMO	L_0 (Km)	L_1 (Km)	ACORT (Km)	e (%)	ERR-L (Km)	S_0 (Km)	S_1 (Km)	ERR-S (Km ²)
CORTE II-II'	AB	17.05	12.5	4.55	-26.69		10.4	9.17	
	BC	15.2	13.5	1.7	-11.18		15.05	16.05	
	CD	13.8	12.75	1.05	-7.61		15.19	15.17	
	TOTAL	46.05	38.75	7.3	-15.85	0.25	40.64	40.39	0.25
CORTE III-III'	AC	16.32	12.5	3.82	-23.43		11.7	10.78	
	CD	11.95	10.5	1.45	-12.13		7.4	8.78	
	DE	16.95	16.95	0	0		11.93	11.56	
	EF	15.4	10.85	4.52	-29.43		15.56	15.64	
	TOTAL	60.6	50.8	9.8	-16.17	1.05	46.59	46.76	-0.17
CORTE IV-IV'	AB	29.85	20.75	9.1	-30.49		10.01	10.82	
	BC	19.6	19.45	0.15	-0.77		14.87	15.17	
	CD	17.8	17.8	0	0		17.12	17.5	
	DE	19.3	12.5	6.8	-35.23		0	0	
	TOTAL	86.55	70.5	16.05	-18.54	1.49	42	43.49	-1.49
CORTE V	AC	56.65	44.9	11.75	-20.74		36.12	31.28	
	CD	33.5	30.9	2.6	-7.76		47.34	52.6	
	TOTAL	90.15	75.8	14.35	-15.92	0.5	83.46	83.88	-0.42
CORTE VI-VI'	AB	33.9	24.5	9.4	-27.73		15.54	15.98	
	BC	42.45	37.5	4.95	-11.66		34.01	31.03	
	PARTE I	76.35	62.0	14.35	-18.80		49.55	47.01	2.54
	DE	20.8	17.5	3.3	-15.87		20.22	20.41	
	EF	10.45	9.4	1.05	-10.05		14.8	14.7	
	PARTE II	31.25	26.9	4.35	-13.92		35.02	35.11	-0.09
	TOTAL	107.6	88.9	23.05	-17.38		84.57	82.12	2.45

La falla de Sacedón pone en contacto dos tipos diferentes de basamento: uno de carácter gnéisico y/o granítico hacia la cuenca de Madrid, y otro de carácter metamórfico, más denso, que constituye el basamento de la mayor parte de la cuenca de Loranca. El basamento actúa como elemento pasivo de la deformación compresiva, y no se encuentra involucrado en la misma por debajo de la Sierra de Altomira.

B) Anticlinorio de Pareja (tramo B-C):

Desde la Sierra de Altomira hasta el anticlinorio de Pareja, tanto el basamento como la cobertera, se disponen sub-horizontales. Este anticlinorio consiste, a diferencia de la Sierra de Altomira, en un único cabalgamiento ciego con un gran anticlinal desarrollado en su techo, en cuyo núcleo afloran los yesos de la *Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*. El flanco delantero del anticlinal se encuentra ligeramente volcado, mientras que el flanco trasero presenta un buzamiento general de unos 25°. Este anticlinal presenta un pliegue menor asociado hacia el E, así como pliegues menores desarrollados en los yesos y arcillas aflorantes, debido a su baja competencia. El salto vertical máximo es de 1300 m, el acortamiento calculado de 1.7 Km, y la estructura se encuentra fosilizada por los materiales del Mioceno medio y superior. La presencia de una diferencia de cota entre el techo del basamento a un lado y a otro de este anticlinorio sugiere la presencia de una falla que afecta al basamento por debajo del mismo. No obstante, de existir, ésta ha de ser muy vertical y tener un salto menor que la falla de Sacedón.

El acortamiento acumulado en la cobertera en las estructuras que conforman la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja en este sector alcanza los 6.25 Km, lo que representa un 24.0 % respecto a la longitud inicial del tramo A-C.

C) Mitad oriental de la cuenca de Loranca - borde de la Cordillera Ibérica (tramo C-D):

Desde el eje de la cuenca de Loranca hasta el borde de la Cordillera Ibérica, la deformación en la cobertera es mucho menor que en la Sierra de Altomira, desarrollándose pliegues de despegue de baja amplitud a favor de las facies plásticas del *Keuper*. La orientación de estos pliegues es NO-SE, y debido a que son oblicuos a los perfiles sísmicos, su geometría está peor controlada que los de

dirección N-S. Por lo que se refiere al basamento, también aparece una falla de tipo normal y escaso salto vertical, que no parece afectar a la serie mesozoica.

A unos cuatro Km del borde de la Cordillera Ibérica se desarrolla un cabalgamiento ciego, que se amortigua en los niveles del Cretácico superior, y debajo del cual aparece un escalón en el basamento, con el bloque levantado hacia el NE.

Por lo que se refiere al borde de la Cordillera Ibérica aflorante, éste consiste en un anticlinal cuyo flanco SO buza 50° hacia el SO, y sobre el que se dispone discordante el Neógeno. Más hacia el E se desarrollan una serie de fallas inversas NO-SE de bajo buzamiento, que duplican diversas unidades cretácicas, así como fallas direccionales de alto buzamiento NO-SE y sentido dextroso. Los datos gravimétricos apoyan la presencia de un aumento de espesor de los materiales mesozoicos, así como la presencia de duplicaciones en la serie Jurásico-Cretácico. No obstante, y debido tanto a la ausencia de perfiles sísmicos, como a que la geometría que se muestra es una interpretación subjetiva de un segmento pequeño, no se ha equilibrado el segmento D-E del corte.

En conjunto, la deformación acumulada en la cobertera a lo largo de la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja, así como al resto de estructuras presentes en esta transversal del borde oriental de la cuenca del Tajo, excluyendo el borde de la Cordillera Ibérica, es de 7.3 Km, lo que representa un 15.8 % de la longitud total del corte restituido.

5.4.2 - CORTE III-III'

Este corte, situado unos 10 Km al S del anterior y con una longitud total de 60.6 Km, presenta dos tramos diferentes (fig. 5.1): uno E-O, desde las proximidades de Aranzueque, en la cuenca de Madrid, hasta el frente de la Sierra de Altomira (tramo A-B, 12.5 Km). El segundo tiene una orientación N95E, y se extiende a través de la Sierra de Altomira (a la altura de Sacedón), la cuenca de Loranca y la Sierra de Bascuñana (a la altura de Priego), hasta el eje central de la cuenca de Mariana, al SE de Cañamares, con una longitud total de 50.8 Km.

La transversal que representa este corte presenta muy buena calidad de afloramientos, y, además, se encuentra apoyado por los perfiles sísmicos T-16 y T-5, y por el modelo gravimétrico III descrito anteriormente.

A) Cuenca de Madrid - Sierra de Altomira (tramos AB - BC)

El corte se inicia en la cuenca de Madrid, que presenta un basamento de tipo granítico-gneísico, sobre el que se disponen materiales triásicos, jurásicos y del Cretácico superior, así como toda la serie paleógena y neógena, hasta alcanzar la cobertera un espesor total de 2400 m. Todos los materiales se disponen subhorizontales y se encuentran afectados por una serie de fallas con salto normal, siendo las más importantes las desarrolladas a favor de fracturas de basamento previas reactivadas (*fallas de Anguix y Fuentelaencina*). El movimiento de estas fallas es reciente, ya que los materiales del Mioceno superior se encuentran afectados, aunque hay que tener en cuenta que el salto vertical de las mismas no es muy elevado (unos 100 m como máximo).

♦ La Sierra de Altomira aflora como una serie de pliegues paralelos entre sí, vergentes al O, y desarrollados en materiales Cretácicos y del Paleógeno inferior, cuyos ejes se orientan según N10E. Los flancos frontales de estos pliegues son subverticales y los traseros presentan buzamientos moderados, entre 20 y 50°. La cobertera mesozoica carbonatada se encuentra elevada 1500 m por encima de la posición que ocupa en la cuenca de Madrid. Este importante salto vertical, así como la geometría de las estructuras que se observan en superficie, implican dos posibles grupos de soluciones de la estructura en profundidad:

1) La duplicación de la serie carbonatada mesozoica por debajo de los afloramientos cretácicos de la Sierra de Altomira.

2) La acumulación de un núcleo importante de materiales plásticos triásicos por debajo de la Sierra de Altomira.

De estas dos posibles soluciones se ha elegido la primera por dos motivos: en primer lugar, los datos gravimétricos apoyan la primera hipótesis, debido a que no se observa ninguna anomalía positiva de Bouguer de la magnitud que cabría esperar si hubiese una acumulación en el núcleo de la Sierra de Altomira de materiales triásicos, debido a que éstos presentan una mayor densidad que los

carbonatos mesozoicos. Además, la segunda hipótesis implica un exceso de materiales triásicos que inducirían a bajar mucho la posición del basamento en el corte geológico en el estado indeformado para equilibrar el acortamiento de la cobertera mesozoico-paleógena.

La solución adoptada consiste en un cabalgamiento ciego que afecta a toda la serie jurásica y cretácica, y sobre el que se encuentra duplicada ésta mediante una rampa que asciende desde el Triásico hasta el techo del Cretácico carbonatado. Desde aquí, el cabalgamiento asciende mediante otra rampa hasta el techo de la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*, que actúa como nivel de despegue local y donde se desarrolla un rellano superior. Sobre este rellano aparece un anticlinal volcado que afecta al Cretácico superior. En cada una de las rampas se localiza una falla inversa que se amortigua en la serie cretácica mediante un pliegue de propagación de falla, que generalmente son los que afloran en superficie.

Las estructuras compresivas se encuentran fosilizadas por materiales del Mioceno inferior, que suelen presentar buzamientos moderados (<15° generalmente), lo que unido a que se trata de facies proximales de sistemas de abanicos alimentados por los relieves carbonatados y yesíferos del Cretácico-paleógeno inferior, les otorga un carácter sintectónico con las últimas etapas de levantamiento de la Sierra de Altomira.

El flanco trasero de la Sierra de Altomira buza unos 40°, y disminuye progresivamente hacia la cuenca de Loranca, hasta que se dispone subhorizontal y a una cota de 1200 m bajo el nivel del mar, a unos 5 Km al E del afloramiento mesozoico más oriental de la Sierra de Altomira (en las proximidades de Sacedón).

El acortamiento calculado para la cobertera mesozoica en este tramo, a través de la rama principal de la Sierra de Altomira, es de 3.8 Km, lo que representa un 19.3 % (Tabla 5.5).

♦ El basamento presenta una geometría plana, con un escalón situado por debajo del flanco trasero de la Sierra de Altomira, producido por una importante falla normal orientada N10E, con el labio hundido hacia el E (*falla de Sacedón*). El salto vertical de la misma es de unos 300 m, y afecta a los materiales del Triásico inferior, los cuales presentan una deformación solidaria con el

basamento (*tegumento*). La *falla de Sacedón* pone en contacto un basamento homogéneo de naturaleza gneílica y/o granítica, por debajo de la cuenca de Madrid, con otro más denso y heterogéneo al E de la misma. Este bloque de basamento situado bajo la cuenca de Loranca, se ha interpretado como formado por sedimentos metamórficos paleozoicos, por su elevada densidad, así como por correlación con el basamento aflorante en la Cordillera Ibérica.

B) Anticlinorio de Pareja (tramo CD)

✧ Consiste en un cabalgamiento ciego de la cobertera, que genera un pliegue de propagación con ruptura del anticlinal a favor de un plano situado en el flanco frontal (Suppe y Medwedeff, 1990), hasta amortiguarse en el Paleógeno inferior. En este tramo, el anticlinorio de Pareja presenta un menor salto vertical y grado de acortamiento (1.45 Km) que el calculado en el corte II-II', lo que se traduce en que no llegan a aflorar los materiales deformados del Cretácico superior, que se encuentran fosilizados por los sedimentos neógenos.

✧ Por lo que respecta al basamento, éste presenta dos fallas normales de escaso salto vertical (*fallas de Pareja y de Buendía*, 150 y 50 m respectivamente). La *falla de Pareja* tiene una orientación paralela al anticlinorio desarrollado en la cobertera del mismo nombre, no parece afectar a la cobertera, y se extiende hacia el N más allá de La Puerta. La *falla de Buendía* tiene una orientación oblicua a la Sierra de Altomira (NE-SO), a la que alcanza en la *zona de transferencia de Anguix*, que constituye el límite meridional del anticlinorio de Pareja. Estas fallas, aunque no están involucradas en las estructuras compresivas, parecen jugar un papel en la nucleación de éstas, tal y como sugiere su posición paralela a los pliegues y cabalgamientos desarrollados en la cobertera, así como su relación con la extensión lateral de los mismos.

El acortamiento total calculado para la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja en este perfil es de 5.3 Km (18.6 %), algo menor que el obtenido en el corte II-II'. Teniendo en cuenta el grado de incertidumbre de la estructura en profundidad de la Sierra de Altomira, se puede afirmar que el *Sector Septentrional* (situado entre Anguix y Durón), el acortamiento medio acumulado en los anticlinorios de la Sierra de Altomira y de Pareja oscila entre los 5 y 7 Km (18.6 y 19.3 %).

C) Cuenca de Loranca- Sierra de Bascuñana (tramo DE-EF)

Desde la falla de Pareja hacia el E no existen estructuras compresivas en la cobertera a lo largo de la cuenca de Loranca, hasta alcanzar las proximidades de la Sierra de Bascuñana. De este modo el techo de la cobertera mesozoica disminuye progresivamente su cota hasta alcanzar los -1600 m sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) en las proximidades del río Guadiela, punto que coincide con los mayores espesores de la serie detrítica terciaria en el perfil (1200 m).

En las proximidades de Priego, los perfiles sísmicos muestran la presencia de dos cabalgamientos ciegos cuyas rampas se amortiguan en los niveles carbonatados del Cretácico superior. Estas estructuras se encuentran fosilizadas por materiales del Mioceno inferior, que están a su vez afectados por algunas fallas normales posteriores que deforman, incluso, a los niveles de terrazas plio-cuaternarios.

Justo al E de estos dos cabalgamientos se encuentran los relieves del tramo septentrional de la Sierra de Bascuñana. La estructura de esta sierra consiste en un gran cabalgamiento con un salto vertical de unos 2000 m, el cual presenta un gran pliegue de acomodación en su bloque de techo (*anticlinal de Priego*). El flanco frontal se encuentra ligeramente volcado y adelgazado mediante fallas normales de alto buzamiento, mientras que el flanco trasero presenta un buzamiento muy constante de 25° hasta alcanzar el eje de un sinclinal situado hacia el E que constituye la cuenca de Mariana. Esta pequeña cuenca, situada entre el cabalgamiento de Priego y el borde de la Cordillera Ibérica, se encuentra rellena por unos 300 m de sedimentos sintectónicos del Mioceno inferior (Gómez *et al.*, 1996).

El acortamiento calculado de la Sierra de Bascuñana en este corte es de 4.5 Km, lo que unido a la deformación acumulada en la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja, proporciona una cifra total próxima a los 10 Km (16.17 %) para el conjunto de estructuras compresivas situadas a lo largo del corte III-III' (Tabla 5.5).

5.4.3 - CORTE IV-IV'

Este corte tiene una orientación E-O, y se extiende desde la cuenca de Madrid, en las

proximidades de Almoguera, hasta la cuenca de Mariana, atravesando Sierra de Altomira cerca de Albalate de Zorita, y la Sierra de Bascuñana en las proximidades de Torralba. La longitud total del perfil es de 70.5 Km. Por tanto se trata de un corte que atraviesa los sectores centrales de la Sierra de Altomira y de la Sierra de Bascuñana, y se encuentra apoyado por los perfiles sísmicos T-3, T-20, T-8, y por el sondeo petrolífero de Torralba.

A) Cuenca de Madrid - Sierra de Altomira (tramo A-B)

En el inicio del corte, la cuenca de Madrid presenta un espesor de la serie detrítica terciaria de unos 1100 m, la potencia de la cobertera mesozoica (con un Triásico y Jurásico muy adelgazados) es de 700 m, y el basamento de naturaleza gnéisica se sitúa a -1200 m sobre el nivel del mar. El espesor de la serie mesozoica aumenta hacia el E, y su posición descendiende paulatinamente hasta el contacto con las estructuras compresivas de la Sierra de Altomira.

Los materiales terciarios de la cuenca se hallan afectados por una falla normal-direccional (*falla de Albalate-Pezuela*) situada en las proximidades del margen oriental del río Tajo. Esta falla presenta un salto vertical máximo de 150 m, y se sitúa sobre una falla de basamento, afectando el movimiento los materiales Miocenos. La actividad tectónica de esta falla controla los espesores y las facies de las series neógenas en este sector de la cuenca de Madrid (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

La estructura de la Sierra de Altomira presenta, en su zona más frontal, dos cabalgamientos ciegos imbricados, con el desarrollo de anticlinales en el bloque de techo. Los cabalgamientos ascienden a través de la serie mesozoica desde el nivel de despegue general, situado en el *Keuper*, hasta amortiguarse en los niveles paleógenos, y aprovechan los materiales incompetentes de la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra* como nivel de despegue local. Sobre estos dos cabalgamientos ciegos se desarrolla el cabalgamiento principal de la Sierra de Altomira, el cual aflora con una continuidad kilométrica y duplica la serie carbonatada mesozoica. El cabalgamiento principal utiliza también los materiales arcillosos y yesíferos del tránsito Cretácico-Paleógeno como nivel de despegue, y desarrolla una serie de anticlinales menores en su bloque de techo asociados a despegues y a fallas inversas menores. Todos los pliegues son vergentes

hacia el O, y el salto vertical acumulado en la cobertera mesozoica respecto a su posición en la cuenca de Madrid, alcanza los 2000 m. El flanco trasero de la Sierra de Altomira descendiende progresivamente hacia el E, hasta alcanzar una posición horizontal en la cuenca de Loranca, 4 Km al E del último afloramiento Cretácico.

El basamento presenta, al igual que en los cortes anteriores, un escalón en la parte trasera de la Sierra de Altomira debido al salto vertical de 200 m de la *falla de Sacedón*, cuyo bloque hundido se sitúa en el E. Esta falla separa un basamento metamórfico formado por materiales paleozoicos de naturaleza pizarrosa y cuarcítica en la cuenca de Loranca, del basamento gnéisico y/o granítico de la cuenca de Madrid.

El acortamiento calculado en esta sección de la parte central de la Sierra de Altomira alcanza los 9.1 Km (30.5 %), siendo considerablemente mayor que el calculado en los cortes II-II' y III-III'. Este mayor acortamiento se refleja en que los relieves de la Sierra de Altomira alcanzan su mayor altura en este sector, con cotas próximas a los 1200 m (picos de Altomira, 1180 m y de la Atalaya, 1173 m). Además, y a diferencia de lo que ocurre en el tramo septentrional, los materiales miocenos se encuentran discordantes y fosilizan estructuras compresivas N-S, pero no llegan a cubrir completamente la Sierra de Altomira, por lo que éste tramo ha constituido un relieve positivo durante todo el Neógeno.

B) Cuenca de Loranca (tramos B-C y C-D)

Desde la Sierra de Altomira hasta la Sierra de Bascuñana la cuenca de Loranca no presenta estructuras compresivas relevantes, a excepción de un suave anticlinal de baja amplitud situado por encima de una falla normal que afecta al basamento (*falla del río Mayor*). Por tanto, la geometría de la cobertera mesozoica es prácticamente horizontal a lo largo de más de 30 Km.

El basamento, por el contrario, presenta algunas fallas normales (*falla de Gascuña*), que controlan la potencia del tegumento Triásico. El espesor de la cobertera jurásico-cretácica también aumenta progresivamente hacia el E, hasta alcanzar los 1000 m en las proximidades de la Sierra de Bascuñana, tal y como muestran los perfiles sísmicos y el sondeo Torralba-1.

C) Sierra de Bascuñana (tramo D-E)

La estructura del tramo central de la Sierra de Bascuñana es ligeramente diferente a la mostrada en el corte III-III', y consiste en dos cabalgamientos imbricados que llegan a triplicar la serie mesozoica, con un salto vertical acumulado de unos 2000 m. Ambos cabalgamientos presentan pliegues de acomodación en su bloque de techo vergentes hacia el O, y tienen unos flancos traseros con buzamientos suaves y constantes (30°).

El cabalgamiento frontal presenta una rampa que asciende desde el nivel de despegue general, situado en el *Keuper*, hasta amortiguarse en los materiales paleógenos, los cuales se encuentran a su vez fosilizados por los sedimentos del Mioceno inferior. El segundo anticlinal se encuentra apoyado en el flanco trasero del primero, mediante una rampa y un rellano situado sobre dicho flanco a favor de un nivel de despegue local en la *Fm. Villalba de la Sierra*. Tras el rellano, la serie mesozoica desciende hacia el eje del sinclinorio de Mariana, que presenta un relleno del Neógeno inferior con un marcado carácter sintectónico y unos 300 m de espesor.

El acortamiento calculado para esta sección de la Sierra de Bascuñana, es de 6.8 Km, lo que unido al acortamiento de la Sierra de Altomira, proporciona una cifra de 16.05 Km (18.54 %), que es el mayor acortamiento obtenido en todos los cortes realizados en el borde oriental de la cuenca del Tajo (Tabla 5.5).

5.4.4 - CORTE V-V'

Este corte presenta dos tramos ligeramente oblicuos: el primero se extiende desde Tarancón, en la cuenca de Madrid, hasta el eje de la cuenca de Loranca, al E de Pineda de Cigüela, con una longitud de 45 Km, y atraviesa la Sierra de Altomira al S del *Estrecho de Paredes*. El segundo tramo discurre desde el eje de la cuenca de Loranca hasta el centro de la cuenca de Mariana, y atraviesa el tramo meridional de la Sierra de Bascuñana a través de la *Sierra de Tondos*.

A) Sierra de Altomira - mitad oriental de la cuenca de Loranca (tramos A-B y B-C)

El espesor de la cobertera mesozoica en la cuenca de Madrid, en las proximidades de

Tarancón, es de unos 700 m, mientras que el basamento cristalino se encuentra a 1100 m bajo el nivel del mar.

✧ La estructura de la Sierra de Altomira consiste en tres anticlinorios vergentes al O donde afloran materiales jurásicos y cretácicos que se encuentran separados entre sí por estrechos sinclinales paleógenos cabalgados en su flanco oriental. El nivel de despegue basal lo constituyen las facies *Keuper* triásicas, desde donde ascienden las rampas a través de la serie mesozoica, afectando claramente al paleógeno. Además del nivel de despegue general, existen niveles locales donde se sitúan rellanos en la base del Jurásico, en el contacto Jurásico-Cretácico, y, sobre todo, en las arcillas y yesos del tránsito cretácico-paleógeno (*Fm. Villalba de la Sierra*). En esta sección no aparecen retrocabalgamientos, y los flancos frontales de los pliegues presentan altos buzamientos, llegando a estar invertidos, mientras que los flancos traseros presentan buzamientos más bajos. Cabe destacar que, en general, los planos axiales de los anticlinales asociados a las rampas en el bloque de techo, aumentan su buzamiento hacia el E debido a la imbricación de los cabalgamientos (*imbricate thrust system*).

Separado por otro sinclinorio donde afloran materiales paleógenos, se encuentra el *anticlinal de Carrascosa del Campo*, que consiste en un pliegue de propagación de falla desarrollado en el bloque de techo de un cabalgamiento ciego. El acortamiento calculado para la cobertera en la Sierra de Altomira y el anticlinal de Carrascosa del Campo es de 11.75 Km (20.74 %).

✧ El basamento presenta algunas fallas de carácter normal, entre las que destacan la *falla de Sacedón*, con características similares a las descritas en los cortes anteriores, pero con un salto vertical menor. Entre la Sierra de Altomira y el anticlinal de Huetos existe otra falla NO-SE (*falla de Alcázar del Rey*), que presenta un movimiento de tipo direccional-normal con sentido de movimiento sinistroso, y cuyo movimiento, a diferencia de la *falla de Sacedón*, afecta a la cobertera mesozoico-paleógena.

Desde el anticlinal de Carrascosa hasta el centro de la cuenca de Loranca sólo aparecen algunos pliegues de baja amplitud desarrollados en la cobertera, posiblemente originados por el despegue a favor de las facies plásticas del *Keuper*, y donde no es posible descartar cierta actividad

halocinética. Justo en el final del tramo, el basamento está afectado por una importante falla normal (*falla de Loranca*), que presenta unos 500 m de salto vertical, y controla el espesor del tegumento Triásico.

B) Mitad oriental de la cuenca de Loranca - Sierra de Bascuñana (tramo C-D)

La estructura más importante que aparece en este tramo, antes de alcanzar la Sierra de Bascuñana, es un cabalgamiento ciego de dirección NO-SE que afecta a la cobertera mesozoico-paleógena, y que presenta vergencia hacia el O y un salto vertical de 700 m. (*anticlinal de Villar del Maestre*). Esta estructura consiste en un pliegue de propagación de falla originado por una rampa que asciende desde el *Keuper*, y se amortigua en el Cretácico superior. Este pliegue se encuentra parcialmente erosionado por los materiales de edad oligocena, los cuales presentan un carácter sintectónico. A su vez, los materiales del tránsito Paleógeno-Neógeno y del Mioceno inferior fosilizan la estructura completamente. Por debajo del flanco trasero de este cabalgamiento existe una falla normal en el basamento (*falla de Bólliga*), que da paso a un bloque hundido de basamento, cuyo techo se sitúa por debajo de los 3000 m bajo el nivel del mar.

La estructura de la Sierra de Bascuñana en este corte presenta una vergencia contraria a la obtenida en los cortes III y IV, y consiste en un cabalgamiento vergente al NE que asciende desde el nivel de despegue basal, en las proximidades de Navalón. La geometría que presenta este retrocabalgamiento es la de rampa - rellano - rampa, desarrollando dos anticlinales secundarios en la flexión rampa - rellano y en el rellano, que hemos interpretado como despegues. La rampa final afecta a toda la serie mesozica, y desarrolla un gran anticlinal volcado hacia el NE, cuyo flanco frontal es subvertical y se encuentra afectado por una importante falla normal (*falla de Olalla*). Existen, además, otras pequeñas fallas normales y normal - direccionales cuya actividad tardía retoca esta estructura principal.

Es de destacar la importante acumulación de sedimentos triásicos en el núcleo de esta estructura, ya que pensamos que no existe duplicación tectónica de la serie mesozoica, en función de la relación amplitud-potencia de la serie jurásico-cretácica, que supera los 1000 m de

espesor. Esta acumulación de material mecánicamente incompetente puede haber favorecido el flujo de material hasta generar el desarrollo de las fallas normales, y/o el comportamiento halocinético. No obstante, y aunque no se puede excluir un cierto comportamiento halocinético, tanto la geometría de los pliegues, como los datos mesoestructurales (cap. 6), implican la actuación de esfuerzos horizontales importantes.

La geometría del basamento por debajo de este tramo meridional de la Sierra de Bascuñana no es clara, debido a la falta de datos geofísicos. Para compensar el exceso de área en los materiales triásicos en el corte, se ha supuesto la presencia de un bloque levantado por debajo de la misma. Además, hay que tener en cuenta que más al N afloran materiales detríticos del Cretácico inferior en *facies Weald*, por lo que es posible la presencia de fallas que controlen su depósito, aunque no sea segura su localización exacta.

El acortamiento calculado para la cobertera en la Sierra de Bascuñana es de 2.6 Km, lo que proporciona un acortamiento total de 14.35 Km (15.9 %) para la deformación acumulada en la Sierra de Altomira y en las estructuras compresivas de dirección NO-SE de la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

5.4.5 - CORTE VI-VI'

Este corte se dispone desde la cuenca de Madrid, en las proximidades de Horcajo de Santiago, hasta los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Ibérica situados al E de Cuenca. La longitud total del corte es de 88.9 Km, y se ha dividido en dos partes con el fin de evitar la importante *zona de transferencia de Villar de Olalla*, oblicua a la dirección del corte.

✧ El primer sector presenta, a su vez, dos tramos: uno orientado N85E, que atraviesa el sector meridional de la Sierra de Altomira a la altura de Segóbriga, y otro N65E desde el S de Montalbo, a través del sondeo de El Hito, hasta el S del sondeo de Villanueva de los Escuderos. Este sector está apoyado, además de en los sondeos, en los perfiles sísmicos T-17, T-19 y T9, y tiene una longitud de 62 Km.

✧ Por lo que se refiere al segundo sector, atraviesa el *anticlinal de Villar de Olalla* y el borde

de la Cordillera Ibérica al S de Cuenca, con una dirección N50E, transversal a las estructuras compresivas. La longitud del mismo es de 26.9 Km, y, desgraciadamente, el corte no está apoyado en datos geofísicos, por lo que la estructura en profundidad está poco constreñida.

A) Sector I: Sierra de Altomira - Anticlinorio de El Hito (tramos A-B y B-C)

El basamento de la cuenca de Madrid en las proximidades de Horcajo de Santiago es de naturaleza granítica, tal y como indica el sondeo de Tribaldos-1, situado más al N, y se encuentra 1000 m bajo el nivel del mar. Sobre este basamento se dispone una delgada cobertera mesozoica indeformada de menos de 400 m de espesor y una serie detrítica terciaria de unos 800 m. La cobertera mesozoica engrosa progresivamente hacia el O, y se encuentra afectada por un primer cabalgamiento ciego (*anticlinal de Torrubia del Campo*), de escaso salto vertical.

Unos tres kilómetros más hacia al E comienza la Sierra de Altomira propiamente dicha, cuya estructura consiste en dos anticlinorios principales separados por un estrecho sinclinal. El primero de los anticlinorios consta de tres cabalgamientos principales imbricados entre sí, siendo el más frontal ciego, mientras que los dos más traseros afloran en superficie. Estos cabalgamientos duplican la serie jurásico-cretácica, y el nivel de despegue se encuentra próximo a la base del Jurásico, debido al adelgazamiento de la serie triásica en este sector. Desde esta posición, las rampas de los cabalgamientos ascienden por toda la serie mesozoica. Este apilamiento imbricado de cabalgamientos se encuentra modificado por la presencia de una zona de transferencia dextrorsa (*zona de falla del Cigüela*) situada por encima de una zona de fractura del basamento de dirección NE-SO. Esta estructura presenta evidencias de un rejuego normal posterior a los cabalgamientos, aunque su salto es moderado. La presencia de esta compleja zona de transferencia produce una geometría escalonada en el basamento, así como un aumento considerable del espesor de los materiales triásicos hacia el E, pasando el nivel de despegue a estar situado en el Triásico superior (*Keuper*).

El segundo anticlinorio consiste en un sistema rampa-rellano-rampa, y aprovecha como nivel de despegue local las facies plásticas de la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la*

Sierra. La rampa presenta por delante una pequeña escama que afecta al paleógeno más inferior, así como una serie de pliegues menores generados en la flexión rampa-rellano y por pequeños despegues entre la cobertera carbonatada y los materiales plásticos del *Keuper*. La naturaleza del basamento alcanzado por el sondeo de El Hito es pizarrosa, lo que confirma los modelos gravimétricos realizados en la mitad septentrional de la cuenca de Loranca.

Las estructuras compresivas de estos dos anticlinorios se encuentran fosilizadas por los sedimentos del Mioceno medio y superior, y desde el flanco trasero del segundo anticlinorio, la serie mesozoica desciende progresivamente hasta disponerse horizontal bajo el pueblo de El Hito. El acortamiento calculado para todas las estructuras compresivas desde la cuenca de Madrid hasta la laguna de el Hito es de 9.4 Km (27.7 %, Tabla 5.5).

Al NE de la laguna de El Hito se desarrolla otro importante conjunto de estructuras compresivas (*anticlinorio de Zafra de Záncara*), que presenta una clara duplicación de la serie cretácica y jurásica, tal y como atestigua el sondeo petrolífero de El-Hito. La estructura de este anticlinorio consiste en dos rampas principales que ascienden desde el Triásico hasta afectar a los materiales paleógenos, generando un anticlinal en su bloque de techo. El cabalgamiento más occidental aflora claramente en superficie, y el salto vertical acumulado está próximo a los 1800 m. El Jurásico presenta un espesor importante, superando los 500 m, y su base es aprovechada como nivel de despegue. El flanco trasero del anticlinal de Zafra de Záncara se encuentra afectado por una falla normal que lamina la *Fm. Margas arcillas y yesos de Villalba de la Sierra*.

Ocho kilómetros hacia el NE la cobertera se encuentra afectada por un cabalgamiento ciego que produce un pliegue de propagación de falla en su bloque de techo, y se amortigua en la base del Cretácico superior (*anticlinal de Poveda de la Obispalía*), situándose el nivel de despegue en las facies *Keuper* triásicas. El acortamiento calculado para el anticlinorio de Zafra de Záncara y el cabalgamiento ciego de Poveda de la Obispalía es de 4.95 Km (11.66 %).

Tanto al cobertera mesozoica como el basamento descienden de cota hacia el NE, si bien este último lo hace de una manera escalonada debido a la presencia de la *falla normal de Poveda de la Obispalía*, de 450 m de salto. Esta falla

produce un brusco aumento del tegumento Triásico, y sitúa el techo del basamento a 2700 m bajo el nivel del mar en su bloque hundido (NE).

B) Sector II: Anticlinal de villar de Olalla - Borde de la Cordillera Ibérica (tramos D-E y E-F)

El segundo sector de este corte muestra la estructura del borde SO de la Cordillera Ibérica en las proximidades de Cuenca. La primera estructura importante lo constituye un gran retrocabalgamiento ciego al S de Villar de Olalla, que presenta un flanco NE vertical y un flanco SO buzando menos de 30°. Este cabalgamiento se amortigua en la *Fm. Villalba de la Sierra*, que en esta zona presenta un gran espesor. Los materiales oligocenos muestran discordancias progresivas que indican un claro carácter sintectónico, y se encuentran a su vez afectados por fallas normales tardías (*falla del río San Martín*). Al NE del cabalgamiento de Villar de Olalla aparece un sinclinal relleno por materiales oligocenos, cuyo flanco NE lo constituye un anticlinal vergente hacia el SO (*anticlinal del cerro del Morrón*). Debido al gran espesor de la cobertera mesozoica competente, y la longitud de onda y los buzamientos de los flancos, se ha interpretado a esta estructura como un pliegue de despegue (*"detachment fold"*) a favor de las facies plásticas del *Keuper*.

Desde este anticlinal hacia el N, la cobertera forma otro sinclinal laxo, cabalgado en su flanco NE por el *cabalgamiento ciego de Cuenca*. Este cabalgamiento genera en su bloque de techo un pliegue vergente al SO, en cuyo flanco frontal se encuentra la ciudad de Cuenca.

El acortamiento calculado para el conjunto de estructuras compresivas de dirección NE-SO desarrolladas en la cobertera en este sector del corte es de 4.35 Km (13.92 %), si bien hay que tener en cuenta que no existe control geofísico sobre la geometría de las estructuras en profundidad, ni sobre la posición del basamento.

5.4.6 - CORTE I-I'

Se ha dejado la descripción de este corte para el último lugar debido a que se trata de un corte paralelo al eje mayor de la cuenca de Loranca, y por tanto, paralelo a la mayor parte de las estructuras compresivas que aparecen en la cuenca. Aunque por este motivo el corte I-I' no ha podido

ser restaurado a la posición indeformada, sirve para observar cual es la geometría de algunos accidentes transversales en el basamento, así como la terminación septentrional y meridional de la cuenca de Loranca.

A lo largo del corte, y de N a S, se pueden diferenciar tres segmentos de orientaciones diferentes: El primero se sitúa en el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, con una orientación transversal a las estructuras de dirección N70E que aparecen en éste área. El segundo tramo se dispone con una orientación N-S a lo largo del eje axial de la cuenca, hasta la altura de Loranca. El último tramo tiene una orientación NO-SE, transversal a la zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla, límite meridional de la cuenca de Loranca con la Cordillera Ibérica.

A) Sector Septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica

Este tramo se extiende desde las proximidades de Cifuentes hasta el NE de Valdeolivas, y a lo largo del mismo sólo afloran sedimentos terciarios y cuaternarios, así como del tránsito Cretácico Paleógeno (*Fm. Margas arcillas* y *yesos de Villalba de la Sierra*) en los núcleos de los anticlinales. La estructura en el subsuelo está apoyada por los perfiles sísmicos T-11, T-9, T-10 y T-4, los cuales son oblicuos al corte, así como en el modelo gravimétrico I, el cual discurre por los primeros 22 Km del perfil.

En el extremo N del corte la cobertera muestra una serie de pliegues vergentes al SE, de longitud de onda y amplitud variables, siendo el más importante el de Huetos, que hace aflorar los materiales del Cretácico superior. Estos pliegues, debido a su asimetría, así como a las geometrías que se observan en sus continuaciones hacia el SSE, se han interpretado como relacionados con los sistemas de cabalgamientos ENE-OSO vergentes al SE que aparecen en la Cordillera Ibérica. Su formación es posteriores a los de dirección N-S, y afectan a los materiales neógenos, incluidos los del Mioceno superior.

Por debajo del anticlinal de Huetos se ha interpretado la presencia de un escalón en el basamento, el cual eleva 400 m el bloque septentrional y pone en contacto dos tipos diferentes de basamento mediante una falla con salto inverso

de dirección próxima a E-O (*falla de Huertapelayo*). Los datos gravimétricos apoyan la presencia de un basamento menos denso en el NO, y uno más denso y más profundo en el labio SE.

Desde el anticlinal de Huetos hacia el S, el corte atraviesa una zona de superposición de pliegues de direcciones N-S y N70E, los cuales producen una estructura en *pop-up* en cuyo eje sinclinal axial se sitúan las calizas del Mioceno Superior que afloran en las *Tetas de Viana*.

Al S de esta estructura existe una falla de carácter normal (*falla del Arroyo de la Solana*), que afecta a los materiales neógenos, y hace descender el basamento a cotas inferiores a los 2000 m bajo el nivel del mar. Esta cota se mantiene durante bastantes kilómetros por la cuenca de Loranca, y sobre este basamento se dispone la cobertera mesozoica y cenozoica sin estructuras relevantes.

El último pliegue de dirección ENE-OSO (*Guadarrama*) vergente hacia el S lo constituye el anticlinal de *Viana de Mondéjar*, el cual llega a afectar de un modo suave a las calizas del páramo de edad Mioceno superior.

B) Estructura del sector central de la cuenca de Loranca a lo largo de su eje axial.

Este tramo del corte no presenta ningún tipo de estructura importante que afecte a la cobertera, hasta que se alcanza el valle del río Mayor. El basamento sí presenta algunas fallas de tipo normal (*fallas de Gascuña y de Tarancón*), que controlan el espesor del tegumento Triásico, pero no parecen afectar a la cobertera situada por encima del Triásico.

En el valle del río Mayor se desarrollan una serie de fallas normales de bajo salto vertical, que producen una pequeña fosa en los materiales detríticos paleógenos. El extremo N de esta estructura, lo constituye una falla que afecta al basamento de dirección NE-SO (*falla del río Mayor*), al S de la cual el techo del basamento desciende hasta los 2500 m bajo el nivel del mar.

C) Estructura del sector meridional de la cuenca de Loranca.

En este último tramo aparece una serie de fallas que afectan al basamento, y en menor medida a la cobertera, que generan una geometría del fondo de la cuenca más irregular que desde las fallas de Tarancón y de Gascuña hacia el N. Así, el basamento presenta una serie de escalones a favor de las *fallas de Pineda de Cigüela y de Poveda de la Obispalía*, cuyos flancos hundidos se sitúan hacia el N. Estas fallas presentan pequeños rejuegos de tipo normal, de escasa magnitud, que afectan a la cobertera.

El techo de la cobertera mesozoica asciende progresivamente desde el eje del sinclinal situado entre las *fallas del río Mayor y de Pineda de Cigüela* (-900 m), hasta alcanzar los 250 m bajo el nivel del mar cerca de Poveda de la Obispalía. Desde este pueblo hacia el S, comienza a complicarse la estructura mediante la actuación de una serie de fallas en el basamento de dirección ESE-ONO (*fallas de Altarejos y de Mota de Altarejos*), sobre las que desarrollan zonas de transferencia en la cobertera de tipo transpresivo. Estas zonas de transferencia que elevan la cobertera mesozoica, constituyen las rampas laterales septentrionales del *cabalgamiento de San Lorenzo de la Parrilla*. Este cabalgamiento duplica la serie jurásica y hace aflorar el Cretácico, tal y como muestra el sondeo petrolífero de San Lorenzo de la Parrilla, y la sección paralela al cabalgamiento que muestra el corte I-I'.

Hacia el S, el anticlinal de San Lorenzo limita, mediante una zona de deformación transtensiva de orientación NE-SO (*zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla*), con otra donde afloran materiales paleógenos, y donde la serie mesozoica se encuentra muy somera. Esta zona transtensiva se desarrolla a favor de fallas de basamento, y su actuación afecta tanto a éste como a la serie mesozoica y a las propias estructuras compresivas. Esta zona conecta hacia el E con el *bloque de Valeria*, donde aflora la serie mesozoica con gran continuidad.

5.5 - DISCUSIÓN

El aspecto que primero salta a la vista al analizar los mapas de isobatas y los cortes geológicos equilibrados, 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. A continuación se van a resumir las principales características estructurales de la cobertera y del basamento en el borde oriental de la zona del Tajo para, finalmente, discutir las posibles relaciones entre el desarrollo de unas y otras.

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 secuencia de propagación hacia el antepaís. En ellos, y 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. Margas arcillas y yesos de 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). 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 homogénea por toda la cuenca de Loranca. Este cambio en su distribución espacial va acompañado de una rotación antihoraria de las trazas de las estructuras longitudinales desde el N, (donde son 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, y que se caracterizan por presentar pliegues oblicuos a la dirección general de las estructuras y vergencias variables, así como fallas direccionales. 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 de la cobertera

El acortamiento calculado para la cobertera mesozoico-paleógena, asociado a las estructuras compresivas del borde oriental de la cuenca del Tajo, oscila entre los 7.3 y los 16.05 Km (Tabla 5.5), representando unos valores relativos de entre el 15.85 y el 18.54 %. 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. 5.5.1).

De este modo, 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 las estructuras, que pasan a tener una dirección NE-SO (*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 proponer a 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.

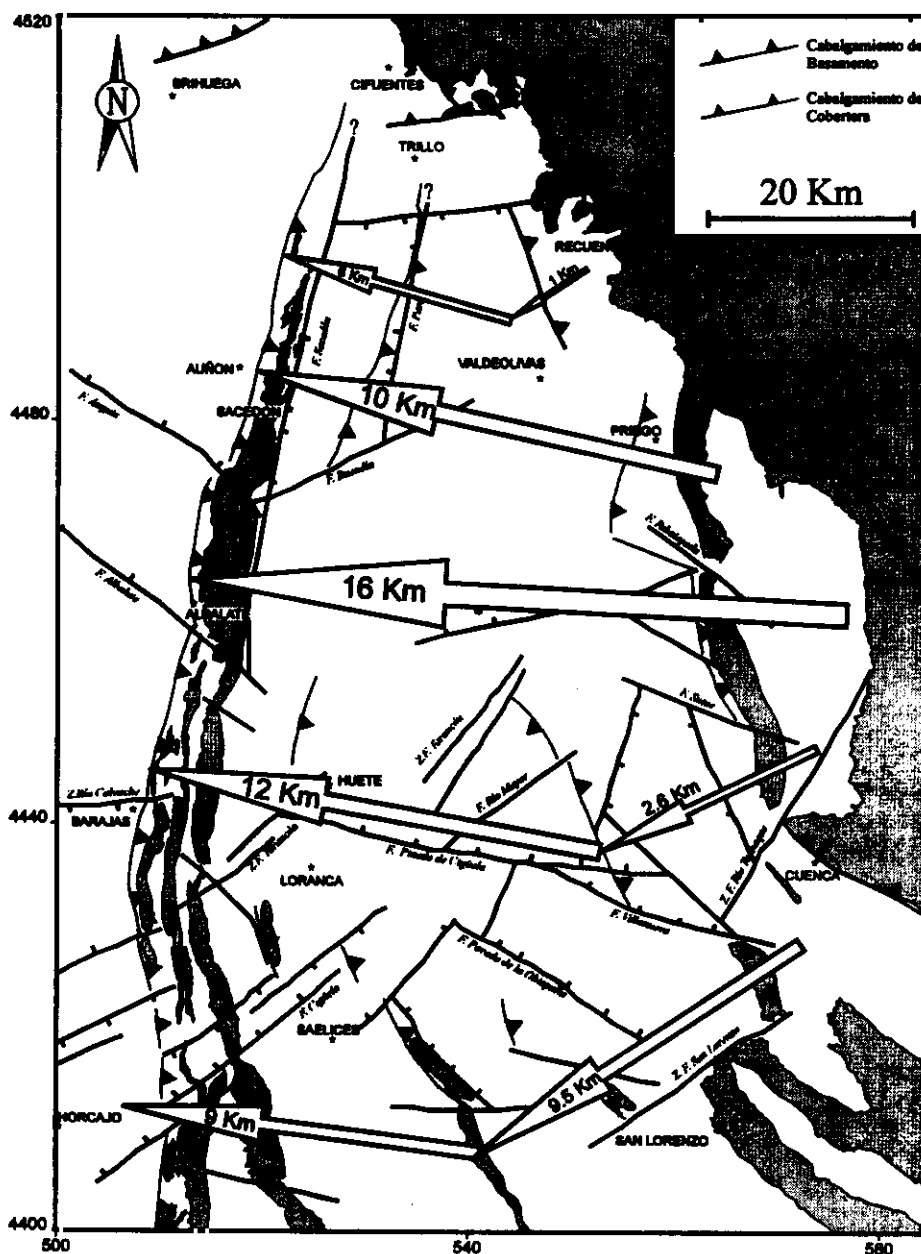


Figura 5.5.1: Esquema ilustrativo de la cuantía y sentido de los desplazamientos asociados a las estructuras compresivas N-S y NO-SE en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Se puede observar como el máximo desplazamiento se desarrolla entre el Sector Central de la Sierra de Altomira y de la Sierra de Bascuñana para las primeras, y en el extremo SE para las segundas (ver texto para la explicación).

No obstante, tanto los valores de acortamiento calculados en este trabajo, como los datos dinámicos y cinemáticos (capítulos 6 y 7) contradicen parcialmente esta hipótesis. Así, las sierras de Altomira y Bascuñana constituyen sistemas de cabalgamientos frontales con un sentido de emplazamiento hacia los N275E, y con rampas laterales propias asociadas a zonas de transferencia. 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 parte S.

En lo relativo a la edad de la deformación, si parece claro que la deformación comienza en la parte S en el Oligoceno y migra 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, tal y como lo avalan los datos mesoestructurales y de relleno de las cuencas (capítulos 3, 6 y 7).

De este modo, 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 (fig. 5.5.1). Al S de esta banda se desarrollarían estructuras relacionadas con la Cordillera Ibérica, las cuales sufren una rotación progresiva 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, la cual presenta estructuras laterales propias. El acortamiento calculado en el sector central de la Sierra de Altomira disminuye tanto hacia el N (hasta desaparecer a la altura de Trillo), como hacia el S, donde las estructuras compresivas se unen a las generadas durante el episodio anterior.

Por lo que se refiere a las deformaciones presentes en el borde de la Cordillera Ibérica incluido en la zona de estudio, es posible diferenciar dos sectores:

✧ En el extremo SE, en la Serranía de Cuenca la estructura es muy suave y está relacionada con pliegues de dirección NE-SO y vergencia hacia el SO.

✧ Por el contrario, en el sector septentrional (*dominio del Alto Tajo*), la estructura pasa a estar controlada principalmente por fallas en

dirección NE-SO dextrosas y otras N-S sinestrosas menos frecuentes, entre las cuales se desarrollan pliegues y cabalgamientos de direcciones próximas a ENE-OSO (*Guadarrama*) y vergencia hacia el S. Este esquema se prolonga hacia el N y NE de la zona de estudio, y se relaciona claramente con un acortamiento según NO-SE (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994). En algunos sectores septentrionales se producen interferencias entre las estructuras de dirección *Ibérica* y las de dirección *Guadarrama*, que son claramente posteriores (ver cap. 4).

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 no siendo dominantes las de direcciones NE-SO, tal y como sucede en la Cordillera Ibérica.

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

✧ 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.

✧ 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.

❖ 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, y 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 Bascuñana, por lo que no se puede excluir la presencia de este tipo de materiales más al S.

Por lo que se refiere a la naturaleza del basamento y a las estructuras que le afectan por debajo de la cuenca de Mariana, no existen datos geofísicos de calidad para definirlo correctamente, si bien parece probable que alguna de las estructuras NO-SE y NE-SO que aparecen por debajo de la Sierra de Bascuñana se prolonguen hacia el E.

Dadas las diferencias, tanto litológicas como estructurales que presentan estos tres bloques diferenciados, no se puede excluir que presenten un comportamiento diferenciado. En el capítulo 8 se discute, mediante la realización de un conjunto de modelos de elementos finitos, la posible influencia de la heterogeneidad del basamento en la transmisión de los esfuerzos, en función de parámetros geométricos y reológicos.

Relaciones entre las estructuras de la Cobertera y del Basamento

La variación de los espesores de los materiales de 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 (fig. 5.5.2). 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. Lo mismo sucede con el espesor de los materiales triásicos y jurásicos hacia el S de la zona de estudio, que aumenta espectacularmente 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 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 acunamiento 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. En el capítulo de modelización con elementos finitos se discute esta hipótesis.

Otro ejemplo de relación entre las estructuras que afectan al basamento y a la cobertera es el desarrollo de zonas de transferencia en ésta 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 (fig. 5.5.2).

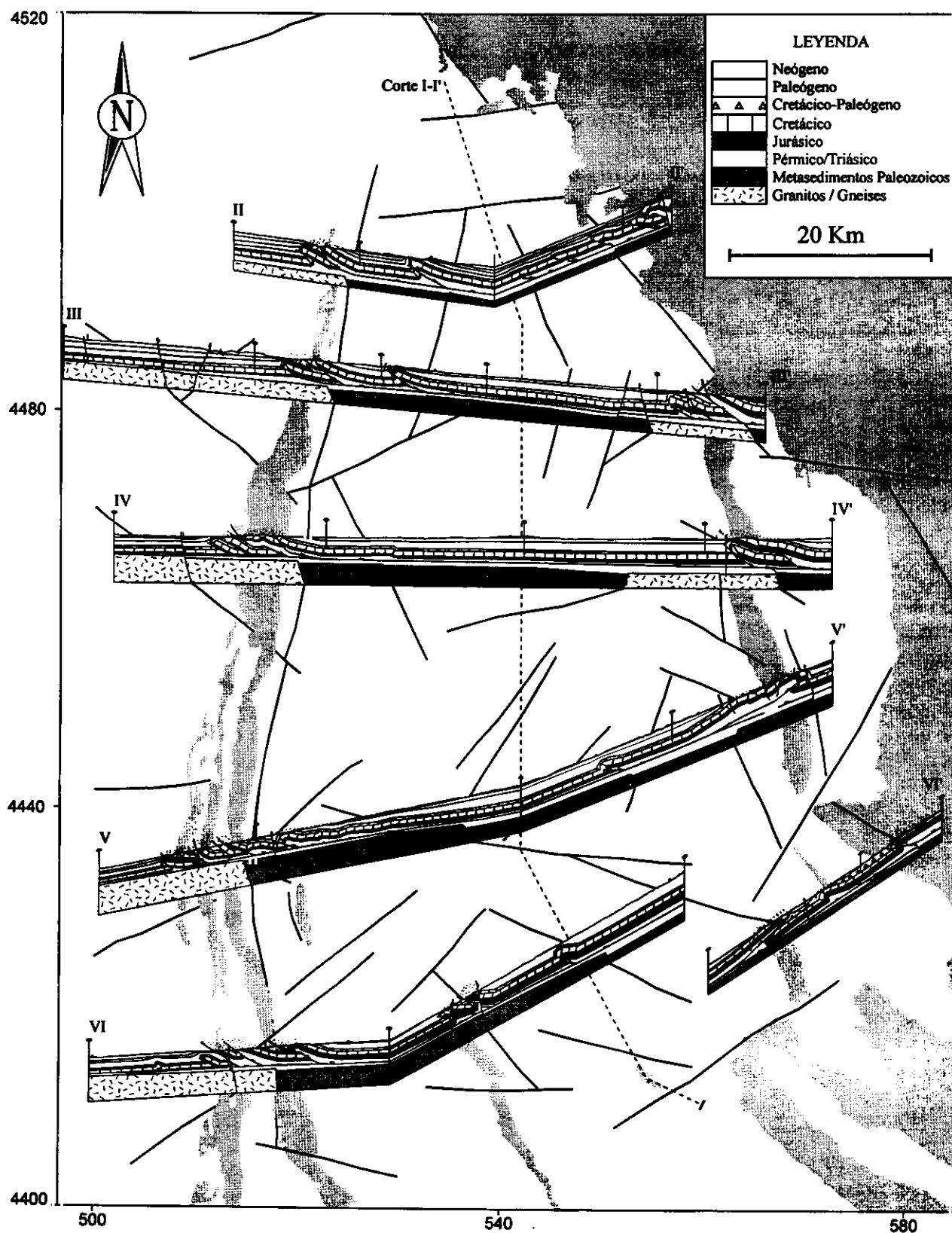


Figura 5.5.2: Cortes geológicos seriados del borde oriental de la cuenca del Tajo (Anexo II). Se puede observar claramente como las zonas de transferencia entre los principales segmentos diferenciados en los cinturones de deformación de la cobertera coinciden con escalones en la geometría del techo del basamento. Si bien estas fallas de basamento no están afectadas de un modo importante por la deformación compresiva bajo la Sierra de Altomira, sí parecen controlar, tanto la sedimentación de las unidades mesozoicas, como la continuidad lateral de los cabalgamientos (ver texto para la explicación).

Estas zonas de transferencia, desarrolladas a favor de fallas en el basamento, no sólo controlan las orientaciones de las estructuras y el grado de acortamiento de las estructuras de la cobertera, sino incluso, la vergencia de las mismas.

Los 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:

- ✧ La presencia de escalones en el basamento.

- ✧ La variación en los valores de fricción en el nivel de despegue.

- ✧ 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.



6 - ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

6.1 - INTRODUCCIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS

Para realizar el análisis de paleoesfuerzos, se ha llevado a cabo una recogida sistemática de datos mesoestructurales en toda la serie de materiales sedimentarios que afloran en el borde oriental de la cuenca del Tajo. El objetivo de este análisis es la reconstrucción de las características y evolución de los estados de esfuerzo que han originado las estructuras que se observan en los cinturones de deformación y que han controlado el relleno de las cuencas sedimentarias terciarias y la fisiografía y paisaje actual. Para alcanzar estos objetivos se han obtenido los diferentes mapas de paleoesfuerzos que han actuado en el área de estudio a lo largo del Terciario.

El principal problema que se ha tenido que afrontar para establecer la reconstrucción evolutiva de los esfuerzos tectónicos ha sido definir el rango de actuación temporal de cada campo de paleoesfuerzos, el cual se ha afrontado desde dos estrategias fundamentales:

1) Realizar medidas micro y mesoestructurales en todo el registro sedimentario, incluyendo los cinturones de deformación (Sierra de Altomira y Cordillera Ibérica), las cuencas terciarias y los escasos sedimentos cuaternarios. Para esto ha sido fundamental la localización estructural y sedimentaria precisa de las estaciones de medida, poniendo especial cuidado en la posición relativa de los datos respecto a las principales discontinuidades sedimentarias.

2) Caracterizar, desde un punto de vista mesoestructural, la mayor parte de las estructuras de escala cartográfica presentes en el área de estudio para deducir los tensores de paleoesfuerzos que las han activado, y poder así relacionarlos con las unidades sedimentarias sintectónicas asociadas a la actividad de las mismas.

Las mesoestructuras que se han medido han sido planos de falla con estrías, picos estilolíticos, grietas de tracción rellenas de calcita, cantos estriados, ejes de pliegues, superficies de estratificación, fracturas sin estrías y diaclasas. Sin embargo, para el análisis de paleoesfuerzos sólo se han utilizado los planos de falla con estrías, cantos estriados de un tamaño centimétrico-decimétrico y excepcionalmente, y sólo en materiales

cuaternarios, planos de falla sin estrías. La elección de las fallas con estrías de deslizamiento como fuente de datos para la realización de los mapas de paleoesfuerzo se ha debido a tres razones fundamentales:

✧ Proporcionan el tensor reducido de esfuerzos (orientaciones de los tres esfuerzos principales y el parámetro de forma R), a diferencia de otro tipo de estructuras que sólo proporcionan la orientación de uno de los ejes principales (ej. estilolitos, grietas de tracción,...).

✧ Las condiciones de afloramiento han permitido obtener un número lo suficientemente elevado de planos de falla con estrías en materiales de todas las edades presentes en la zona de estudio.

✧ Utilizar el mismo tipo de datos para el estudio de todos los materiales. De este modo los paleoesfuerzos obtenidos sólo se diferencian por el grado de error en el cálculo del tensor y en la calidad de la estación.

No obstante, algunos otros datos mesoestructurales (especialmente estilolitos) se han utilizado como apoyo de interpretación al análisis poblacional de fallas, o bien como criterios de inicio de búsqueda para el cálculo del tensor o tensores de paleoesfuerzo. Además, el resto de datos mesoestructurales se ha utilizado para interpretar las relaciones de los resultados de los métodos de análisis poblacional de fallas con las estructuras de escala cartográfica.

6.1.1 - UNIDADES TEMPORALES ELEGIDAS PARA EL ESTUDIO CRONOLÓGICO DE LOS PALEOESFUERZOS

Para clasificar la actividad de los tensores de paleoesfuerzos en una serie de rangos temporales, se ha dividido el registro sedimentario que aflora en la zona en cinco unidades separadas por discontinuidades sedimentarias de primer orden. Estas discontinuidades se reflejan como discordancias angulares en los bordes de las cuencas y paraconformidades hacia el centro de las mismas.

Los criterios utilizados a la hora de elegir las discontinuidades estratigráficas más representativas son: a) una buena definición en las cuencas terciarias de Madrid y de Loranca, y b) que hubiese sedimentos susceptibles de ser analizados mesoestructuralmente entre estas discontinuidades.

En la figura 6.1.1 se muestra un esquema simplificado de las principales unidades neógenas presentes en las cuencas de Madrid y de Loranca, con las principales rupturas sedimentarias descritas recientemente (Calvo *et al.*, 1993; Gómez *et al.*, 1996), y las cinco unidades elegidas en este trabajo para la clasificación temporal de los estados de paleoesfuerzos deducidos que se describen a continuación.

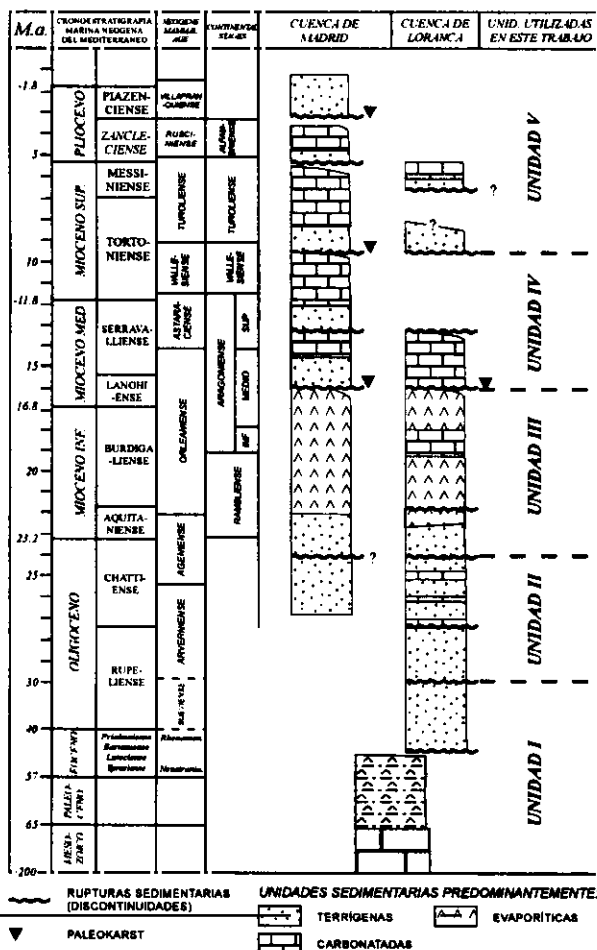


Figura 6.1.1: Unidades sedimentarias y principales rupturas consideradas por diferentes autores (Calvo *et al.*, 1993; Gómez *et al.*, 1996) en las cuencas de Madrid y de Loranca, y unidades elegidas en este trabajo para el estudio cronológico de los estados de paleoesfuerzos puntuales.

A) Unidad I (Jurásico-Arverniense inferior, 30 Ma): Esta unidad abarca a los materiales depositados previamente a las etapas de deformación compresiva que dieron origen a las estructuras que aparecen en la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. Dentro de esta unidad hay una serie de discontinuidades estratigráficas muy importantes que abarcan grandes periodos de tiempo, como por ejemplo la situada en la base de la *Fm. Utrillas*. Esta unidad incluye también los sedimentos arcillosos y evaporíticos de la *Fm. Arcillas y yesos de Villalba de la Sierra* y los primeros sedimentos puramente continentales en facies fluviales de edad Eoceno - Oligoceno (*Unidad Detrítica Inferior* de Díaz Molina, 1974).

B) Unidad II (Arverniense inferior, 30 Ma - Ageniense inferior, 24 Ma): Esta unidad incluye los depósitos fluviales pertenecientes a las primeras subunidades de la *Unidad Detrítica Superior* (Díaz Molina, 1978), compuesta por dos sistemas de abanicos fluviales coalescentes (Díaz Molina y Tortosa, 1996). El techo de esta unidad se corresponde con la denominada "*Fase Castellana*" definida por Aguirre *et al.* (1976) en la cuenca del Tajo, y que posteriormente se ha extendido a otras cuencas terciarias peninsulares con el nombre de *ruptura sedimentaria del Ageniense inferior* (Calvo *et al.*, 1993).

C) Unidad III (Ageniense inferior, 24 Ma - Aragoniense medio, 16 Ma). La base está bien definida en la cuenca de Loranca, donde se refleja mediante la reactivación de sistemas de abanicos aluviales (Díaz Molina y Bustillo, 1985). Esta unidad incluye en esta cuenca dos subunidades sedimentarias, separadas a su vez por la ruptura sedimentaria Ramblense (Calvo *et al.*, 1993), que equivale a la anteriormente denominada Ageniense superior - Aragoniense inferior (López Martínez *et al.*, 1987).

En la cuenca de Loranca esta unidad comprende la subunidad 3 de la *Unidad Detrítica Superior* y el primer tramo de la *Unidad Terminal* (Díaz Molina *et al.*, 1989).

En la cuenca de Madrid no está bien localizada la ruptura Ramblense, por lo que esta discontinuidad no se ha podido utilizar para diferenciar más unidades por problemas de correlación. Los sedimentos situados por debajo del Aragoniense medio en la cuenca de Madrid se incluyen en la *Unidad Inferior del Mioceno* (Junco y Calvo, 1983), que es el equivalente, al menos

parcialmente, con el primer tramo de la *Unidad Terminal* (Díaz Molina *et al.*, 1989) en la cuenca de Loranca.

Tanto la presencia de estas discontinuidades, próximas desde un punto de vista temporal, como la existencia de discordancias progresivas asociadas a estructuras compresivas en este periodo, avalan la tesis de una actividad tectónica importante en la parte oriental de la cuenca del Tajo durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior.

D) Unidad IV (Aragoniense medio, 16 Ma - Vallesiense superior, 9.5 Ma). La base de esta unidad se corresponde con la ruptura sedimentaria del Aragoniense medio, ampliamente representada en todas las cuencas terciarias del interior peninsular (Calvo *et al.*, 1993). Esta discontinuidad fue denominada como "*Fase Neocastellana*" por Aguirre *et al.* (1976) y, posteriormente, se ha relacionado con la reactivación tectónica de los

márgenes de la cuenca de Madrid, la exhumación de áreas-fuente evaporíticas previas, e incluso, con la presencia de superficies de paleokarst (Calvo *et al.*, 1984, 1989a).

Los materiales incluidos en esta unidad se corresponden con la *Unidad Intermedia del Mioceno* definida en la cuenca de Madrid (Alberdi *et al.*, 1984; Junco y Calvo, 1983), y con el tramo 2 de la *Unidad Terminal* en la cuenca de Loranca (Díaz Molina *et al.*, 1989). Existe otra discontinuidad sedimentaria en el Aragoniense superior (13 Ma) definida en la cuenca de Madrid incluida en esta unidad, que separa dos subunidades en la *Unidad Intermedia del Mioceno* relacionadas con un segundo pulso tectónico en el Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1990). Tanto este pulso como el anterior, marcan etapas con características tectónicas diferentes durante el levantamiento del Sistema Central, incluyéndose ambas en la denominada "*Fase Guadarrama*" (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990).

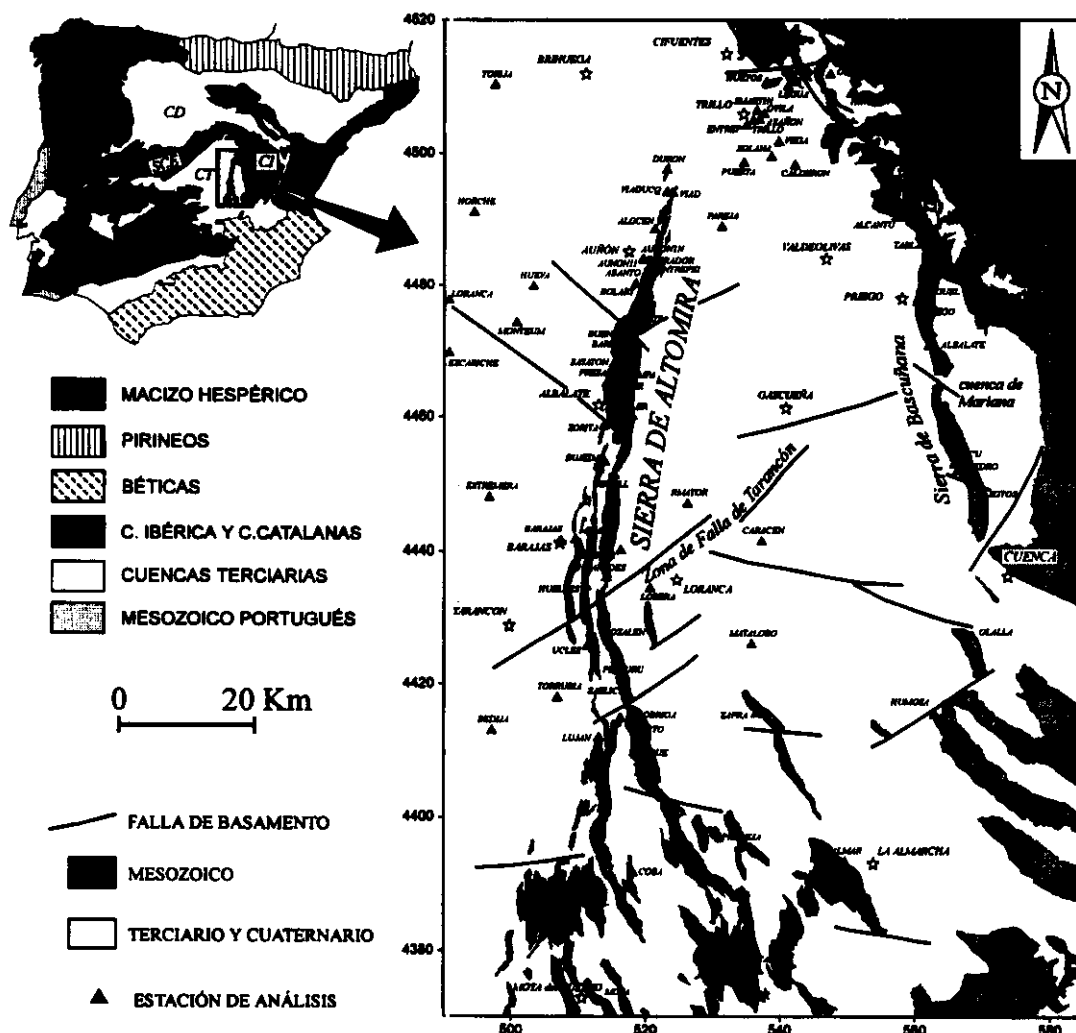


Figura 6.1.2: Localización geográfica y geológica de las estaciones de análisis mesoestructural (Anexo III).

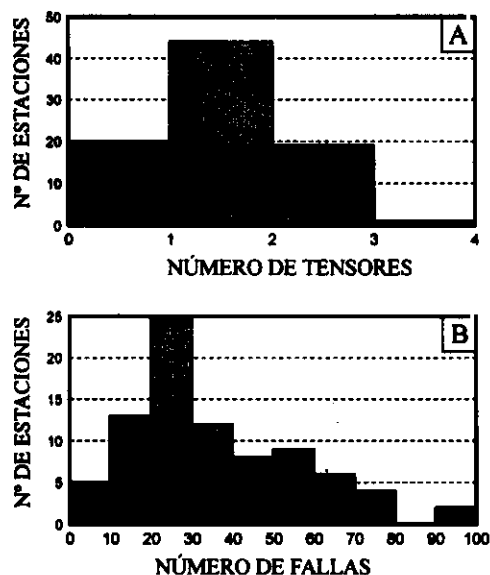


Figura 6.1.3: Distribución de A) los tensores calculados y de B) el número de fallas medidas por cada estación para el conjunto de fallas utilizadas en el cálculo de los paleoesfuerzos.

E) Unidad V (Vallesiense superior, 9.5 Ma - Actualidad, 0 Ma). La ruptura sedimentaria del Vallesiense superior se ha reconocido en todas las cuencas terciarias mayores de la península (Calvo *et al.*, 1993) correlacionándose, además, con un cambio en el tipo de deformación presente en la microplaca Ibérica (Sanz de Galdeano, 1990; De Vicente *et al.*, 1990). En la cuenca de Madrid esta discontinuidad está acompañada de un cambio drástico en la paleogeografía de los sistemas deposicionales, incluyendo los sedimentos fluvio-lacustres del Mioceno superior, así como los depósitos pliocenos y cuaternarios.

No se han considerado otras discontinuidades descritas en la zona de estudio (Turoliense superior, Rusciniense superior -

Villafranquiense inferior, Villafranquiense) debido a la dificultad de correlación, al escaso volumen de sedimentos existentes entre ellas como para realizar estudios mesoestructurales significativos, y a que las deformaciones observadas en estos materiales son equivalentes desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Giner, 1996).

6.1.2 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS

Para la realización de los mapas de paleoesfuerzos, se han medido un total de 3142 fallas (41 sin estrías en materiales cuaternarios) repartidas en un total de 87 estaciones de análisis descritas en el Anexo III. En la figura 6.1.2 se muestra la localización geográfica y geológica de las estaciones de análisis mesoestructural.

Aunque se ha intentado obtener una distribución espacial y temporal de las estaciones de análisis lo más homogénea posible, ésta ha estado lógicamente condicionada por la presencia de afloramientos representativos y que tuvieran una calidad suficiente. En este sentido, en la figura 6.1.3 se puede observar cuales son los histogramas del número de fallas medidas y tensores calculados por cada estación. Estos dos histogramas se aproximan a una función de distribución de tipo log-normal, con las modas situadas en las clases correspondientes a dos tensores por estación y entre 20 y 30 fallas por estación, respectivamente.

Como es obvio, la distribución de medidas en los diferentes materiales tampoco es homogénea, debido a la heterogeneidad de las litologías presentes, y a las características e intensidad de la deformaciones que los han afectado. En la figura 6.1.4 se puede observar la distribución del número de fallas y tensores obtenidos para los cinco rangos

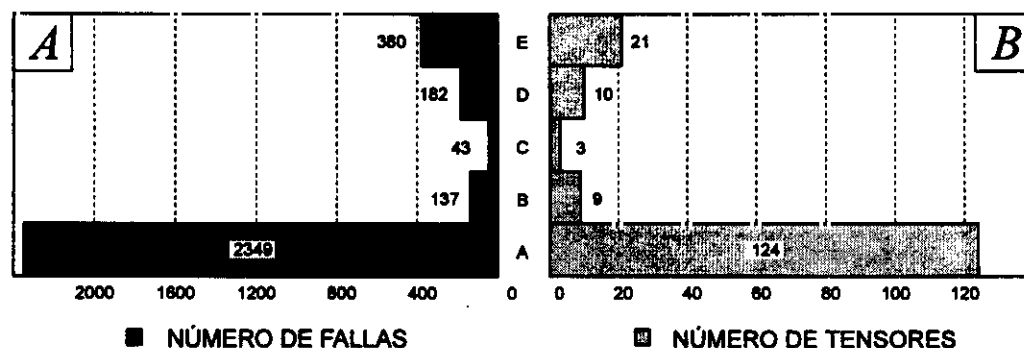


Figura 6.1.4: Distribución A) del número de fallas medidas y B) número de tensores en los cinco rangos de edad elegidos. I) Jurásico - Arverniense inferior (30 Ma); II) Arverniense inferior (30 Ma) - Ageniense inferior (24 Ma); III) Ageniense inferior (24 Ma) - Aragoniense medio (16 Ma); IV) Aragoniense medio (16 Ma) - Vallesiense superior (9.5 Ma) y V) Vallesiense superior (9.5 Ma) - Cuaternario (0 Ma).

temporales en los que se ha dividido el registro sedimentario. Por lo que respecta a los planos de falla sin estrías, sólo se han tenido en cuenta para interpretar las deformaciones más recientes en materiales cuaternarios, ya que en algunos lugares no ha sido posible obtener los datos de las lineaciones de deslizamiento, aunque se observara el salto sobre el plano de falla en el campo. No obstante, y debido a que se han obtenido 13 tensores de esfuerzo a partir de 194 fallas con

estrías medidas en materiales cuaternarios, no se han utilizado los planos de falla sin estrías para la construcción de los mapas de paleoesfuerzos. El mayor número de datos y estaciones se corresponde con los afloramientos de materiales mesozoicos, debido a que presentan unas litologías (calizas y dolomías principalmente) con buenas características para la toma de datos mesoestructurales, y a que son los materiales más antiguos y deformados (fig. 6.1.4).

6.2 - CRITERIOS UTILIZADOS PARA ASIGNAR LOS ESTADOS DE PALEOESFUERZOS PUNTUALES A LOS CAMPOS DE PALEOESFUERZOS

Se han utilizado los dos tipos de criterios (estructurales y sedimentarios) descritos en el capítulo 3 para clasificar cronológicamente los estados de paleoesfuerzos puntuales en una serie de intervalos temporales. A continuación se describen las características generales que se pueden atribuir a los tensores, en función de su rango de actividad deducida con esos criterios. Ambos tipos de datos (características y edad) han resultado imprescindibles para construir los campos de paleoesfuerzos que se describen más adelante.

6.2.1 - CRITERIOS SEDIMENTARIOS

A) - Edad mínima de actuación (edad de los materiales en los que se han medido los datos mesoestructurales)

En la figura 6.2.1 se ha representado, mediante histogramas, la orientación de σ_{HMAX} o σ_{HMIN} de los tensores obtenido mediante el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), frente a la edad de los materiales donde se han medido los datos. En esta figura, los tensores compresivos se han representado en la columna de la izquierda, y los extensivos en la de la derecha.

Aunque se han representado únicamente las soluciones obtenidas con el método de Reches *et al.* (1992), conviene resaltar que los tres métodos utilizados presentan soluciones muy parecidas en las orientaciones de σ_{HMAX} (o Dey), especialmente en lo que se refiere a los estados de esfuerzo compresivos.

Si atendemos a los tensores *compresivos*, se pueden observar claramente tres zonas de

concentración de resultados, cuyas orientaciones de σ_{HMAX} o Dey son las siguientes:

◇ Compresión NE-SO: σ_{HMAX} entre N30E y N80E, afectando a los materiales más antiguos (Jurásico - Ageniense inferior) y también, aunque en menor medida, a los más recientes (Aragoniense medio-actualidad).

◇ Compresión ESE-ONO: σ_{HMAX} entre N80E y N120E, afectando a materiales de edades comprendidas entre el Jurásico y el Aragoniense medio.

◇ Compresión NO-SE: σ_{HMAX} entre N135E y N180E que afecta tanto a los materiales mesozoicos, como a los más recientes (Aragoniense medio-actualidad). Cabe destacar que esta compresión es la más importante, desde un punto de vista cuantitativo, en los materiales más recientes (Mioceno medio hasta la actualidad).

Respecto a los estados de esfuerzo *extensivos*, aparece una mayor dispersión en las orientaciones de σ_{HMIN} respecto a los resultados de los elipsoides compresivos. De todos modos, aparecen dos conjuntos de soluciones que agrupan a la mayor parte de los resultados obtenidos:

◇ Extensión ESE-ONO: σ_{HMIN} entre N75E y N120E, obtenidos en materiales de edad Jurásico-Ageniense inferior.

◇ Extensión NO-SE: Estas soluciones presentan un σ_{HMIN} con una mayor dispersión (entre N120E y N190E). A diferencia del grupo anterior, estas soluciones presentan valores de R próximos al campo de extensión radial ($R \approx 0$).

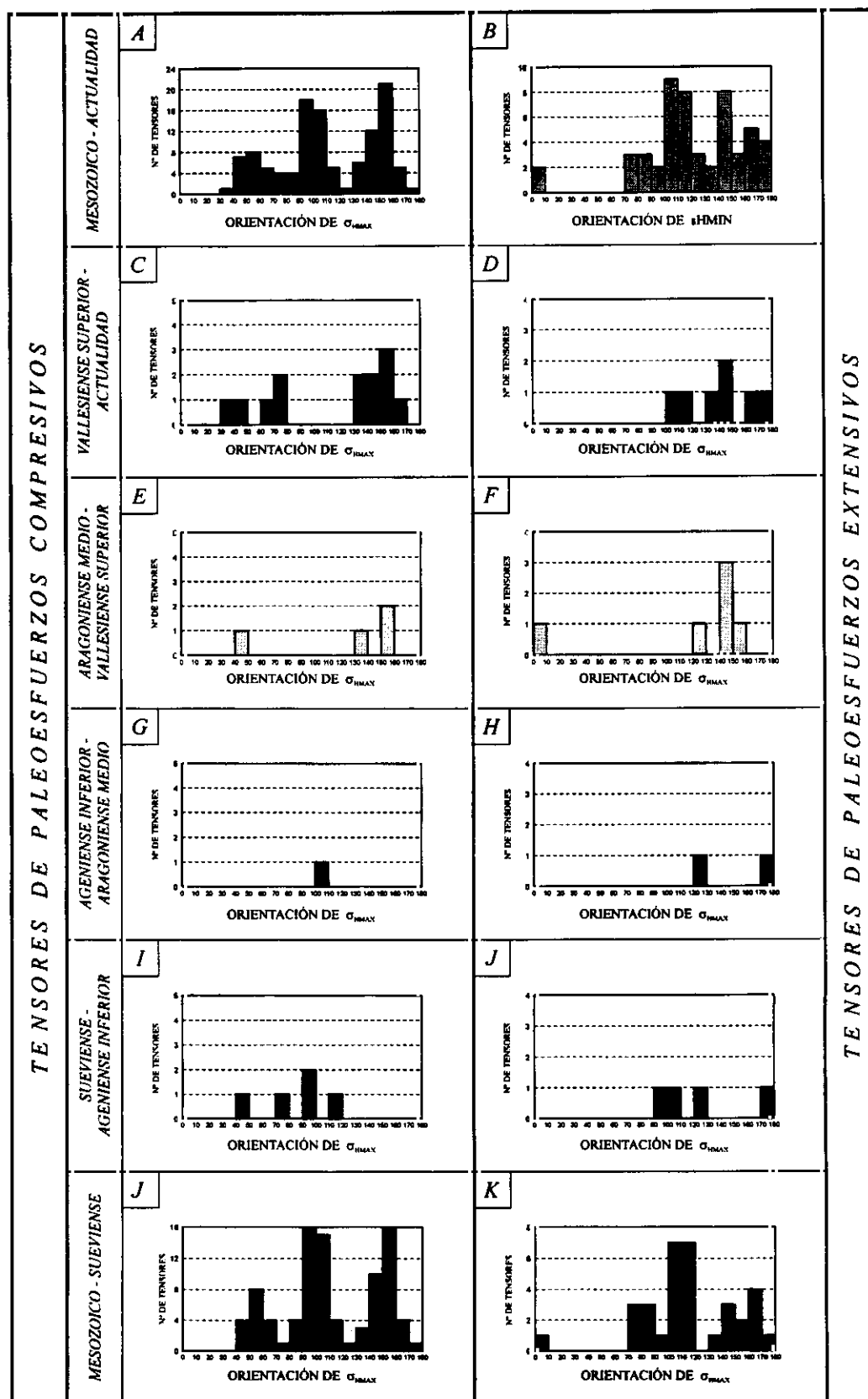


Figura 6.2.1: Histogramas de frecuencias de las orientaciones de σ_{HMAX} y de σ_{HMIN} , para el conjunto de tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). En la columna de la izquierda se muestran los estados de paleoesfuerzos compresivos, y en la de la derecha los extensivos. En A) y B) se muestran los histogramas de orientaciones para todo el conjunto de datos, mientras que en el resto (C-K) se han separado en función de la edad de los materiales donde se midieron los datos. Los intervalos temporales se corresponden con los de la figura 6.1.1 (ver texto para la explicación).

6.2.2 - CRITERIOS ESTRUCTURALES

Tal y como se ha comentado en el capítulo 3, estos criterios sólo se han aplicado cuando las poblaciones eran politensoriales, y si la relación temporal relativa entre las estructuras asociadas a cada tensor de esfuerzos era inequívoca.

A) Resultados de las relaciones cronológicas relativas entre las diferentes estructuras

Entre los tipos de relaciones más comunes encontrados destacan la existencia de cortes de estructuras previas por fallas tardías, la presencia de planos de falla con varios juegos de estrías con relación de corte entre ellas, y el reaprovechamiento de estructuras previas (por ejemplo, superficies de estratificación en un flanco de un pliegue) reactivadas como planos de deslizamiento. A continuación se van a describir las relaciones cronológicas relativas, dos a dos, entre los diferentes grupos de tensores de paleoesfuerzos descritos anteriormente. En primer lugar, se van a comentar las relaciones entre los estados de paleoesfuerzos compresivos (con σ_{HMAX} NE, ESE y NO), posteriormente los estados de paleoesfuerzos extensivos (σ_{HMIN} ESE y SE), y finalmente, las relaciones entre los estados de esfuerzo compresivos y distensivos. En cada caso se describen las estructuras activas bajo los diferentes estados de esfuerzos, y las relaciones entre ellas observadas en el campo. Los resultados de las relaciones cronológicas relativas deducidas en el campo entre los diferentes estados de paleoesfuerzos se muestran en forma de matriz en la figura 6.2.2.

1 - Relaciones entre estados de paleoesfuerzos compresivos: Aparecen tres tipos de estados de paleoesfuerzos compresivos, la mayor parte de ellos deducidos en rocas mesozoicas (Jurásico y Cretácico superior), siendo las relaciones estructurales entre ellas relativamente claras.

- σ_{HMAX} según NE-SO y NO-SE: Hay 11 estaciones de análisis en los que aparecen ambos tensores de paleoesfuerzos. De ellas, en cinco se han deducido relaciones cronológicas relativas, que indican una compresión NE-SO previa a la NO-SE. En las estaciones donde los criterios eran más claros (Iber y Pinfier), la compresión NO-SE reactiva como fallas en dirección las superficies de debilidad preexistentes, incluyendo las fallas inversas y los desgarres originados durante la actuación del tensor con σ_{HMAX} según NE-SO.

- σ_{HMAX} según NE-SO y E-O: Sólo cuatro estaciones presentan estos dos tensores de paleoesfuerzos, de las cuales tres muestran relaciones cronológicas claras, con reaprovechamiento de fallas inversas y desgarres como fallas inverso-direccionales (estación Pinfier). En las tres estaciones la compresión NE-SO es la más antigua.

- σ_{HMAX} según E-O y NO-SE. Aparecen 25 estaciones de análisis con ambos tensores de paleoesfuerzos, de las cuales 16 presentan relaciones cronológicas relativas. La mayoría (14) demuestran una actividad posterior de la compresión NO-SE respecto a la compresión E-O, deducida a partir de planos de fallas con dos sistemas de estrías (estación Casabut) y/o aprovechamiento de superficies de estratificación en los flancos de pliegues generados por la compresión E-O.

2 - Relaciones entre estados de paleoesfuerzos extensivos: Esta relación sólo se produce entre dos tipos de estados de esfuerzos, con σ_{HMIN} orientado según NO-SE y E-O. Los dos tensores aparecen en una única estación de análisis (Puerta). En ella, la extensión según E-O está asociada a un sinclinal de dirección N-S, que está posteriormente afectado por fallas normales de dirección NO-SE, tanto desde un punto de vista meso como macroestructural.

		ANTERIORES				
		COMPRESIÓN				
		NE	ESE	NO		
POSTERIORES	COMPRESIÓN NE		0	0	0	0
	COMPRESIÓN ESE	3		2	4	1
	COMPRESIÓN NO	5	14		0	2
	EXTENSIÓN ESE	1	5	3		0
	EXTENSIÓN NO	7	8	8	1	

Figura 6.2.2: Matriz de relaciones cronológicas relativas entre los diferentes estados de paleoesfuerzos calculados (ver texto para la explicación).

3 - Relaciones entre estados de paleoesfuerzos compresivos y extensivos: La presencia de estaciones de análisis con tensores compresivos y extensivos, es, con mucho, la más frecuente:

- σ_{HMIN} según E-O y σ_{HMAX} según NE-SO: Sólo aparece una estación con estos dos tipos de tensores (estación Marque). Los datos de campo indican una actividad posterior del tensor de tipo extensivo respecto al compresivo, marcada por la reactivación como fallas normales de fallas en dirección previas.

- σ_{HMIN} según E-O y σ_{HMAX} según ESE: Hay 16 estaciones de análisis con estos dos tipos de tensores, habiéndose observado una cronología relativa en los dos sentidos, o bien movimientos alternativos de las mismas estructuras en una misma estación. Este hecho puede explicarse porque ambos tipos de tensores se han calculado a partir de fallas normales e inversas que aparecen asociadas a macroestructuras (cabalgamientos y pliegues) de dirección N-S. Estas relaciones son muy claras cuando aparecen grandes anticlinales asociados a cabalgamientos (estaciones Priego y Entrepeñas, ver capítulo 3), en los que se producen permutaciones entre los ejes σ_1 y σ_3 por encima y por debajo de la superficie neutra del pliegue.

- σ_{HMIN} según E-O y σ_{HMAX} según NO-SE: Sólo aparecen cuatro estaciones en las que se hayan deducido estos dos tipos de tensores, y en tres de ellas la relación es clara, indicando un reaprovechamiento de las fallas normales por estrías posteriores direccionales que indican una compresión NO-SE (estaciones Jabaler, Huelves, Puerta).

- σ_{HMIN} según NO-SE y σ_{HMAX} según NE-SO: Las siete estaciones en las que se han deducido ambos tensores de paleoesfuerzos muestran relaciones inequívocas, tanto meso como macroestructurales, de una actividad posterior de las fallas normales asociadas al tensor extensivo respecto a las fallas inversas y los desgarres asociados al tensor de paleoesfuerzos compresivo.

- σ_{HMIN} según NO-SE y σ_{HMAX} según E-O: De las diez estaciones que muestran ambos tensores, sólo en una (Priego) los datos microestructurales indican un movimiento de fallas normales previas a la actividad de las fallas asociadas al tensor compresivo, si bien los datos macroestructurales indican que las fallas normales son posteriores. Otras ocho estaciones muestran una actividad, tanto a nivel a nivel meso como macroestructural, del movimiento posterior como fallas normales, de fallas en dirección previas orientadas según NE-SO y E-O (estaciones Casabut, Almar, Zánacara).

- σ_{HMIN} según NO-SE y σ_{HMAX} según NO-SE: De las 16 estaciones con ambos tensores de paleoesfuerzos, 7 muestran relaciones difusas o cortes alternativos de estructuras activadas por los dos tipos de tensores. Las ocho restantes muestran una actividad tardía de las fallas normales respecto a las fallas en dirección del tensor compresivo. Estas relaciones cronológicas son más claras cuando aparecen en materiales mesozoicos y en grandes zonas de fractura (estaciones Zánacara, Paredes). Sin embargo, cuando afectan a materiales del Mioceno superior - Cuaternario, los dos tensores de paleoesfuerzos parecen haber actuado de un modo simultáneo o alternante (estaciones Torija, Monteumbría, Solana).

Por último, se han detectado una serie de 7 estaciones con tensores que indican una compresión NE-SO deducidas en materiales del Mioceno superior y Cuaternario. Estos tensores de paleoesfuerzos se han considerado como un grupo especial, porque aparecen asociados exclusivamente a bandas de deformación de dirección NE-SO que afectan a materiales recientes (más frecuentes en la mitad septentrional de la zona de estudio), y son sícrónicos y/o alternantes con la extensión NO-SE y la compresión NO-SE. En este sentido, recientes estudios desarrollados en toda la cuenca de Madrid (Giner, 1996), indican la presencia de un campo de esfuerzos secundario permutado respecto al campo de esfuerzos más regional asociado a zonas de fractura orientadas NE-SO. Estas bandas de deformación presentan una actividad sísmica moderada, y controlan la sedimentación de las terrazas cuaternarias (Giner *et al.*, 1996). Tanto la descripción de estos estados de paleoesfuerzos, como las relaciones respecto a la extensión según NO-SE y la compresión NO-SE se discuten en el capítulo 9.

B) - Orientaciones de los esfuerzos máximos (σ_{HMAX}) o mínimos (σ_{HMIN}) horizontales

En el capítulo 3 se han descrito los dos factores que condicionan las orientaciones de σ_{HMAX} (o σ_{HMIN}) en una región intraplaca (Zoback, 1989; Zoback, 1992): las **fuerzas** originadas en los límites de las placas y la **geometría** de los límites de las placas. El *World Stress Map Project* (Zoback, 1992) ha permitido comprobar cómo los esfuerzos tectónicos se transmiten miles de kilómetros hacia el interior de las placas, con una orientación que cambia gradualmente a través de éstas a una escala global.

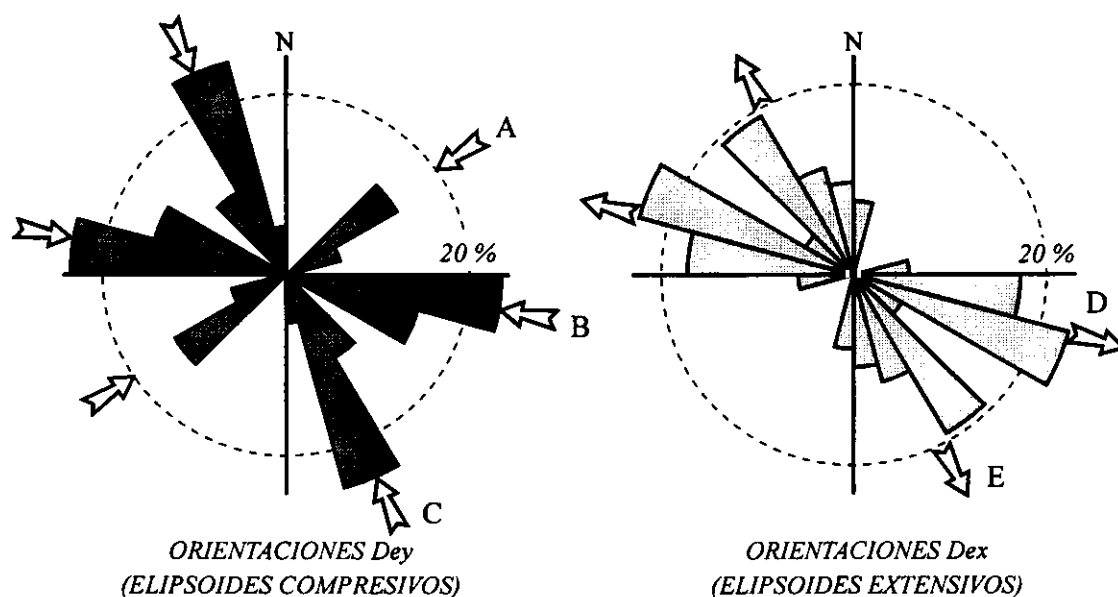


Figura 6.2.3: Proyección de las rosas de direcciones de A) máximo acortamiento horizontal, Dey (elipsoides de deformación compresivos) y B) mínimo acortamiento horizontal, Dex (elipsoides extensivos) deducidas de todas las estaciones de análisis microestructural.

La utilización de las orientaciones de σ_{HMAX} para estados de esfuerzos compresivos, y de σ_{HMIN} para los extensivos, ha sido utilizado por numerosos autores, tanto para la definición de “fases tectónicas” (Simón, 1982; De Vicente, 1988; Angelier, 1989), como para la construcción de mapas de paleoesfuerzos (Eyal y Reches, 1983; Letouzey, 1986; Bergerat, 1987; Guimerá, 1988; Simón, 1990; Casas, 1990; Rebaï *et al.*, 1992; Lee y Angelier, 1994; De Vicente *et al.*, 1996b). Más recientemente también se ha utilizado como criterio para la realización de los mapas de esfuerzos recientes y actuales (Zoback y Zoback, 1980; Zoback, 1992; Müller *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993; Bellier y Zoback, 1995; Gerner *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b; Ribeiro *et al.*, 1996).

No obstante, la utilización de este criterio de un modo aislado entraña algunos riesgos, debido a la presencia de una serie de factores que modifican las orientaciones de esfuerzos de primer orden:

1) *La presencia de permutaciones entre los ejes principales de esfuerzos.* Este hecho se caracteriza por la descomposición del campo de esfuerzos inicial en estados de esfuerzos locales con los ejes principales de esfuerzos intercambiados entre sí. Esta descomposición suele estar relacionada con diferentes situaciones estructurales, entre las que destacan:

♦ Presencia de pliegues o flexiones a todas las escalas de la litosfera (Sebrier *et al.*, 1985; Mercier *et al.*, 1987; Zoback, 1992; Cloetingh *et al.*, 1993; Van Wees *et al.*, 1995; Herráiz *et al.*, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Giner, 1996).

♦ Fenómenos de escape en la horizontal (*extrusiones*), en regímenes tectónicos de desgarre (Rebaï *et al.*, 1992; Medina, 1995), o bien favorecidos por despegues entre el basamento y cobertera (Becker, 1989; Ratschbacher *et al.*, 1991a y 1991b). En ambos casos el efecto más general es la aparición de estados de esfuerzos de segundo orden que presentan un σ_{HMAX} perpendicular al campo de esfuerzos primario.

2) *Perturbaciones de los ejes principales de esfuerzos.* Producen una rotación en las orientaciones de σ_{HMAX} (o de σ_{HMIN}), asociada a la presencia de estructuras previas, de un modo gradual, y pueden ser observadas en la corteza a todas las escalas (Hatzor y Reches, 1990; Simón *et al.* 1988, 1991; Casas, 1990; Rebaï *et al.*, 1992; Lacombe *et al.*, 1993; Lee y Angelier, 1994; Angelier, 1994).

3) *Basculamientos y rotaciones sobre ejes horizontales o inclinados.* El efecto más general de estas rotaciones es la aparición de ejes principales de esfuerzos inclinados, y a menudo contenidos en planos de estratificación (Angelier, 1989).

Por todos estos motivos este criterio se ha considerado de un modo conjunto, con todos los demás, a la hora de agrupar los estados de paleoesfuerzos puntuales en los diferentes campos de paleoesfuerzos. En este sentido, y tal y como se describe en el apartado de metodología, se ha puesto un énfasis especial en la coaxialidad de los ejes principales de esfuerzos a la hora de asignar los estados de esfuerzos a un intervalo temporal, teniendo en cuenta la situación macroestructural de la estación de análisis.

En la figura 6.2.3 se muestran las rosas de direcciones de máximo (Dey) y mínimo (Dex) acortamiento horizontal deducidos a partir del modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) para todas las estaciones analizadas, y en la figura 6.2.4 la proyección de los ejes principales de esfuerzos pertenecientes a los 167 tensores calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). Lo primero que hay que destacar es la posición de uno de los ejes de paleoesfuerzos próximo a la vertical, lo que permite agrupar a los estados de esfuerzos por la orientación de los ejes principales horizontales.

En ambas figuras se detecta una clara agrupación de las orientaciones en la horizontal de σ_1 o Dey según tres direcciones bien definidas: NE-SO (A), ESE-ONO (B) y NO-SE (C). Por lo que respecta a las orientaciones de extensión, el modelo de deslizamiento muestra, en los elipsoides extensivos, dos direcciones de máxima extensión horizontal (Dex) según ESE-ONO (D) y NO-SE (E), mientras que la proyección de σ_3 proporciona cuatro máximos en la horizontal según N-S, NE-SO, ESE-ONO y NO-SE (fig. 6.2.4).

C) - Correlación entre los datos meso y macroestructurales

Para realizar una correlación entre los datos micro y macroestructurales, se han caracterizado las macroestructuras desde un punto de vista mesoestructural mediante la toma de medidas en las principales estructuras de escala cartográfica (≥ 1 Km). Una vez obtenidos estos datos, se ha asignado una edad a las estructuras a partir de dos vías diferentes, tal y como se describe en el capítulo 3.

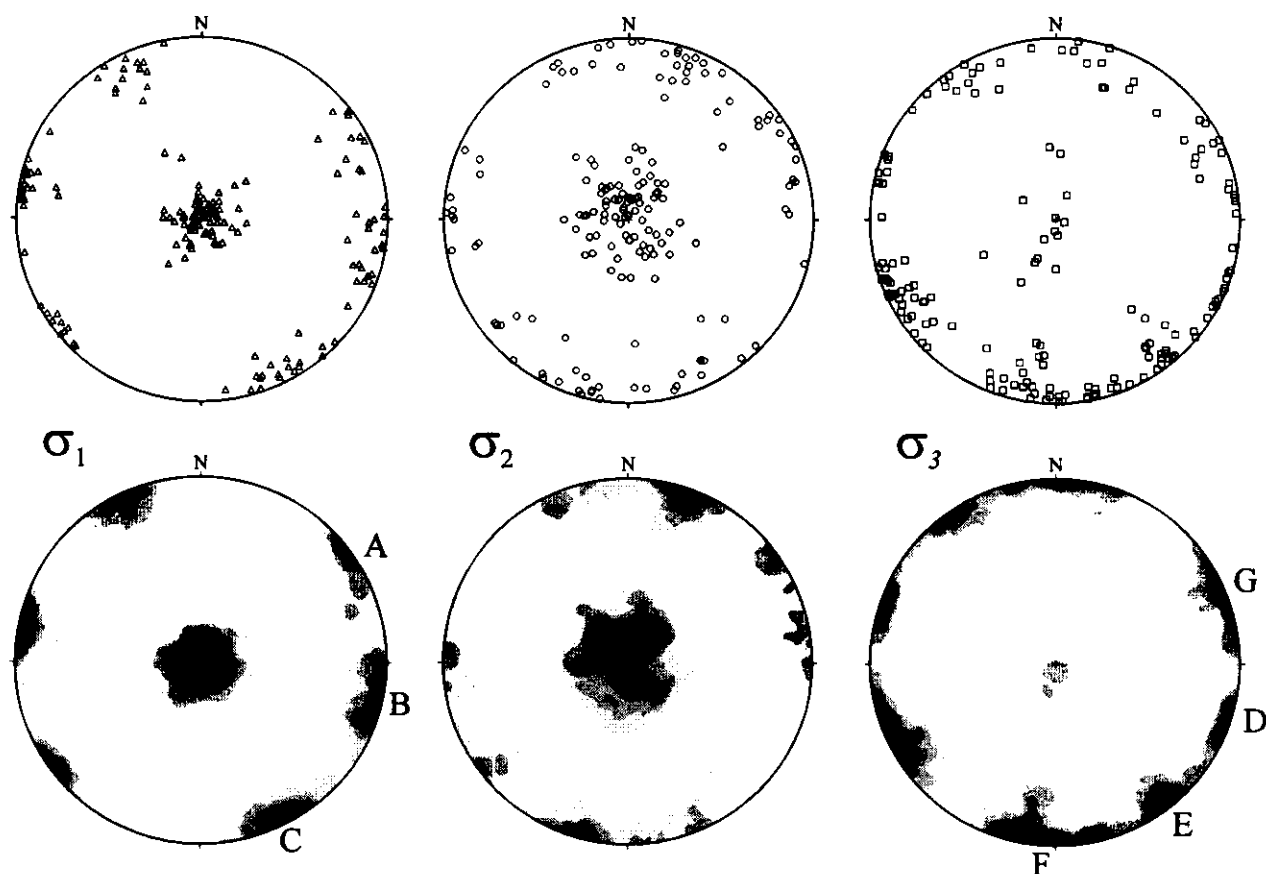


Figura 6.2.4: Proyección estereográfica (red de Schmidt, semiesfera inferior) de todos los ejes de esfuerzos principales calculados con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) y diagramas de contornos para los mismos (intervalos de 1 %).

1) *Relaciones cartográficas entre macroestructuras caracterizadas desde un punto de vista mesoestructural.* Un ejemplo de este tipo de relaciones es la presencia de fallas normales orientadas NE-SO y E-O afectando a pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE, como sucede en las proximidades de Zafra de Záncara (estación Zafra), donde se encuentran definidos dos tensores de paleoesfuerzos compatibles con las macroestructuras cartográficas.

2) *Correlación entre macroestructuras caracterizadas mesoestructuralmente y la edad de los sedimentos sintectónicos.* El caso más claro de este tipo de correlación lo constituyen las

discordancias progresivas desarrolladas a favor de los cabalgamientos. En estos casos, se han medido datos microestructurales en las estructuras de escala cartográfica y se han comparado los esfuerzos, la geometría y la cinemática a escala mesoscópica, con la macroestructura (orientaciones de los pliegues, regla del arco, etc...). En el caso de que hubiera una compatibilidad entre los datos obtenidos a las diferentes escalas, se ha asignado una edad de actuación de ese estado de paleoesfuerzos equivalente al intervalo de actividad de la estructura definido por los datos sedimentarios. Ejemplos de este tipo lo constituyen las estaciones Melo y Pareja.

6.3 - RESUMEN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

En función de todos los criterios descritos anteriormente, se ha deducido la actividad de cuatro campos de paleoesfuerzos regionales que han actuado en el borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad. Los estados de paleoesfuerzos puntuales, que definen los campos de paleoesfuerzos, presentan notables diferencias entre ellos, tanto en las orientaciones y

magnitudes relativas de los ejes de esfuerzos principales, como en la distribución espacial y temporal de su actividad. En la figura 6.3.1 se muestran los ejes principales de esfuerzos de los cuatro campos de paleoesfuerzos deducidos, así como la edad de actuación de los mismos.

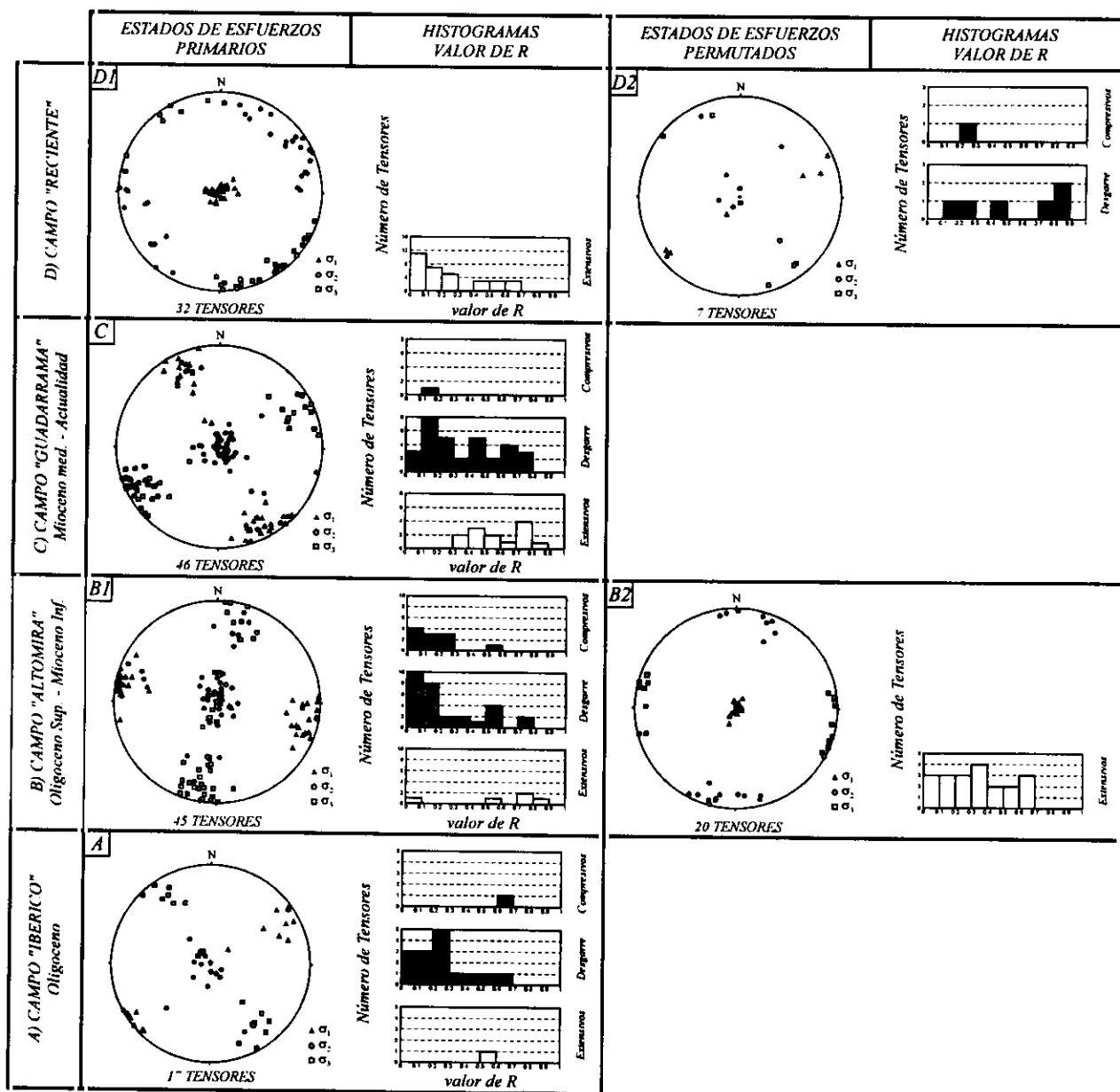


Figura 6.3.1: Proyección de los ejes principales de paleoesfuerzos e histogramas del valor del factor de forma (R) de los estados puntuales de esfuerzos asignados a los cuatro campos de paleoesfuerzos deducidos desde el Oligoceno hasta la actualidad. A) campo "Ibérico", B) campo "Altomira", C) campo "Guadarrama" y D) campo "Reciente". Los estados de esfuerzos B2 y D2 corresponden a los tensores de paleoesfuerzos permutados respecto a los campos de paleoesfuerzos primarios B1 y D1 (ver texto para la explicación).

De los cuatro campos de paleoesfuerzos, tres son compresivos (fig. 6.3.1 A, B y C), y muestran una evolución temporal cuya principal característica es una rotación horaria de la dirección de σ_{HMAX} desde el Oligoceno hasta la actualidad. A estos tres campos de paleoesfuerzos los hemos denominado *Ibérico*, *Altomira* y *Guadarrama*, respectivamente, debido a que son los responsables de la formación de las macroestructuras principales que afloran en la Cordillera Ibérica, en la Sierra de Altomira y en El Sistema Central Español, respectivamente.

Asociado a las macroestructuras compresivas (pliegues y cabalgamientos) originadas bajo la actuación del campo de paleoesfuerzos *Altomira*, aparecen un conjunto de tensores de paleoesfuerzos extensivos (fig. 6.3.1 B2) con las posiciones relativas de σ_1 y σ_3 intercambiadas respecto a los tensores de paleoesfuerzos compresivos (fig. 6.3.1 B1). Dadas las relaciones cronológicas descritas anteriormente entre ambos grupos de tensores de paleoesfuerzos, así como los datos macroestructurales (cap. 5), los tensores extensivos se han interpretado como permutaciones locales de esfuerzos asociados a las macroestructuras originadas por el campo de paleoesfuerzos compresivo.

Por lo que se refiere a los dos conjuntos de tensores de paleoesfuerzos que se corresponden a las deformaciones más recientes, y que afectan a los materiales de edad Mioceno superior-Cuaternario, se han agrupado en un único campo de paleoesfuerzos denominado *Reciente* (fig. 6.3.1D). Este campo de paleoesfuerzos es de tipo extensivo, y presenta una orientación general de σ_3 según NO-SE en la zona de estudio (fig. 6.3.1D1), aunque hay numerosos tensores de esfuerzos próximos al campo de extensión radial. También se han deducido una serie de tensores de paleoesfuerzos dentro del régimen de desgarre, y σ_1 orientado NE-SO (fig. 6.3.1D2), que aparecen asociados a estructuras regionales de orientación NE-SO, siendo coetáneos con los tensores extensivos. Todos los datos cronológicos y estructurales indican la coexistencia del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* con la extensión del campo *Reciente* desde el Plioceno hasta la actualidad, estando confirmado este hecho por los datos de sismicidad en la cuenca de Madrid (Giner, 1996). Esta coexistencia entre un campo de esfuerzos compresivo intraplaca con uno extensivo en superficie con los ejes permutados, así como la descripción del campo de paleoesfuerzos *Reciente* se desarrolla y discute en el capítulo 9.

6.4 - EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO" (OLIGOCENO)

A continuación se van a describir los resultados del cálculo de los estados de paleoesfuerzos puntuales, agrupándolos en los campos de paleoesfuerzos establecidos mediante criterios de actividad temporal, así como por las características estructurales de los mismos. El orden de descripción de los campos de paleoesfuerzos va a ser el cronológico, si bien hay que tener en cuenta que los tránsitos entre los mismos conllevan migraciones temporales y espaciales, con la posibilidad de que se produzcan solapes. Estos aspectos, así como la cinemática de las estructuras, se discuten en el capítulo 7.

6.4.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

Para definir este campo de paleoesfuerzos se han utilizado 331 fallas con estrías repartidas en un total de 17 estaciones de análisis (19.5 ± 10 fallas por estación). La calidad de los datos es

buena, aunque no haya un elevado número de fallas por estación, tal y como se puede apreciar en la figura 6.4.1, donde se representan los histogramas correspondientes al número de fallas y el índice de calidad de los tensores (cap. 3), calculados siguiendo a Simón *et al.* (1996, com. personal). Las fallas asociadas a este campo (fig. 6.4.7) han sido medidas exclusivamente en rocas de edad mesozoica (16 estaciones, 313 fallas) y del paleógeno inferior (1 estación, 18 fallas).

Los dos métodos de inversión de esfuerzos utilizados proporcionan soluciones con σ_{HMAX} orientado entre N40E y N70E. Por lo que respecta a la forma de los tensores de paleoesfuerzos, el método de Etchecopar obtiene 4 tensores en régimen compresivo (σ_3 vertical) y 13 en régimen de desgarre (σ_2) en la vertical, mientras que el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) proporciona 15 tensores en régimen de desgarre, uno compresivo y uno extensivo.

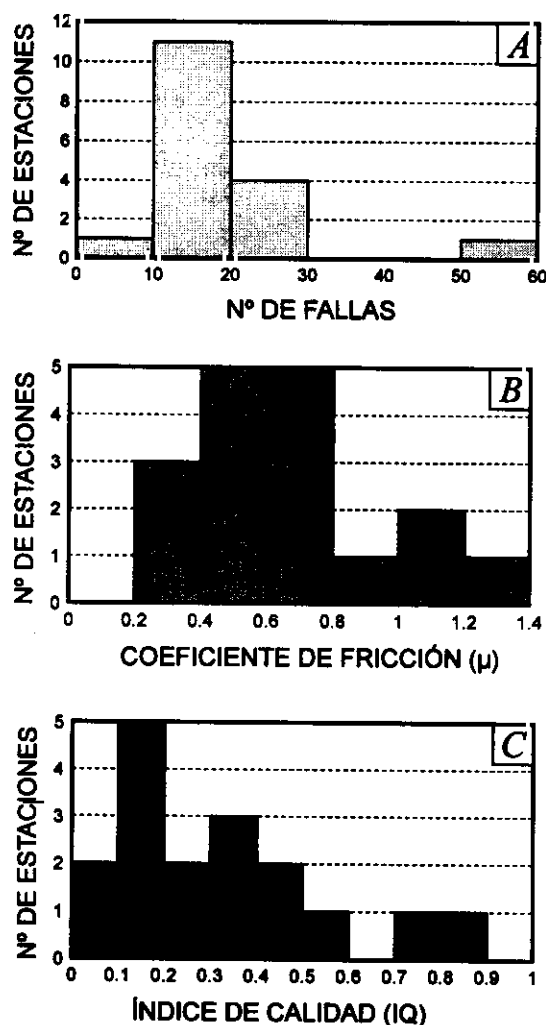


Figura 6.4.1: Histogramas correspondientes a: A) número de fallas explicadas por cada tensor de esfuerzos, B) coeficiente de fricción medio (μ) siguiendo a Reches et al. (1992), y C) índice de calidad (IQ) de los tensores del campo de paleoesfuerzos "Ibérico".

El tensor de paleoesfuerzos medio proporcionado por ambos métodos, sería un tensor en régimen de desgarre, con un R próximo a 0.2 para el método de inversión de esfuerzos, y un R algo mayor (≈ 0.4) para el de Etchecopar (fig. 6.4.2).

6.4.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

En la figura 6.4.3 se muestra la distribución espacial, las orientaciones, y la forma relativa de los paleoesfuerzos del campo Ibérico en el área estudiada, obtenidos con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). En la construcción de los mismos, el tamaño relativo de los esfuerzos principales es proporcional a la relación $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$, y el tamaño absoluto de ambos es función del índice de calidad (IQ) de los tensores.

Como se puede observar en la figura 6.4.3, la zona donde se han deducido los paleoesfuerzos del campo Ibérico se encuentra limitada a la Cordillera Ibérica y a la mitad septentrional de la zona de estudio, desde la zona de falla de Tarancón hacia el S. Nueve estaciones se distribuyen a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y el S de la Sierra de Bascuñana, mientras que el resto (7 estaciones) se localizan a lo largo de los pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SO desarrollados en los materiales mesozoicos y del paleógeno inferior en la mitad meridional de la zona de estudio. Resulta interesante remarcar que, justo donde se dejan de observar estas orientaciones de la macroestructura, es donde desaparecen los datos mesoestructurales que indican un acortamiento NE-SO.

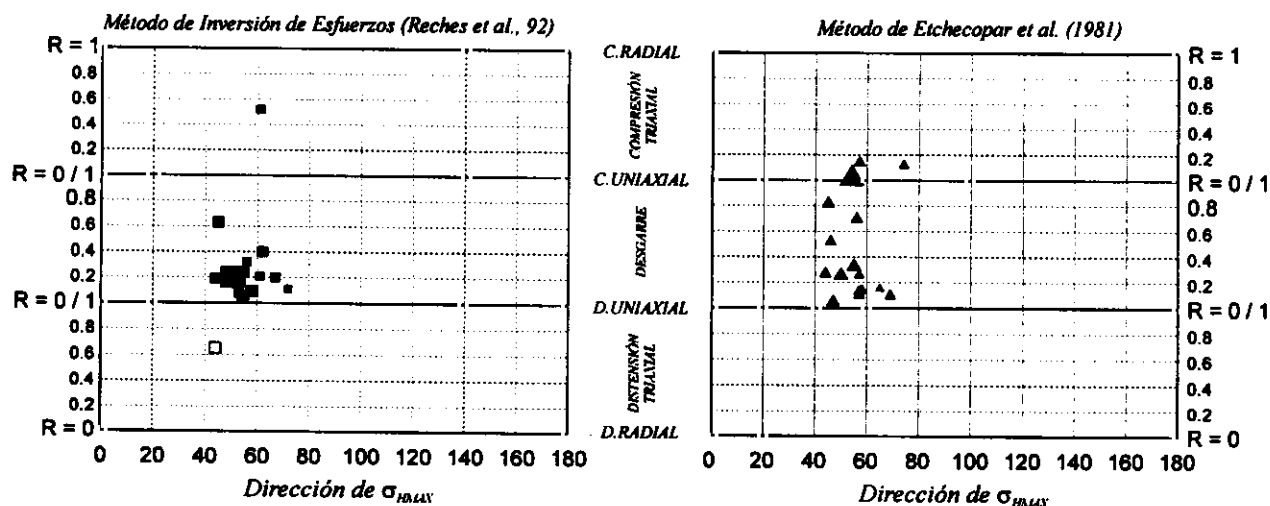


Figura 6.4.2: Diagramas σ_{HMAX}/R obtenidos a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) y del método de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981) para el campo de paleoesfuerzos "Ibérico".

Por otra parte, no se han encontrado evidencias de la actividad de este campo compresivo en la Sierra de Altomira y en el anticlinorio de Pareja. No obstante, es posible que haya existido un control de la sedimentación terciaria a en esta zona debido a la activación con movimientos normal-direccionales de las fallas N-S deducidas en el basamento por debajo de la Sierra de Altomira y del anticlinorio de Pareja (cap. 5).

Para la construcción, para este caso y para los posteriores, de la malla de paleoesfuerzos y del mapa de trayectorias, se ha realizado una

interpolación de los datos de paleoesfuerzos puntuales a una malla regular con un paso de 10 km, y un radio de búsqueda de 30 kilómetros (fig. 6.4.4). Para interpolar se ha utilizado el método inverso de la distancia al cuadrado, y los parámetros interpolados han sido: a) la orientación de σ_{HMAX} , y b) la razón entre los esfuerzos máximo y mínimo en la horizontal ($\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$), obtenidos ambos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). El tamaño final de las flechas indicadoras de los dos ejes principales horizontales es proporcional al índice de calidad del tensor (IQ) descrito en el capítulo 3.

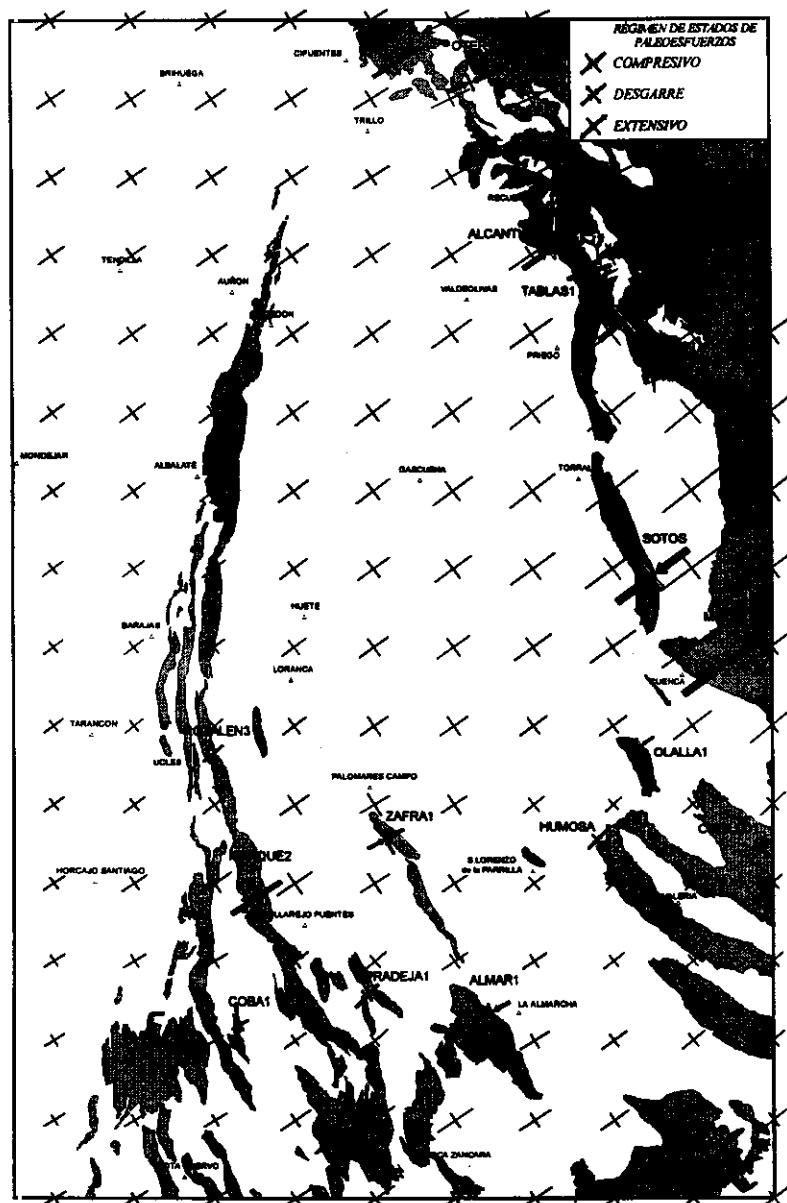


Figura 6.4.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos calculados con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) del campo de paleoesfuerzos "Ibérico". El tamaño relativo de las flechas es proporcional a la relación $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$ y el tamaño absoluto es proporcional al índice de calidad (I.Q.) del tensor. También se muestra la malla de estados de esfuerzos interpolada (ver texto para la explicación).

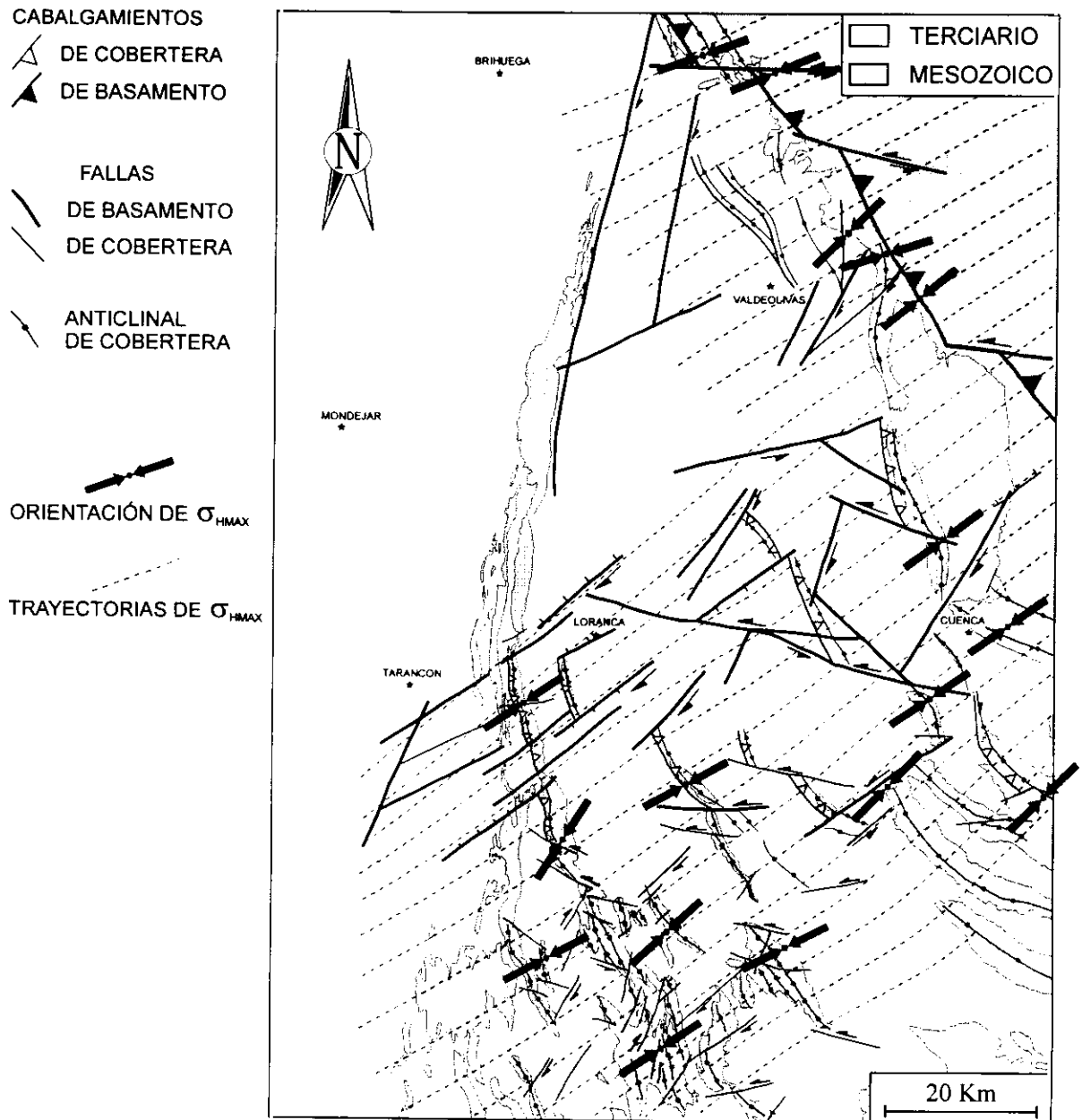


Figura 6.4.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Ibérico" durante el Oligoceno.

Por lo que se refiere al mapa de trayectorias de σ_{HMAX} (fig. 6.4.4), se ha obtenido siguiendo a Lee y Angelier (1994), mediante la utilización de su programa "Lissage" (ver cap. 3).

Las trayectorias del σ_{HMAX} del campo *Ibérico* son bastante homogéneas, si bien aparecen algunas pequeñas perturbaciones en la mitad meridional, donde adquieren una orientación más próxima a ENE-OSO, justamente donde las macroestructuras principales se disponen con una orientación N160-170E. Al S de la zona de estudio se han obtenido resultados de paleoesfuerzos compatibles con este acortamiento NE-SO, así

como pliegues de dirección NO-SE (Vegas y Rincón, 1995).

Sin embargo, y dado que esta compresión desaparece hacia el O y al N de la *zona de falla de Tarancón*, el arco formado por las estructuras presentes en el área situada entre Cuenca, Mota del Cuervo y Tarancón se corresponde con la terminación lateral de la Cordillera Ibérica. El límite septentrional de la misma, dentro de la cuenca de Loranca, se corresponde con la *zona de falla de Tarancón*.

6.4.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS BAJO EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO"

Para describir los diferentes sistemas de fallas activas y otras estructuras asociadas a este campo de paleoesfuerzos, se van a dividir en tres grupos en función de su orientación respecto a la orientación de σ_{HMAX} :

A) Estructuras longitudinales (transversales a σ_{HMAX}): Son, fundamentalmente, fallas inversas y cabalgamientos con pliegues asociados a los mismos, de orientación NO-SE y vergencia general hacia el SO, aunque también aparecen estructuras retrovergentes (por ejemplo en la Sierra de Bascuñana, al Sur de Olalla,...). Este tipo de estructuras aparecen en todo el área donde se han obtenido los datos mesoestructurales, si bien se han detectado unas ciertas tendencias en las características geométricas de las mismas en relación con su distribución espacial:

✧ Tanto los cabalgamientos como los pliegues longitudinales sufren una suave rotación dextrógira desde el N hacia el S y desde el E hacia el O.

✧ La longitud de las fallas, y la amplitud y longitud de onda de los pliegues disminuyen desde el E hacia el O.

B) Estructuras oblicuas (a la dirección de σ_{HMAX}): Este tipo de estructuras se encuentran intersectando y separando las estructuras longitudinales, distinguiéndose dos tipos básicos:

✧ Fallas dextrosas de orientación N10-N40E. Aparecen mayoritariamente en la zona de falla de Tarancón, donde alcanzan su mayor longitud y se observan en los perfiles sísmicos de reflexión. La presencia de fallas en el basamento N10E bajo la Sierra de Altomira y el anticlinorio de Pareja, podría haber favorecido el movimiento de estas fallas bajo el campo de paleoesfuerzos *Ibérico* con un movimiento de tipo direccional sinestroso. No obstante, no se han encontrado evidencias estructurales en la cobertera de este tipo de actividad, lo cual no descarta un posible control de la sedimentación de estas fallas durante el Oligoceno.

✧ Fallas sinestrosas de orientación E-O. El sector donde aparecen con mayor frecuencia y tienen una mayor importancia relativa es la Sierra de Bascuñana y el área situada entre Cuenca y Zafra de Zánacara.

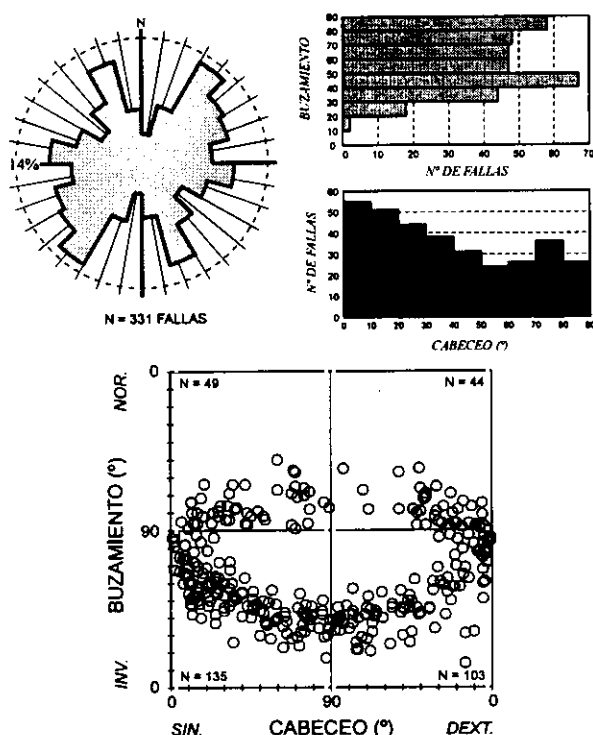


Figura 6.4.5: Rosas de direcciones, histogramas de cabeceos y buzamientos, y diagrama cabeceo-buzamiento para el conjunto de fallas pertenecientes al campo de paleoesfuerzos "Ibérico".

C) Estructuras transversales (paralelas a la dirección de σ_{HMAX}): Se corresponden principalmente con fallas normales, y no son tan abundantes como las estructuras oblicuas excepto en una franja de dirección NE-SO en las proximidades de San Lorenzo de la Parrilla (zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla, capítulos 4 y 5). Es en esta zona de falla donde adquieren un gran desarrollo, presentando una suave componente sinestrosa y un labio hundido situado generalmente en el N. Esta franja puede considerarse como el límite meridional de la cuenca de Loranca, ya que, aunque hay sedimentos terciarios más hacia el S, es desde este límite hacia el N donde se acumulan los mayores espesores.

También presentan una importante componente normal las fallas situadas en la zona de falla de Tarancón, delimitando una zona plana de basamento hacia el N, sobre la que se desarrolla una nula o muy baja actividad tectónica asociada a este campo de paleoesfuerzos.

Las zonas donde aparecen las mayores fallas oblicuas y transversales que se observan en la cobertera mesozoico-paleógena suelen estar asociadas a fracturas en el basamento.

Estas bandas se comportan como auténticas zonas de transferencia ("transfers"), con fallas oblicuas y transversales, relevos de pliegues, pliegues oblicuos, etc., y ya fueron puestas de manifiesto por los primeros trabajos desarrollados en el área (Sánchez Soria, 1973). Estas zonas de transferencia entre las diferentes estructuras longitudinales, separan áreas con diferentes características estructurales (grados de acortamiento, vergencia de las estructuras, etc.), tal y como se describe en los capítulos 4 y 5.

Las características de las fallas utilizadas para definir el campo *Ibérico* (figs. 6.4.5 y 6.4.7) reflejan las tres direcciones de fallas macroestructurales descritas anteriormente: fallas inversas N150E, fallas dextrosas N40E y fallas sinestrosas N100E. También se puede ver que las fallas tienen dos modas en la distribución de buzamientos, siendo la principal la que contiene a las fallas con valores comprendidos entre 40 y 50°. Por lo que respecta a los cabeceos, también aparecen dos grupos principales correspondientes a las fallas direccionales y a las inversas, aunque las primeras son las más abundantes.

El diagrama cabeceo-buzamiento (construido siguiendo a Villemin *et al.*, 1994) refleja el dominio de las fallas sinestrosas sobre las

dextrosas, y que las primeras tienen una mayor componente inversa que las segundas, que están más próximas a los desgarres puros. En este diagrama también se observa una población de fallas normales con ligera componente sinestrosa que se corresponde con los datos obtenidos en la zona de falla de San Lorenzo de la Parrilla.

De todos estos datos se deduce que la deformación frágil producida en el área de estudio por el campo de paleoesfuerzos *Ibérico* durante el Oligoceno, se resuelve mayoritariamente mediante la actuación de fallas direccionales e inversas, lo que concuerda con los datos macroestructurales.

6.4.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DEL TENSOR DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO"

Para intentar deducir las características medias de los estados de paleoesfuerzos asignados al campo *Ibérico*, se han agrupado las 331 fallas obtenidas en las 13 estaciones en una única población de fallas. Una vez generada esta población, se ha calculado el diagrama de diedros rectos, y se ha calculado un tensor de esfuerzos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) que explica 230 fallas (70 % del total).

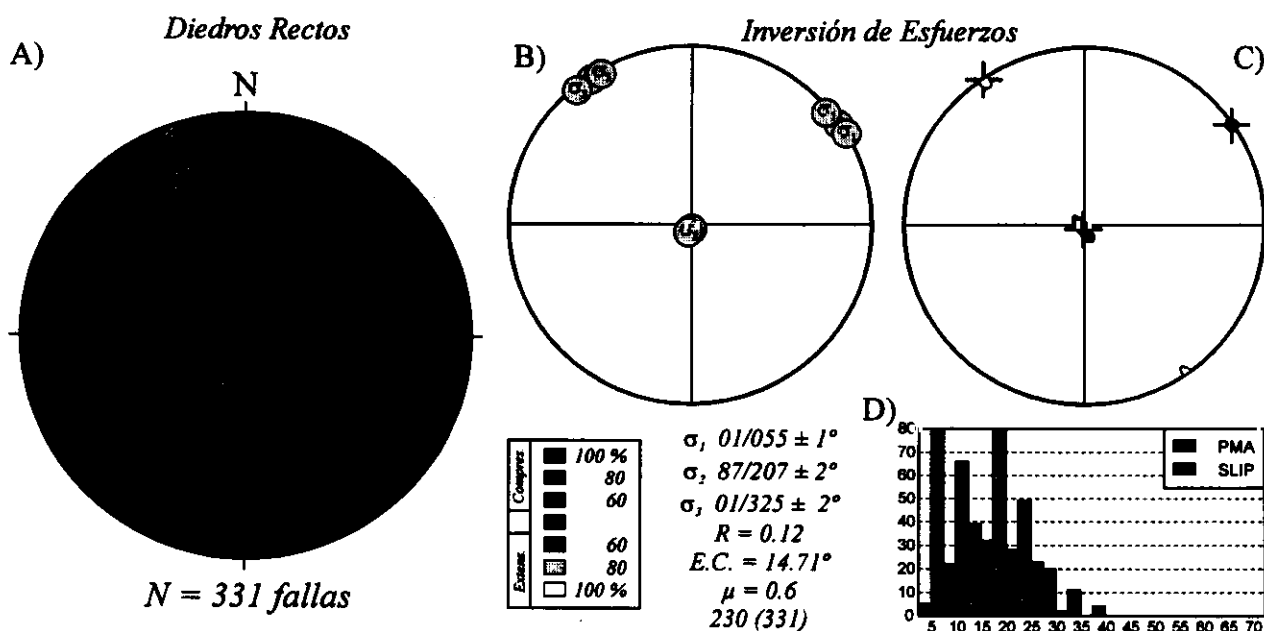


Figura 6.4.6: Resultados del tensor de paleoesfuerzos medio calculado para el conjunto de las fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Ibérico". A) Diagrama de diedros rectos. B) Ejes principales de esfuerzos y C) intervalos de confianza calculados mediante muestreo con reemplazamiento (Reches *et al.*, 1992). D) Histogramas de desviaciones angulares de los ángulos medios entre los ejes principales del tensor calculado y del tensor "ideal" (PMA) y del ángulo de desviación entre la estría teórica y la real (SLIP).

El método de los diedros rectos proporciona un diagrama con una zona de máxima compresión horizontal orientada según NE-SO, y una zona de máxima extensión (60 %) dispuesta a lo largo de un plano subvertical de dirección N140E. Este tipo de diagrama se obtiene a partir de la actuación conjunta de fallas inversas y direccionales (De Vicente *et al.*, 1992a).

Los resultados proporcionados por el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), consisten en un tensor de esfuerzos de tipo desgarre con σ_1 horizontal orientado según N53E, σ_2 vertical, un $R = 0.12$ y unos parámetros de calidad muy buenos (fig. 6.4.6). Una vez calculado el tensor medio se ha procedido a un *muestreo con reemplazamiento* del conjunto de la población, generándose 500 poblaciones de un modo aleatorio tal y como se describe en el apartado de

metodología microestructural, con el objeto de calcular los márgenes de confianza y obtener el grado de representatividad estadística de la población. Los intervalos de confianza en el cálculo de la solución media son extremadamente bajos (entre 1 y 2°) lo que indica una solución muy estable y una población muy representativa. El valor de R que proporciona la solución es algo bajo (0.12), debido a que la solución explica las fallas más abundantes (desgarres). Los histogramas de desviaciones angulares en los ángulos de desviación entre los ejes principales del tensor calculado y el tensor "ideal" (PMA) y en el ángulo de desviación medio entre las estrías teóricas y reales (SLIP), muestran una distribución en forma de campana de Gauss y unos valores medios de 18 y 9° respectivamente. El coeficiente de fricción medio (μ) calculado para la solución que proporciona el mejor ajuste es de 0.6.

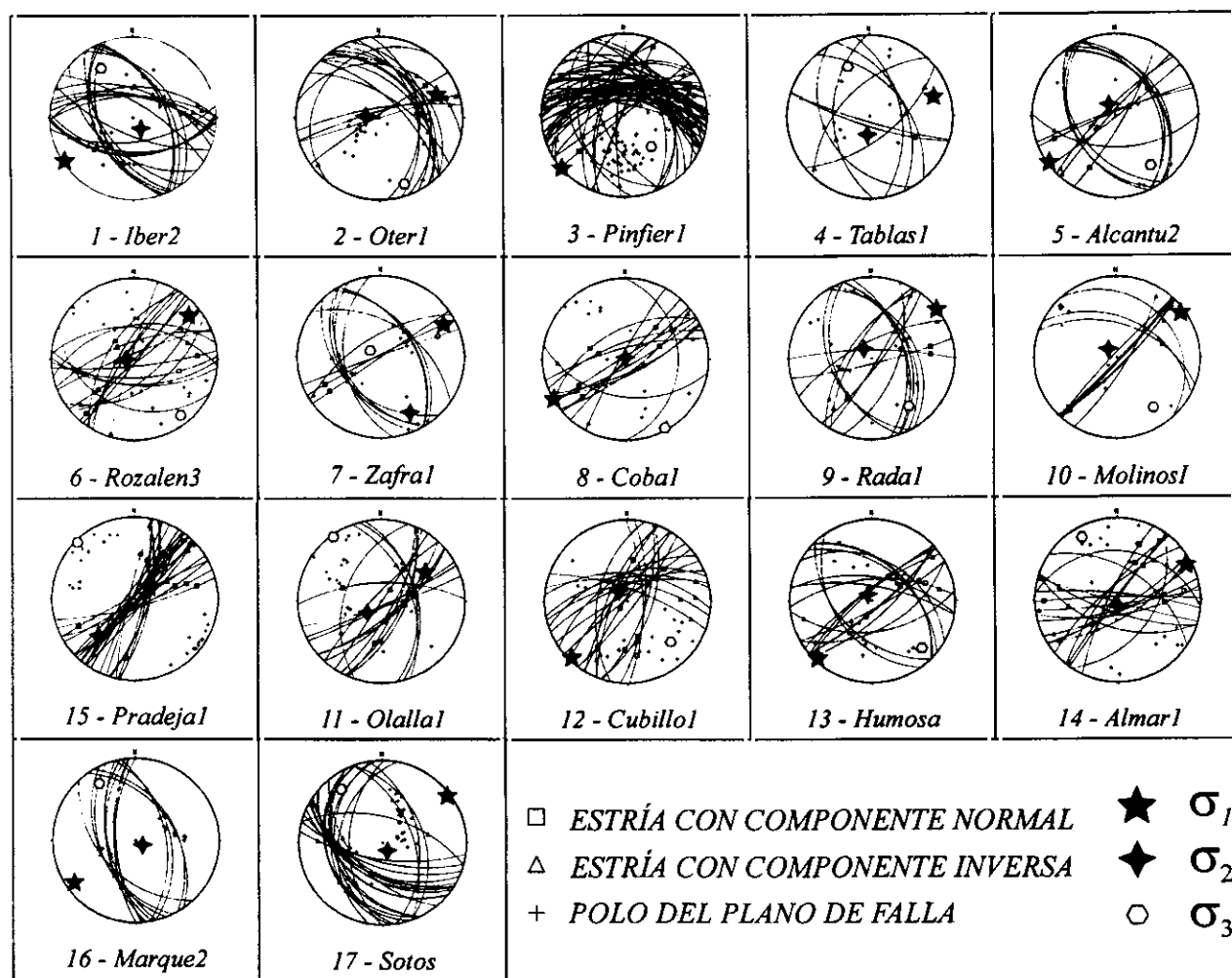


Figura 6.4.7: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión (Reches *et al.*, 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Ibérico". Los nombres de las estaciones se corresponden con los de la figura 6.4.3 y con el Anexo III.

6.5 - EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA" (OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR)

La característica fundamental de este campo de paleoesfuerzos es que se han deducido dos conjuntos de estados puntuales de paleoesfuerzos asociados a las mismas macroestructuras que presentan, además, evidencias de haber funcionado de un modo sincrónico y/o alternante durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior. Estos dos conjuntos de tensores de paleoesfuerzos presentan sus esfuerzos horizontales máximos (σ_{HMAX}) y mínimos (σ_{HMIN}) permutados entre sí, pero manteniendo la coaxialidad de los ejes.

A) El grupo más importante (denominado campo *Altomira compresivo* o *primario*), lo constituyen 45 tensores en régimen de desgarre y compresivos, con σ_{HMAX} orientado hacia los N100E.

B) El segundo grupo (denominado campo *Altomira extensivo* o *secundario*) lo forman 20 tensores de paleoesfuerzos extensivos con σ_1 vertical y σ_3 horizontal orientado hacia los N100E.

De las 45 estaciones de análisis donde se han obtenido paleoesfuerzos compatibles con este campo, en 17 (38 %) han aparecido los dos tipos de tensores, siempre asociados a pliegues de dirección N-S. Además, en numerosas estaciones (Mirador, San Martín, Melo,...), se ha comprobado que las fallas normales a partir de las que se han calculado los paleoesfuerzos extensivos, aparecen en la parte externa de los anticlinales, por encima de la superficie neutra de no deformación longitudinal finita del pliegue. Por el contrario, en otras estaciones las relaciones cronológicas relativas observadas entre los dos tipos de tensores en estructuras cartográficas compresivas, se dan en los dos sentidos. En estos casos, las fallas normales se han interpretado como estructuras secundarias de acomodación de la deformación compresiva. Desde un punto de vista numérico, son más frecuentes las estaciones y las fallas asociadas a los tensores de paleoesfuerzos compresivos, y estos se han deducido, tanto en los pliegues longitudinales de la Sierra de Altomira, como en zonas con estructuras oblicuas o transversales.

Estos dos grupos de tensores coetáneos se van a analizar separadamente, debido a que las fallas a partir de los que se han calculado presentan características geométricas y cinemáticas diferentes, si bien se les considera originados por el mismo proceso tectónico.

6.5.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

El campo de paleoesfuerzos *Altomira* ha sido deducido a partir de 1220 fallas con estrías repartidas en 28 estaciones de análisis estructural. La calidad de los tensores de paleoesfuerzos calculados es, en general, muy buena, estando los valores del índice de calidad (IQ) y el número de fallas por tensor entre 0.2 y 0.4 y 10 y 20 fallas, respectivamente (fig. 6.5.1).

Las fallas asignadas a este campo han sido medidas en rocas mesozoicas, paleógenas y del Mioceno inferior. Desde un punto de vista espacial, las estaciones se distribuyen en los afloramientos mesozoico-paleógenos de la Sierra de Altomira, Sierra de Bascuñana, borde de la Cordillera Ibérica, y en afloramientos del Oligoceno superior - Mioceno inferior situados en las proximidades de estructuras compresivas desarrolladas en rocas más antiguas (estaciones Melo, Pareja,...).

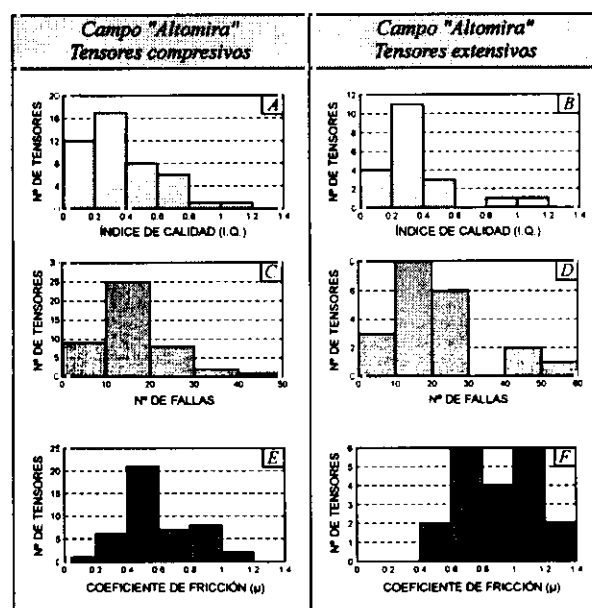


Figura 6.5.1: Histogramas del índice de calidad del tensor (A, B), del número de fallas (C, D), y de los valores del coeficiente de fricción (E, F) para los esfuerzos compresivos (izquierda) y extensivos (derecha) del campo de paleoesfuerzos "Altomira".

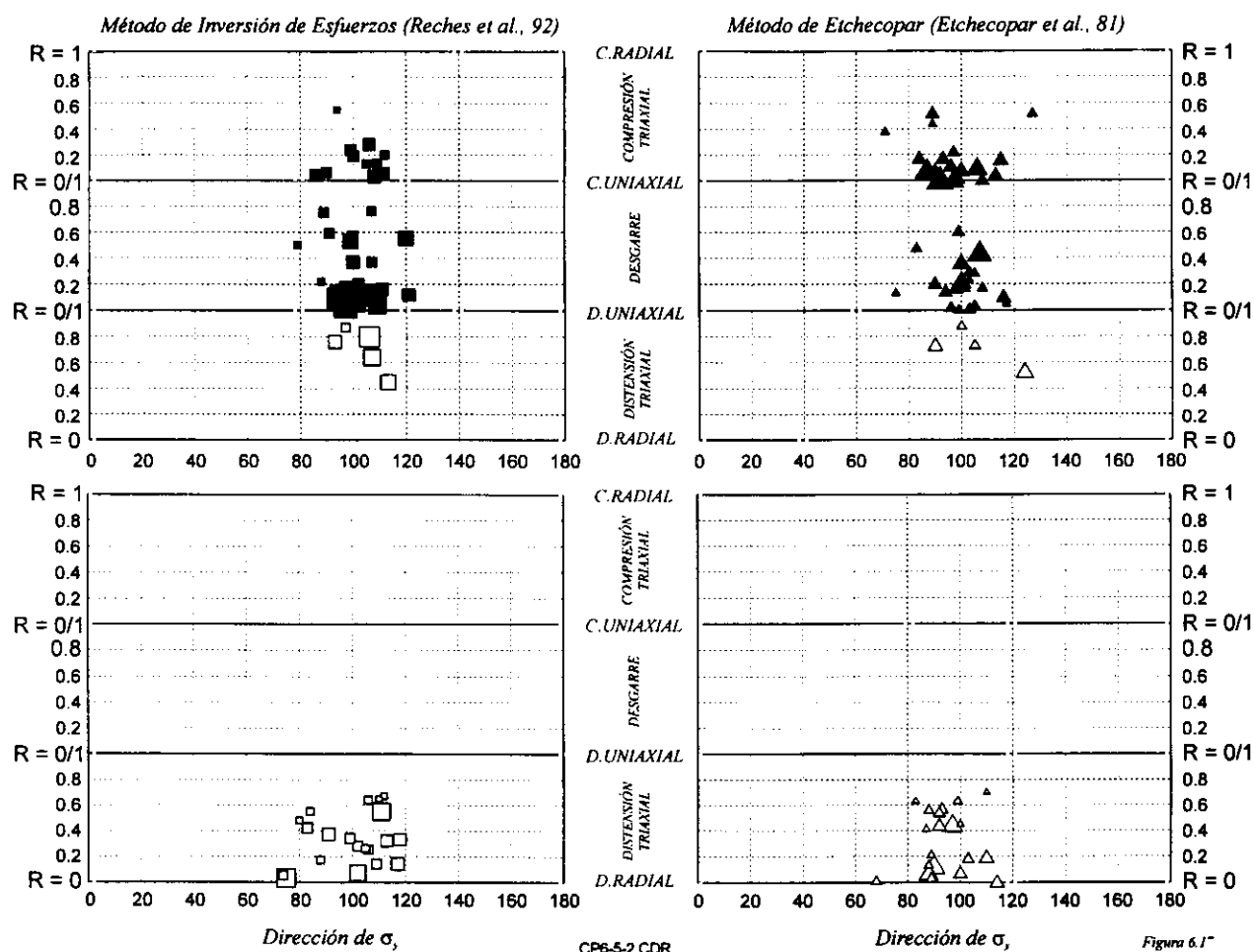


Figura 6.5.2: Diagramas σ_{HMAX}/R de los tensores de paleoesfuerzos compresivos (arriba), y σ_{HMIN}/R de los tensores de paleoesfuerzos extensivos (abajo) deducidos con los dos métodos de inversión utilizados para el campo de paleoesfuerzos "Altomira" (Oligoceno superior - Mioceno inferior).

En la figura 6.5.2 se muestran los diagramas σ_{HMAX}/R y σ_{HMIN}/R obtenidos con los dos métodos de inversión de esfuerzos utilizados. Para los estados de esfuerzos *compresivos* (o *primarios*), los dos métodos muestran una máxima concentración de soluciones en el campo de los desgarres (R entre 0 y 0.8), aunque el método de Etchecopar proporciona un mayor número de soluciones dentro del campo compresivo que el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). También aparecen un conjunto de tensores extensivos con σ_1 vertical, σ_2 horizontal según N100E y un $R \geq 0.5$. Este conjunto de tensores se han calculado a partir de fallas normal-direccionales que afloran en bandas de deformación transversales (estación Rozalen) y oblicuas (estación Albalate), situadas en la Sierra de Altomira, Sierra de Bascuñana y en el extremo septentrional de la zona de estudio (estaciones Legua, Huetos).

6.5.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

La construcción de los mapas de estados de paleoesfuerzos y de trayectorias de σ_{HMAX} se ha realizado utilizando los estados puntuales de esfuerzos compresivos del campo *Altomira*, debido a que son los que han generado las principales estructuras que se desarrollan durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior en el borde oriental de la cuenca del Tajo. No obstante, y dado que los tensores extensivos son coaxiales con los compresivos, y que sólo hay tres estaciones que presenten únicamente tensores extensivos, el tenerlos en cuenta no producía modificaciones significativas en la orientación de las trayectorias de esfuerzos (si se permutaban los ejes). Por otra parte, si se quiere analizar las variaciones de forma de los elipsoides, hay que considerar la presencia de los dos conjuntos de tensores, ya que el campo total debe ser una suma del total de los dos conjuntos.

En la figura 6.5.3 se muestra la distribución espacial de los estados de paleoesfuerzo compresivos del campo *Altomira*, así como la malla interpolada con los mismos parámetros que para el campo *Ibérico*. En este mapa se puede observar cómo los paleoesfuerzos se distribuyen a lo largo de todo el área donde afloran materiales mesozoicos y paleógenos. Desde la Sierra de Altomira hacia el O no se han deducido paleoesfuerzos compatibles con este campo en los materiales neógenos que rellenan la cuenca de Madrid, lo que coincide con la desaparición de las estructuras compresivas desarrolladas en la cobertera (cap. 5).

Los estados puntuales de paleoesfuerzos asignados a este campo se han deducido, tanto en las estructuras N-S perpendiculares a σ_{HMAX} , como en las macroestructuras de dirección NO-SE asociadas al campo *Ibérico* (en el borde de la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la zona de estudio). La mesoestructuras que definen la compresión E-O se encuentran bien reflejadas, y son claramente posteriores, a las macroestructuras generadas durante la actividad del campo *Ibérico* (bajo una dirección de compresión regional NE-SO).

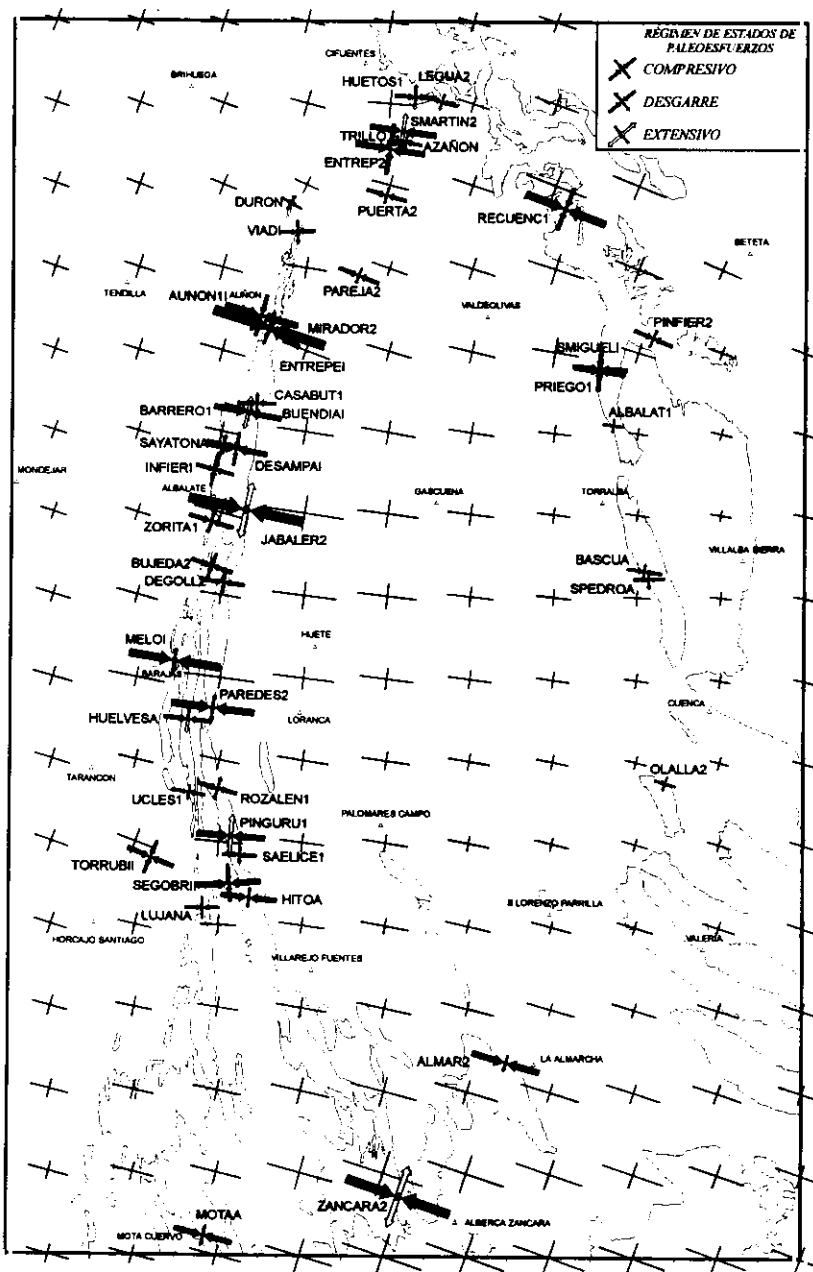


Figura 6.5.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos compresivos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) para el campo de paleoesfuerzos "Altomira". El tamaño relativo entre las flechas de una misma estación es proporcional a la relación de magnitudes entre $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$, y su tamaño absoluto es proporcional al índice de calidad (IQ) del tensor.

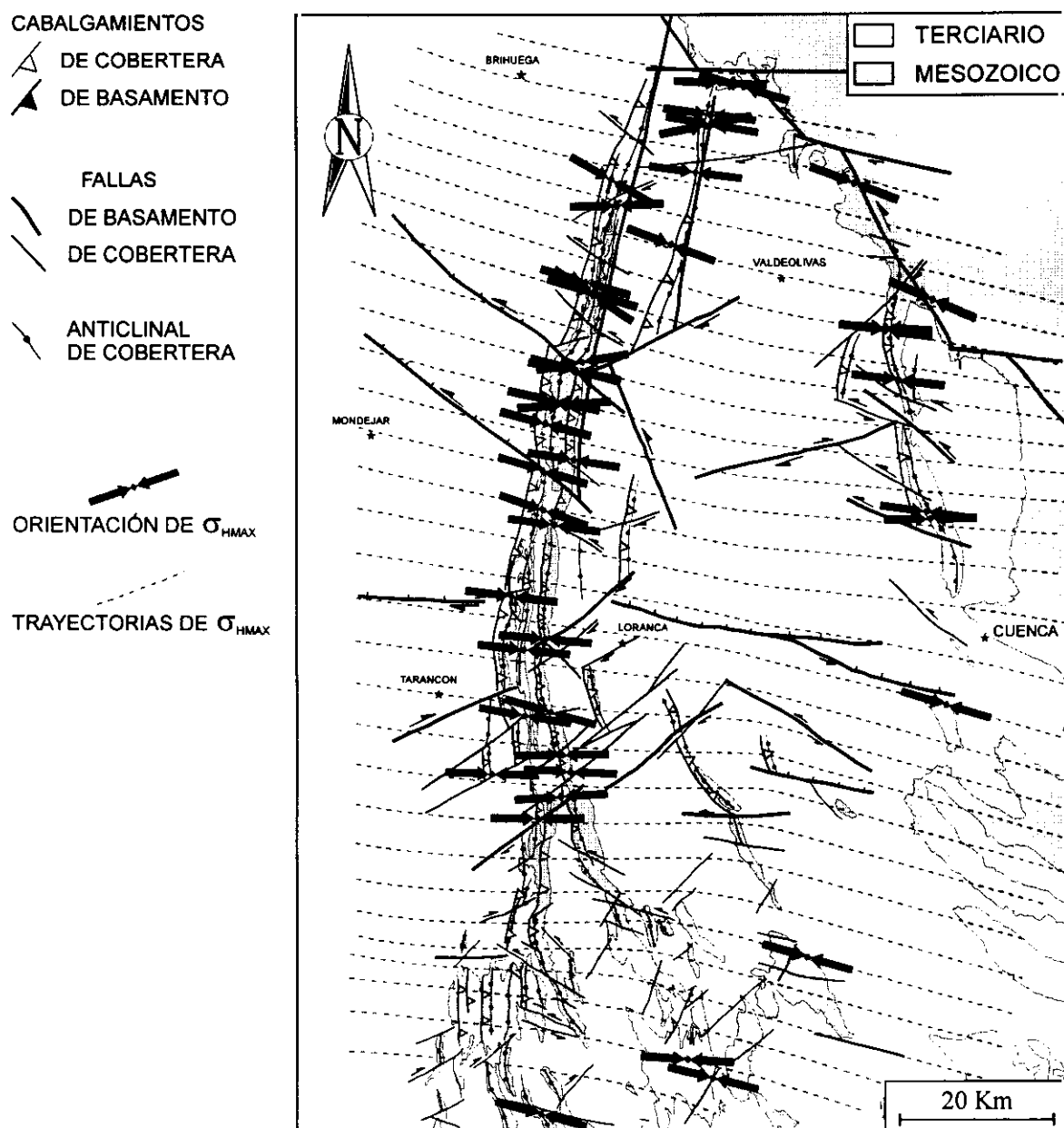


Figura 6.5.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Altomira" durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior.

Por lo que se refiere a las trayectorias de σ_{HMAX} (fig. 6.5.4), éstas muestran una distribución bastante homogénea, si bien es posible observar algunas perturbaciones, entre las que destacan:

✧ Al S del área situada entre Cuenca y Villarejo de Fuentes, se aprecia una rotación horaria de entre 5 y 10° en las orientaciones de σ_{HMAX} . Es precisamente en esta parte meridional, donde los paleoesfuerzos se han obtenido a partir de datos mesoestructurales medidos en macroestructuras relacionadas con el campo de paleoesfuerzos Ibérico.

✧ En el extremo septentrional de la zona de estudio, aparece una suave rotación en sentido antihorario de las trayectorias de σ_{HMAX} asociada a la presencia de fallas de dirección E-O.

Conviene remarcar que en el mapa de la figura 6.5.4, se ha dibujado el conjunto de estructuras con evidencias de haber sido activas bajo el campo de paleoesfuerzos *Altomira*, aún sabiendo que su funcionamiento no ha sido sincrónico. Para establecer la cinemática de todo el conjunto de estructuras, resulta indispensable referirse a los datos paleogeográficos y sedimentológicos de los diferentes sistemas

deposicionales desarrollados en el Oligoceno superior y el Mioceno inferior en la zona de estudio. Sólo de este modo es posible tener un control temporal más preciso del comportamiento cinemático y evolutivo de las estructuras. La evolución cinemática basada en todos los datos estructurales y sedimentarios se desarrolla en el capítulo 7.

6.5.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS BAJO EL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA"

Para describir las estructuras asociadas a este campo se ha usado la misma clasificación que para el campo *Ibérico*, relacionándolas con la orientación de σ_{HMAX} del campo compresivo. Los datos mesoestructurales utilizados para la construcción de los campos de paleoesfuerzos compresivo y extensivo, se muestran en la figura 6.5.7.

A) Estructuras longitudinales (perpendiculares a σ_{HMAX}): Estas estructuras presentan una orientación general N-S a N-20E, estando reflejadas en los tensores compresivos (fallas inversas con cabeceos altos) y en los extensivos (fallas normales de alto

buzamiento y cabeceo). En los tensores extensivos, los histogramas de buzamientos y cabeceos y la rosa de direcciones muestran distribuciones de tipo normal, debido a que este campo de paleoesfuerzos está prácticamente definido por un único tipo de fallas (fig. 6.5.5). Desde un punto de vista macroestructural, estas estructuras son las dominantes en la Sierra de Altomira y en la Sierra de Bascuñana (fig. 6.5.4).

B) Estructuras oblicuas: Suelen aparecer asociadas a los tensores compresivos, y presentan dos tipos fundamentales: fallas dextrosas N70E y fallas sinestrosas N120E-130E. Desde un punto de vista mesoestructural, son ligeramente más numerosas las fallas dextrosas, siendo en gran parte fallas direccionales y transversales previas, generadas por el campo *Ibérico* y reactivadas posteriormente por el campo de paleoesfuerzos *Altomira*. Desde un punto de vista macroestructural las fallas dextrosas afloran en la mitad meridional de la zona de estudio, especialmente en la *zona de falla de Tarancón*, mientras que las fallas sinestrosas son dominantes en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira (*falla de Albalate*) y en la Sierra de Bascuñana (figs. 6.5.3 y 6.5.4).

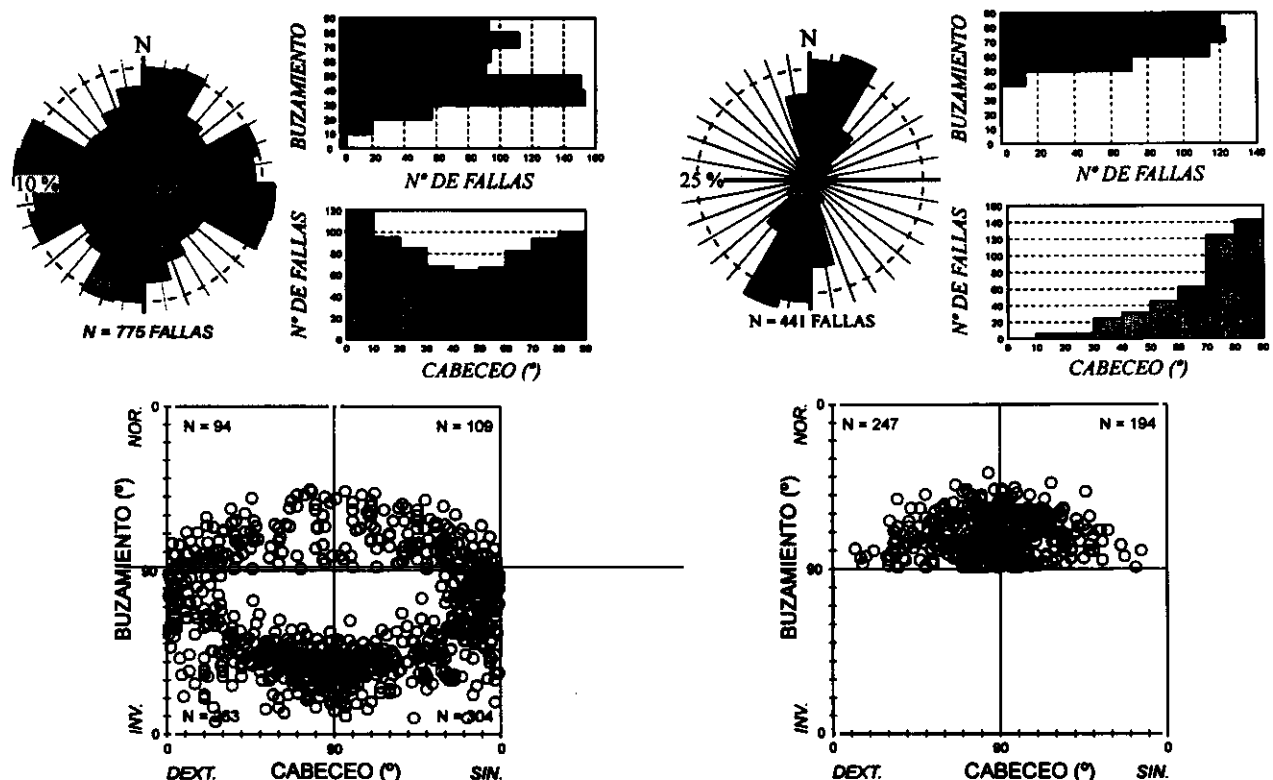


Figura 6.5.5: Rosas de direcciones, histogramas de cabeceos y buzamientos, y diagrama cabeceo/buzamiento para el conjunto de fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Altomira" compresivo (izquierda) y extensivo (derecha).

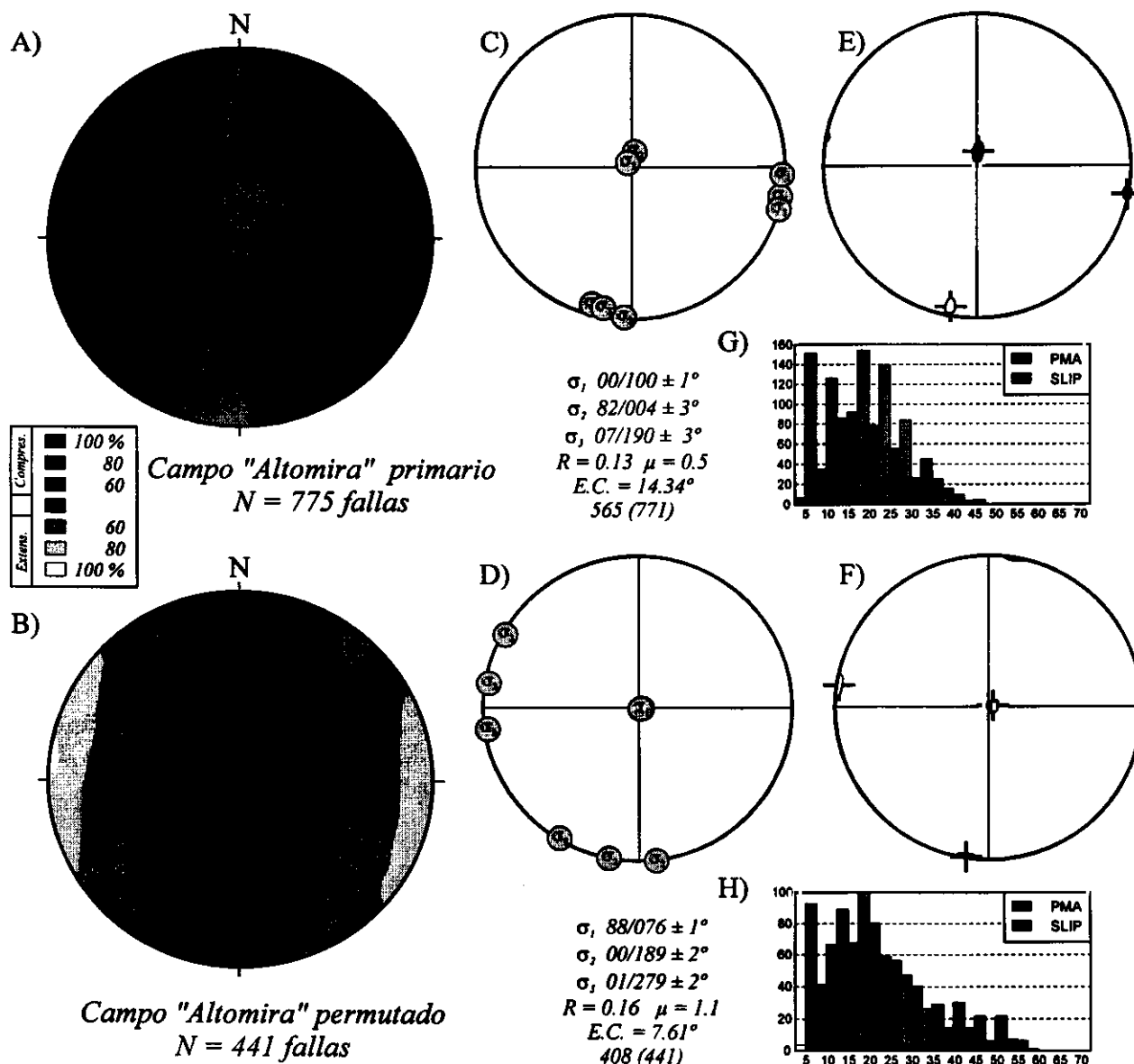


Figura 6.5.6: Resultados de los tensores de paleoesfuerzos medios calculados para los conjuntos de fallas asignados a los estados de paleoesfuerzos compresivos y permutados del campo "Altomira". A y B) Diagramas de diedros rectos; C y D) Ejes principales de esfuerzos; E y F) intervalos de confianza calculados mediante muestreo con reemplazamiento (Reches et al., 1992); G y H) Histogramas de desviaciones angulares de los ángulos medios entre los ejes principales del tensor calculado y el tensor "ideal" (PMA) y del ángulo de desviación entre la estría teórica y la real (SLIP).

C) Estructuras transversales: Son las menos numerosas del total de fallas asignadas al campo Altomira, tienen una dirección próxima a E-O, y suelen estar asociadas a fallas de basamento de esta misma dirección descritas en el capítulo 4 (fallas de Villar de Olalla y del río Calvache).

6.5.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DE LOS PALEOESFUERZOS DEL CAMPO "ALTOMIRA"

Para describir estas características, se han agrupado todas las fallas asignadas a este campo en

dos poblaciones correspondientes al campo compresivo o primario, con 775 fallas, y al extensivo o secundario, con 445 fallas (fig. 6.5.6).

El método de los diedros rectos proporciona dos diagramas prácticamente complementarios, que indican una clara coaxialidad de los ejes principales de las dos poblaciones. El diagrama correspondiente al campo extensivo queda excepcionalmente bien definido, con una zona de máxima compresión vertical y una extensión según N95E con una inmersión hacia el O de menos de 5°. El diagrama de la población compresiva está algo peor definido, debido a la presencia de diferentes tipos de fallas,

con una zona de máxima compresión en la horizontal entre N70E y N140E y una corona de suave extensión (60%) según un plano subvertical de dirección N20E. Este tipo de diagrama indica la actuación conjunta de fallas inversas y en dirección, ya que el porcentaje de extensión es equivalente en la horizontal y en la vertical (De Vicente *et al.*, 1992a).

Por lo que se refiere al *método de inversión de esfuerzos* (Reches *et al.*, 1992) también proporciona dos tensores coaxiales, con los ejes principales σ_1 y σ_3 permutados entre sí con una diferencia en su orientación de 1° . El tensor compresivo explica 565 fallas, dentro de un régimen general de tipo desgarre ($R=0.13$) y σ_1

horizontal según N100E. Los intervalos de confianza en el cálculo de la solución oscilan entre 1 y 3° , con unos histogramas de desviaciones angulares muy buenos, sobre todo si se tiene en cuenta el elevado número de fallas que explica. El hecho de que se obtenga un tensor de tipo desgarre con un R relativamente bajo (0.13), se debe a que las fallas explicadas son mayoritariamente las direccionales, debido a que son las más frecuentes y que necesitan un valor menor de diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) para satisfacer la resistencia friccional. La solución de este método para la población del campo extensivo tiene unos márgenes de confianza aún menores (entre 1 y 2°), con un R de 0.16, si bien aparece una mayor dispersión en la posición del eje σ_3 en la horizontal.

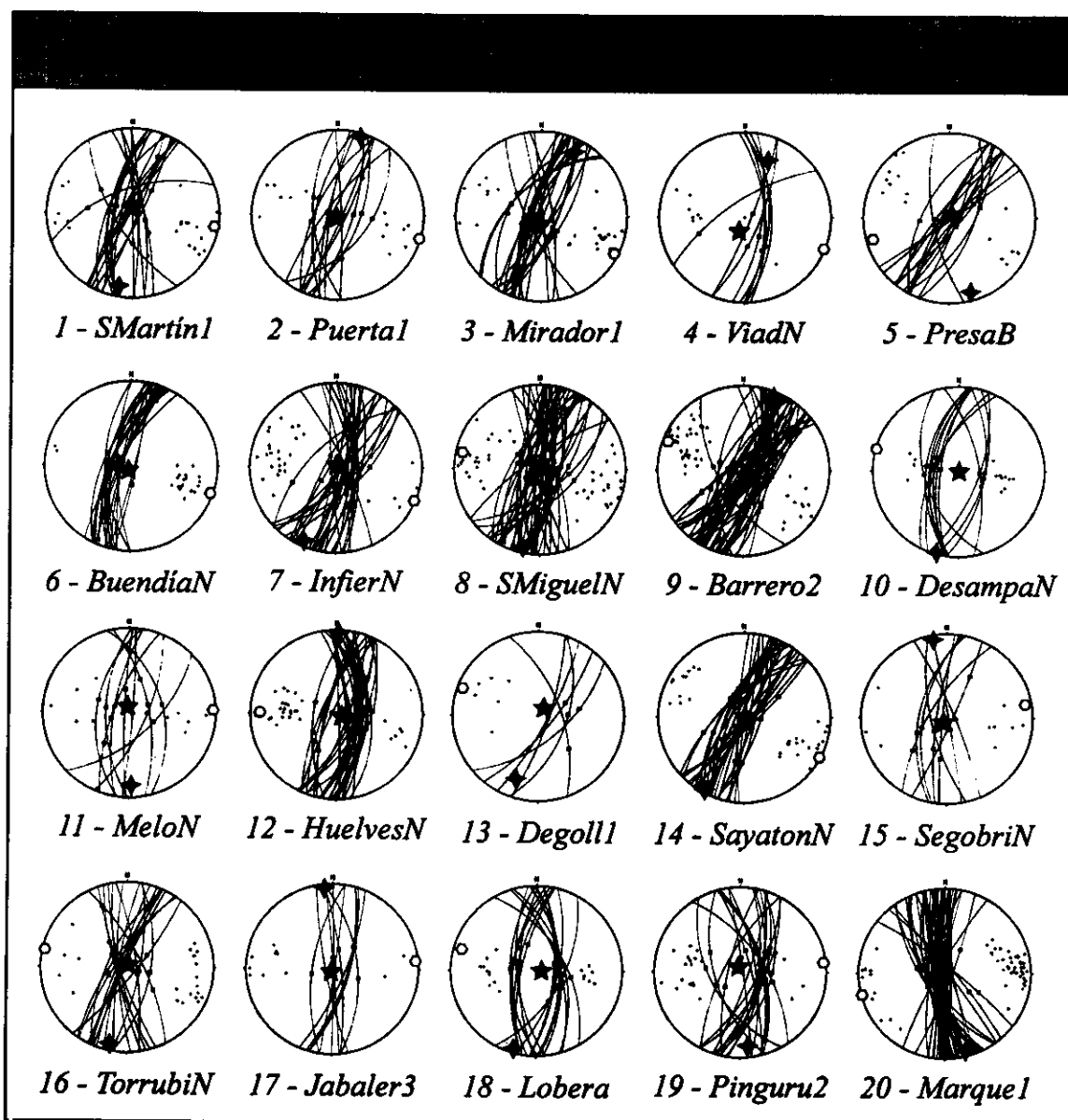


Figura 6.5.7A: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Altomira" extensivo. Los números de las estaciones se corresponden con los del Anexo III.

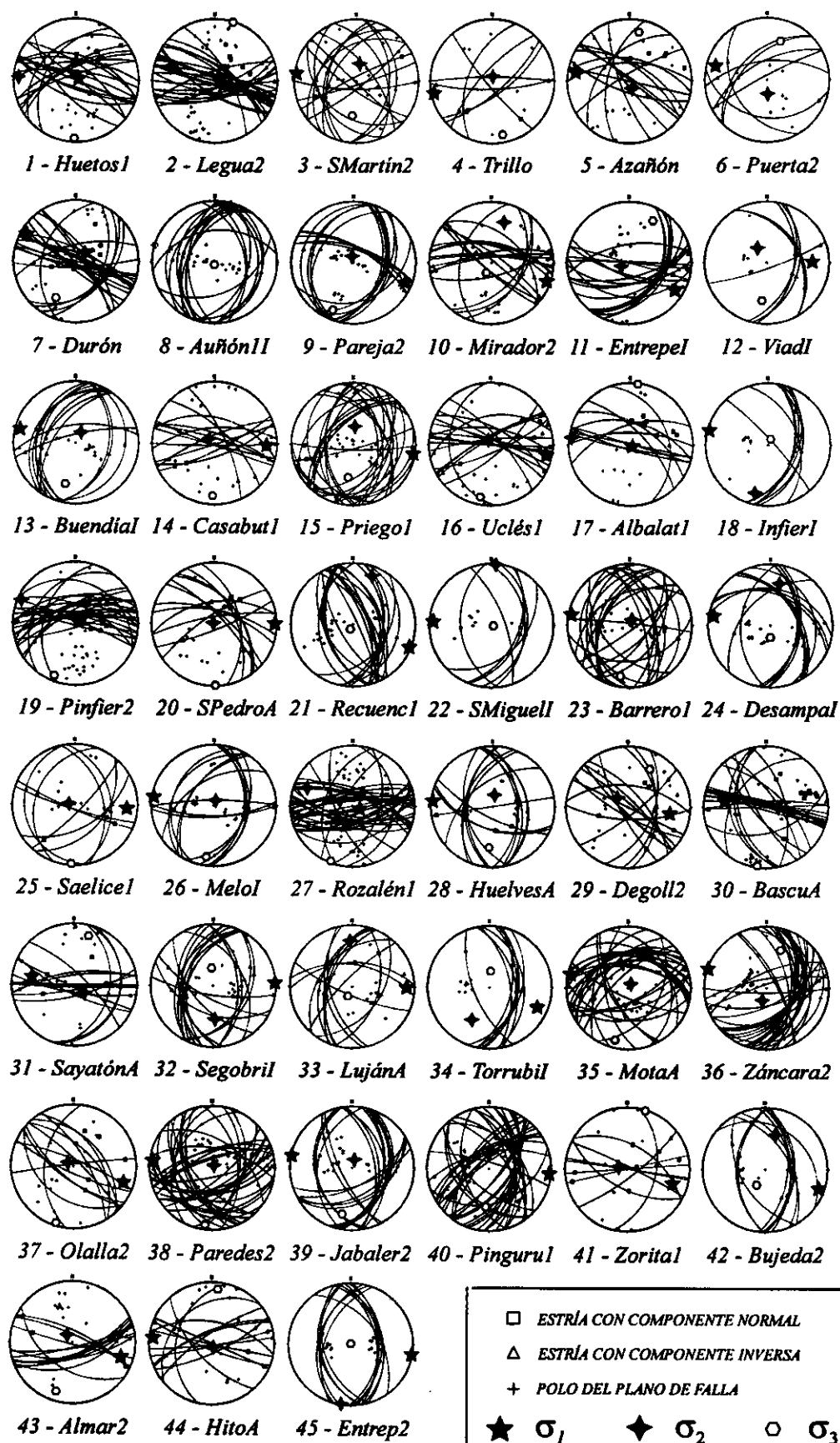


Figura 6.5.7B: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Altomira" compresivo. Los números de las estaciones se corresponden con los de la figura 6.5.3 y con el Anexo III.

6.6 - CAMPO DE PALEOESFUERZOS "GUADARRAMA" (MIOCENO MEDIO-ACTUALIDAD)

La principal característica de este campo de paleoesfuerzos es que, a diferencia de los anteriores, se encuentra reflejado mesoestructuralmente en todo el área de estudio, si bien desde un punto de vista macroestructural su efecto se restringe fundamentalmente al tercio septentrional de la misma. Por otra parte, éste es el campo regional compresivo más reciente, y muestra claramente la reactivación de los planos de debilidad estructural de la roca y las estructuras generadas por la actividad de los campos anteriores (superficies de estratificación, fallas, diaclasas, grietas de tracción,...).

6.6.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

Se han utilizado 759 fallas con estrías obtenidas en 46 estaciones de análisis estructural (16.5 fallas / estación), que se encuentran situadas en materiales mesozoicos, paleógenos, miocenos y cuaternarios en todo el área de estudio (fig. 6.6.7). El índice de calidad de los tensores de paleoesfuerzos calculados es similar al del resto de los campos, situándose el 87% de las mismas con valores entre 0.1 y 0.4 (fig. 6.6.1). Aunque el número de fallas por estación no es muy elevado, el hecho de que las fallas asignadas a este campo sean las estructuras compresivas más tardías, permite una buena observación de los datos mesoestructurales.

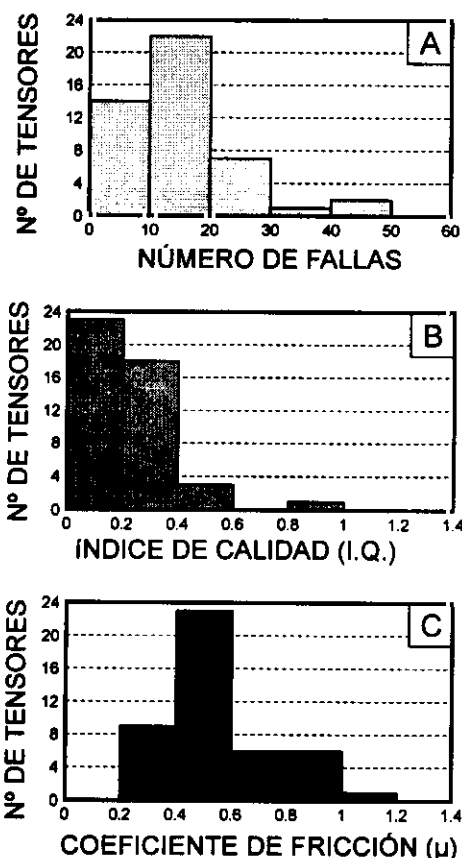


Figura 6.6.1: Histogramas para el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" correspondientes a: A) número de fallas utilizadas para el cálculo de cada tensor de esfuerzos, B) índice de calidad (IQ) de los tensores de paleoesfuerzos, y C) coeficiente de fricción medio calculado siguiendo a Reches et al. (1992).

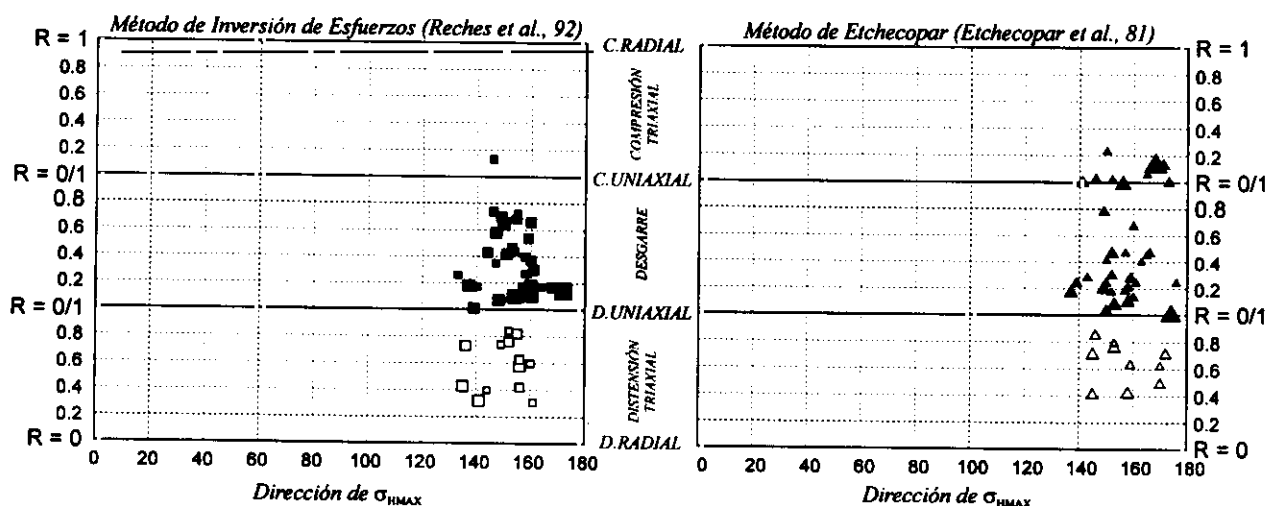


Figura 6.6.2: Diagramas σ_{HMAX}/R de los tensores de paleoesfuerzos deducidos con los dos métodos de inversión utilizados para el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama".

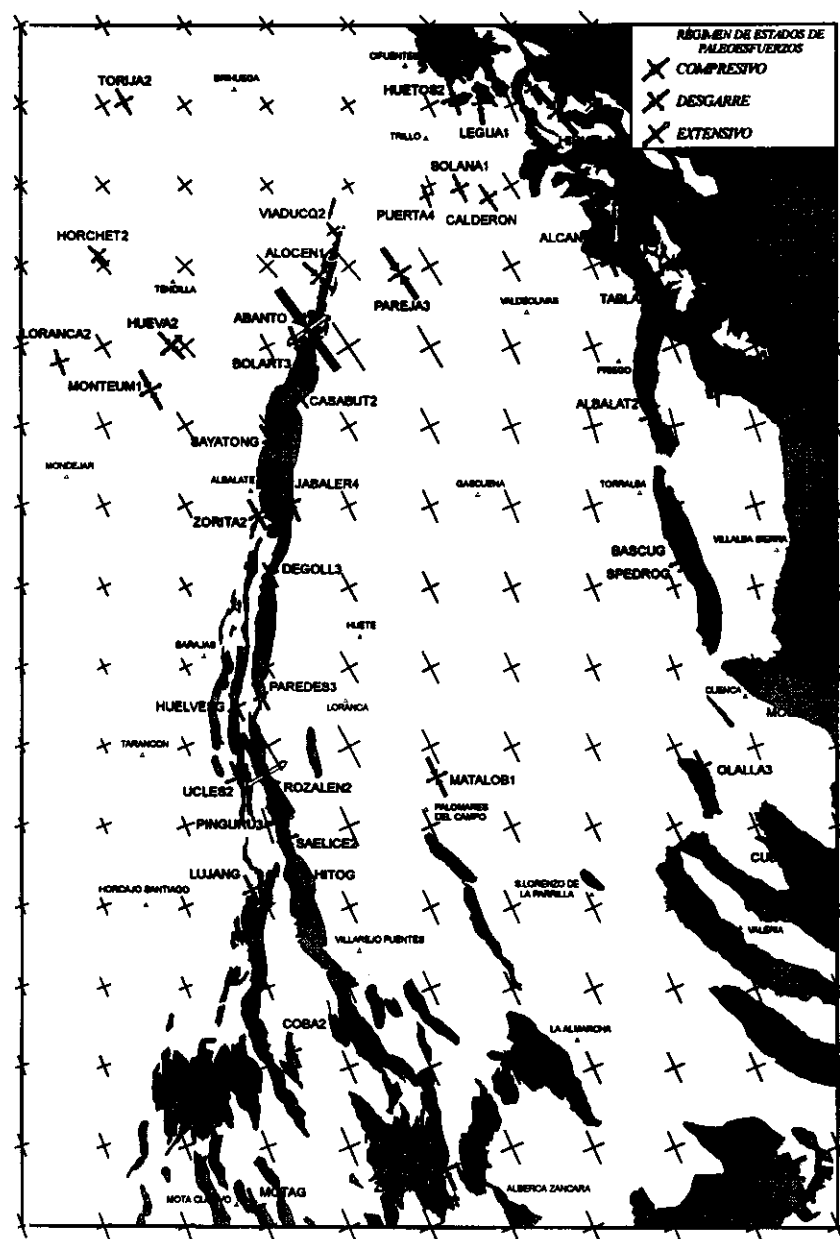


Figura 6.6.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) para el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama". El tamaño relativo entre las flechas de una misma estación es proporcional a la relación de magnitudes entre $\sigma_{HMAX} / \sigma_{HMIN}$ y su tamaño absoluto es proporcional al índice de calidad de la estación.

No existen discrepancias entre las orientaciones de los ejes principales de los tensores calculados con los dos métodos de inversión utilizados, situándose σ_{HMAX} entre N130E y N180E (fig. 6.6.2). Por lo que se refiere al tipo de elipsoides, el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) proporciona 32 tensores de tipo desgarre (R entre 0 y 0.8), 13 en el campo de la extensión triaxial (R entre 0.3 y 0.9) y sólo uno en el campo de la compresión uniaxial (R = 0.13). El método de Etchecopar, obtiene menos tensores de desgarre (27, con R entre 0 y 0.8), 10 de tipo

extensión triaxial (R entre 0.4 y 0.9) y más tensores de tipo compresión triaxial, próxima al campo uniaxial (9 tensores con R entre 0 y 0.25).

6.6.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

El mapa de estados de paleoesfuerzos (fig. 6.6.3) muestra como este campo afecta tanto a los materiales mesozoicos, como a la cobertera neógena a lo largo de toda la zona de estudio, lo que no sucedía con los campos de paleoesfuerzos

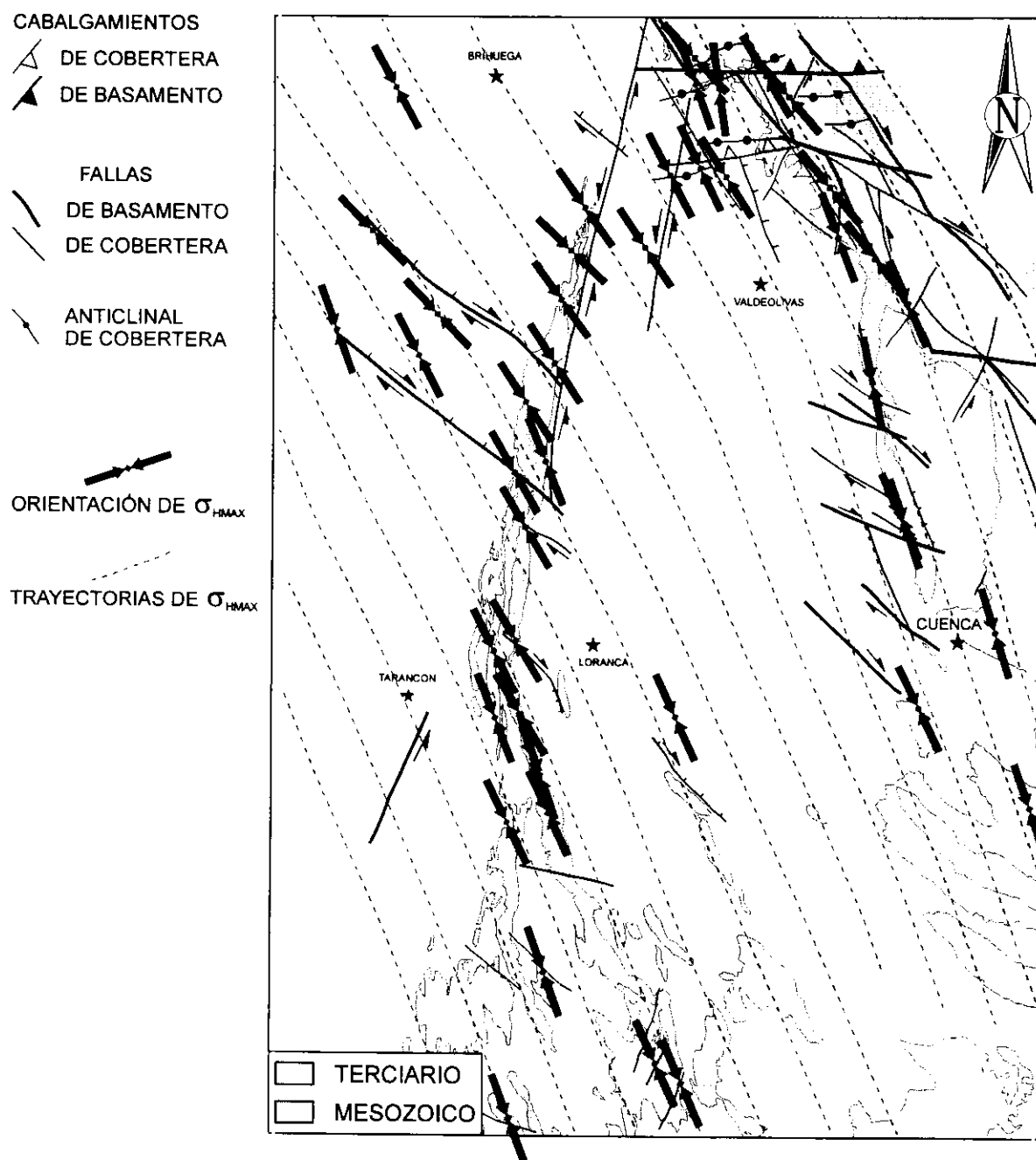


Figura 6.6.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo el campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" durante el Mioceno medio-Cuaternario.

anteriores. No obstante, la distribución de estados de esfuerzos puntuales tampoco es homogénea, ya que los datos se concentran en los afloramientos mesozoicos (debido al tipo de litologías y a que éstas presentan numerosas discontinuidades previas), así como en el tercio septentrional de la zona de estudio. Podría pensarse que este hecho puede estar relacionado con cuestiones de accesibilidad o presencia de afloramientos, pero la existencia en este sector de pliegues de escala kilométrica de direcciones N60E a E-O, indica una mayor magnitud de los esfuerzos necesarios para

generar esas deformaciones, tal y como sugiere el análisis mesoestructural.

Por lo que se refiere a las magnitudes relativas de los ejes, los tensores extensivos obtenidos a partir de fallas normal-direccionales se disponen a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y de la Sierra de Bascuñana, y en el S de la zona de estudio. Por el contrario, los tensores de tipo desgarre se sitúan a lo largo de la Sierra de Altomira y en la cuenca de Madrid, y en el tercio septentrional de la zona de estudio.

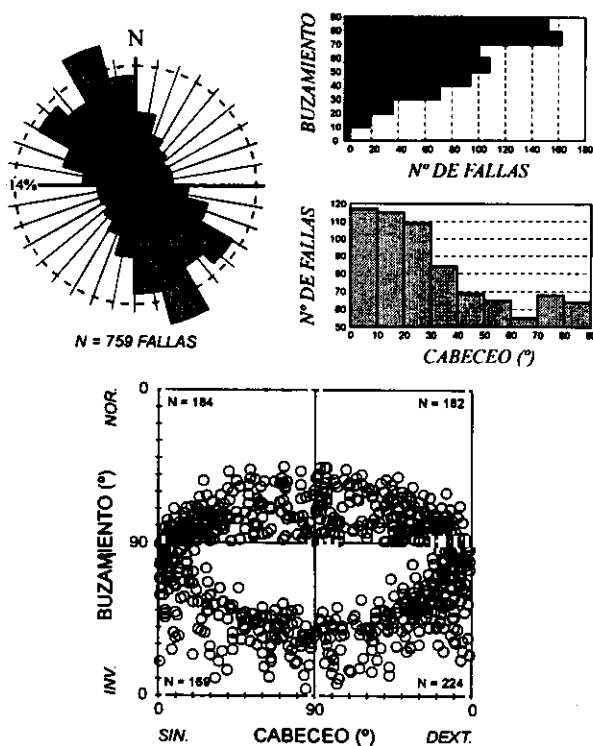


Figura 6.6.5: Rosas de direcciones, histogramas de cabeceos y rosas de buzamientos del conjunto de fallas pertenecientes al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama".

El mapa de trayectorias de σ_{HMAX} (fig. 6.6.4) presenta una orientaciones bastante homogéneas, si exceptuamos algunas perturbaciones que se encuentran asociadas a la presencia de estructuras desarrolladas en la cobertera y en el basamento en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira y en el límite SO de la Cordillera Ibérica. Las principales perturbaciones en las trayectorias del campo de paleoesfuerzos regional son las siguientes:

- ✧ Rotaciones antihorarias causadas por la presencia de los cabalgamientos previos en la cobertera mesozoica de la Sierra de Altomira y/o la falla de basamento de Sacedón.

- ✧ Los sigmoides generados por las fallas en el basamento de dirección NO-SE en la cuenca de Madrid (fallas de Albalate y Anguix), que indican un movimiento dextroso para estas estructuras.

- ✧ Rotaciones antihorarias originadas por la presencia de fallas direccionales N140E paralelas al borde de la Cordillera Ibérica.

- ✧ Rotaciones horarias asociadas a las fallas E-O en el basamento de la Cordillera Ibérica (sistema de cabalgamientos de Huertapelayo).

Por el contrario, en las zonas donde el campo *Guadarrama* no produce macroestructuras importantes, las orientaciones de los paleoesfuerzos y de sus trayectorias son muy homogéneas (N155E).

6.6.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS

Las estructuras activas asignadas a este campo de paleoesfuerzos son básicamente oblicuas a la dirección de σ_{HMAX} , apareciendo en mucha menor medida fallas transversales y paralelas (figs. 6.6.4 y 6.6.5). El histograma de cabeceos para el conjunto de las 759 fallas también indica un dominio de las fallas en dirección (cabeceos entre 0 y 30°), lo que está de acuerdo con el tipo de tensores de paleoesfuerzos calculados, mayoritariamente dentro del campo de los desgarres.

Si se observa la rosa de direcciones de la población total (figs. 6.6.5), aparecen dos modas principales en las orientaciones de las fallas: una N130E, que presenta un sentido de movimiento dextroso, y otra N160-NS, con movimiento sinistroso. Cuantitativamente, son ligeramente más abundantes las fallas NO-SE que presentan un movimiento dextroso. Estas fallas aparecen mayoritariamente en la Cordillera Ibérica, Sierra de Bascuñana y en la cuenca de Madrid (fig. 6.6.4 y 6.6.7).

Por lo que se refiere a las fallas sinestrosas, los datos mesoestructurales indican la reactivación a pequeña escala de las macroestructuras de dirección N-S situadas fundamentalmente a lo largo de la Sierra de Altomira (figs. 6.6.4 y 6.6.7).

6.6.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DE LOS PALEOESFUERZOS CALCULADOS

El análisis de las 759 fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* con el método de los diedros rectos muestra un diagrama con máxima compresión y extensión en la horizontal orientados NO-SE y NE-SO, respectivamente, típica de un régimen de tipo desgarre (fig. 6.6.6). Este diagrama se diferencia claramente del obtenido para los otros dos campos de paleoesfuerzos compresivos, donde la máxima extensión aparecía a lo largo de una corona vertical, que indica una actividad simultánea de fallas inversas y en dirección.

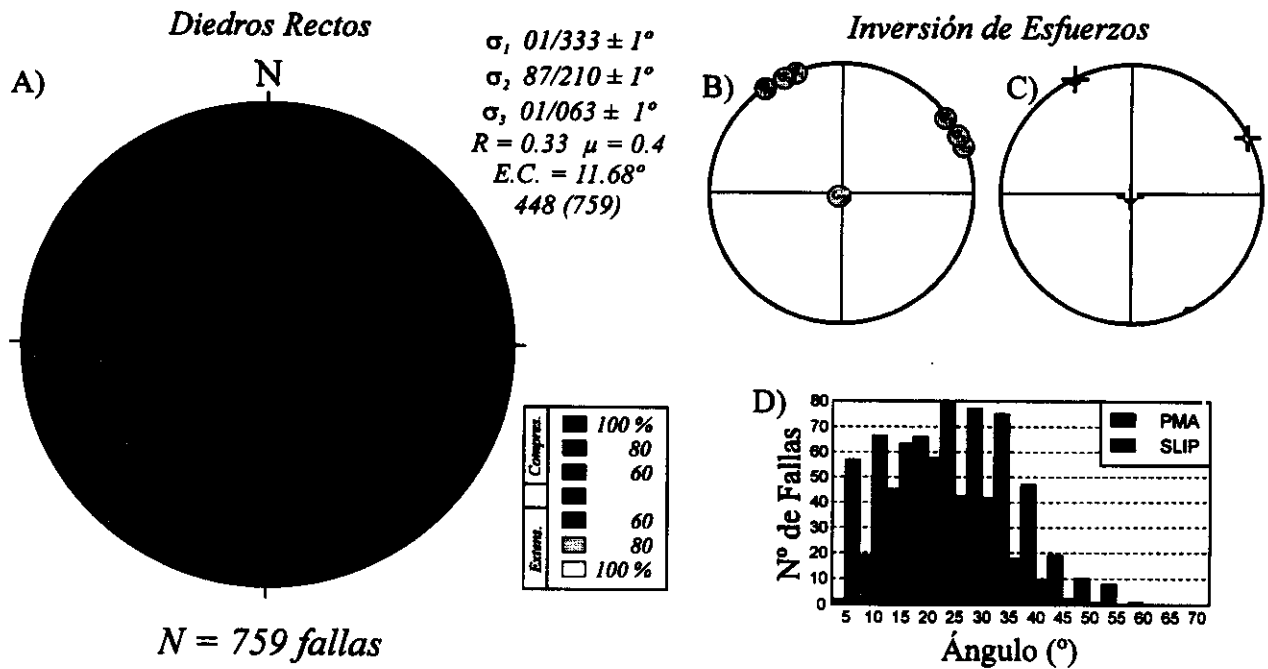


Figura 6.6.6: Resultados de los tensores de paleoesfuerzos medios calculados para los tensores asignados al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama". A) diagramas de diedros rectos, B) ejes principales de esfuerzos, C) intervalos de confianza calculados mediante muestreo con reemplazamiento (Reches et al., 1992) y D) histogramas de desviaciones angulares de los ángulos medios entre los ejes principales del tensor calculado y el tensor "ideal" (PMA) y del ángulo de desviación entre la estría teórica y la real (SLIP).

En este caso, el diagrama muestra un dominio claro de movimientos en dirección, y un peso relativo bastante equivalente de las dos familias de fallas observadas en la rosa de direcciones del conjunto (fig. 6.6.5), ya que el diagrama presenta una notable simetría.

Por lo que respecta a la solución obtenida con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992), aparece una solución para 448 fallas con un elipsoide de esfuerzos de tipo desgarre ($R = 0.33$), con σ_2 vertical y σ_1 horizontal según N153E.

La estabilidad de la solución, definida por los intervalos de confianza en el cálculo de los tres ejes principales (1°), es excelente, siendo el error cuadrático en el cálculo de la solución también el más bajo de los campos de paleoesfuerzos analizados (11.68°). Los histogramas de desviación de los ángulos PMA y SLIP presentan una buena distribución, siendo sus valores medios de 26 y 15° , respectivamente. El coeficiente de fricción medio (μ) al que ajusta mejor la población es de 0.4 .

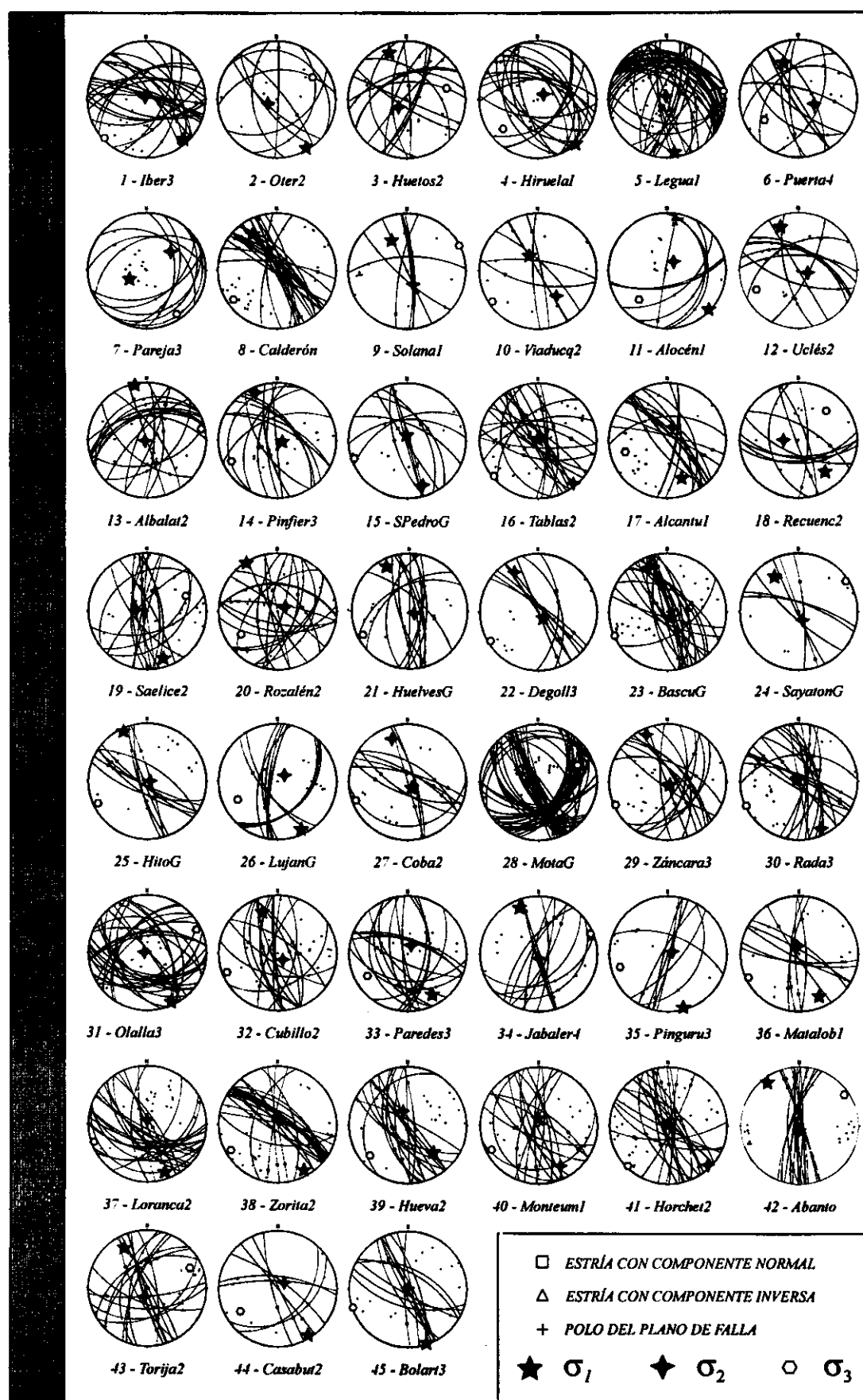


Figura 6.6.7: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos calculados con el método de inversión (Reches et al., 1992) asignados al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama". Los números de las estaciones se corresponden con los de la figura 6.6.3 y con el Anexo III.

6.7 - DISCUSIÓN

En la figura 6.7.1 se proyectan todos los estados de esfuerzos deducidos en la zona de estudio interpretados como primarios, excluyendo los tensores interpretados como permutaciones de los campos primarios regionales. En esta figura se puede observar que la evolución general de los estados de paleoesfuerzos en el borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, se encuentra definida por dos procesos:

A) Una rotación en la dirección del σ_{HMAX} desde el Oligoceno hasta la actualidad.

Esta rotación conlleva un cambio en las macroestructuras asociadas, tanto en su localización espacial, como en el carácter de las mismas. Los estados de esfuerzos puntuales asignados a los campos *Ibérico*, *Altomira* y *Guadarrama*, caen mayoritariamente dentro del campo de desgarre (*strike-slip regime*), y generan estructuras

compresivas (pliegues, cabalgamientos y fallas en dirección) en la cobertera mesozoico-paleógena. Estos campos de esfuerzos no generan inversión tectónica significativa en el basamento Hercínico, a excepción de la Cordillera Ibérica, tal y como se deduce de la información geofísica.

La localización espacial de las deformaciones a nivel macroestructural también varía, definiéndose tres etapas principales de actividad:

◊ A lo largo del Oligoceno, son activos el borde SO de la Cordillera Ibérica, el sector meridional de enlace Cordillera Ibérica-Sierra de Altomira, y la mitad meridional de la Sierra de Altomira (campo *Ibérico*).

◊ Durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, las zonas tectónicamente activas se extienden hacia los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (campo *Altomira*).

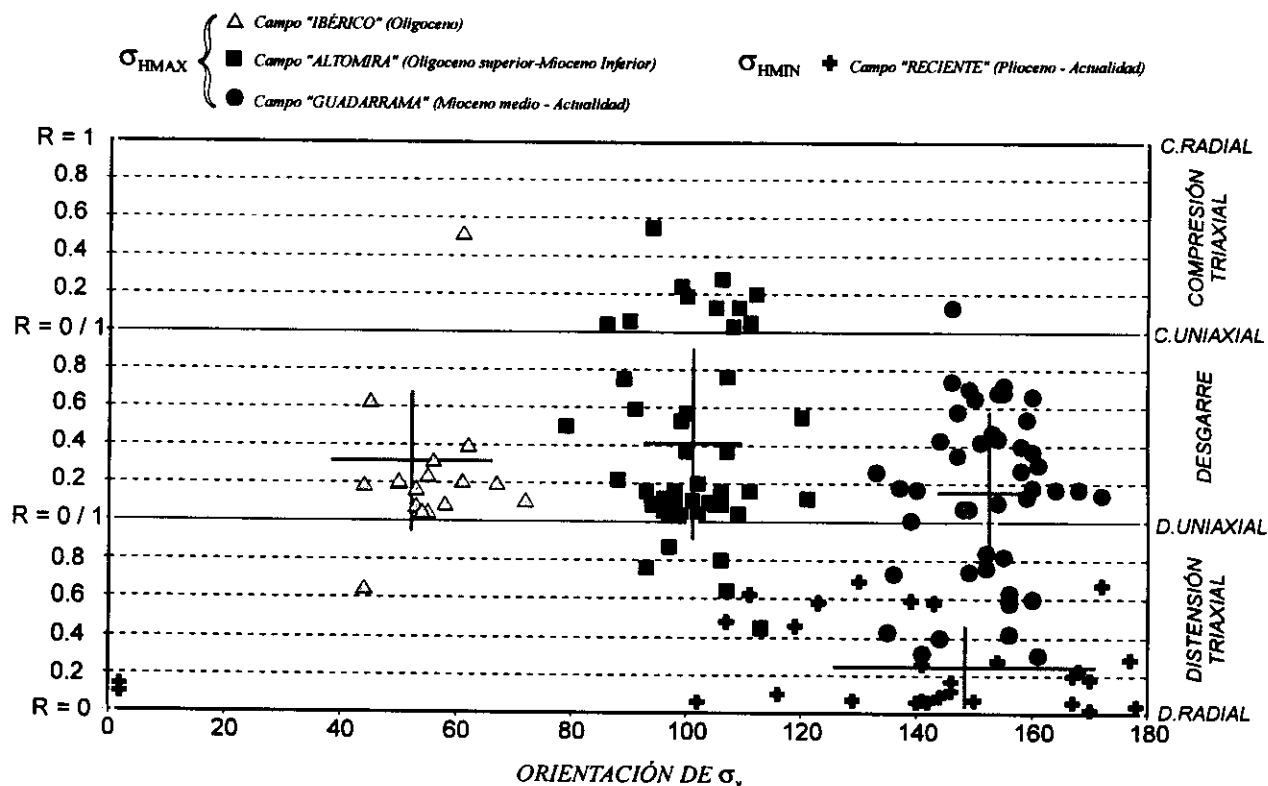


Figura 6.7.1: Proyección de los estados de esfuerzo puntuales de primer orden obtenidos a partir del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) en un diagrama σ_{HMAX} / R para los campos de paleoesfuerzos compresivos y σ_{HMIN} / R para el campo "Reciente". Se puede observar la rotación horaria en la orientación de la dirección de compresión horizontal para los campos "Ibérico", "Altomira" y "Guadarrama" desde el Oligoceno hasta la actualidad. El campo de esfuerzos "Reciente", aunque presenta una mayor dispersión en la orientación de σ_{HMIN} , es coaxial con el campo "Guadarrama", con el que ha actuado de un modo simultáneo y/o alternante desde el Plioceno hasta la actualidad.

✧ Finalmente, las últimas macroestructuras se desarrollan en el tercio septentrional de la zona de estudio a lo largo del Mioceno medio, y su actividad se prolonga hasta el Cuaternario (campo *Guadarrama*).

Esta rotación en las orientaciones de σ_{HMAX} ya había sido descrita en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988), si bien en esa zona la rotación no va acompañada de un cambio significativo en la localización de las estructuras desarrolladas. Cabe destacar que, tanto la localización de las estructuras, como la orientación de los esfuerzos principales del campo *Altomira*, presentan una disposición espacial y temporal intermedia entre los campos *Ibérico* y *Guadarrama*. Este campo de esfuerzos, además, es el que presenta un carácter más compresivo en la zona de estudio, capaz de generar el único cinturón Terciario de pliegues y cabalgamientos de gran magnitud (> 100 Km) con una orientación N-S en el interior de la península Ibérica.

B) La aparición de un proceso de extensión a partir del Mioceno superior.

Este proceso afecta de un modo bastante generalizado a la mayor parte de la zona de estudio (campo de paleoesfuerzos *Reciente*), si bien las deformaciones observadas se encuentran limitadas a unas condiciones muy superficiales.

La distribución de las estructuras no es homogénea, ya que se concentran en una serie de bandas o corredores de orientación principal NE-SO. Los ejes principales de los estados de esfuerzos del campo *Reciente* son coaxiales con los del campo *Guadarrama*, activo desde el Mioceno medio hasta la actualidad, y tanto las observaciones sísmicas, como meso y macroestructurales indican la actividad simultánea de ambos procesos a partir del Plioceno. La aparición de la extensión coincide con el encajamiento de la red fluvial cuaternaria, que está fuertemente condicionada por las estructuras activas durante el Plioceno - Cuaternario (fallas normales y direccionales) bajo ambos campos de paleoesfuerzos (*Reciente* y *Guadarrama*).

En la figura 6.7.1 se puede observar tanto, la rotación en la orientación general de σ_{HMAX} , como la coaxialidad entre los estados de esfuerzo atribuidos al campo *Guadarrama* y al campo *Reciente* extensivo, si bien éste último presenta una mayor dispersión en la orientación de las

direcciones de σ_{HMIN} . Esta mayor dispersión en la orientación de los ejes horizontales (σ_{HMIN}) de los estados de esfuerzos extensivos puede deberse a dos factores:

1) la diferencia de esfuerzos necesaria para reactivar estructuras extensionales es menor que la necesaria para activar estructuras de desgarre o compresivas. Por este motivo, el abanico de orientaciones de planos de debilidad que se pueden reactivar como fallas normales es mayor que para fallas direccionales o inversas (cap. 3).

2) El otro hecho que favorece la mayor dispersión de σ_{HMIN} , es que el campo *Reciente* extensivo el mas tardío en actuar, y, por tanto, el que se encuentra un mayor número de discontinuidades previas. A este hecho, se le añade la presencia de fallas de alto buzamiento, tanto en el basamento, como en la cobertera mesozoico-paleógena, con orientaciones favorables para ser activadas como fallas normales (perpendiculares a σ_{HMIN}).

Cualquier modelo geodinámico que se proponga para explicar la evolución tectónica y sedimentaria en el interior de la península Ibérica durante el Terciario, y muy especialmente en la cuenca del Tajo, ha de explicar satisfactoriamente los datos descritos anteriormente. Antes de plantear un modelo evolutivo que de cuenta de la génesis de las estructuras y paleoesfuerzos descritos, es necesario considerar los siguientes aspectos:

- 1 - Los conceptos planteados en el capítulo 3 sobre la interpretación de los estados de paleoesfuerzos
- 2 - El marco cinemático y geotectónico de la península Ibérica desde el Terciario hasta la actualidad (cap. 2).
- 3 - Los modelos geotectónicos propuestos para las deformaciones terciarias para la península Ibérica en el E y en el centro peninsular (Cordillera Ibérica y Costero-Catalanas y Sistema Central), que se han resumido en el capítulo 3.

En el capítulo 10, se relacionan los campos de paleoesfuerzos obtenidos en la zona de estudio, con el contexto geodinámico y cinemático, y se propone un modelo tectogenético para las deformaciones asignadas a los diferentes campos de paleoesfuerzos, discutiendo los aspectos relacionados con posibles efectos de perturbaciones, permutaciones, etc.

7 - CINEMÁTICA Y RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

7.1 - INTRODUCCIÓN

En este capítulo se reconstruye la evolución cinemática de las estructuras descritas en los capítulos 4 y 5, en relación a los campos de paleoesfuerzos que las han activado desde el Oligoceno hasta la actualidad. Para poder establecer esta evolución han resultado imprescindibles los datos paleogeográficos y de relleno de las cuencas descritos por diferentes autores (cap. 2). Así, la integración de estos datos, junto con el resto de información estructural obtenida en esta Tesis, ha permitido reconstruir la evolución de las deformaciones y su relación con los sistemas deposicionales terciarios a una escala macroscópica.

Un aspecto a destacar son los problemas de correlación entre diferentes autores para las reconstrucciones paleogeográficas establecidas en el tercio septentrional de la cuenca de Loranca durante el Neógeno (figs. 2.2.4 y 2.2.5). Estos problemas pueden ser debidos, en nuestra opinión, a que cada grupo de investigación comenzó sus estudios en unas zonas y materiales sedimentarios concretos, para posteriormente ir correlacionando las unidades a otras zonas de la cuenca, con la dificultad añadida que supone la datación de los materiales continentales detríticos. El criterio que se ha utilizado en este trabajo para decidimos por una u otra reconstrucción en cada sector durante el Neógeno, ha sido simplemente el de elegir la que mejor ajustaba con los datos estructurales propios.

En resumen, las reconstrucciones cinemáticas están apoyadas por los siguientes trabajos sobre la paleogeografía y relleno sedimentario de las cuencas terciarias:

✧ *Borde oriental de la cuenca de Madrid:*

La base fundamental utilizada es la tesis doctoral de Rodríguez Aranda (1995) sobre los sistemas de abanicos aluviales Miocenos en el borde oriental de la cuenca de Madrid (sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira).

✧ *Sector central y meridional de la cuenca de Loranca.*

Se han adoptado las reconstrucciones paleogeográficas de Díaz Molina y Bustillo (1985); Díaz Molina *et al.* (1989), Torres y Zapata (1986c), Díaz Molina y Tortosa (1996).

✧ *Sector septentrional de la cuenca de Loranca y su unión con la cuenca de Madrid.*

La reconstrucción se ha establecido a partir de los trabajos de Torres y Zapata (1986c) y de Alonso Zarza *et al.* (1990a y b).

Para la descripción cinemática de las estructuras mayores se han separado, en primer lugar, unas etapas principales definidas por las principales discontinuidades estratigráficas, que se corresponden con los campos de paleoesfuerzos descritos en el capítulo 6. No obstante, conviene remarcar que estos límites temporales, aunque se correlacionan bien con las principales etapas de actividad de las estructuras, no tienen por qué ser isócronos a lo largo de toda la zona de estudio. En este sentido, lo más probable es que se hayan producido desfases temporales entre la actividad de las estructuras para cada campo, y también durante el relevo de un campo de esfuerzos por otro.

7.2 - EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "IBÉRICO"

La actividad tectónica del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*, y de las estructuras asociadas, se correlaciona bien con los sedimentos sintectónicos de la etapa 1 de la *Unidad Detrítica Superior* (Díaz Molina, 1974; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996) y con la parte inferior del *Segundo Ciclo Paleógeno* de Torres y

Zapata (1986a). La edad de este campo, en la cuenca de Loranca, se corresponde de un modo aproximado con el Arvernense inferior - Ageniense inferior (30 - 23 Ma), aunque es probable que la deformación en las zonas más centrales de la Cordillera Ibérica comenzara anteriormente.

Durante los más de seis millones de años de actividad del campo *Ibérico* en la zona de estudio, la deformación migra, tanto frontal como lateralmente, y la reconstrucción cinemática tiene que estar de acuerdo con los siguientes datos:

✧ Las estructuras frontales de cabalgamiento de dirección NO-SE se propagan desde el interior de la Cordillera Ibérica (al NE de la zona de estudio) hacia el SO. El efecto de este avance de los pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SO es que el abanico de Tórtola situado al S (fig. 2.2.5) no alcanzó el margen SO de la cuenca de Loranca. No obstante, también se han detectado aportes locales provenientes del tramo meridional de la Sierra de Altomira.

✧ Es posible detectar, en base a la evolución de los sistemas deposicionales, un crecimiento lateral de las estructuras frontales hacia el NE de la cuenca de Loranca.

✧ Existe actividad sedimentaria sintectónica y discordancias progresivas asociadas a los flancos de los pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE.

✧ Por lo que se refiere a las estructuras laterales, destaca la expansión hacia el NO que sufre el sistema deposicional de Tórtola a partir de la *zona de transferencia de San Lorenzo de la Parrilla*. Esto indica una actividad tectónica de esta estructura, que ha debido de actuar con una cierta componente normal, con el labio hundido situado hacia el N.

✧ En la Sierra de Bascuñana, aunque los datos sedimentológicos y paleogeográficos son escasos, éstos no indican un aporte de sedimentos desde esta zona, y los pocos que aparecen presentan paleocorrientes hacia el NO y SE (Díaz Molina y Tortosa, 1996). Sin embargo, los datos estructurales macro y mesoscópicos apoyan la idea de una cierta actividad tectónica en el sector más meridional de dicha Sierra.

✧ Se mantiene una conexión entre la cuenca de Loranca y la de Madrid en la posición que posteriormente ocupa el tramo septentrional de la Sierra de Altomira, al N de la *zona de falla de Tarancón*. No obstante, Díaz Molina y Tortosa (1996) destacan la presencia de paleocorrientes hacia el N, lo que podría indicar una cierta actividad tectónica de la falla de basamento de Sacedón. Por el contrario, no es probable la presencia de pliegues y cabalgamientos en los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira, ya que no existen aportes locales desde el O en la mitad septentrional de la cuenca de Loranca. Los datos estructurales apoyan esta idea, ya que la cinemática de las estructuras y los

paleoesfuerzos asociados (campo *Ibérico*) no son compatibles con los obtenidos al N de la *zona de falla de Tarancón*.

Teniendo todos estos datos en cuenta, se ha procedido a realizar un esquema de la evolución de las deformaciones a lo largo del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*. Aunque todos los datos sugieren que la evolución de las deformaciones durante este periodo debió de ser bastante progresiva, en la figura 7.2.1A se muestra la disposición de las primeras estructuras activas, durante el comienzo de actuación del campo *Ibérico* en la zona de estudio. En la figura 7.2.1B se describe la reconstrucción de la evolución cinemática que corresponde a la etapa posterior de máxima expansión geográfica del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*.

A) Primera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*

Esta primera etapa (fig. 7.2.1A) se caracteriza por una actividad tectónica limitada al borde de la Cordillera Ibérica. Así, en el *dominio del Alto Tajo* se desarrollan pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE vergentes hacia el SE, y fallas dextrosas ESE-ONO. En el dominio de la Serranía de Cuenca también se desarrollan pliegues de dirección NE-SO, que limitan hacia el N con las zonas de transferencia de Villalba de la Sierra y de San Lorenzo de la Parrilla. La primera de estas zonas es dextrosa, mientras que la segunda es sinestrosa y presenta un claro carácter transtensivo.

Durante las primeras etapas evolutivas del campo *Ibérico* es bastante probable la presencia de deformaciones tempranas en algunos de los principales anticlinales de dirección NO-SE situados en zonas internas de la cuenca de Loranca, como el de San Lorenzo de la Parrilla, teniendo las estructuras más tempranas una clara vergencia hacia el SO.

B) Etapas finales del campo de paleoesfuerzos *Ibérico*

El desarrollo progresivo de la deformación conlleva un avance hacia la zona de antepaís, situada al SO, de las estructuras frontales de dirección NO-SE. Este hecho se refleja en las macroestructuras que se observan en los últimos

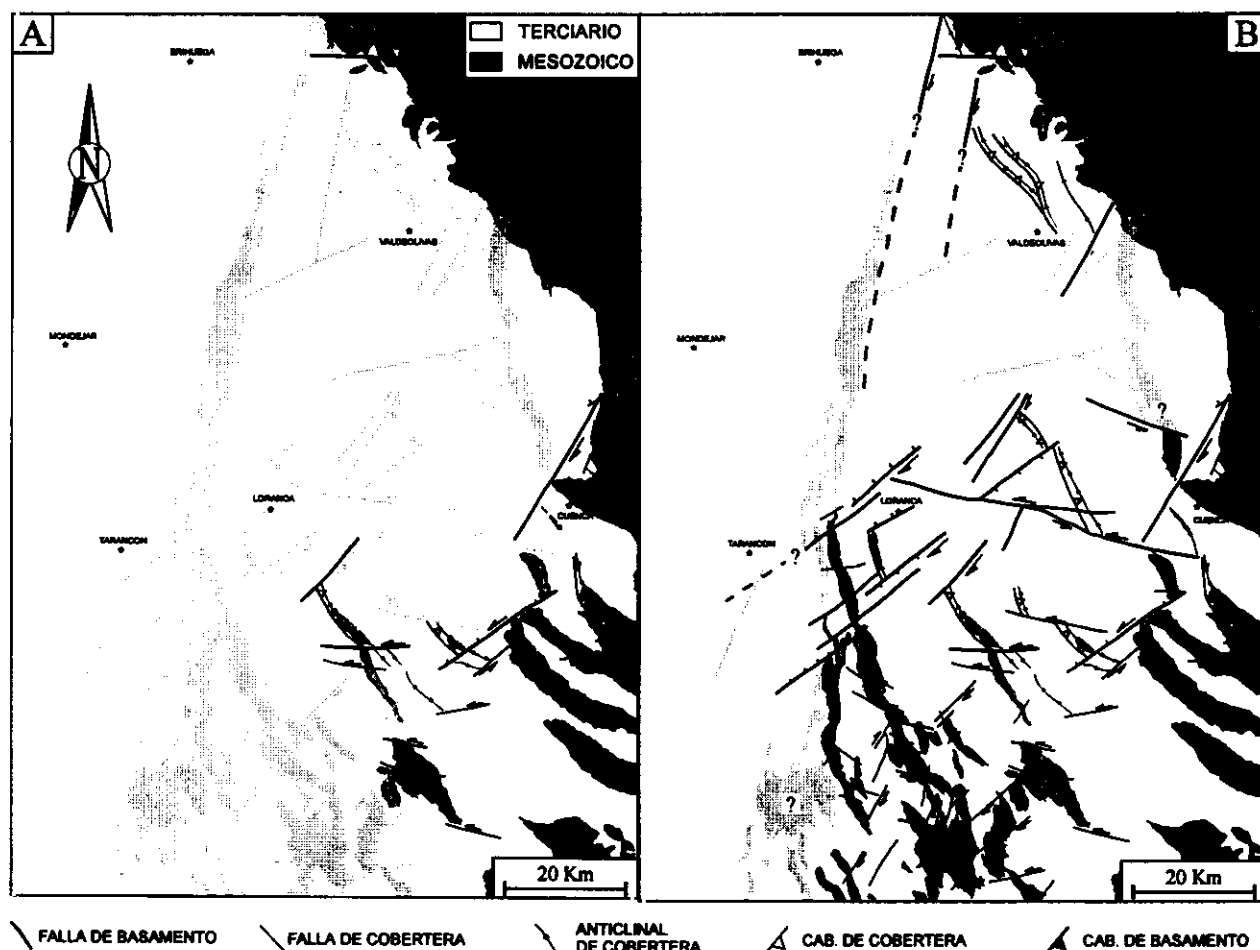


Figura 7.2.1: Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Ibérico" durante el: A) Arvernense inferior, y B) Ageniense inferior.

afloramientos mesozoicos situados en el extremo SO de la zona de estudio (fig. 7.2.1B). Debido a la ausencia de información geofísica y paleogeográfica en el extremo SO de la zona estudiada, la actividad cinemática se ha extrapolado con los datos estructurales de superficie.

Además del avance frontal, las estructuras también presentan un importante avance lateral hacia el centro de la cuenca de Loranca, que va acompañado de una progresiva rotación horaria en las direcciones de las estructuras frontales, que pasan a ser NNO-SSE. La vergencia general de las mismas sigue siendo hacia el SE, lo que implica una cierta componente lateral que se refleja en las numerosas trazas sigmoidales de los pliegues, que son las que facilitan la rotación de las estructuras frontales. Esta rotación se prolonga hacia el N hasta alcanzar la *zona de falla de Tarancón*, que constituye el límite de las estructuras activadas por este campo hacia el N en la cuenca de Loranca.

Los pliegues y cabalgamientos se amortiguan o relevan lateralmente mediante la actuación de zonas de transferencia según dos direcciones principales: ESE-ONO sinestrosas y NE-SO dextrosas con un importante movimiento extensivo.

En el extremo septentrional de la zona de estudio no se produce un avance de la deformación hacia el antepaís, apareciendo sólo algunos pliegues de dirección NE-SO vergentes al SO situados en las proximidades de Valdeolivas. Este suave avance puede haber llevado consigo la posibilidad de una cierta actividad con movimiento de tipo direccional en las fallas de basamento N-S de Sacedón y de Pareja, si bien no se han encontrado un reflejo estructural significativo en la cobertera mesozoico-paleógena.

C) Discusión

El resultado de la actuación del campo *Ibérico* es la formación de un arco de pliegues y cabalgamientos que cubre la mitad meridional de la cuenca de Loranca y cuyo límite septentrional es la *zona de falla de Tarancón*. Este arco se desarrolla debido al avance hacia el S, y su amortiguación y rotación lateral asociada, de los pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE y vergencia hacia el SO desarrollados en el borde de la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

La secuencia de emplazamiento y avance de los pliegues y cabalgamientos, que se deduce para la actuación de este campo es desde las zonas internas de la Cordillera Ibérica hacia el antepaís, siendo las estructuras progresivamente más jóvenes hacia el SE y hacia el N. Durante el emplazamiento de las estructuras no se han detectado pulsos significativos a escala regional, sino que el avance de la deformación es bastante progresivo.

7.3 - EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "ALTOMIRA"

Las estructuras activas durante la actuación del campo de paleoesfuerzos *Altomira* se desarrollan, fundamentalmente, durante el Mioceno inferior (Ramblense - Aragoniense inferior, 23 - 17 Ma). Esta actividad es sincrónica con la sedimentación en la cuenca de Loranca de las etapas II y III de la *Unidad Detrítica Superior* (Díaz Molina y Bustillo, 1985) y con la parte inferior de la *Unidad Terminal* (García Abbad, 1975), equivalentes del *Primer Ciclo Neógeno* (Torres y Zapata, 1986a). Por lo que se refiere a la cuenca de Madrid, la actividad tectónica se correlaciona con el depósito de los sedimentos de la *Unidad Inferior* del Mioceno (Junco y Calvo, 1983; Rodríguez Aranda, 1995).

Todos los autores señalan que es durante esta etapa cuando se produce el emplazamiento de las estructuras a lo largo de la rama principal de la Sierra de Altomira (Torres y Zapata, 1986a; Rodríguez Aranda, 1995; Díaz Molina y Tortosa, 1996). Esta actividad tectónica produce la separación de la sedimentación en las cuencas de Madrid y de Loranca, adquiriendo esta última un carácter mucho más confinado.

Dentro de este esquema general, es posible distinguir dos pulsos principales de actividad asociada al campo *Altomira*, con una etapa intermedia de menor actividad: el primero estaría relacionado con la mayor deformación en la rama principal de la Sierra de Altomira, y el segundo con la estructuración de la Sierra de Bascuñana (Díaz Molina *et al.*, 1989; Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996). Este segundo pulso no se observa en la cuenca de Madrid, donde se ha

deducido una única etapa de progradación de los sistemas de abanicos aluviales desde el frente de la Sierra de Altomira (Rodríguez Aranda, 1995).

A) Durante el desarrollo del primer pulso, se produce el emplazamiento principal de los pliegues y cabalgamientos a lo largo de la rama principal de la Sierra de Altomira, quedando reflejado en las cuencas terciarias por las siguientes evidencias:

✧ Hay aportes locales generalizados a lo largo de toda la rama principal de la Sierra de Altomira, tanto hacia el E (cuenca de Loranca) como hacia el O (cuenca de Madrid), así como en el anticlinorio de Pareja.

✧ En la zona de enlace entre las cuencas de Madrid y de Loranca se detecta la actividad de un abanico de gran magnitud con paleocorrientes hacia el E, que se expande hacia el SO de la cuenca de Madrid tras rebasar la Sierra de Altomira.

✧ Durante este primer pulso se mantiene la actividad de los sistemas deposicionales principales que funcionaron durante la etapa anterior en la cuenca de Loranca. Estos sistemas están fuertemente controlados por las estructuras de direcciones norteadas situadas en las partes centrales de la cuenca de Loranca, y sólo son accesibles a través de los datos geofísicos.

✧ En la cuenca de Madrid se produce la progradación de facies detríticas de la *Unidad Inferior* del Mioceno, asociada al emplazamiento de los cabalgamientos frontales más occidentales de la Sierra de Altomira (Rodríguez Aranda, 1995).

B) El segundo pulso tectónico se relaciona con el emplazamiento de la Sierra de Bascuñana

(Díaz Molina y Tortosa, 1996; Gómez *et al.*, 1996), que se ha asimilado al mismo campo de paleoesfuerzos debido a que presenta las mismas características cinemáticas y dinámicas que el sector septentrional de la Sierra de Altomira. Este emplazamiento se relaciona con el depósito de un cinturón de abanicos aluviales a lo largo del flanco occidental de la Sierra de Bascuñana, y con el relleno sintectónico de la cuenca de Mariana (Gómez *et al.*, 1996), situada entre la Sierra de Bascuñana y la Cordillera Ibérica.

A) Primera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos Altomira (Ageniense superior, 23 Ma - Aragoniense inferior, 18.5 Ma)

Durante el comienzo de la actuación del campo *Altomira* (fig. 7.3.1A), se produce el emplazamiento del sistema de pliegues y cabalgamientos imbricado en los sectores meridional, central y septentrional de la Sierra de

Altomira, tal y como indican los datos cinemáticos y dinámicos. La dirección de emplazamiento de las estructuras frontales es hacia el O en los sectores meridional y central de la Sierra de Altomira, y hacia el ONO en su extremo septentrional. Aunque localmente se desarrollan algunos retrocabalgamientos, éstos suelen estar asociados a zonas de transferencia (Anguix y Segóbriga), y son de mucha menor entidad que los que se desarrollaron durante la actuación del campo *Ibérico* en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

Durante la actividad de el campo *Altomira*, las antiguos límites laterales transtensivos de la *zona de falla de Tarancón* pasan a tener una importante componente dextrorsa, actuando como verdaderos *transfers* de los cabalgamientos. Sin embargo, y a diferencia de la etapa anterior, esta importante zona de falla no constituye un límite lateral final de las estructuras frontales.

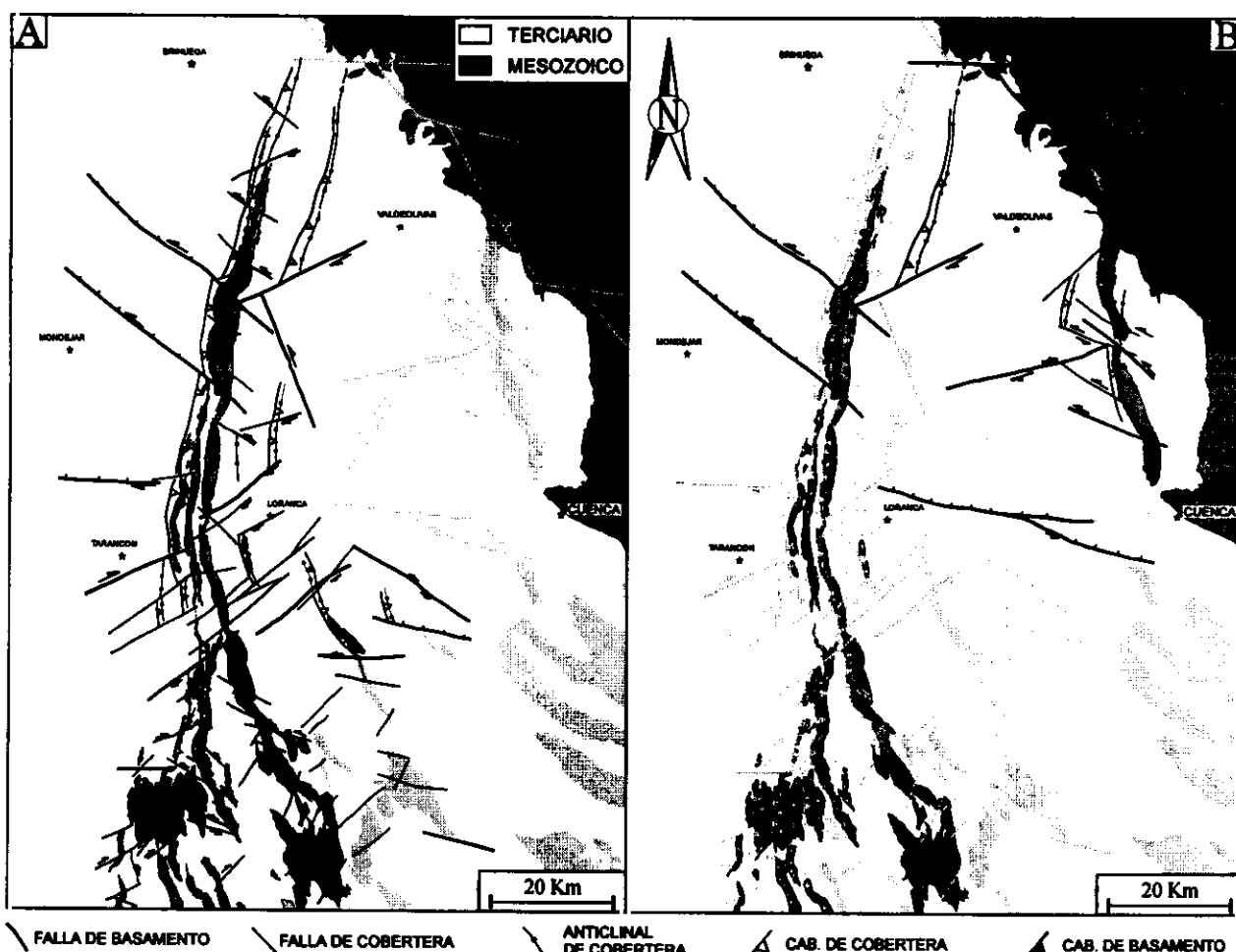


Figura 7.3.1: Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Altomira" durante el A) Ageniense superior, y B) Aragoniense inferior.

Durante la actuación de este campo comienza a hacerse notoria, tanto en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira, como en la cuenca de Madrid, la actividad de una serie de fallas en el basamento de dirección NO-SE (Albalade y Anguix). Estas fallas presentan un movimiento en dirección con sentido de movimiento sinestroso, y desarrollan sendas zonas de transferencia en la cobertera mesozoico-paleógena. Los datos sedimentológicos y paleogeográficos (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995) apuntan a un control relativo de la sedimentación de la *Unidad Inferior* por parte de estas fallas durante el Mioceno inferior (fig. 2.2.8, cap. 2).

La cinematografía de los cabalgamientos indica una cierta rotación horaria de las estructuras desde las partes centrales de la Sierra de Altomira hacia el N. Dicha rotación se produce a favor de las *zonas de transferencia de Albalade y Anguix*, y va acompañada de una amortiguación de la deformación en el mismo sentido, hasta desaparecer las estructuras compresivas al N de Trillo. Este hecho conlleva un avance lateral de las estructuras hacia el N, lo que implica una edad más temprana en los sectores centrales, que son los que presentan un mayor grado de acortamiento (cap. 5).

B) Segunda etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos Altomira (*Aragoniense inferior*)

Durante este segundo pulso tectónico, se produce el emplazamiento de la Sierra de Bascuñana, que consiste en un anticlinorio vergente hacia el O (fig. 7.3.1B). Las estructuras principales son una serie de pliegues de propagación de falla de gran amplitud, que presentan una dirección de emplazamiento hacia el ONO. Estos pliegues y cabalgamientos se relevan lateralmente, desde el S hacia el N, mediante sistemas de transferencia que comprenden fallas NO-SE sinestrosas y pliegues oblicuos (*zonas de transferencia del río Trabaque y de Sotos*).

En su extremo septentrional (tramo de Priego), la Sierra de Bascuñana presenta una serie de pliegues y cabalgamientos ciegos desarrollados en su flanco occidental, con las mismas características estructurales pero con una menor amplitud. Hacia el N, la Sierra de Bascuñana se une a la Cordillera Ibérica mediante una serie de fallas NE-SO y NO-SE a través de una zona compleja que presenta evidencias de deformación posterior.

No es descartable que permanezca algo de actividad compresiva durante esta etapa en el extremo septentrional de la Sierra de Altomira y en el anticlinorio de Pareja, tal y como sugieren algunos datos paleogeográficos (Gómez *et al.*, 1996), aunque con el mismo sentido de emplazamiento y características que durante el comienzo de actividad del campo *Altomira*.

C) Discusión

La principal característica de la deformación asociada al campo de esfuerzos *Altomira* es su localización alejada de las zonas de deformación más próximas (Cordillera Ibérica y Sistema Central), así como el hecho de que dicha deformación comience en zonas distales y posteriormente se propague hacia zonas más internas, próximas a la Cordillera Ibérica. Estos factores, además del origen de los esfuerzos E-O que la originan, descritos en el capítulo 6, debe estar relacionado con dos aspectos:

I) La presencia de la *falla de Sacedón* en el basamento, que genera un escalón que afecta a la geometría del nivel de despegue (*Keuper*), que debe ayudar en la nucleación de la deformación, tal y como sugiere el paralelismo en las estructuras de la cobertera y del basamento. Este aspecto se ha comprobado mediante la realización de modelos de elementos finitos en el capítulo 8 de esta tesis.

II) El posible acunamiento (o desaparición) de las facies evaporíticas más plásticas del *Keuper* en las proximidades de la Sierra de Altomira, cuyo límite presenta una dirección subparalela a la de la Sierra de Altomira (Querol, 1989). Este hecho genera un efecto de concentración de esfuerzos que también puede generar el comienzo y la nucleación de la deformación (Van Wees *et al.*, 1995).

Lo más probable es que ambos efectos estén íntimamente relacionados, y que la presencia de fallas en el basamento haya condicionado la variación lateral de facies en el *Keuper*, tal y como lo hace con los espesores de los materiales triásicos infrayacentes.

El levantamiento más tardío de la Sierra de Bascuñana se puede producir dentro de una secuencia de emplazamiento de tipo *backward*. No obstante, dado el peor conocimiento sobre la estructura del basamento en el borde SO de la Cordillera Ibérica, no se han podido realizar

modelos de elementos finitos sobre las condiciones de deformación inicial en este cinturón, que aportasen resultados fiables sobre su emplazamiento posterior.

Por lo que se refiere a su localización espacial, parece que puede estar relacionada con dos factores:

I) La presencia de fallas en el basamento, al igual que sucede en la Sierra de Altomira. Aunque este hecho parece apoyado por la gravimetría, y por la presencia de un bloque con gneises perforado por el sondeo de Torralba, la geometría de estas fallas no está tan controlada como la de las fallas de basamento más occidentales, debido a la ausencia de datos geofísicos.

II) La importante cantidad de sedimentos evaporíticos en el borde oriental de la cuenca de Loranca, que alcanzan varios centenares de metros en el núcleo de la Sierra de Bascuñana. Esta gran

potencia de yesos ha sugerido a algunos autores (Gómez *et al.*, 1996) el desarrollo de una cierta actividad halocinética en los núcleos de las estructuras. Sin embargo, tanto la geometría de las estructuras (caps 4 y 5), como los indicadores cinemáticos, indican que la Sierra de Bascuñana consiste básicamente en un gran cabalgamiento de la cobertera con su anticlinal de techo correspondiente, segmentado por una serie de zonas de transferencia sinestrosas NO-SE, y con un sentido de emplazamiento hacia el O-NO. Estos datos, unidos a la similitud de los resultados dinámicos con los obtenidos en la Sierra de Altomira, nos lleva a interpretar ambos cinturones de deformación como producidos por un campo de esfuerzos tectónico con σ_{HMAX} orientado E-O (campo de paleoesfuerzos *Altomira*) durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior. No obstante parece probable que la abundante presencia de materiales plásticos ha debido facilitar la deformación y el despegue de la cobertera.

7.4 - EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL CAMPO DE PALEOESFUERZOS "GUADARRAMA"

A partir del Aragoniense medio (16 Ma) se produce un importante cambio en la cinemática de las estructuras que se desarrollan en la zona de estudio. De este modo, desaparece la actividad tectónica macroestructural en la mitad meridional de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira y ésta se concentra en la mitad septentrional de la Cordillera Ibérica y en su enlace con la Sierra de Altomira. De un modo simultáneo al cambio en la localización de las zonas activas, se produce un cambio en el tipo, orientaciones y vergencias de las estructuras, que pasan a estar activadas por el campo de esfuerzos *Guadarrama* (σ_{HMAX} orientado NO-SE, cap. 6).

Esta actividad tectónica tiene un reflejo diferente en las dos cuencas terciarias, ya que, mientras en la cuenca de Madrid y en el sector de enlace con la de Loranca se produce el depósito de unidades sintectónicas relacionadas con la actividad de la Cordillera Ibérica y/o del Sistema Central (Alonso Zarza *et al.*, 1990a), en la mitad meridional de la cuenca de Loranca se desarrolla un importante hiato a lo largo de parte del Aragoniense y del Vallesiense (Torres y Zapata, 1986a; Gómez *et al.*, 1996).

Los estudios paleogeográficos y sedimentológicos en el NE de la cuenca de Madrid, muestran cómo la deformación asociada al campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* presenta dos etapas principales que quedan reflejadas en las dos secuencias que conforman la *Unidad Intermedia* del Mioceno. Cada una de estas secuencias forma un ciclo positivo que comienza con una entrada de materiales detríticos y culmina con la expansión hacia techo de carbonatos lacustres. La primera ha sido relacionada con el emplazamiento del Sistema Central, y la segunda con una actividad relativa más importante de la Cordillera Ibérica (Alonso Zarza *et al.*, 1990a).

Estos aspectos quedan bien reflejados en el extremo N de la zona de estudio, pero hacia el S, en el sector central de la Sierra de Altomira, lo que se observa es una disposición en *on-lap* de los materiales de esta unidad sobre las estructuras compresivas previas (Rodríguez Aranda, 1995). Algo similar ocurre en el borde oriental de la cuenca de Loranca, donde los materiales carbonatados del Aragoniense fosilizan las estructuras compresivas de la Sierra de Bascuñana (Arribas *et al.*, 1990).

En el Vallesiense medio se desarrolla una discontinuidad sedimentaria muy importante que cambia el patrón de relleno de la cuenca de Madrid, pasando a ser exorreico (Calvo *et al.*, 1990).

Sin embargo, esta unidad, que fosiliza a todas las anteriores, se encuentra deformada de un modo significativo a lo largo del borde de la Cordillera Ibérica y en el sector septentrional de la zona de estudio, fundamentalmente por pliegues y fallas en dirección. El análisis cinemático de las estructuras demuestra que los pliegues y fallas NO-SE están asociados a un movimiento de tipo transtensivo, con sentido de movimiento dextroso en el borde de la Cordillera Ibérica. Además de estos movimientos transtensivos, se desarrollan pliegues de dirección ENE-OSO, transversales a la dirección de σ_{HMAX} , que también afectan a los sedimentos del Mioceno superior.

Teniendo en cuenta estos datos, y las observaciones estructurales realizadas en este trabajo, es posible distinguir tres etapas con actividad tectónica diferencial en la zona de estudio, siempre bajo una misma orientación de σ_{HMAX} (campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, fig. 7.4.1):

A) La primera, asociada al levantamiento del Sistema Central durante el Aragoniense medio (16 Ma) - superior (13 Ma) (De Vicente *et al.*, 1996b), sólo produciría deformación moderada asociada a fallas de basamento NO-SE en la cuenca de Madrid, que han controlado la sedimentación de la *Unidad Intermedia*. Coetáneamente es posible que hubiera deformación de tipo transpresivo en las zonas más internas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, fuera de la zona de estudio.

B) La siguiente etapa (Aragoniense superior, 13 Ma - Vallesiense superior, 9 Ma) estaría definida por la actividad de tipo transpresivo en el borde de la Cordillera Ibérica, así como por el desarrollo de pliegues ENE-OSO en el extremo NE de la zona de estudio. Durante esta etapa es posible que continúe la actividad de las fallas NO-SE de la cuenca de Madrid.

C) La última etapa se desarrollaría durante el Turoliense (9 Ma) - Cuaternario (0 Ma), ya que las estructuras que la definen afectan los sedimentos del Mioceno superior. El campo de esfuerzos sigue siendo NE-SO, y las estructuras principales lo constituyen fallas normal-direccionales NE-SO con sentido de movimiento dextroso. Asociado a esta actividad es posible que se hayan activado algunas fallas previas de dirección NE-SO a lo largo de la Sierra de Bascuñana, Durón, Zafra de Zancara, etc. Estas fallas, subparalelas a la dirección de σ_{HMAX} del

campo *Guadarrama*, presentan un movimiento no muy importante de tipo normal, pero que afecta a todas las estructuras previas compresivas. También se han detectado flexiones de baja amplitud y amplia longitud de onda de dirección NE-SO, que llevan asociado el desarrollo de fallas normales y normal-direccionales NE-SO

A) Primera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (Aragoniense medio - superior, 16-13 Ma)

Este primer episodio de actuación del campo *Guadarrama* es el que presenta una menor actividad en la zona de estudio, siendo su principal reflejo la entrada de materiales detríticos, que provienen del Sistema Central y su enlace con la Cordillera Ibérica, sobre el techo de la *Unidad Inferior* (fig. 7.4.1A). En el borde oriental de la cuenca de Madrid es posible detectar la actividad de fracturas de dirección NO-SE, que controlan la potencia de la *Unidad Intermedia* (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995). Estas fallas presentan un movimiento dextroso con una componente normal asociada, y limitan zonas con subsidencia diferencial, aumentando el espesor de los sedimentos sintectónicos hacia el NE de la cuenca (cubeta de *La Alcarria*, Querol, 1989).

A lo largo de toda la Sierra de Altomira es posible detectar mesoestructuras de escasa magnitud compatibles con la actividad de este campo, que aprovechan para su desarrollo la presencia de discontinuidades previas. No se han encontrado criterios estructurales que permitan asignar estas estructuras a una etapa concreta de actividad del campo *Guadarrama*, pero no es posible descartar un cierto movimiento en dirección en las fallas de *Sacedón* y de *Pareja*. Esta actividad está sugerida porque al E de dichas estructuras aumenta el espesor de los sedimentos lacustres que evolucionan a una sedimentación yesífera (Torres y Zapata, 1992; ITGE, hoja nº 537, en prensa), y su orientación favorable a un movimiento de este tipo, dada la orientación del campo de esfuerzos.

B) Segunda etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (Aragoniense superior - Vallesiense superior, 13 - 9 Ma)

El desarrollo de esta etapa se correlaciona con el depósito de la Subunidad Superior de la *Unidad Intermedia* (Aragoniense superior -

Vallesiense), y durante el mismo se producen las estructuras compresivas más importantes activadas por el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* en la zona de estudio.

Las estructuras activas se enmarcan en un régimen transpresivo en la Cordillera Ibérica, y consisten básicamente en pliegues y cabalgamientos ENE-OSO con vergencia general hacia el S, y fallas en dirección NO-SE dextrosas y N-S sinestrosas (fig. 7.4.1B). De los sistemas de pliegues y cabalgamientos, el más importante es el sistema *Huetos-Huertapelayo*, que tal y como indican los datos geofísicos, parece afectar al basamento. Las estructuras presentan una amortiguación hacia el S y hacia el O, y su localización se restringe a la Cordillera Ibérica y al sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica.

Hacia el O la deformación se amortigua progresivamente, y los últimos pliegues de escala hectométrica se pueden observar a la altura del anticlinorio de *Pareja*. En el extremo septentrional de la Sierra de Altomira tan sólo aparecen pliegues y fallas inversas de escala métrica, que también presentan vergencia hacia el S.

En el sector de la Cordillera Ibérica incluido en la zona de estudio sólo se desarrollan pliegues transversales a la compresión *Guadarrama*, desde Priego hacia el N, siendo el último importante el de Poyatos. De este modo no se desarrolla una actividad tectónica compresiva relevante durante la mayor parte del Neógeno en el dominio de la Serranía de Cuenca, lo que coincide con la ausencia de sedimentación en la mitad meridional de la cuenca de Loranca (fig. 7.4.1B).

Los pliegues y cabalgamientos OSO-ENE forman figuras de interferencia en domos y cubetas con los pliegues y cabalgamientos N-S desarrollados durante el Mioceno inferior en todo el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica (cap. 4).

Por lo que se refiere a las fallas en dirección, el sistema mejor desarrollado es el formado por fallas dextrosas de dirección NO-SE. Estas fallas limitan zonas en transpresión y transtensión con una gran variedad de pliegues asociados, llegando a formar *dúplex* direccionales (*sistema de fallas de Armallones*). Tanto este sistema, como el formado por fallas N-S sinestrosas, forman estructuras en flor positivas y negativas, y llevan asociados pliegues encofrados con

vergencias contrarias, que se continúan hacia el NE en la zona del *Alto Tajo* (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994).

Las fallas NO-SE de la cuenca de Madrid siguen actuando moderadamente durante este periodo, lo que se refleja en un aumento importante de las facies carbonatadas del techo de la *Unidad Intermedia* en los bloques hundidos situados al NE de dichas fallas (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

C) Tercera etapa evolutiva del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (Turoliense - Cuaternario, 9 - 0 Ma)

Esta última etapa de actividad del campo *Guadarrama* (fig. 7.4.1C), se caracteriza por presentar una disminución en la magnitud de los esfuerzos compresivos, lo que se refleja en un cese del desarrollo las estructuras frontales (pliegues y cabalgamientos ENE-OSO). Este hecho va acompañado de una actividad de tipo transtensivo sobre la mayor parte de las fallas en dirección previas, y la formación de otras nuevas que afectan a los materiales del Mioceno superior. Además de estas fallas direccional-normales, se activan fallas normales NO-SE paralelas a la dirección de σ_{HMAX} a lo largo de las estructuras compresivas previas originadas durante la actuación de los campos *Ibérico* y *Altomira*, tal y como sucede en la Sierra de Bascuñana o en las proximidades de Zafra de Záncara.

Las estructuras asignadas a esta etapa, aunque no son muy numerosas, se distribuyen por la mayor parte de la zona de estudio, y, localmente, las deformaciones asociadas pueden ser importantes. Tal es el caso en las proximidades de Peralveche, en el borde de la Cordillera Ibérica, donde se producen importantes pliegues y fallas hectométricas sobre los materiales carbonatados del Mioceno superior (cap. 4).

Es durante este pulso donde se producen numerosas fallas normal-direccionales que afectan a los materiales carbonatados de la *caliza del Páramo* (Mioceno superior) en la cuenca de Madrid. Dada la escasa magnitud e importancia de estas estructuras, es probable que también se hallan activado este tipo de estructuras en la cuenca de Loranca, si bien las peores condiciones de afloramiento han podido impedir su detección.

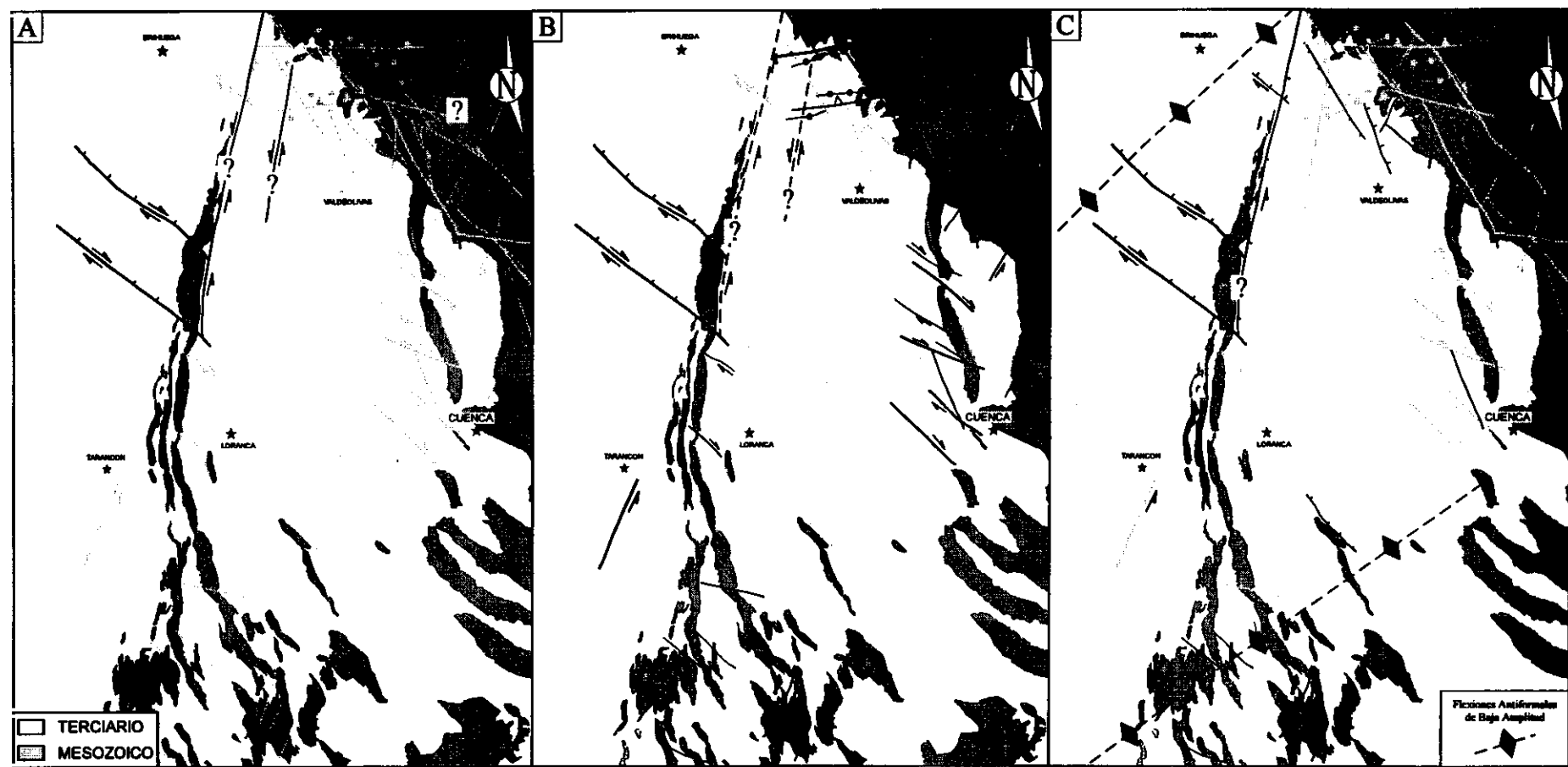


Figura 7.4.1: Evolución cinemática de las estructuras asociadas al campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" durante el A) Mioceno medio - Mioceno superior, B) Mioceno superior - Plioceno y C) Plioceno - actualidad.

D) Discusión

Un aspecto a destacar es que, desde el Mioceno medio hasta la actualidad, la orientación del campo de esfuerzos en la zona de estudio no ha variado de un modo significativo, aunque si parecen haberlo hecho la intensidad relativa del mismo y la localización de las estructuras activas. Además, durante todo este periodo la mayor parte de la zona de estudio presenta una actividad tectónica con intensidad moderada a baja, por lo que ésta sólo queda reflejada a nivel mesoestructural, a diferencia de lo que ocurría durante la actuación de los campos anteriores.

El desarrollo de las macroestructuras más importantes, muy concentradas en el tercio septentrional de la zona de estudio, está claramente relacionado con la génesis del Sistema Central, dado que la cinemática y sentido de emplazamiento de las estructuras son perfectamente compatibles con la deformación en el borde S del mismo. En este sentido, el hecho de que la deformación aumente desde el Mioceno medio hacia el superior, y que se desarrolle en el N, sugiere que ésta debió de migrar desde el Sistema Central hacia el S a lo largo de la Cordillera Ibérica. De este modo la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica acomoda lateralmente el acortamiento producido en el Sistema Central, actuando como una gran zona transpresiva dextrosa durante el Mioceno medio y superior (De Vicente, 1988; De Vicente *et al.*, 1996a y b). Esta interpretación explica la concentración de estructuras en la Cordillera Ibérica, mientras que el resto del área estudiada se comporta como una plataforma de antepaís con deformación baja o moderada, y generalmente asociada a la presencia de estructuras previas.

El cambio que parece detectarse a partir del Mioceno superior en las magnitudes de los esfuerzos compresivos del campo *Guadarrama*, que pasan a ser de tipo transtensivo, puede estar relacionado con dos cuestiones:

I - Por una parte, hay que tener en cuenta que, debido a que se trata de deformaciones bastante recientes, el nivel de observación de las mismas es bastante superficial, lo que puede condicionar el tipo de estructuras observadas. Para contrastar esta disminución en la intensidad de los esfuerzos es necesario tener en cuenta, tanto la sismicidad presente en la zona, como la presencia de deformaciones extensivas desarrolladas durante el Mioceno superior-Cuaternario, que se solapan con la actuación del campo *Guadarrama* (De Vicente *et al.*, 1996b; Giner, 1996). Todos estos aspectos, junto a un análisis de la fisiografía, se discuten en el capítulo 9.

II - El cambio de régimen de esfuerzos se correlaciona bien con los datos cinemáticos y la reorganización de los movimientos relativos entre las placas Ibérica, Africana y Euroasiática (cap. 2). Así, el que el acercamiento relativo entre África y Eurasia se disponga desde hace 9 Ma de un modo subparalelo a la convergencia entre Iberia y África (dirección NO-SE, Albarello *et al.*, 1995), debe haber influido significativamente en los mecanismos de deformación en el interior de la placa Ibérica. No obstante, en la zona de estudio, la dirección de máxima compresión no ha variado sustancialmente desde el Mioceno medio. En el capítulo 10 se desarrollan, tanto la discusión, como la integración de todos estos datos en un modelo evolutivo final para el centro peninsular.

7.5 - SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN EN EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL TAJO

La evolución cinemática y dinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, se ha sintetizado en la figura 7.5.1. En ella se muestra el tipo y distribución de las estructuras activas, así como sus esfuerzos asociados a lo largo del tiempo. El tipo de estructuras activas se describe para las mismas unidades en las que se dividió la zona de estudio para la descripción de la estructura en superficie.

Además, en la figura también se muestra el rango de actividad temporal de los tres campos de paleoesfuerzos deducidos en el capítulo 6, así como su intensidad relativa.

Queda claro al observar esta figura que la evolución de los esfuerzos aparece claramente definida por una rotación en el sentido horario de la orientación de σ_{HMAX} . Por otra parte, también es patente el carácter intermedio, tanto en orientación,

como en cronología, que presenta el campo de paleoesfuerzos *Altomira* respecto a los otros dos campos de paleoesfuerzos regionales (*Ibérico* y *Guadarrama*).

Esta posición intermedia, junto con el carácter más local del campo *Altomira*, han llevado a sugerir la hipótesis de interpretar a este campo de

paleoesfuerzos como el producto de la superposición en el espacio y en el tiempo, de los dos campos de paleoesfuerzos relacionados con las dos grandes cadenas alpinas desarrolladas en los bordes N y S de la península Ibérica: Pirineos y Béticas. Esta hipótesis se comprueba, mediante la realización de un conjunto de modelos de elementos finitos, en el capítulo 9.

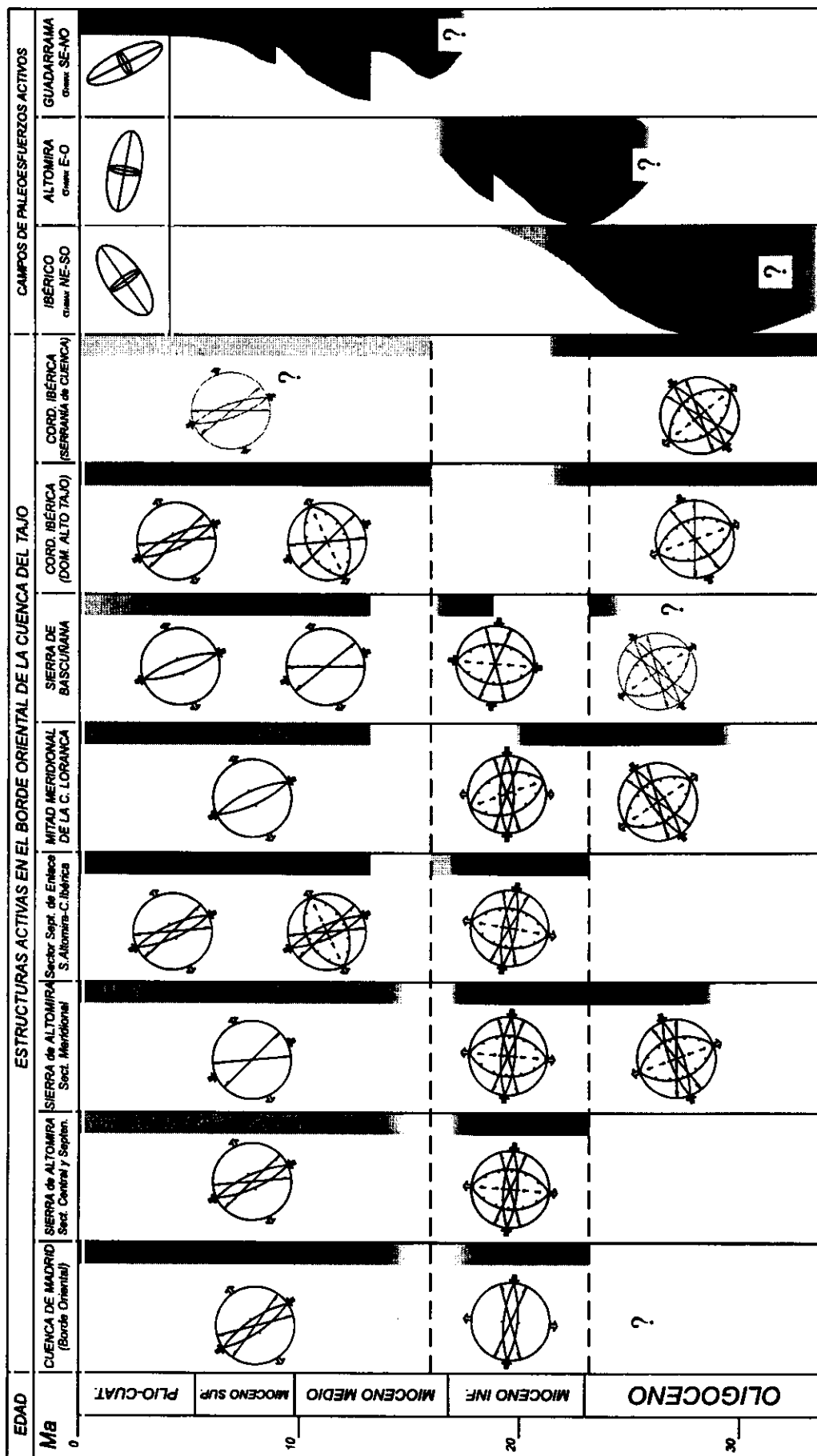


Figura 7.5.1: Esquema evolutivo de la distribución espacial y temporal de las estructuras activas en el borde oriental de la cuenca del Tajo, desde el Oligoceno hasta la actualidad, relacionadas con los tres campos de paleoesfuerzos deducidos en este trabajo. A la izquierda se muestra la orientación y forma relativa de los tensores medios calculados para cada uno de los campos de paleoesfuerzos compresivos, así como su intensidad relativa, señalada por la intensidad de gris a lo largo de su intervalo de actividad temporal (ver texto para la explicación).

8 - MODELOS DE ELEMENTOS FINITOS

8.1 - INTRODUCCIÓN

La técnica de los elementos finitos consiste en dividir un objeto de estudio, usualmente complejo, en una serie de fragmentos menores, denominados *elementos*, para poder abordar el problema desde un punto de vista numérico.

Estos *elementos* poseen una serie de límites geométricos definidos, así como con una serie de propiedades físicas muy variadas (mecánicas, eléctricas, térmicas,...). A los elementos, o grupos de elementos, se les aplican unas condiciones de contorno (de fuerza, movimiento, flujo térmico,...) en todos o en algunos de sus límites, para que el modelo se encuentre en equilibrio y sus límites tengan la mayor similitud posible con la realidad. Sólo así es posible resolver los sistemas de ecuaciones diferenciales que definen los procesos físicos que se estudian en cada elemento. Esta técnica proporciona una solución para cada elemento, lo que permite observar cómo varía la solución en cada punto del área o volumen estudiado. En realidad, cada elemento posee una serie de puntos de control ("*nodos*"), definidos en sus aristas, vértices, etc, sobre los que se resuelven los sistemas de ecuaciones. Resulta obvio decir que, para poder almacenar y resolver las matrices de ecuaciones que se obtienen (incluso para modelos sencillos estructurales en 2-D), resulta indispensable el uso de computadoras rápidas (tipo "*workstation*"), y con gran capacidad de almacenamiento.

Este tipo de metodologías se comenzó a desarrollar en Ingeniería, aunque hoy en día se aplica a numerosas ramas de la Ciencia, incluida la Geología. Dentro de la Geología, y durante la última década, se ha venido incorporando esta técnica para el estudio de sistemas complejos donde la geometría juega un papel muy importante. Así, en primer lugar los elementos finitos se aplicaron a estudios de hidrogeología (permeabilidad / flujo), y, más recientemente, se están aplicando en trabajos de geología estructural (esfuerzo / deformación).

Las bases matemáticas en las que se fundamentan los elementos finitos se encuentran desarrolladas en numerosos libros y trabajos (Hughes, 1987). En este capítulo no se va a hacer

una síntesis de estas formulaciones, ni de sus bases teóricas, sino que se va a realizar una breve descripción de cuales son los pasos que se han seguido durante los procesos de modelización, algunos aspectos prácticos, y como han influido los condicionantes geológicos en el desarrollo y resultados de los diferentes modelos.

La modelización resulta fundamental a la hora de comprobar las hipótesis que se establecen para explicar los resultados de una investigación, ya que permite simular los procesos geológicos que, tanto por su escala, localización y cinemática, no suelen ser observables más que a gran escala. Además, hoy en día y gracias a su uso técnico generalizado, existen programas de ordenador de distribución comercial que permiten realizar modelos de elementos finitos de un modo relativamente sencillo. De este modo, es posible estudiar como influyen diversos factores (geométricos, mecánicos, cinemáticos, dinámicos, etc.) en los procesos geológicos.

En este capítulo se van a abordar dos tipos diferentes de modelizaciones de elementos finitos:

1 - Por una parte, se han modelizado los tres campos de paleoesfuerzos compresivos, obtenidos a partir del estudio estructural en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Estos modelos se han realizado en planta, en dos dimensiones (2-D), y se han considerado dos casos:

A) *Modelo I*: En primer lugar se han modelado los campos de paleoesfuerzos en planta sobre una única placa elástica homogénea (simulación de los paleoesfuerzos en la cobertera).

B) *Modelo II*: En el segundo grupo de modelos se han modelizado los campos de paleoesfuerzos sobre un mosaico de placas elásticas, pero con diferentes parámetros mecánicos unas respecto a otras. El objetivo de este segundo grupo de modelos es simular la influencia de los diferentes bloques, deducidos en el basamento, en las trayectorias de esfuerzos, si se consideran las mismas condiciones de contorno que para la cobertera.

2 - En segundo lugar, se han realizado modelos bidimensionales de una sección vertical sobre las deformaciones iniciales de la cobertera, por encima de la *falla de Sacedón*. El objetivo de estos modelos ha sido comprobar la hipótesis de que la presencia de una falla en el basamento, y el consiguiente cambio en el espesor del nivel de despegue, es causa suficiente para nuclear la deformación compresiva posterior que se observa en la cobertera mesozoica. También en este caso se han realizado dos grupos de modelos con idéntica geometría previa a la deformación (obtenida a partir de los cortes compensados, de los mapas de isobatas deducidos de las líneas sísmicas, y de los modelos gravimétricos (cap. 5):

A) En el primer conjunto de modelos, todos los niveles del perfil analizado (basamento, nivel de despegue y cobertera mesozoica) poseen un comportamiento elástico (definido por su E y ν), pero con diferentes valores de resistencia.

B) Por el contrario, en el segundo grupo de modelos se ha supuesto un comportamiento elástico-plástico del nivel de despegue, para comprobar si el tipo de reología del nivel de despegue influye en la localización de las deformaciones iniciales.

8.2 - ASPECTOS PRÁCTICOS EN LA CONSTRUCCIÓN DE MODELOS ESTRUCTURALES CON ELEMENTOS FINITOS

Para construir un modelo de elementos finitos, el primer paso que hay que realizar es definir y acotar el problema a estudiar del modo más preciso posible, seleccionando todos los datos disponibles para conseguirlo. En el caso de que sean necesarios datos o parámetros adicionales (por ejemplo mecánicos), puede ser conveniente recurrir a la bibliografía. Una vez conseguidos todos los datos necesarios, es indispensable seguir una serie de pasos estructurados para que la realización del modelo llegue a buen fin.

Estos pasos se van a comentar a continuación, y se pueden visualizar en forma de diagrama de flujo en la figura 8.2.1. Estos pasos varían ligeramente en función del programa que se utilice en la modelización, aunque son equivalentes desde un punto de vista general. En nuestro caso hemos utilizado para la realización de los modelos el programa ANSYS 5.0 (ANSYS es una marca registrada de *Swanson Analysis Systems, Inc.*), en su versión para una estación de trabajo *Sun Sparc*, bajo sistema *Unix*, con 64 Mbytes de RAM. La construcción de los modelos sigue tres apartados consecutivos que se describen a continuación: 1) procesado previo, 2) solución y 3) procesado posterior.

8.2.1 - PROCESADO PREVIO

En este apartado se definen el sistema de coordenadas, los tipos de elementos y materiales, así como la geometría de cada parte del modelo.

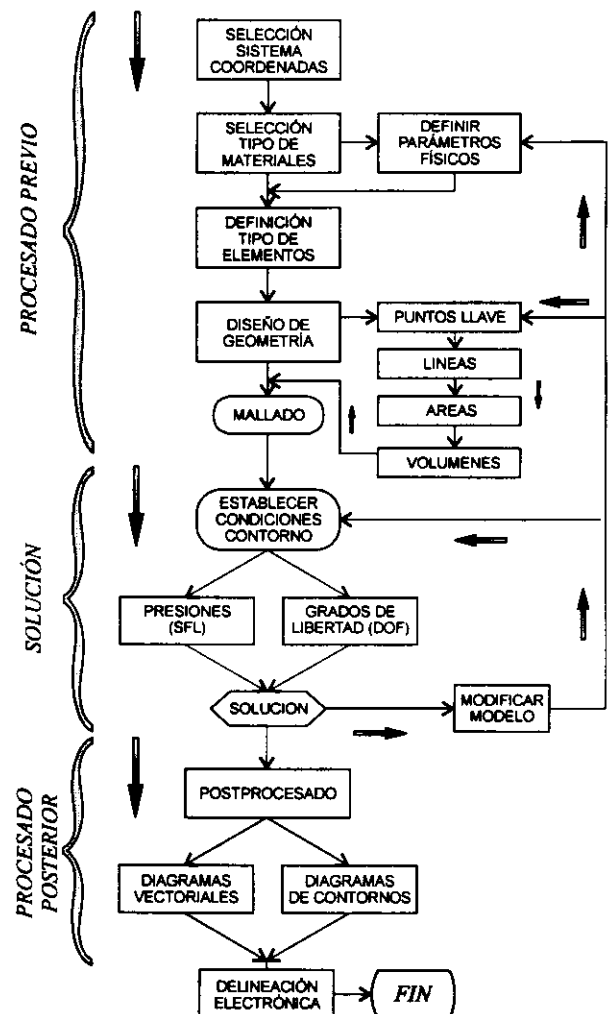


Figura 8.2.1: Diagrama de flujo del proceso analítico seguido durante la construcción de los modelos estructurales con elementos finitos realizados en este trabajo (ver texto para la explicación).

A) Elección del *sistema de coordenadas* en el que se va a trabajar. El programa ANSYS admite sistemas de coordenadas planos, esféricos, toroidales, o bien definidos por el propio usuario. En nuestro caso, y para los dos tipos de modelizaciones realizadas, se ha utilizado un sistema de coordenadas plano (XY) coincidentes con los ejes O-E y S-N, si bien ha sido necesario definir sistemas de coordenadas locales para establecer las condiciones de contorno asociadas a límites oblicuos a los dos ejes principales considerados.

B) Definir cuantos *tipos de materiales diferentes* se van a considerar, y cuales van a ser las características de los mismos, que pueden ser muy variadas en función del problema a estudiar. En nuestro caso, los parámetros que se han utilizado para los cuerpos elásticos, han sido el *Módulo de Young* (E) y el *coeficiente de Poisson* (ν), mientras que para los materiales elástico-plásticos se han utilizado, además de los dos anteriores, el *endurecimiento* ("hardening") y el *esfuerzo elástico crítico* ("yield stress"). Para todos los cálculos se ha trabajado con unidades del Sistema Internacional (S.I.).

C) Elección del *tipo de elemento*. Existe una amplia biblioteca de tipos diferentes de elementos que se pueden seleccionar, en función del problema a abordar. En nuestro caso se ha elegido un único tipo de elemento, que es el PLANE82 (fig. 8.2.2). El elemento está definido por 8 *nodos*, y posee dos grados de libertad en cada

nodo, es decir, que dichos nodos pueden sufrir translaciones en las direcciones x e y. Este elemento es adecuado para el estudio en dos dimensiones de problemas elásticos, plásticos, "creep", hinchamiento ("swelling"), etc... Además, existe una opción para generar un elemento triangular equivalente, definiendo el mismo número de nodo para los nodos K,L,O (fig. 8.2.3). Las restricciones que se asumen al utilizar este tipo de elemento son que el área del elemento tiene que ser positiva, y que éste debe estar situado en un plano global XY. Los datos de entrada y salida válidos para este tipo de elemento aparecen en la Tabla 8.1. La posición de los nodos situados en la mitad de la cara del elemento se puede calcular de un modo automático, o bien manualmente. Las presiones en este tipo de elemento se pueden aplicar como cargas de superficie en las caras de los elementos (fig. 8.2.2).

D) Definir la *geometría del modelo*: Para establecer los diferentes modelos que van a componer el cuerpo a modelizar, es posible seguir diferentes vías, como por ejemplo, usar las bibliotecas de cuerpos predefinidos, y hacer operaciones "booleanas" entre ellos (restar o sumar superficies predeterminadas, por ejemplo). Aunque estas bibliotecas son útiles a la hora de practicar con el programa, en la mayor parte de los casos es necesario definir una geometría propia para el modelo, siempre desde las partes más sencillas hasta las más complejas (fig. 8.2.3). De este modo, se definen, en primer lugar, una serie de puntos clave ("keypoints") que son los vértices principales del modelo. Posteriormente, se unen esos puntos

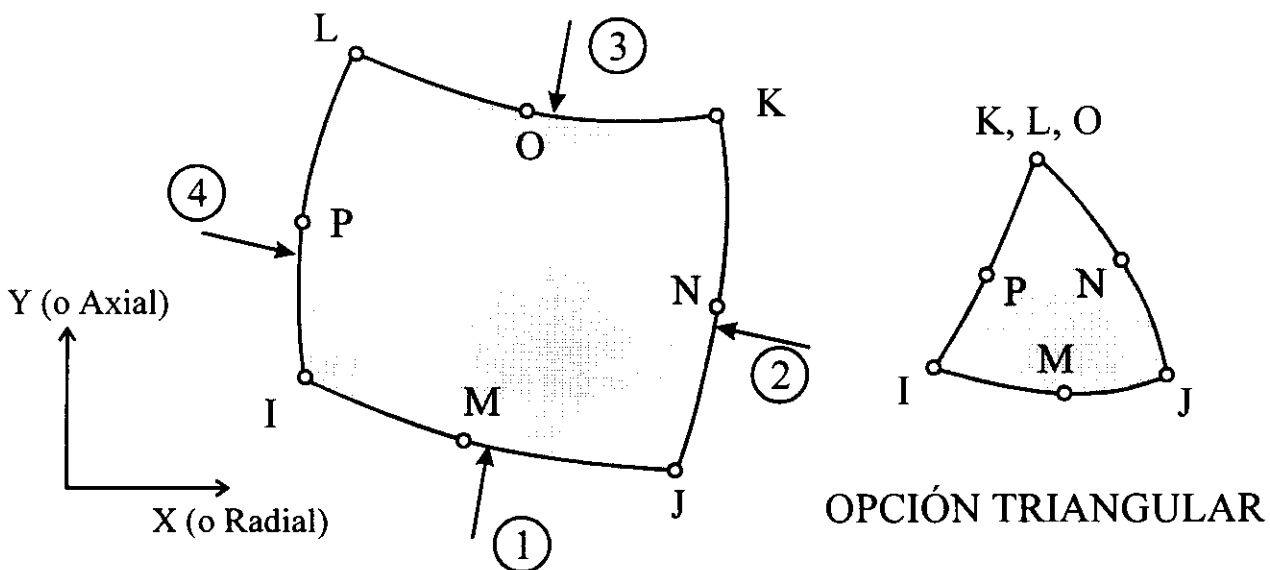


Figura 8.2.2: Elemento PLANE82 utilizado en la realización de los modelos de elementos finitos en este trabajo. Las presiones se pueden aplicar directamente en las caras del elemento. En zonas irregulares es posible utilizar una opción triangular durante el mallado.

clave con líneas, que a su vez se unen entre sí para formar superficies. Si el modelo es en tres dimensiones (3-D), los volúmenes se definen con superficies. A cada cuerpo (en nuestro caso superficies), se le asigna un tipo, o varios tipos de material, con las características definidas en el paso de construcción B.

E) *Mallado ("Meshing")*. Una vez definida la geometría del modelo, y asignado el tipo de material y sus características, es necesario dividir cada cuerpo en los elementos que lo van a componer. El proceso de mallado se puede hacer de un modo manual o automático, en cuyo caso se define el tamaño medio de cada elemento, o una variación en el tamaño de los mismos (por ejemplo desde un vértice a otro). Conviene señalar que, para las zonas críticas de los modelos, donde se requiere un grado de resolución elevado, suele resultar aconsejable utilizar elementos de menor tamaño que las zonas con menor interés.

8.2.2 - SOLUCIÓN

En esta parte del proceso de modelización se definen las condiciones de contorno del modelo, y se resuelven las ecuaciones que gobiernan el problema. Las condiciones de contorno ("*boundary conditions*") resultan indispensables para que el modelo funcione satisfactoriamente. Además, el que resultado del modelo sea aceptable, dependerá de que éstas sean capaces de reproducir, de un modo más o menos fiel, las condiciones reales de los límites del problema.

Hay dos tipos básicos de aproximaciones para definir las condiciones de contorno en un modelo de elementos finitos que estudie cuestiones estructurales:

A) Creación de una malla que represente un cuerpo imaginario alrededor de la zona estudiada hasta alcanzar una posición lo suficientemente lejana para que el modelo esté en equilibrio, pero sin que se produzcan influencias de los límites externos de la malla externa sobre el cuerpo modelizado (Bada *et al.*, 1996). Esta opción tiene la ventaja de que es fácil crear la malla regular externa para que el modelo se encuentre en equilibrio, obviando todos los problemas cuando la geometría es compleja, o cuando no se conocen bien algunos de esos límites. Por el contrario, tiene la desventaja de que crea estados de esfuerzos irreales en la malla externa. Por ejemplo, si se modelizan campos de

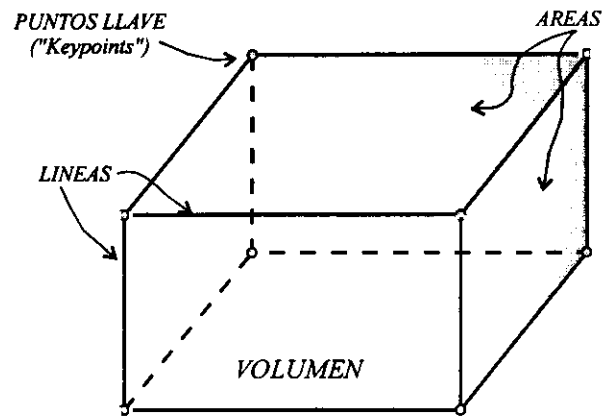


Figura 8.2.3: Construcción de la geometría de un modelo de elementos finitos desde los puntos clave ("keypoints"), hasta cuerpos en tres dimensiones.

esfuerzos o deformaciones compresivas, aparecerán esfuerzos extensivos importantes por detrás de los bordes activos, que no se producen en la realidad.

B) Definir la geometría del cuerpo a estudiar conociendo cual es el conjunto de condiciones de contorno en cada uno de esos límites, o bien suponiéndolo, pero siempre logrando una estabilidad del modelo para que se puedan resolver las ecuaciones (Gölke, 1996). Esto se hace sin necesidad de inventar cuerpos frontera hasta donde se definen las condiciones de contorno. Aunque este tipo de aproximación refleja mejor la realidad, a veces puede ser difícil definir el modelo para que éste sea estable, y se puedan resolver los sistemas de ecuaciones que lo gobiernan.

En las modelizaciones realizadas en este capítulo, se ha seguido esta segunda opción, aunque en los modelos de campos de paleoesfuerzos ha sido necesario orlar el área de estudio con una malla, hasta alcanzar las posiciones reales de los límites geológicos que se han elegido como contornos.

Tipos de Condiciones de Contorno

Además del modo de aproximación para definir las, resulta conveniente describir cuales son las *condiciones de contorno* más importantes en los modelos estructurales:

A) *Grados de libertad de movimiento ("Degrees of Freedom", DOF)*. Pueden estar referidos a nodos, líneas, superficies o volúmenes,

e indican como se puede mover ese límite (cuanto y en qué dirección y sentido), o si no se mueve. Por ejemplo, para fijar una línea en un modelo bidimensional (espacio XY), basta con fijar sus desplazamientos de ejes UX e $UY = 0$. Para definir un movimiento en una sola dirección (sobre el eje X) a lo largo de esa línea (efecto "patín"), basta con imponer en esa línea la condición de $UY = 0$, es decir, se limita el movimiento al eje UX .

B) *Presiones ("Surface Force Loads", SFL)*. Es el modo más sencillo de aplicar esfuerzos sobre cuerpos, ya que basta con definir la magnitud, el sentido y la superficie (o línea en el caso bidimensional) sobre la que se aplica la fuerza. La magnitud de las presiones puede ser constante, o bien se pueden crear gradientes (lineales o no) desde un extremo a otro del cuerpo. Las presiones, además, se pueden aplicar de una sola vez, o bien en el caso en el que se tenga en cuenta el tiempo, se puede establecer una función de aplicación carga/tiempo (lineal, creciente o decreciente, escalonada, etc...).

C) *Desplazamientos (U)*. El otro modo, de uso muy generalizado, de inducir un estado tensional adicional a un modelo estructural, consiste en la aplicación de desplazamientos dentro del modelo. Estos desplazamientos pueden aplicarse en el interior, o bien en algunos de los límites del modelo, constituyendo entonces una de las

condiciones de contorno. Este tipo de condiciones de contorno se ha aplicado en los modelos de deformación en sección vertical de la Sierra de Altomira que se describen más adelante.

D) *Fuerzas (F)*. Aunque son de uso muy generalizado en ingeniería, la aplicación de fuerzas en los modelos estructurales geológicos es menos común, debido a que su aplicación es puntual, y hay que definir su orientación, sentido y magnitud. Por este motivo en los problemas geológicos estructurales se suelen utilizar más las presiones (SFL).

8.2.3 - PROCESADO POSTERIOR

Esta parte de la modelización es la que sirve para visualizar los resultados de un modo gráfico, lo que permite su rápida comprensión. Las salidas gráficas del programa ANSYS son muy variadas, e incluyen gráficos vectoriales o de contornos de magnitudes de todas las componentes de esfuerzo (σ_1 , σ_2 , σ_3 , τ_{xy} , etc.), deformación (elástica, plástica), desplazamiento (U), etc. Además, el programa permite variar las escalas del cuerpo antes y después de la resolución del modelo, o bien superponer estas imágenes unas sobre otras, animarlas, y generar salidas "postscript" para su delineación electrónica posterior.

8.3 - MODELIZACIÓN DE CAMPOS DE ESFUERZOS CON ELEMENTOS FINITOS

La comparación entre las observaciones de esfuerzos recientes, y los resultados que se obtienen de la modelización de esfuerzos con elementos finitos, es una poderosa vía para el entendimiento de los procesos geodinámicos, y ha sido utilizada por numerosos autores.

Los resultados anteriores de modelizaciones de esfuerzos, tanto sobre bases teóricas, como sobre casos aplicados (Richardson *et al.*, 1979; Cloetingh y Wortel, 1985; Grünthal y Stromeyer, 1992; Grindlay y Fox, 1993; Reches y Endelmann, 1995), demuestran que los procesos tectónicos pueden ser simulados por medio de modelos de elementos finitos. Esta técnica se ha aplicado con notable éxito en modelizaciones de esfuerzos recientes (Bada *et al.*, 1996; Gölke, 1996), en modelizaciones de

deformaciones sobre diferentes tipos de estructuras (Gölke *et al.*, 1994; Sassi *et al.*, 1993), y en modelos de desplazamiento sobre planos de falla para comprobar la validez de la ecuación de Bott como método de inversión en condiciones críticas (Dupin *et al.*, 1993).

Las modelizaciones de esfuerzos recientes y paleoesfuerzos se han realizado a todas las escalas, desde procesos locales (la deformación en una estructura concreta), regionales, e incluso globales (Janssen, 1996). En España los únicos trabajos realizados en geología estructural con elementos finitos se limitan al estudio de las perturbaciones de los esfuerzos debido a la presencia de estructuras previas (Simón *et al.*, 1988).

8.3.1 - CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS

El área modelizada se corresponde con el borde oriental de la cuenca del Tajo (fig. 8.3.1), y ocupa la zona donde se han establecido los campos de paleoesfuerzos en el apartado de análisis mesoestructural. Los modelos se han realizado en dos dimensiones (2-D), suponiendo una o varias placas elásticas homogéneas, que simulan la cobertera mesozoica y los bloques de basamento. Las fuentes de esfuerzo se han generado aplicando presiones sobre líneas ("surface force loads", SFL) en algunos límites de los modelos, constituyendo el resto de las condiciones de contorno los grados de libertad en el desplazamiento (DOF).

El principal objetivo de la modelización es confirmar la hipótesis desarrollada por Muñoz Martín *et al.* (1994). Estos autores han sugerido que el campo de paleoesfuerzos *Altomira* es un campo de esfuerzos local, producido por la superposición

espacial y temporal de los dos campos de paleoesfuerzos mayores registrados en el centro peninsular (campos de esfuerzos *Ibérico - Pirenaico*; Simón, 1984 y 1986; Guimerá, 1988; Casas, 1990; Liesa, 1993; y *Bético-Guadarrama*, De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; Galindo *et al.*, 1993).

Un segundo objetivo ha sido comprobar la posible presencia de variaciones en las trayectorias de esfuerzos de estos campos entre la cobertera mesozoico-paleógena (donde se han obtenido los datos), y el basamento de la parte oriental de la cuenca del Tajo. Este basamento, tal y como revelan los datos geofísicos (Querol, 1989; Perucha *et al.*, 1995; cap. 5) está compuesto por bloques con diferentes litologías y densidad de fracturación. Para realizar los modelos de paleoesfuerzos en el basamento, se han supuesto tres bloques diferentes dentro de la Malla 1 (fig. 8.3.2): bloque de la cuenca de Madrid (BCM), bloque de Valdeolivas (BV) y bloque de Cuenca (BC).

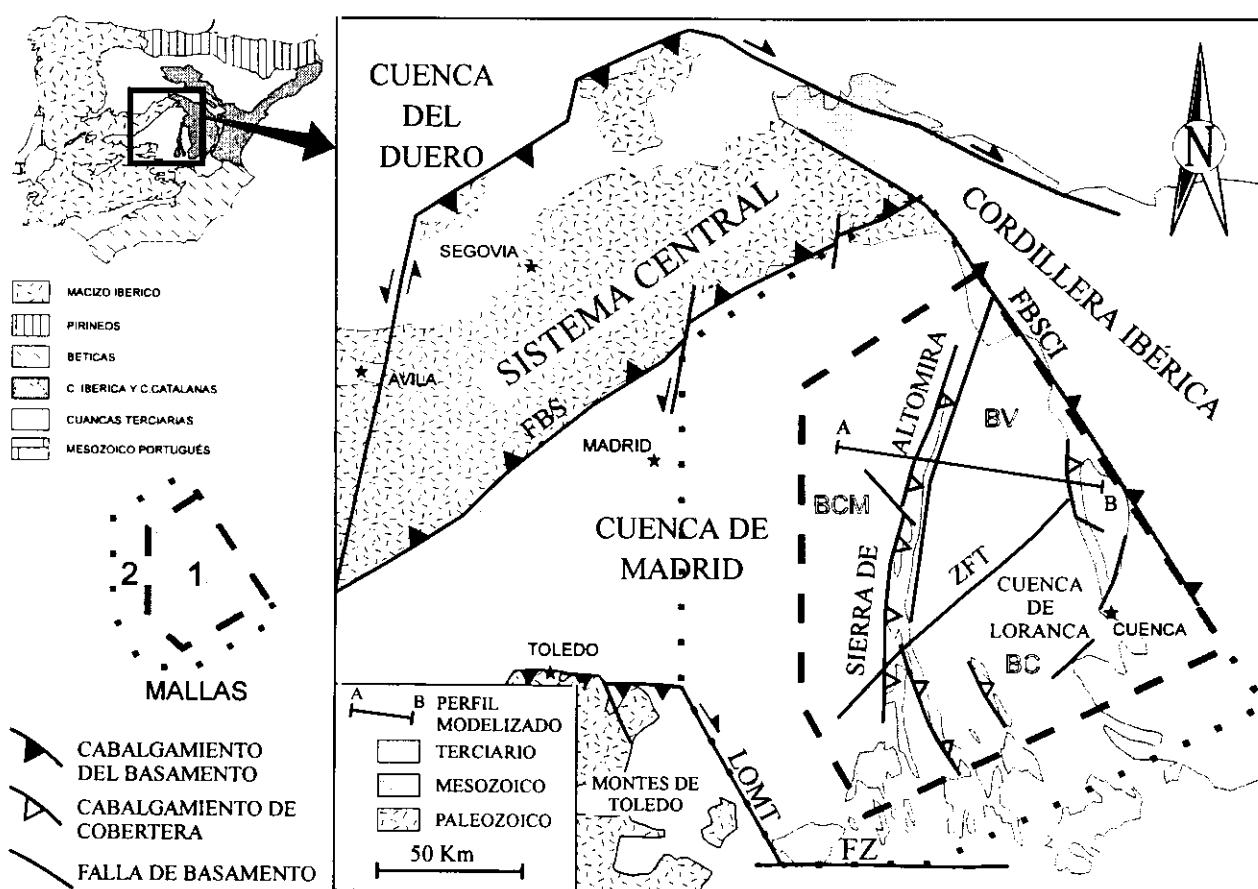


Figura 8.3.1: Localización del área modelizada con elementos finitos en el borde oriental de la cuenca del Tajo (área 1). El área 2 se corresponde con la malla externa construida hasta alcanzar los límites geológicos más importantes del centro peninsular. FBS, falla del borde S del Sistema Central; FBSO, falla del borde SO de la Cordillera Ibérica; LOMT, límite oriental Montes de Toledo; ZFT, zona de falla de Tarancón; FZ, falla del Zancara; A-B perfil modelizado sobre la falla de Sacedón.

✧ El bloque de la cuenca de Madrid (BCM) es un basamento homogéneo y resistente compuesto, fundamentalmente, por rocas graníticas y gnéisicas (Querol, 1989). Este bloque presenta pocas fracturas de escaso salto vertical.

✧ El bloque de Valdeolivas (BV) presenta una mayor densidad de fracturación y está compuesto por metasedimentos paleozoicos (Perucha *et al.*, 1995; capítulo 5). Debido a que estos materiales son más heterogéneos y presentan más discontinuidades (planos de estratificación, esquistosidad, fracturas,...), se le ha supuesto una resistencia menor que la del bloque de la cuenca de Madrid.

✧ Por último, el bloque de Cuenca (BC) presenta una mayor complejidad litológica y estructural, con una elevada densidad de fracturación y fallas con importante salto vertical. Por lo tanto, este bloque debe presentar un comportamiento menos resistente que los anteriores.

A cada uno de estos bloques se les ha asignado unos valores constantes del *módulo de Young* (E) y del *coeficiente de Poisson* (ν) (Tabla 8.1). Esto, evidentemente, es una simplificación, pero lo que se ha buscado con esta modelización, es comprobar si la presencia de bloques con límites geométricos definidos en el basamento, es capaz de explicar, por sí sola, diferencias entre los campos de paleoesfuerzos del basamento respecto a la cobertera. Este tipo de desacoplamientos entre los esfuerzos del basamento y de la cobertera, debido a la presencia de un nivel de despegue, ha sido descrito en otros cinturones de cabalgamientos de piel fina como el Jura (Becker, 1989).

Para ajustar los resultados de los modelos a los datos de paleoesfuerzos obtenidos del análisis mesoestructural, se han realizado diferentes conjuntos de modelos variando la geometría y condiciones de contorno. Los dos conjuntos de modelos finales (fig. 8.3.2) presentan unos límites de contorno que se corresponden con las principales estructuras geológicas del centro peninsular: fallas del borde SO de la Cordillera Ibérica, del borde Sur

A) Modelo 1: Placa elástica homogénea (Cobertera)

B) Modelo 2: Placa elástica heterogénea (Bloques de Basamento)

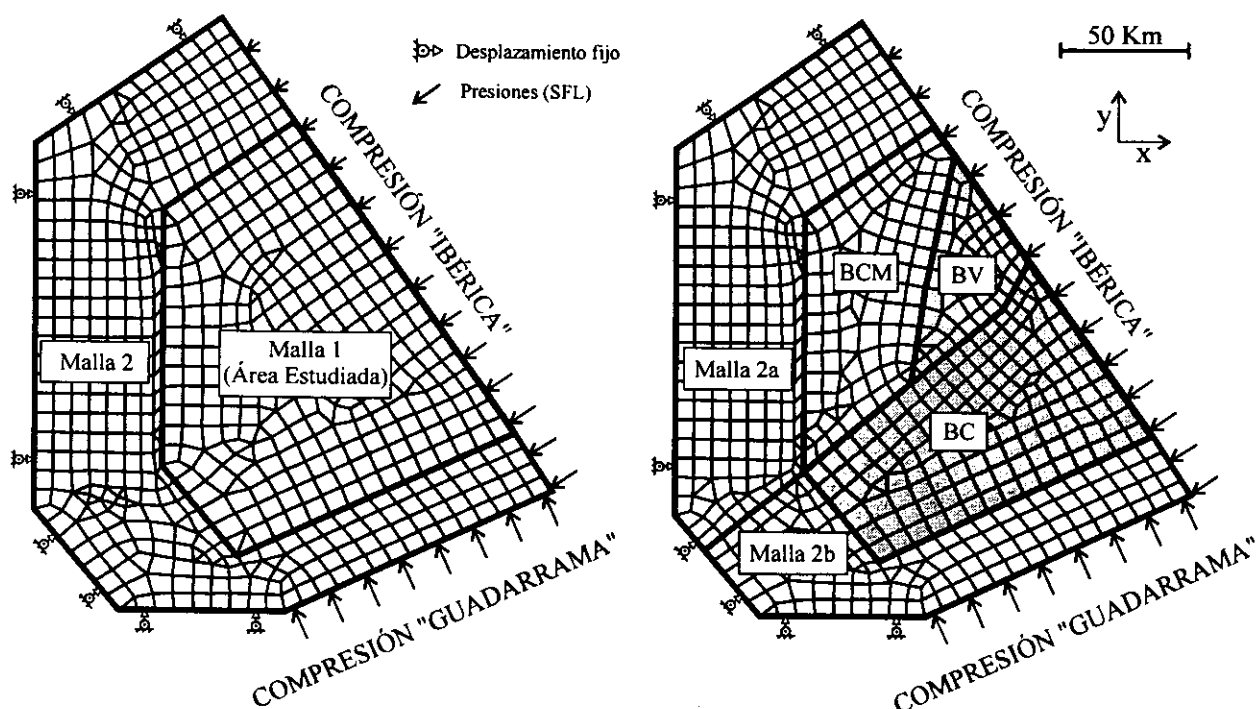


Figura 8.3.2: Geometría y mallas de elementos finitos para los dos conjuntos de modelos de campos de paleoesfuerzos realizados: A) Modelo 1: Placa elástica homogénea y B) Modelo 2: placa elástica Heterogénea (BCM, bloque de la cuenca de Madrid; BV, bloque de Valdeolivas; BC, bloque de Cuenca). Las flecha indican las presiones aplicadas sobre las superficies para generar los dos campos de esfuerzo mayores ("Ibérico" y "Guadarrama"). Los parámetros mecánicos utilizados en el proceso de modelización se muestran en la Tabla 8.1.

Tabla 8.1: Propiedades mecánicas de los elementos asignados a cada malla en los modelos de elementos finitos de campos de paleoesfuerzos (ν , coeficiente de Poisson y E , Módulo de Young.)

GRUPO DE MODELOS I	Placa Elástica Homogénea		
	ÁREA	ν	E (Pa)
	Malla 1	0.25	$8 \cdot 10^9$
GRUPO DE MODELOS II	Malla 2	0.25	$8 \cdot 10^9$
	Bloques de Basamento		
	ÁREA	ν	E (Pa)
	Cuenca de Madrid	0.25	$8 \cdot 10^9$
	Valdeolivas	0.25	$5 \cdot 10^9$
	Malla 2a	0.25	$4 \cdot 10^9$
	Malla 2b	0.25	$4 \cdot 10^9$

del Sistema Central, del Záncara, y el límite oriental de los Montes de Toledo. Todos estos límites, excepto la falla del borde SO de la Cordillera Ibérica, se corresponden con los límites de la Malla 2 (figs. 8.3.1 y 8.3.2). Durante el proceso de modelización, los parámetros mecánicos se han mantenido constantes (Tabla 8.1), y las condiciones de contorno aplicadas se muestran en la figura 8.3.2.

Las fuentes de esfuerzo se han modelizado como presiones (SFL) aplicadas sobre la falla del borde SO de la Cordillera Ibérica (compresión *Ibérico/Pirenaica*), y desde el límite SE de la Malla 2 (compresión *Bética/Guadarrama*).

En el primer conjunto de modelos se aplicaron presiones con magnitud constante y variable, y se probaron diferentes posiciones de aplicación de la compresión *Guadarrama* hasta obtener unos resultados acordes con los campos de paleoesfuerzos *Ibérico* y *Guadarrama* deducidos del análisis mesoestructural (cap. 6).

Una vez obtenidos los dos campos de paleoesfuerzos mayores, se aplicaron las dos compresiones asignadas a cada uno de ellos, manteniendo las mismas condiciones de contorno.

Dado que este primer modelo no se ajustaba a los datos mesoestructurales, se fueron variando las magnitudes de las presiones hasta

obtener un modelo de trayectorias de σ_{HMAX} similar al campo de paleoesfuerzos *Altomira*.

Posteriormente, se construyó un segundo conjunto de modelos para comprobar posibles reorientaciones de los esfuerzos en el basamento respecto a la cobertera. Para ello, se fijaron las mismas condiciones de contorno y se aplicaron las mismas compresiones que en los modelos finales de la placa elástica (Modelo 1), asumiendo así que las posibles variaciones en los resultados estarían originadas exclusivamente por la heterogeneidad reológica de los bloques del basamento.

8.3.2 - RESULTADOS DE LOS MODELOS DE MAPAS DE PALEOESFUERZOS

Dado que no se conocían las magnitudes absolutas de los esfuerzos asignados a los diferentes campos en el capítulo 6 (sólo la forma relativa del elipsoide de esfuerzos), los resultados que se van a mostrar, debido a la necesidad de síntesis, son las trayectorias de máximo esfuerzo horizontal (σ_{HMAX}). No obstante, se han obtenido numerosos mapas (magnitudes de las componentes principales y de cizalla del tensor de esfuerzos, deformación y desplazamiento, etc...) para ajustar, del modo más preciso posible, los modelos a los datos de paleoesfuerzos.

Los mapas de trayectorias de σ_{HMAX} calculados tras el proceso de modelización (fig. 8.3.3) son muy similares a los mapas obtenidos del análisis mesoestructural (cap. 6). Los modelos de esfuerzos muestran trayectorias de σ_{HMAX} bastante regulares, aunque se pueden observar algunas perturbaciones y rotaciones menores, influenciadas por las condiciones de contorno. La geometría de los límites, así como la variación de la magnitud de las compresiones aplicadas y la posición de aplicación, han sido determinantes para ajustar los modelos a los datos. Por el contrario, los valores de los parámetros mecánicos, así como los valores absolutos de las presiones aplicadas, han influido en las magnitudes de las componentes de esfuerzos obtenidos durante la modelización, pero no en su orientación.

A continuación se describen brevemente algunos de los resultados obtenidos durante la realización de los dos grupos de modelos:

A) Resultados del Modelo 1 (Placa elástica Homogénea)

Durante la realización de este conjunto de modelos no se han obtenido resultados diferentes en la orientación de las trayectorias de σ_{HMAX} con diferentes valores de *módulo de Young* (E).

◇ *Modelo de esfuerzos del campo "Ibérico"* (fig. 8.3.3A): Este modelo se ha simulado con una compresión aplicada directamente sobre la falla del borde SO de la Cordillera Ibérica. Para ajustar el modelo a los datos ha sido necesario reducir la magnitud de la compresión hacia el norte del límite oriental. De otro modo, aparecen importantes esfuerzos extensivos perpendiculares a la *falla del borde Sur del Sistema Central*, que no se han encontrado en el registro geológico. Esta disminución de la compresión está justificada por la desaparición hacia el norte de las estructuras NO-SE, así como por la ausencia de tensores de paleoesfuerzos compatibles con este campo en la cuenca del Tajo, hacia el norte de la *zona de falla de Tarancón*. Las trayectorias de σ_{HMAX} del modelo presentan una suave rotación en el sentido horario en el límite NO del área de estudio, que también se puede observar en los mapas de paleoesfuerzos. Esta rotación debe estar originada por la presencia de fallas de dirección N-S en el centro de la cuenca de Madrid (De Vicente *et al.*, 1996b).

◇ *Modelo de esfuerzos del campo "Guadarrama"* (fig. 8.3.3C): Para ajustar este modelo a los datos de paleoesfuerzos ha sido necesario desplazar la aplicación de la compresión 50 km hacia el SE de la zona de estudio. De este modo se han podido obtener unas trayectorias de esfuerzo homogéneas, tal y como se observa en el mapa de trayectorias de σ_{HMAX} obtenido del análisis mesoestructural, evitándose también la aparición de estados de esfuerzos extensivos asociados al límite oriental de los Montes de Toledo. Esta fuente de esfuerzos, situada al SE del área de estudio, es totalmente compatible con el origen bético de los esfuerzos, mientras que la presencia de macroestructuras y fallas inversas de dirección NE-SO en el extremo norte del área de estudio está relacionada con la génesis del Sistema Central. La presencia de una rotación antihoraria de las trayectorias de σ_{HMAX} del modelo, respecto a los datos mesoestructurales en el SO del área estudiada, debe estar compensada por una compresión N-S deducida al oeste de este límite (Martín y De Vicente, 1996). Esta compresión no se ha tenido en cuenta por la ausencia de datos de paleoesfuerzos entre ambas zonas de estudio.

◇ *Modelo de esfuerzos del campo "Altomira"* (fig. 8.3.3B): Para obtener un modelo con trayectorias de σ_{HMAX} semejantes a los mapas de paleoesfuerzos, se intentó, en una primer aproximación, superponer los dos campos de paleoesfuerzos mayores manteniendo las magnitudes de las presiones relativas intactas.

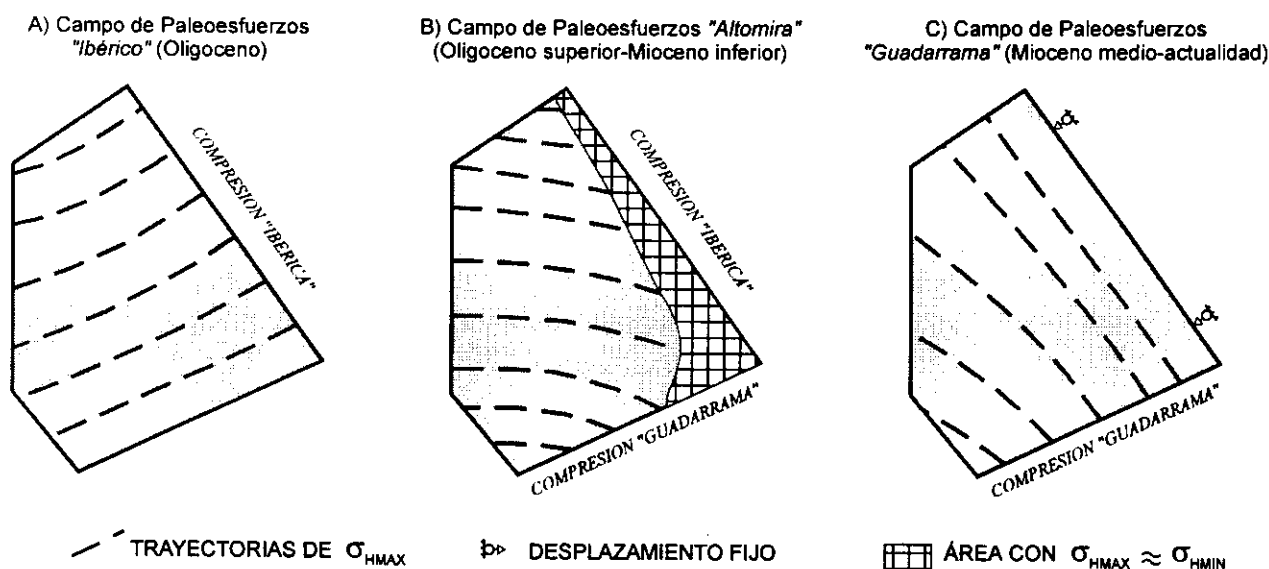


Figura 8.3.3: Trayectorias de σ_{HMAX} y condiciones de contorno para el conjunto de modelos 1 (placa elástica homogénea): A) Campo de paleoesfuerzos "Ibérico", B) "Altomira" y C) "Guadarrama". El modelo B se ha construido superponiendo los otros dos y disminuyendo la magnitud de la compresión "Ibérica" (ver texto para la explicación, y comparar con los mapas de trayectorias de σ_{HMAX} obtenidos del análisis mesoestructural en el capítulo 6).

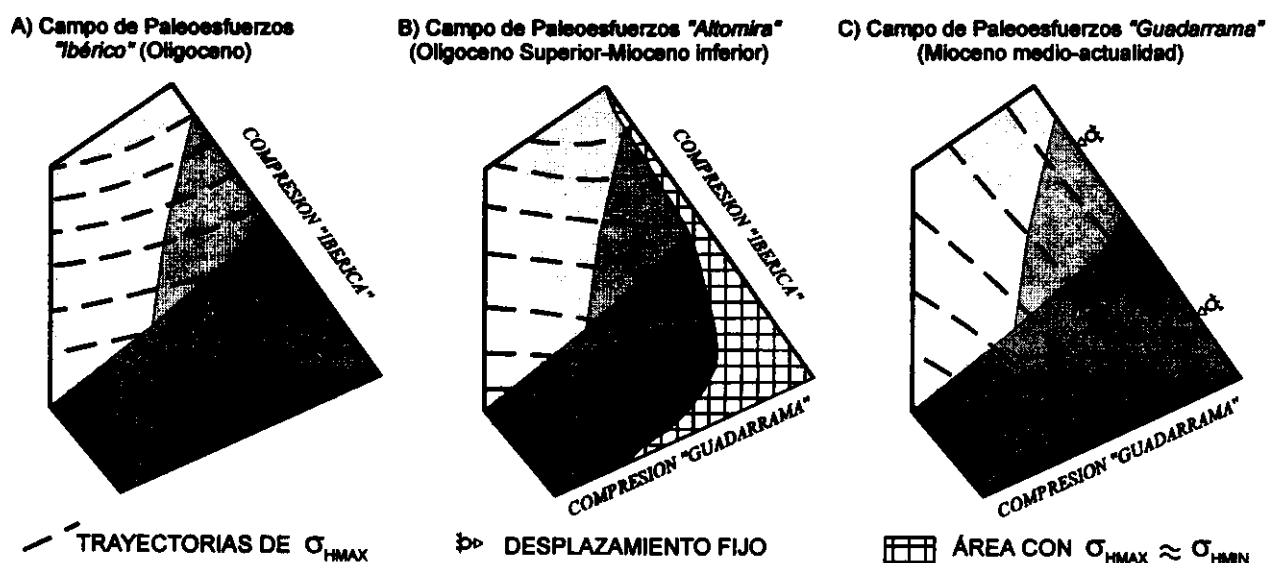


Figura 8.3.4: Trayectorias de σ_{HMAX} y condiciones de contorno para el conjunto de modelos 2 (placa elástica heterogénea): A) Campo de paleoesfuerzos "Ibérico", B) "Altomira" y C) "Guadarrama". Para este grupo de modelos se han utilizado las mismas condiciones de contorno, incluyendo presiones (SFL), que las del grupo de modelos 1. Compárese esta figura con los mapas de trayectorias de σ_{HMAX} obtenidos del análisis mesoestructural (cap. 6) y con los resultados del grupo de modelos 1 (fig. 8.3.3).

Debido a que el resultado no coincidía con los datos mesoestructurales en el norte del área de estudio, hubo que reducir la magnitud de la compresión *Ibérica* a la mitad, manteniendo una aplicación de presión con gradiente (de 10 Mpa en el S, a 5 Mpa en el límite N de la Malla 1).

Por otro lado, la compresión *Guadarrama* se ha mantenido constante, y con igual magnitud, que para generar el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*. Estas condiciones implican que el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* era constante y provenía desde el SE, mientras que la intensidad del campo de esfuerzos *Ibérico* estaba empezando a disminuir durante el emplazamiento de la Sierra de Altomira en el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Una característica importante, que aparece en el modelo, es una banda alargada, adosada al extremo oriental del mismo y cuya anchura aumenta hacia el S, donde las magnitudes de los dos esfuerzos principales horizontales son muy parecidos ($\sigma_{HMAX} \approx \sigma_{HMIN}$, fig. 8.3.3B). Este área debe corresponderse con el límite oriental del campo de esfuerzos *Altomira*. Desde este límite hacia el NO, la orientación de σ_{HMAX} debe rotar, disponiéndose NE-SO (compresión *Ibérico-Pirenaica*), tal y como sugieren los estudios micro y mesoestructurales desarrollados al NE del área

de estudio (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; García Cuevas *et al.*, 1995).

Tanto el campo de paleoesfuerzos deducido del análisis mesoestructural, como el modelo de elementos finitos, presentan unas trayectorias de σ_{HMAX} N100E muy constantes, excepto desde la zona de falla de Tarancón hacia el S. En esta parte meridional, las trayectorias de σ_{HMAX} sufren un giro horario de unos pocos grados. Este hecho sugiere que, al S de la zona de estudio, el campo de esfuerzos "Altomira" debe cambiar a una compresión NO-SE relacionada con el orógeno Bético. Estudios estructurales situados al S del área estudiada (zona de Campos de Calatrava; Vegas y Rincón, 1995), no han detectado la presencia de una compresión E-O durante el Terciario, mientras que si aparecen compresiones orientadas según NO-SE y NE-SO.

B) Resultados del Modelo 2 (Placa elástica heterogénea)

Para generar estos grupos de modelos, se han mantenido las mismas condiciones de contorno que en el Modelo 1. La diferencia con el anterior grupo de modelos consiste en que se han creado nuevas mallas en cada uno de los bloques definidos, pero manteniendo el tamaño medio de los elementos (fig. 3.3.2B).

Las propiedades mecánicas asignadas a cada bloque (E y ν) se han variado, optando por unos valores de resistencia relativa que tienen en cuenta los datos del subsuelo existentes. Los valores de parámetros mecánicos utilizados se muestran en la Tabla 8.1, y la geometría del modelo en las figuras 8.3.1 y 8.3.2B. Las compresiones utilizadas para simular los tres campos de paleoesfuerzos han sido las mismas que en el Modelo 1. De este modo, las variaciones que aparezcan entre los dos conjuntos de modelos estarán exclusivamente originadas por los contrastes reológicos entre los diferentes bloques del Modelo 2.

♦ *Modelo de campo de esfuerzos "Ibérico"*: El efecto más importante, causado por las inhomogeneidades mecánicas en el basamento, es una rotación horaria en la parte norte del área de estudio (fig. 8.3.4A). Esta rotación se produce por la presencia de la *falla de Sacedón*, que es el contacto entre un basamento homogéneo y resistente (bloque de la cuenca de Madrid) y el basamento más complejo de la cuenca de Loranca (bloque de Valdeolivas). En la parte meridional de la Malla 1 también aparecen rotaciones horarias en las trayectorias de σ_{HMAX} cerca de la *zona de falla de Tarancón*, aunque de menor importancia que en el norte.

♦ *Modelo del campo de esfuerzos "Guadarrama"*. Este modelo es el que presenta las menores variaciones respecto al campo de paleoesfuerzos deducido del análisis mesoestructural. Esto se debe a que la *zona de falla de Tarancón* presenta una orientación perpendicular a la dirección general de σ_{HMAX} . Por otra parte, aunque la *falla de Sacedón* presenta una dirección oblicua respecto a las trayectorias de σ_{HMAX} , ésta se encuentra demasiado lejos del origen de los esfuerzos, y cerca del límite norte del modelo, como para originar perturbaciones de importancia (fig. 8.3.4C).

♦ *Modelo de campo de esfuerzos "Altomira"*. Este modelo es el que presenta unos resultados con una mayor variación respecto a los obtenidos para la placa elástica homogénea (Modelo 1). En la parte norte de la Malla 1, las trayectorias de σ_{HMAX} con una orientación N100E se sitúan desde la *falla de Sacedón* hacia el O, girando con sentido levógiro desde este accidente hacia el E, hasta disponerse según NE-SO (fig. 8.3.4B). Por otra parte, el contacto entre el bloque de Cuenca (BC) y los otros dos bloques definidos en la Malla 1 (Valdeolivas y cuenca de Madrid), produce una

rotación horaria de las trayectorias de σ_{HMAX} desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S. Estos efectos combinados generan un modelo de campo de esfuerzos con una geometría en abanico, menos homogénea que la obtenida para la placa elástica homogénea (Modelo 1). De cualquier modo, en los dos grupos de modelos aparece una zona con trayectorias de σ_{HMAX} orientadas según N100E (compresión *Altomira*) en la mayor parte de la posición en la que aparece la Sierra de Altomira (figs. 8.3.3B y 8.3.4B).

8.3.3 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES DE LOS MODELOS DE CAMPOS DE ESFUERZOS

La construcción de modelos simples de campos de esfuerzos con elementos finitos ha permitido simular los campos de paleoesfuerzos compresivos terciarios, deducidos a partir del análisis mesoestructural en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Estos modelos confirman la idea de que la geometría de las estructuras y de los límites de los modelos (a una escala regional en este caso), juegan un papel determinante en las características de los campos de esfuerzos intraplaca, tal y como ya ha sido señalado en diversos trabajos anteriores (Cloetingh y Wortel, 1986; Bada *et al.*, 1996).

La orientación de las trayectorias de σ_{HMAX} de los tres campos de paleoesfuerzos está fuertemente condicionada por la geometría de las fallas corticales más importantes (ej. fallas del borde S del Sistema Central, del borde SO de la Cordillera Ibérica, del Záncara, etc.). Además de este efecto, para las trayectorias de esfuerzos del campo *Altomira* son determinantes las magnitudes relativas de las compresiones *Ibérica* y *Guadarrama*, y la posición de aplicación de las mismas.

Los modelos de esfuerzos han permitido confirmar la hipótesis de que el campo de paleoesfuerzos *Altomira* es un campo de esfuerzos local, generado por la superposición espacial y temporal de dos campos de esfuerzos mayores (*Ibérico/Pirenaico* y *Bético / Guadarrama*). Estos dos campos de esfuerzos regionales se transmitieron desde los bordes norte y sur, respectivamente, hacia el interior de la península Ibérica durante el Oligoceno-Mioceno inferior. El resultado de esa superposición de los dos campos de esfuerzos regionales, es un escape hacia el O de la cobertera

mesozoico-paleógena, hasta conformar un cinturón de pliegues y cabalgamientos oblicuo a las dos direcciones de compresión regionales: la Sierra de Altomira.

En los modelos generados para simular los campos de esfuerzos en el basamento (placa elástica heterogénea), se han obtenido algunas reorientaciones de los esfuerzos principales, respecto al modelo elástico homogéneo, debidas a la variación de los parámetros elásticos utilizados en cada bloque. Estas variaciones son más importantes en el modelo del campo de paleoesfuerzos "Altomira", dada la orientación relativa de los límites entre los bloques definidos, y su distancia respecto a las fuentes de esfuerzos. De todos modos, también aparece un área con σ_{HMAX} orientado según N100E en la mayor parte de la zona de estudio. Este hecho indica que puede haberse producido un desacoplamiento entre el campo de paleoesfuerzos "Altomira", medido en la

cobertera, y el modelizado en el basamento de las cuencas, a favor del nivel de despegue (facies *Keuper* triásicas). De todos modos, este desacoplamiento es de mucho menor rango que el detectado en el Jura (Becker, 1989), lo que puede deberse a que en este otro caso los esfuerzos han sido mayores, y/o a un menor confinamiento impuesto por las estructuras geológicas mayores (condiciones de contorno más libres). No obstante, no es posible descartar el que una mayor magnitud de los esfuerzos pueda originar un menor condicionamiento de las trayectorias de esfuerzos por parte de las estructuras geológicas mayores.

La realización de modelos más complejos en un futuro, teniendo en cuenta discontinuidades (tales como la presencia de zonas de transferencia), así como la incorporación de datos cinemáticos, permitirá entender la evolución tectónica y de los campos de esfuerzos alpinos en el centro peninsular de un modo más realista.

8.4 - MODELOS DE ELEMENTOS FINITOS SOBRE LAS DEFORMACIONES INICIALES EN LA SIERRA DE ALTOMIRA

Los cortes equilibrados, realizados en el borde oriental de la cuenca del Tajo a partir de datos estructurales y geofísicos (cap. 5), muestran un acortamiento de 9.1 km en la parte central de la Sierra de Altomira, decreciendo este valor hacia sus extremos. Los perfiles de sismica de reflexión y los datos gravimétricos (cap. 5) nos han permitido estimar la geometría del basamento por debajo de las estructuras de la cobertera. La característica más importante de este basamento es la presencia de una serie de fallas con salto normal, que controlan la sedimentación triásica (y posiblemente también durante el Jurásico y el Cretácico), y que no se encuentran aparentemente involucradas en la deformación compresiva posterior. Estas fallas, sin embargo, controlan la posición y extensión lateral de los cabalgamientos de la cobertera, tal y como se puede deducir de los mapas de isobatas construidos a partir de las líneas sísmicas (cap. 5.2).

Van Wees (1994) y Van Wees *et al.* (1995) han realizado un modelo de elementos finitos para explicar la posición de la Sierra de Altomira, suponiendo que el límite de las facies plásticas del Triásico, con una dirección N-S y próximo a la posición de la Sierra de Altomira, ha jugado un papel decisivo en la nucleación de la deformación

(fig. 8.4.1). Sin embargo, estos autores no incorporan en su modelo la falla de basamento situada bajo la Sierra de Altomira (*falla de Sacedón*), que supone un salto en la geometría del basamento, y una disminución de espesor importante de los sedimentos Triásicos hacia el E.

Teniendo todo esto en cuenta, el objetivo que nos hemos planteado en este apartado consiste en realizar una serie de modelos de elementos finitos que contemplen la geometría escalonada del basamento, para comprobar si este efecto ha podido, por sí sólo, nuclear las deformaciones iniciales, y condicionar la posición del cinturón de cabalgamientos de la Sierra de Altomira.

8.4.1 - CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS

Para construir los modelos, en sección vertical y dos dimensiones, se ha adoptado una geometría simplificada de un segmento del corte equilibrado III-III' (Anexo II) que incluye la posición de la Sierra de Altomira (figs. 8.3.1 y 8.4.2). La elección de este corte se debe a que las condiciones de afloramiento son buenas, y a que

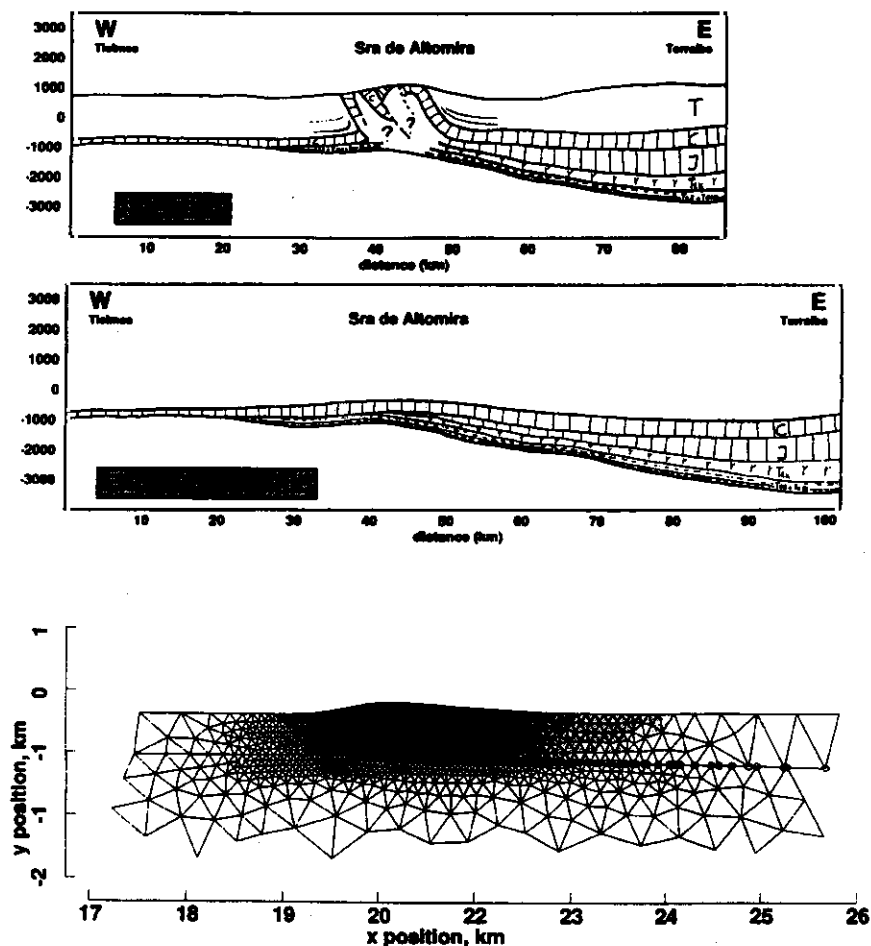


Figura 8.4.1: Modelo de elementos finitos de las deformaciones en la Sierra de Altomira realizado por Van Wees (1994). Este modelo contempla el efecto de nucleación de la deformación causado por el acunamiento del nivel de despegue (facies "Keuper" triásicas, modificado de Van Wees, 1994).

está apoyado por datos geofísicos (perfiles sísmicos y modelo gravimétrico III), por lo que la geometría deducida, tanto para la cobertera, como para el basamento, tiene un alto grado de fiabilidad.

El modelo comprende tres tipos diferentes de materiales que, de techo a muro, son: una cobertera elástica y resistente (materiales jurásicos y cretácicos), un nivel de despegue menos resistente (Triásico), y un basamento rígido y elástico, con

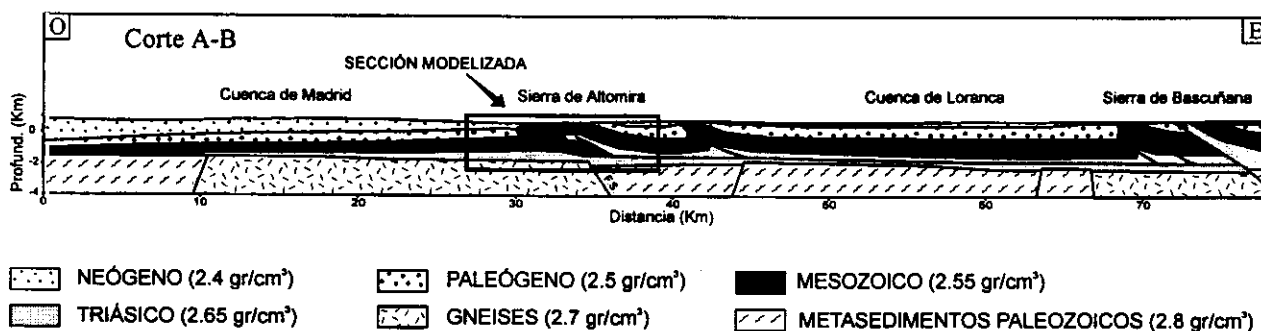


Figura 8.4.2: Localización del perfil modelizado sobre la Sierra de Altomira, y estructura simplificada. Se puede observar el escalón que produce la falla de Sacedón justo bajo los cabalgamientos de la Sierra de Altomira. El cuadro negro señala el segmento de 12 Km modelizado con elementos finitos mostrado en la figura 8.4.3.

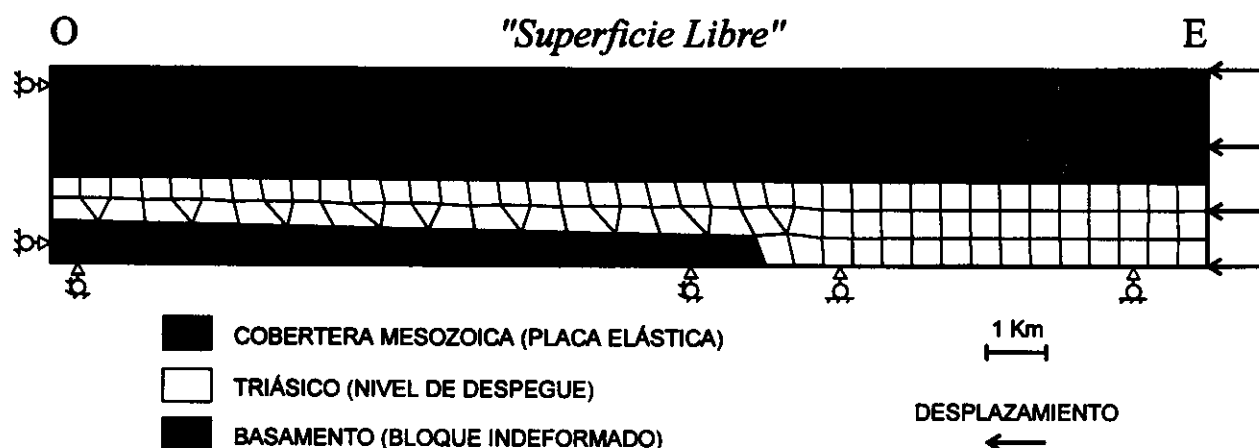


Figura 8.4.3: Geometría, condiciones de contorno y mallado utilizado en los dos grupos de modelos generados para estudiar las deformaciones iniciales sobre la falla de Sacedón. Las deformaciones se han simulado mediante la aplicación de un desplazamiento de 1 Km de magnitud hacia el O en el límite oriental del modelo (ver texto para la explicación).

una geometría escalonada debido a la presencia de la falla de Sacedón (Tabla 8.2).

La longitud del perfil modelizado es de 12 Km, y su orientación es E-O (fig. 8.4.2). Para generar la deformación en el modelo, se ha supuesto que las dos unidades superiores se desplazan una distancia de 1 km desde el E hacia el O, lo que supone un 8.3 % de la longitud del perfil modelizado.

Las condiciones de contorno del modelo se muestran en la figura 8.4.3. Se puede observar que el límite occidental vertical del modelo permanece fijo ("pin-line"), las dos láminas superiores se pueden desplazar por el rellano inferior hasta llegar a la falla de Sacedón (rellano inferior del cabalgamiento basal procedente de la Sierra de Bascuñana), el basamento permanece fijo (no está

involucrado en la deformación compresiva), y el límite superior queda libre (superficie de la tierra).

Se han realizado dos grupos de modelos diferentes, pero manteniendo la geometría de figura 8.4.3. En ambos modelos, la lámina de cobertera y el basamento son elásticos, aunque éste último tiene una mayor resistencia (Tabla 8.2). La diferencia entre los dos grupos de modelos estriba en que en el Modelo I se ha supuesto una unidad de despegue con un comportamiento elástico (aunque con una resistencia un orden de magnitud menor que las otras dos), mientras que en el Modelo II el nivel de despegue es elásto-plástico. Los valores de los parámetros mecánicos utilizados en los modelos finales se muestran en la Tabla 8.2.

8.4.2 - RESULTADOS DE LOS MODELOS EN SECCIÓN VERTICAL DE LA SIERRA DE ALTOMIRA

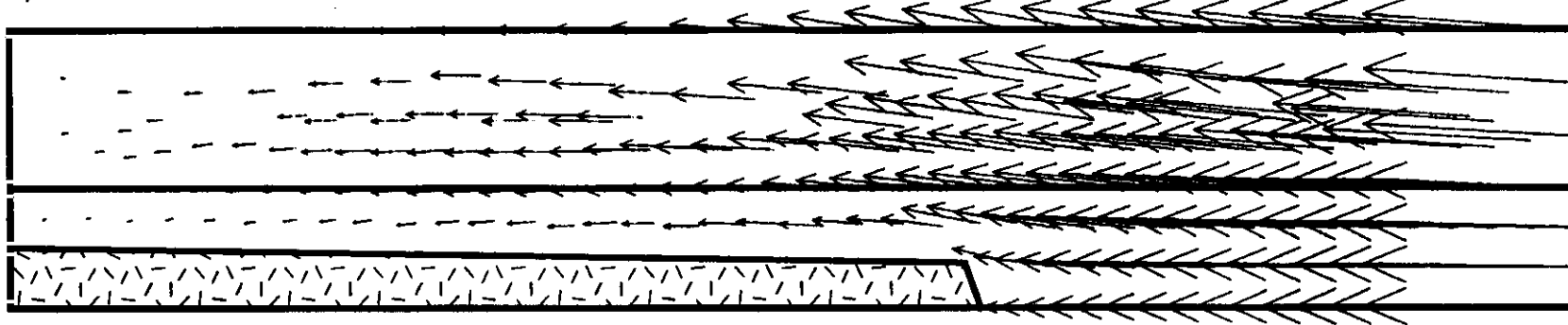
Para mostrar los resultados de los dos modelos sobre la localización de las deformaciones iniciales, asociadas a la geometría escalonada del basamento, se van a mostrar los gráficos vectoriales de desplazamiento total de los elementos, así como las curvas de isovalores de la componente vertical de desplazamiento. Estas dos representaciones han sido elegidas, de entre otras muchas realizadas (mapas de componentes de esfuerzos, deformaciones, etc...), porque son las que mejor muestran las diferencias entre los dos modelos.

Tabla 8.2: Parámetros mecánicos utilizados en la construcción de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales, en sección vertical, de la Sierra de Altomira.

	Parámetros Mecánicos	Basamento	Nivel de Despegue	Cobertera
Modelo Elástico	Coefficiente de Poisson (ν)	0.25	0.25	0.25
	Módulo de Young (Pa)	$8 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^7$
	Esfuerzo Elástico Crítico (Pa)	—	—	—
	Endurecimiento (%)	—	—	—
Modelo Elásto-Plástico	Coefficiente de Poisson (ν)	0.25	0.25	0.25
	Módulo de Young (Pa)	$8 \cdot 10^7$	$8 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^7$
	Esfuerzo Elástico Crítico (Pa)	—	$2 \cdot 10^7$	—
	Endurecimiento (%)	—	0	—

Modelo A: Nivel de Despegue Elástico

A) VECTORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL



B) CONTORNOS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL (m)

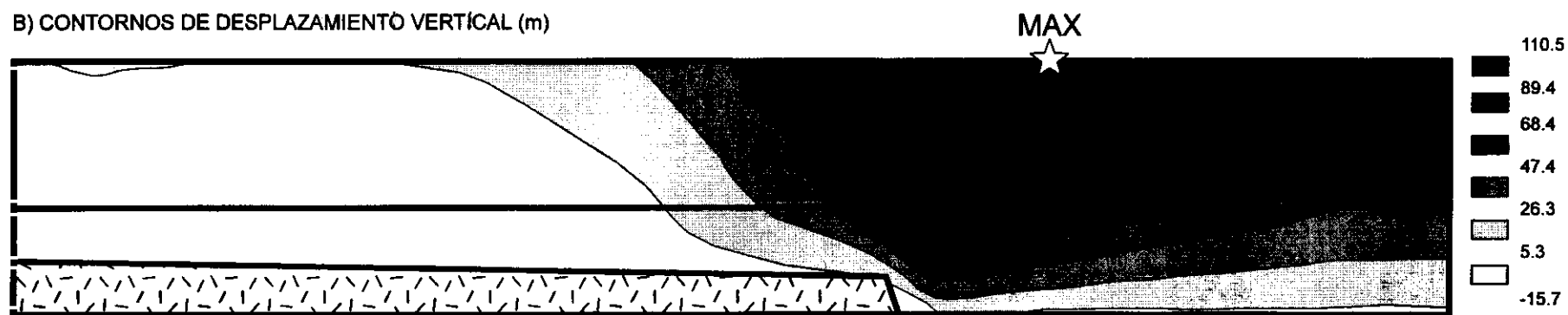


Figura 8.4.4: Resultados de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales asociadas a la falla de Sacedón con un nivel de despegue elástico. Los gráficos vectoriales corresponden a los desplazamientos totales de los elementos para un acortamiento de 1 Km. Los contornos muestran los valores de desplazamiento vertical asociado a esta deformación. Se puede observar la posición del máximo desplazamiento vertical localizado al E de la falla de Sacedón, y otra pequeña zona levantada situada en el extremo occidental del modelo.

En los dos modelos, el escalón en el nivel de despegue originado por la falla de basamento, ejerce un papel determinante, tanto en la nucleación de la deformación en la cobertera, como de concentración de esfuerzos, ya que los máximos valores de esfuerzo y deformación de cizalla también aparecen asociados al escalón. Además, y aunque en ambos modelos aparecen rotaciones en los estados de esfuerzo asociadas a la *falla de Sacedón*, especialmente en el nivel de despegue, estas rotaciones no afectan a la placa elástica de la cobertera, donde se mantiene un eje en posición vertical.

La diferencia más importante entre los dos modelos está relacionada con la posición de los máximos valores de desplazamiento vertical (figs. 8.4.4 y 8.4.5).

A) Modelo A (nivel de despegue elástico)

El máximo desplazamiento vertical se encuentra situado al E de la *falla de Sacedón* (fig. 8.4.4), apareciendo dos suaves flexiones, una positiva y otra negativa, al O de la posición de la falla. Según este modelo, las deformaciones iniciales se concentrarían al E de la falla, en una posición más oriental de la que presentan las estructuras compresivas que se observan hoy en día en la Sierra de Altomira.

B) Modelo B (nivel de despegue elástico-plástico)

En este caso, el máximo desplazamiento vertical en el modelo se sitúa justo encima de la *falla de Sacedón* (fig. 8.4.5), lo que coincide con la posición de los cabalgamientos en los cortes geológicos equilibrados (Anexo II), y con los datos geofísicos (cap. 5).

Otra diferencia respecto al Modelo A es la desaparición de una zona con levantamiento moderado hacia el extremo occidental del modelo, en la cuenca de Madrid, y una mayor extensión longitudinal de la zona que sufre levantamiento vertical.

8.4.3 - DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

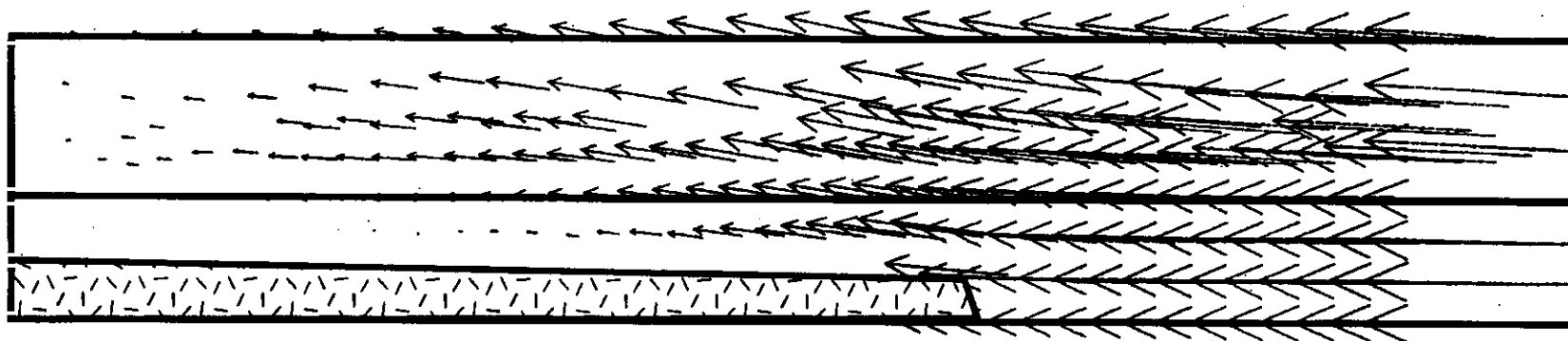
La realización de modelos de elementos finitos sencillos en 2-D ha permitido comprobar la hipótesis de que la presencia de una geometría accidentada por debajo del nivel de despegue, en el caso de una tectónica de piel fina, es un factor de primer orden en la nucleación de las deformaciones iniciales. Además, los resultados del modelo que supone un comportamiento elástico-plástico del nivel de despegue ajustan mejor que el modelo que supone un comportamiento elástico de dicho nivel.

Los resultados de estos modelos complementan y amplían modelos anteriores que tenían sólo en cuenta la geometría en cuña de la cobertera mesozoica, lo que generaba concentraciones de la deformación en el límite de desaparición de las evaporitas del *Keuper* hacia el O. Dado que las fallas del basamento han debido tener un importante papel en la sedimentación de las unidades triásicas (ver mapas de distribución de facies y espesores de las unidades mesozoicas, fig. 2.2.2, Querol, 1989), es muy probable la presencia de cambios de facies en los sedimentos triásicos asociados a estas fallas. En este sentido, algunos autores (Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1994) han sugerido que las variaciones de facies en el nivel estratigráfico de despegue, pueden resultar determinantes en la localización de cabalgamientos.

Teniendo esto en cuenta, lo más probable es que ambos factores (geometría escalonada del basamento y variaciones de facies asociadas a estas fallas), hayan podido actuar de un modo conjunto en la localización de las deformaciones iniciales y, posteriormente, en el desarrollo de los cabalgamientos de la cobertera que forman la Sierra de Altomira. Ambos factores (especialmente la presencia de la *falla de Sacedón*) explican, además, la geometría rectilínea que presenta la Sierra de Altomira en sus sectores central y septentrional, ya que esta falla seguramente no se prolongue hacia el sur de la *zona de falla de Tarancón*. No obstante, para comprobar esta hipótesis sería necesario contar con un mayor apoyo geofísico en el sector meridional de la Sierra de Altomira.

Modelo B: Nivel de despegue Elasto-Plástico

A) VECTORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL



B) CONTORNOS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL (m)

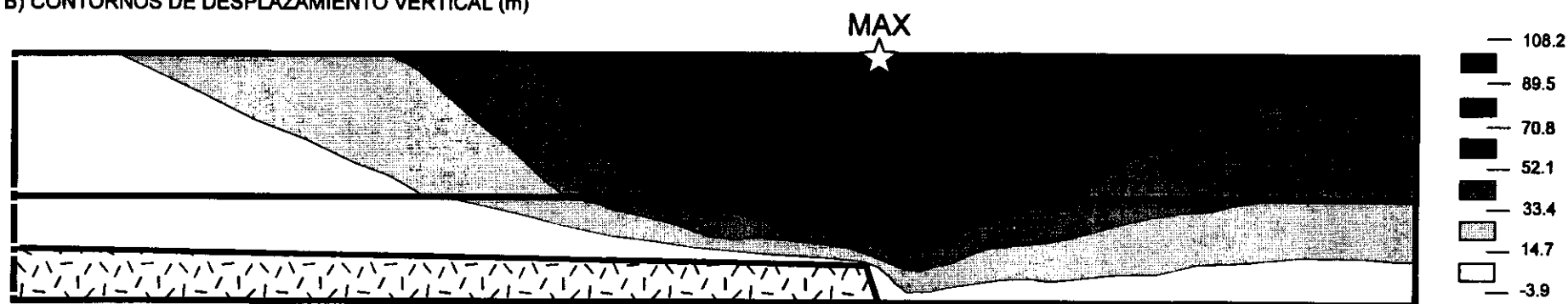


Figura 8.4.5: Resultados de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales asociadas a la falla de Sacedón con un nivel de despegue elasto-plástico. Los gráficos vectoriales corresponden a los desplazamientos totales de los elementos con un acortamiento de 1 Km, y los contornos muestran los valores de desplazamiento vertical asociado a esta deformación. Se puede observar la posición del máximo desplazamiento vertical localizado justo encima de la falla de Sacedón.

9 - ANÁLISIS DE LAS DEFORMACIONES RECIENTES: FISIOGRAFÍA, ESFUERZOS Y SISMICIDAD

9.1 - INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La zona de estudio, a pesar de constituir una zona intraplaca alejada de los bordes activos principales de la placa Ibérica (Béticas y Pirineos), presenta evidencias de deformaciones recientes que ya fueron detectadas en el siglo pasado. Estas deformaciones han sido objeto de diferentes estudios, existiendo tres grupos de tendencias en función del origen que atribuyen a las mismas (Giner, 1996):

✧ Por una parte, tanto los trabajos antiguos (Prado, 1864; Fernández Navarro, 1904; Mallada, 1907; Gómez de Llarena, 1913; Hernández Pacheco y Royo Gómez, 1916) como otros más recientes (Vegas *et al.*, 1975; Hoyos *et al.*, 1996), sugieren un origen de tipo atectónico para las estructuras que observan en sus zonas de estudio. Estas deformaciones estarían causadas, fundamentalmente, por fenómenos halocinéticos de los materiales evaporíticos presentes en la cuenca.

✧ Otro grupo de trabajos establecen un origen de tipo tectónico, entre los que destacan: Royo Gómez (1926, en Capote *et al.*, 1982), Templado *et al.* (1945, en Martín Escorza, 1983), Solé (1952), Capote y Fernández Casals (1978), Vaudour (1979) y recientemente, e incluyendo datos sismológicos, Giner (1996).

✧ Por último, un tercer grupo de autores combinan un origen mixto entre las dos hipótesis anteriores, destacando San José (1975a, b y c), Arandilla *et al.* (1975); Martín Escorza (1976,

1979, 1980, 1983), Pérez González (1971, 1982), Silva (1988), Silva *et al.* (1988), Cabra y Hernáiz (en prensa). Todos estos autores aceptan con ligeras modificaciones la hipótesis planteada por Alfá (1960), y desarrollada por Hernández Pacheco (1965), según la cual estas deformaciones son el producto de un ajuste en los materiales más recientes de pequeños movimientos en las estructuras preexistentes en el basamento.

Recientemente se ha realizado una tesis doctoral sobre neotectónica y sismotectónica en la cuenca del Tajo (Giner, 1996), que incluye gran parte de la zona estudiada y utiliza las mismas técnicas de análisis dinámico que se han empleado en este trabajo. Este trabajo previo supone tener un buen grado de conocimiento sobre las características de las deformaciones y esfuerzos activos, relacionados con las deformaciones recientes, en gran parte de la zona de estudio.

Este marco de conocimiento nos permite abordar el estudio de las deformaciones recientes a una escala algo menor, y discutir su génesis en relación a las estructuras preexistentes y a la evolución de las deformaciones terciarias en el centro peninsular.

Para alcanzar estos objetivos, en este capítulo se van a analizar las estructuras recientes y los esfuerzos asociados, los principales rasgos fisiográficos, y finalmente, la actividad sísmica presente en el área de estudio.

9.2 - ESTRUCTURAS Y CAMPO DE PALEOESFUERZOS "RECIENTE" (PLIOCENO - CUATERNARIO)

En este campo de esfuerzos se han agrupado todos los tensores deducidos a partir de fallas medidas en materiales de edad Mioceno superior - Cuaternario, que no se incluían dentro del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* descrito en el capítulo 6. Así mismo, también se han incluido los estados de paleoesfuerzos que, aunque han sido medidos en materiales más antiguos, se han correlacionado con este campo por criterios cronológicos y/o estructurales (cap. 6).

Las mesoestructuras originadas por este campo de esfuerzos, denominado *Reciente*, presentan una serie de características que las hacen diferenciarse de los campos de paleoesfuerzos definidos previamente:

1 - Presentan un carácter general extensivo, y afectan a todos los materiales y estructuras desarrolladas durante la actuación de los campos de esfuerzos previos en la zona de estudio. Las

estructuras dominantes son las fallas normales y normal-direccionales orientadas NE-SO, que indican una extensión general hacia el SE.

2 - Cronológicamente las estructuras son parcialmente coetáneas con las generadas por el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (De Vicente *et al.*, 1996b), ya que ambos afectan claramente a materiales de edad Mioceno superior y Cuaternario.

3 - Aparece un conjunto de tensores de paleoesfuerzos secundario (denominado *secundario*), asociado a zonas de fractura de orientación NE-SO. Estos tensores presentan unos ejes σ_1 y σ_3 permutados respecto al campo *Reciente extensivo*. Algunos trabajos en la cuenca de Madrid (Giner, 1996), demuestran la presencia de estos dos tipos de tensores en toda la cuenca del Tajo, deducidos, tanto a partir de datos superficiales, como de mecanismos focales de terremotos.

4 - La mayor parte de los datos asignados a este campo de esfuerzos se han medido en los niveles estratigráficos más recientes, y por lo tanto con unas condiciones de enterramiento muy superficiales, que excepcionalmente han superado los 100 m. Este hecho debe tenerse en cuenta, sobre todo al analizar las dispersiones de las soluciones dinámicas y las condiciones mecánicas (coeficiente de fricción, μ) bajo las que se han activado estas estructuras.

9.2.1 - DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS Y RESULTADOS DE LA INVERSIÓN DE ESFUERZOS

El campo de esfuerzos *Reciente* se ha obtenido a partir de 794 fallas con estrías repartidas en 40 estaciones de análisis. De ellas, 701 fallas (88 % de los datos, 33 estaciones) corresponden a estados de paleoesfuerzos extensivos, y el resto (93 fallas, 7 estaciones) a los estados permutados compresivos. Los índices de calidad de las estaciones no son inferiores a los obtenidos para el resto de los campos, explicando la mayor parte de estos tensores entre 10 y 20 fallas (fig. 9.2.1). El hecho de que los índices de calidad sean bastante fiables en unos materiales tan recientes, se debe a que los niveles carbonatados del Mioceno superior (*caliza del Páramo*) son óptimos para la toma de datos micro y mesoestructurales. Por otra parte algunas terrazas cuaternarias se encuentran fuertemente deformadas y con buenos afloramientos (terrazas del Pleistoceno inferior-medio del río

Tajo; Giner *et al.*, 1996a), lo que unido a la presencia en ellas de cantos carbonatados, ha permitido la medida de fallas con estrías y cantos estríados de tamaño centimétrico a decimétrico.

Conviene resaltar la presencia de deformaciones extensivas tardías, especialmente en la mitad meridional de la zona de estudio, con muy buenos afloramientos a lo largo de antiguas fracturas transversales asociadas a los campos de paleoesfuerzos compresivos *Ibérico* y *Altomira*. Cronológicamente, el movimiento normal de estas fallas es posterior, lo que unido a su compatibilidad con los resultados obtenidos a partir de las fallas medidas en los materiales del Mioceno superior y Cuaternario, nos ha permitido asignarlas al mismo campo de paleoesfuerzos.

En la figura 9.2.2 se muestran los resultados de la inversión de esfuerzos con los dos métodos utilizados para el conjunto de tensores de esfuerzos asignados al campo *Reciente*. El primer aspecto a destacar es que ambos métodos proporcionan una dispersión relativamente importante de los resultados, especialmente en los paleoesfuerzos extensivos, si bien ésta es considerablemente mayor con el método de Etchecopar.

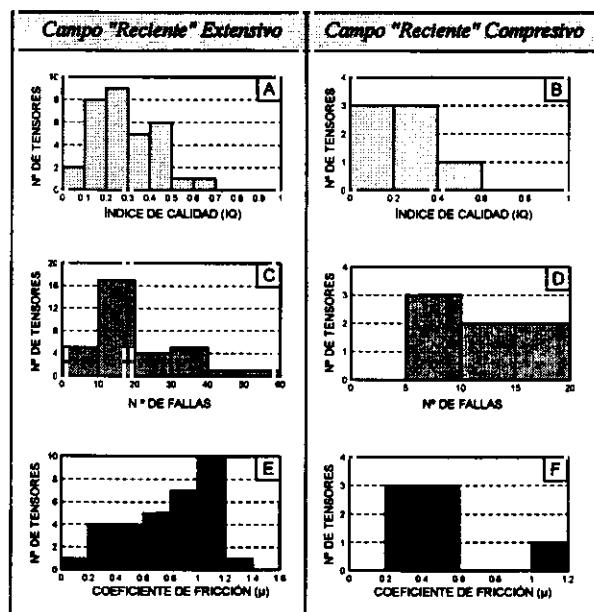


Figura 9.2.1: A) y B) Histogramas del índice de calidad, C) y D) número de fallas por estación, y E) y F) coeficientes de fricción calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) para los tensores de esfuerzos del campo de esfuerzos "Reciente" extensivo (izquierda) y compresivo (derecha).

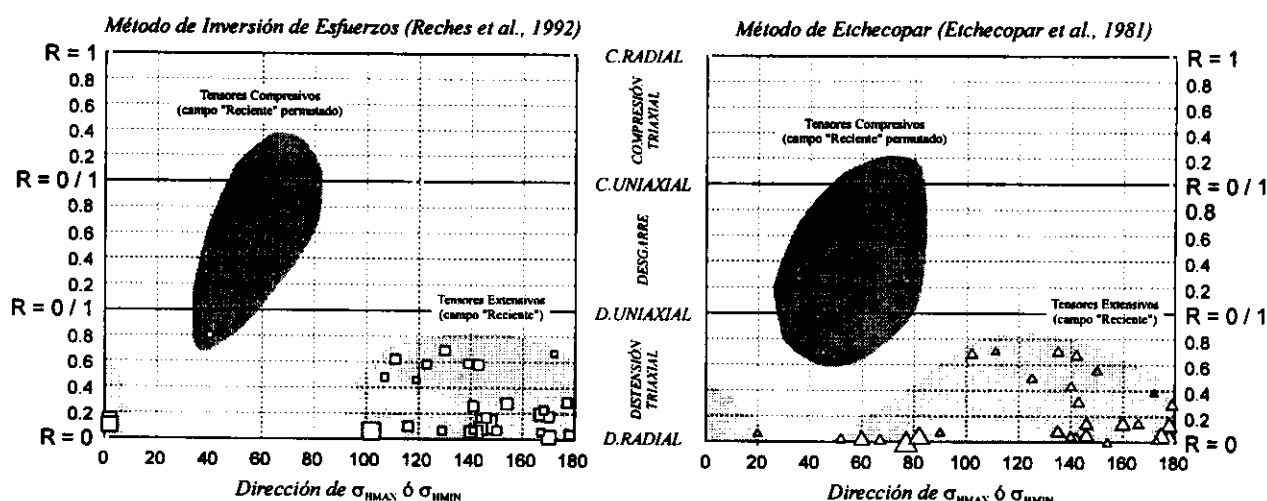


Figura 9.2.2: Diagramas de σ_{HMIN}/R para los tensores de paleoesfuerzos del campo "Reciente" extensivo y de σ_{HMAX}/R para el campo "Reciente" compresivo, calculados con los dos métodos de inversión utilizados.

El método de inversión de esfuerzos muestra soluciones para los estados extensionales con elipsoides dentro del campo de la distensión triaxial (R entre 0 y 0.7) y σ_{HMIN} entre N100E y N-S. El método de Etchecopar muestra el principal grupo de soluciones con las mismas características, aunque también aparecen soluciones dentro del campo de la extensión radial, con σ_{HMIN} perpendicular a la anterior (fig. 9.2.2).

Por lo que se refiere a los elipsoides compresivos, éstos caen dentro del campo de los desgarres (R entre 0.2 y 0.8 para el método de inversión de esfuerzos y R entre 0.1 y 0.6 para el de Etchecopar), con unas orientaciones de σ_{HMAX} que oscilan entre N40E y N70E con el método de inversión de esfuerzos y entre N30E y N80E con el de Etchecopar, que también proporciona una mayor dispersión.

9.2.2 - MAPA DE PALEOESFUERZOS

El mapa de estados de paleoesfuerzos (fig. 9.2.3) muestra una distribución de los datos puntuales que abarca prácticamente todo el área de estudio, aunque con una mayor concentración en el valle del río Tajo (condicionado, probablemente, por la presencia de buenos afloramientos de materiales cuaternarios). Tanto en el mapa de estados de paleoesfuerzos puntuales, como en el de trayectorias (fig. 9.2.4), se puede observar una disposición de las orientaciones de σ_{HMAX} y σ_{HMIN} menos homogénea que la obtenida para los campos compresivos descritos en el capítulo 6. De este modo, σ_{HMIN} presenta una dirección general NO-SE,

aunque con las siguientes variaciones y perturbaciones:

♦ Las direcciones de σ_{HMIN} rotan en sentido antihorario en las proximidades de la mitad septentrional de la Sierra de Altomira hasta disponerse casi perpendiculares a este cinturón de deformación.

♦ En el tercio meridional de la zona de estudio las orientaciones de σ_{HMIN} sufren una progresiva rotación horaria, llegando a alcanzar una dirección próxima a N-S. Esta rotación parece estar asociada a la presencia del accidente de San Clemente o falla del Zancara (Sánchez Soria, 1973; Alfaro *et al.*, 1991), estructura cortical de primer orden de dirección E-O que se encuentra justo al S de la zona de estudio.

♦ En el sector septentrional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, la orientación de σ_{HMIN} también se dispone con una orientación más nortada, lo que debe relacionarse con las macroestructuras de dirección N70E y E-O que se desarrollan en esta zona, tanto en la cobertera, como en el basamento (falla de Huertapelayo).

Por lo que se refiere a los estados de paleoesfuerzos compresivos, se han deducido en estaciones politensoriales, junto con estados de paleoesfuerzos del campo *Reciente extensivo* y/o del campo *Guadarrama*. Además la mayor parte se encuentra asociada a fracturas de dirección NE-SO y E-O, en las que se alternan movimientos de tipo normal y direccional.

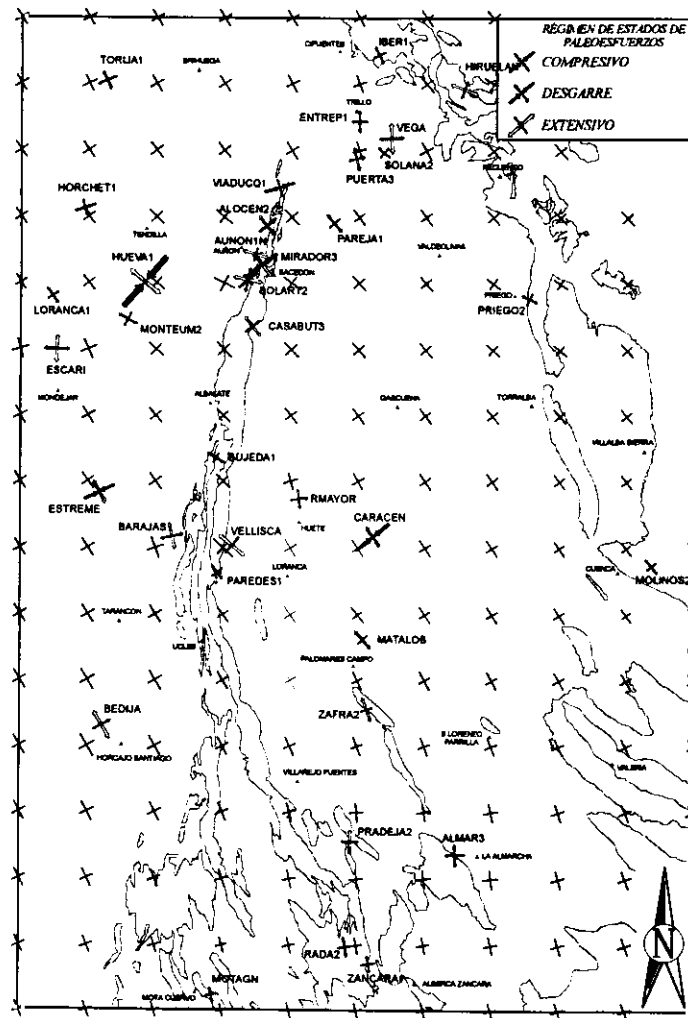


Figura 9.2.3: Mapa de distribución de los estados de paleoesfuerzos puntuales del campo "Reciente", calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). El tamaño relativo entre las flechas en cada estación es proporcional a la relación $\sigma_{HMAX}/\sigma_{HMIN}$ y su tamaño absoluto es función del índice de calidad de la estación (IQ).

9.2.3 - ESTRUCTURAS ACTIVAS BAJO EL CAMPO DE ESFUERZOS "RECIENTE"

Las fallas activas asignadas al campo *Reciente extensivo*, presentan una gran homogeneidad, tanto en sus orientaciones, como en las distribuciones de buzamientos y cabeceos (figs. 9.2.5 y 9.2.7): son fallas con una dirección principal NE-SO, buzamientos entre 60 y 90°, y cabeceos altos (> 50°). No obstante, también aparecen fallas orientadas E-O y una pequeña moda según N150E. En relación a las componentes de movimiento, es muy similar el porcentaje de fallas con componente sinestrosa (51.4 %) y dextrosa (48.6 %).

Por lo que se refiere a las fallas asignadas al campo *Reciente compresivo* (permutado), presentan una mayor variedad de orientaciones que las del campo primario (figs. 9.2.5 y 9.2.7), siendo las direcciones principales de mayor a menor

importancia relativa: N60E, N40E, N100E y N170E. También aparecen variaciones en las distribuciones de buzamientos y cabeceos de estas fallas en relación a las del campo *Reciente extensivo*. En el histograma de buzamientos aparecen dos modas, siendo mayoritarias las fallas de altos buzamientos, pero con una segunda moda de buzamientos entre 40 y 50°. Los cabeceos presentan una moda principal entre 0 y 40°, con otra minoritaria de altos buzamientos que se corresponde con fallas inversas y normales (cabeceos > 60°), lo que sugiere una cierta partición de la deformación.

Además de fallas, también aparecen numerosos pliegues en los materiales más recientes, que suelen estar asociados al movimiento de las fallas, siendo la mayor parte de los mismos pliegues de arrastre y acomodación a las fallas normales.

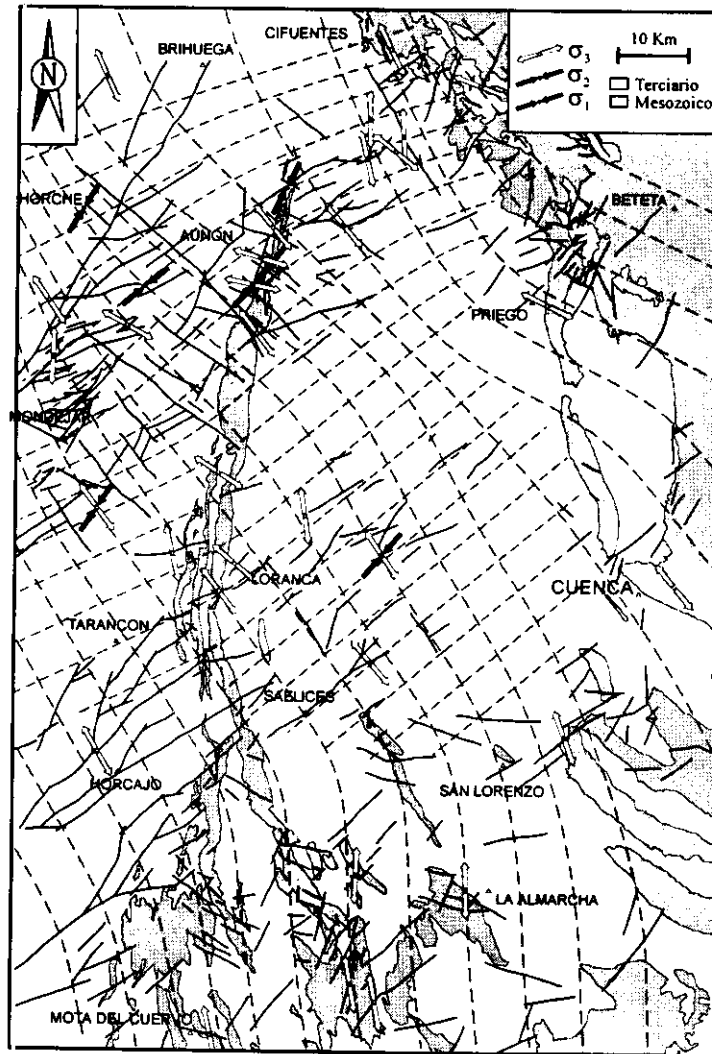


Figura 9.2.4: Mapa de trayectorias de σ_{HMAX} y estructuras activas bajo la actuación del campo "Reciente" (Plioceno-Cuaternario).

9.2.4 - CARACTERÍSTICAS MEDIAS DE LOS PALEOESFUERZOS DEL CAMPO "RECIENTE"

Para obtener las características generales de este campo de paleoesfuerzos, se han separado las fallas en dos conjuntos: las correspondientes al campo primario, de carácter extensivo (701 fallas), y las asignadas a elipsoides de esfuerzos permutados (93 fallas).

Los resultados del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para el campo extensivo muestra un diagrama de tipo extensión uniaxial, con compresión en la vertical, y un máximo acortamiento horizontal (<60 %) según una dirección NO-SE (fig. 9.2.6). No obstante, el hecho de que no aparezca una zona 100% compatible en extensión, y que la zona con valores con compresión intermedia (60-80 %) esté bastante

próxima a la vertical, indica una cierta componente radial. El método de inversión de esfuerzos proporciona un tensor de tipo extensivo, próximo al campo de extensión radial, que explica 475 fallas, (68 % del total, fig. 9.2.6).

Las características de este tensor son un coeficiente de fricción medio (μ) de 1.1, un $R = 0.03$ con σ_1 vertical y σ_3 horizontal según N147E, aunque con una dispersión bastante elevada. Los intervalos de confianza en la orientación de los tres ejes principales, calculados mediante muestreo con reemplazamiento, también muestran una cierta dispersión en la orientación de los ejes horizontales (9°), mientras que σ_1 se mantiene vertical en todos los casos. El error cuadrático en el cálculo de la solución (7.32°) es bajo, y los histogramas de desviaciones obtenidos para los parámetros PMA y SLIP son bastante buenos (fig. 9.2.6).

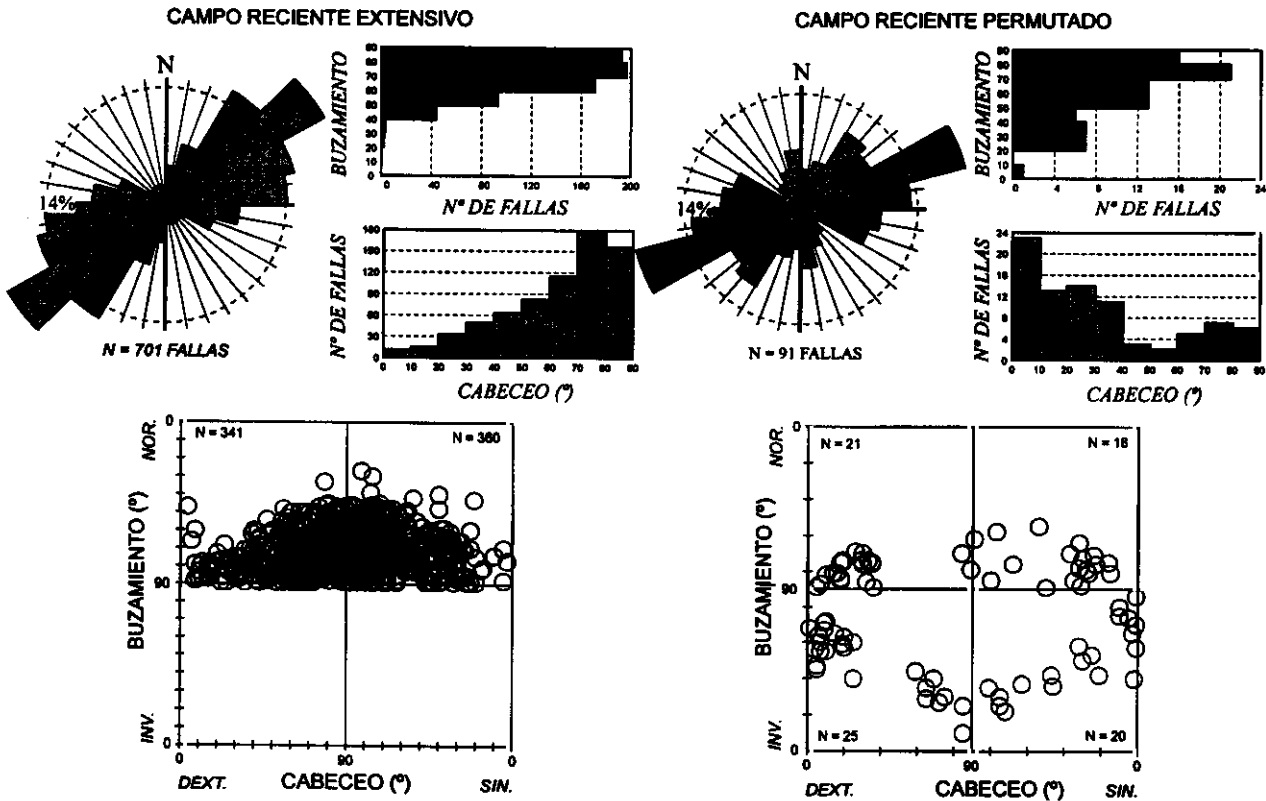


Figura 9.2.5: Rosas de direcciones, histogramas de buzamientos y cabeceos, y diagrama cabeceo/buzamiento para los tensores extensivos (izquierda) y compresivos (derecha) del campo de paleoesfuerzos "Reciente" (Plioceno-Cuaternario).

Los resultados de las fallas correspondientes al campo *Reciente compresivo* también se pueden observar en la figura 9.2.6. El método de los diedros rectos proporciona un diagrama solución de tipo desgarre, con máximo acortamiento horizontal según NE-SO, y máxima extensión horizontal orientada perpendicularmente a la anterior.

El método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) explica 55 fallas (60 % del total) con un tensor de tipo desgarre, con σ_1

horizontal según N46E, σ_2 vertical y un R de 0.5. El error cuadrático de la solución es de 7.04° , el coeficiente de fricción medio es bajo ($\mu = 0.3$), pero sin embargo, los intervalos de confianza de σ_1 y σ_2 son bastante elevados (26 y 27°), respecto al de σ_3 .

Este dato apoya la interpretación, realizada a partir de los datos de campo, de que estos tensores son permutaciones locales de los elipsoides extensivos, manteniendo con ellos una orientación de σ_3 común (fig. 9.2.6).

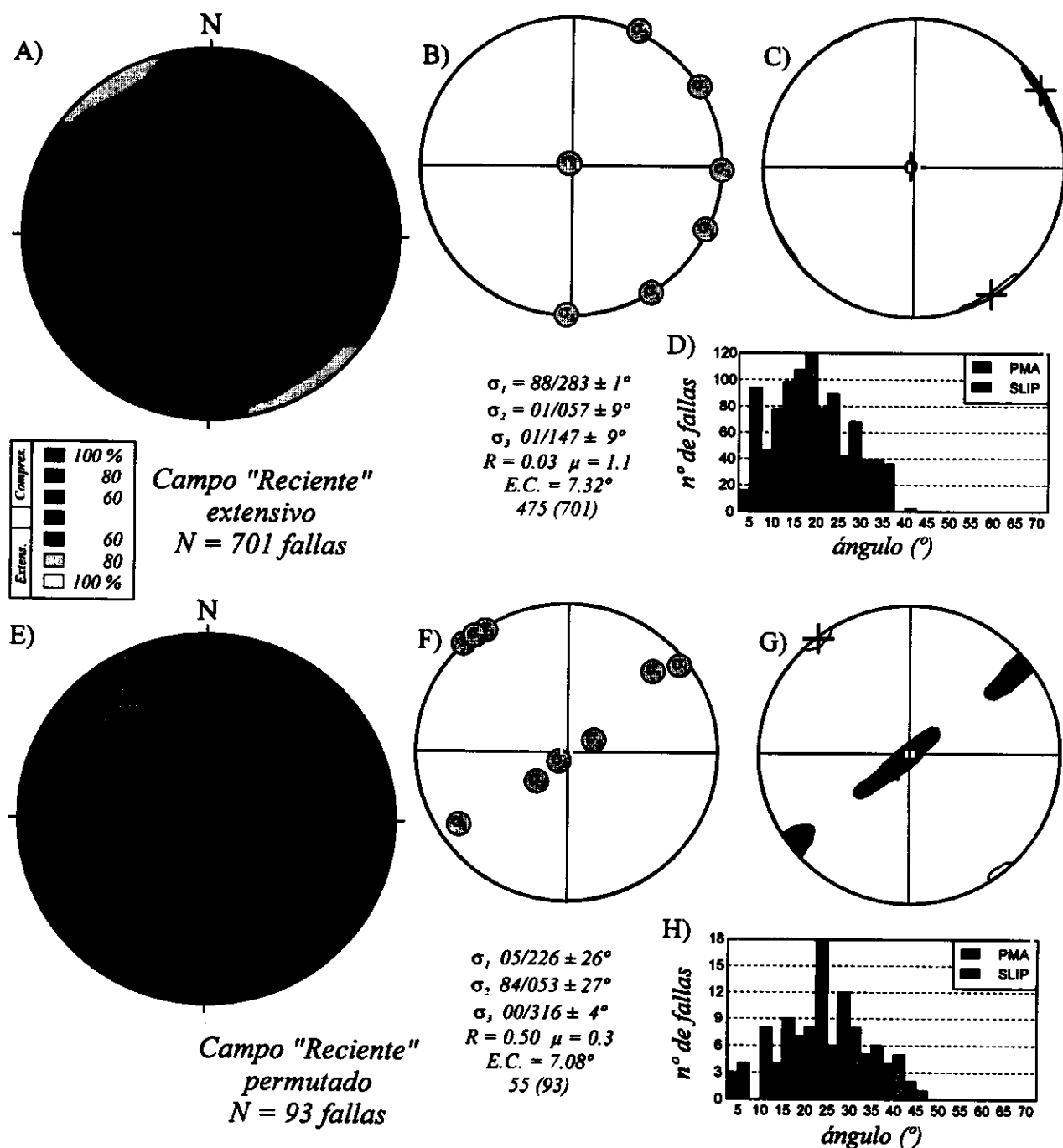


Figura 9.2.6: Resultados de los tensores de paleoesfuerzos medios extensivo (arriba) y compresivo (abajo) de las fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Reciente". A y E) Diagramas de diedros rectos. B y F) Ejes principales de esfuerzos. C) y G) Intervalos de confianza obtenidos por muestreo con reemplazamiento (Reches et al., 1992). D) y H) Histogramas de las desviaciones angulares entre los ejes principales del tensor "ideal" y del calculado (PMA), y entre las estrías teóricas y reales (SLIP).

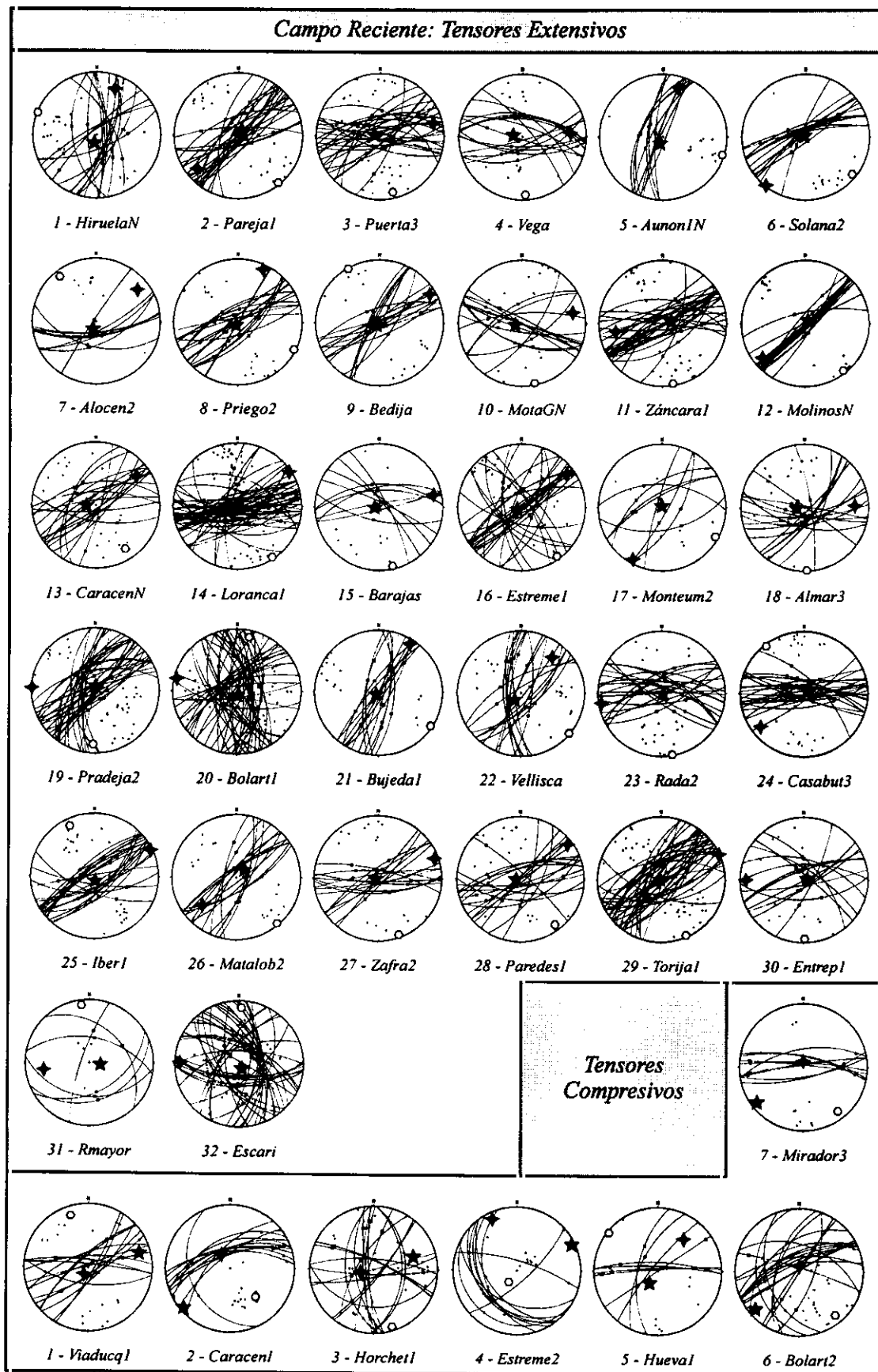


Figura 9.2.7: Representación en la red de Wülf (semiesfera inferior) de las fallas y tensores de paleoesfuerzos, calculados con el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992), asignados al campo de paleoesfuerzos "Reciente". Los nombres de las estaciones se corresponden con los de la figura 9.2.3 y con el Anexo III, y la leyenda es equivalente a la de la figura 6.4.7).

9.3 - ANÁLISIS DE LA FISIOGRAFÍA

Para poder realizar un análisis de la fisiografía, y dado el gran tamaño de la zona de estudio (10.800 Km²), se planteó crear un *modelo digital del terreno* (MDT) que, además de ser utilizado como sistema de representación geográfica, sirviera para analizar la topografía y los elementos morfoestructurales lineales y planares. Este MDT particular se ha utilizado conjuntamente con la *Carta Digital de España* desarrollada recientemente por el Servicio Geográfico del Ejército (1995), teniendo ambos modelos una resolución máxima de 100 m (tamaño de *pixel*). El hecho de desarrollar un MDT propio se justifica porque permite realizar operaciones aritméticas y *booleanas* entre diferentes mapas, que no es posible realizar con la carta del S.G.E.

Construcción del modelo digital del terreno (MDT)

El MDT de la zona de estudio (fig. 9.3.1) se ha realizado a partir de la digitalización de las curvas de nivel de las hojas 1:50.000 del S.G.E., en cuadrículas de 10 km de lado, utilizando el sistema de coordenadas UTM (huso 30). Una vez digitalizadas las curvas de nivel, con un intervalo de 20 m, se procedió a la interpolación de los puntos

digitalizados a una malla de 100 m de lado mediante *kriging* con variograma lineal y un radio de interpolación de 5 km. A partir de esta malla regular se creó la imagen *raster* con el sistema de información geográfica *Idrisi 1.0 para Windows* (1995).

9.3.1 - ANÁLISIS DE LOS ELEMENTOS MORFOESTRUCTURALES LINEALES

Los elementos lineales que se han analizado incluyen algunos clásicos, como son los cursos fluviales y las lineaciones morfotectónicas de las imágenes *Landsat* (a escalas 1:100.000 y 1:250.000). Por otra parte, se han utilizado los MDT para obtener lineamientos morfoestructurales mediante la aplicación de filtros direccionales que simulan iluminaciones artificiales desde diferentes focos de luz. Estos filtros permiten la utilización de diferentes paletas de colores, con lo que resulta posible realzar y visualizar la topografía. Todas estas técnicas de tratamiento facilitan la cartografía de lineamientos morfoestructurales a gran escala, y se han aplicado con el SIG *Idrisi para Windows* (1995).

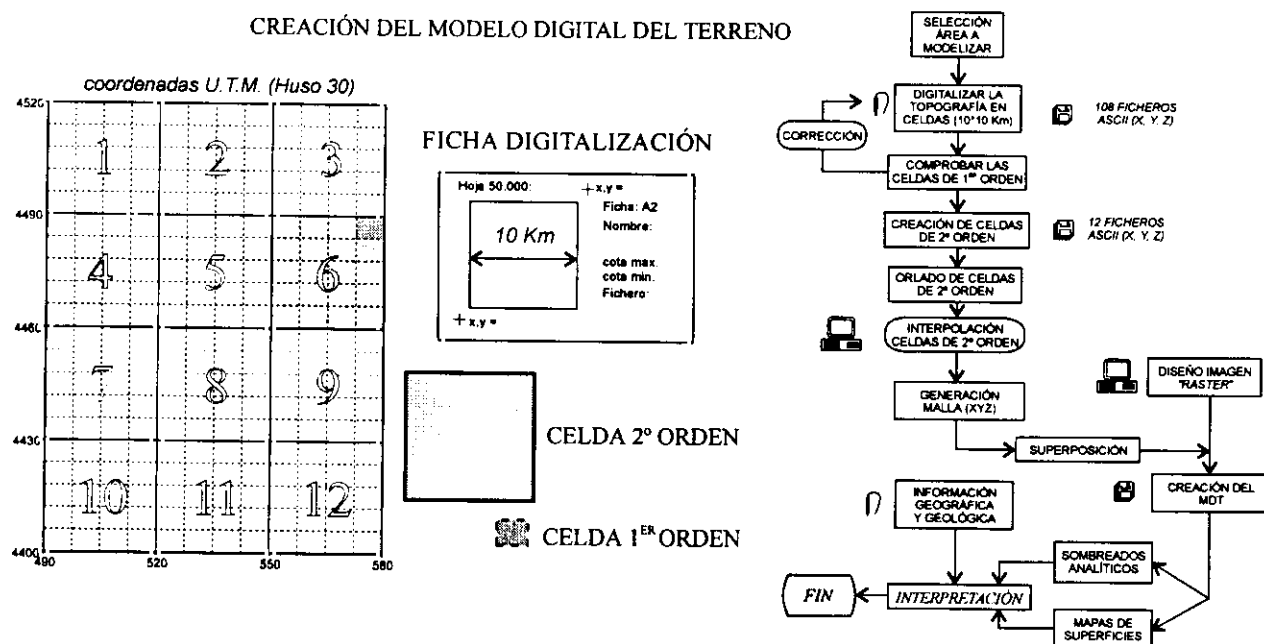


Figura 9.3.1: Diagrama de flujo del proceso de elaboración del modelo digital del terreno a partir de las hojas topográficas a escala 1:50.000 del S.G.E.

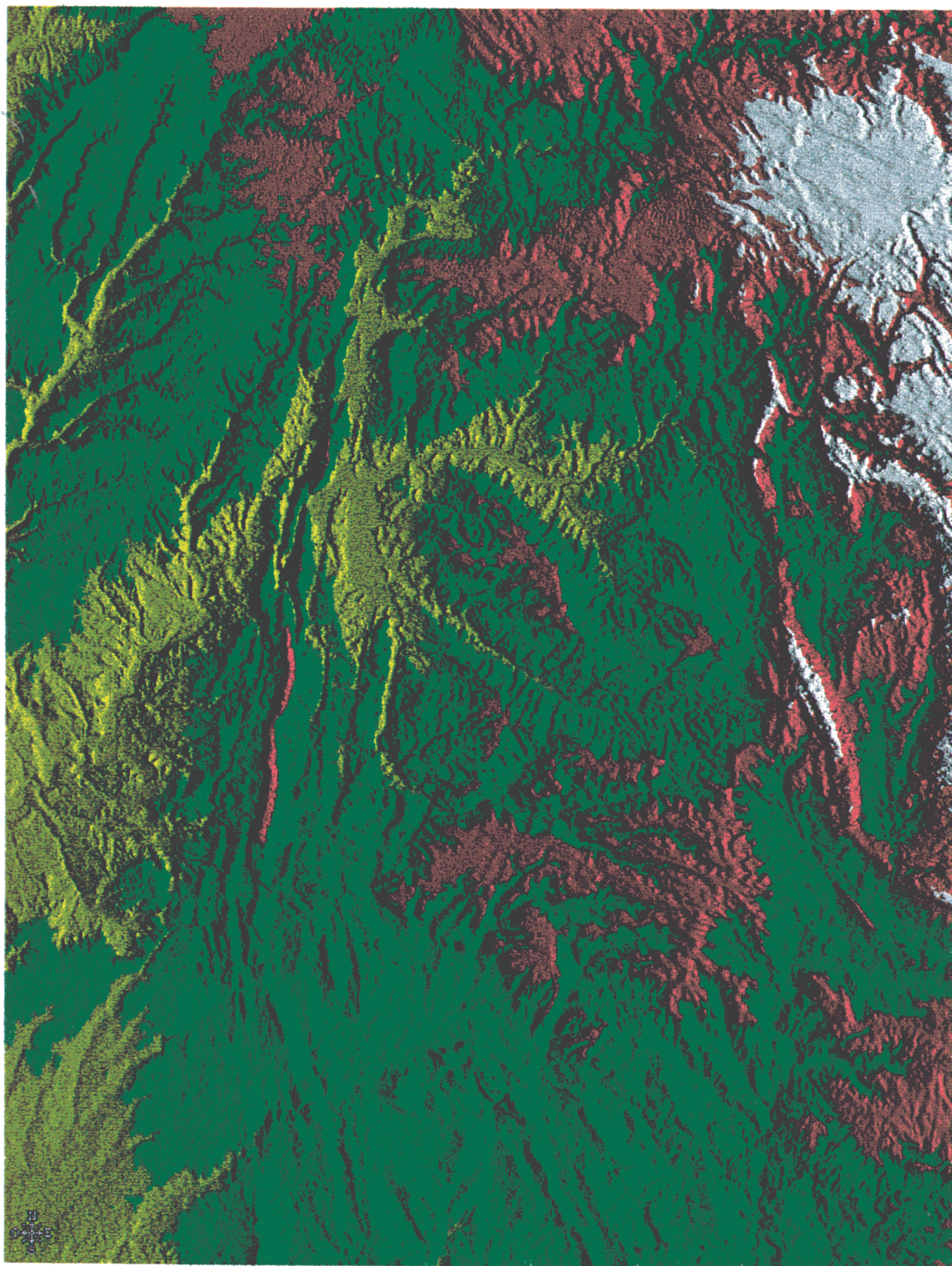


Figura 9.3.2: Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio, con un sombreado artificial desde un foco orientado 45/170°.

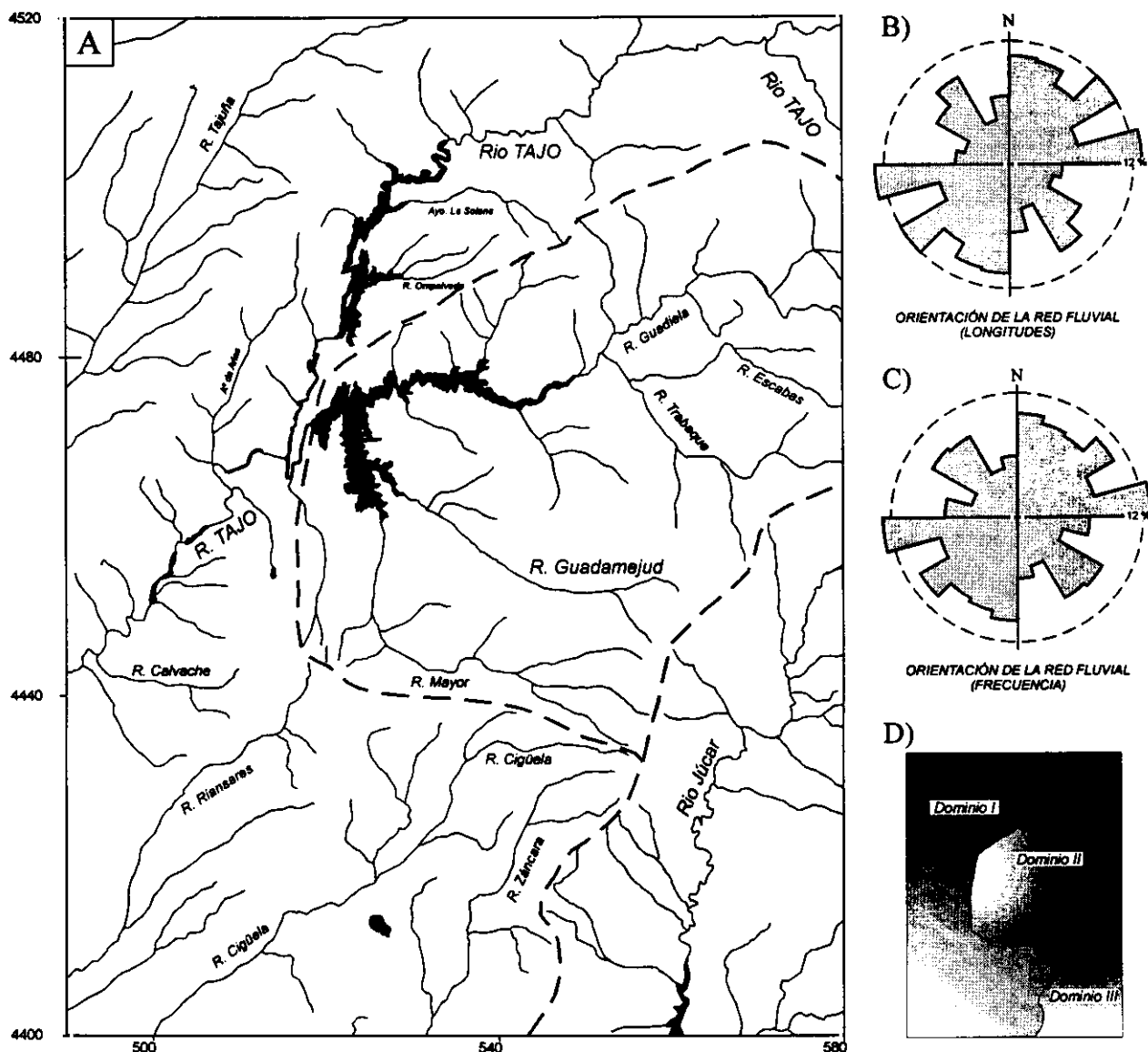


Figura 9.3.3: A) Red fluvial de la zona estudiada, B) y C) Rosas de direcciones de los cursos fluviales y D) Dominios con patrón de drenaje diferenciados.

El análisis de los elementos lineales se ha realizado mediante la interpretación de las imágenes y su posterior digitalización como elementos vectoriales (orientación, posición y longitud). Una vez obtenidos todos los datos de lineamientos, se han realizado rosas de direcciones de los mismos, ponderando tanto la magnitud de los lineamientos (% del total de las longitudes), como las frecuencias (considerando cada lineamiento como un vector unitario). Además, y para analizar su distribución espacial, se han representado las diferentes familias de orientaciones en planta. El último paso de este análisis ha consistido en el contraste entre los resultados obtenidos con las diferentes aproximaciones.

A) Orientaciones de los cursos fluviales

La red fluvial de la zona de estudio presenta unas orientaciones muy bien definidas, tal y como se puede observar en las rosas de direcciones construidas ponderando la longitud y la frecuencia (fig. 9.3.3). De este modo, se distinguen cuatro direcciones principales: ENE, NE, NNE y NO.

Además de estas orientaciones preferentes de los cursos fluviales, es posible distinguir una serie de áreas o *dominios* donde el patrón de la red de drenaje es diferente. Estos dominios (denominados I, II y III) se muestran, a modo de esquema, en la figura 9.3.3.

♦ **Dominio I:** Este área incluye la cuenca de Madrid, el tercio meridional de la cuenca de Loranca y el sector de enlace entre ambas cuencas. Se caracteriza por una red fluvial que drena hacia el SO, con los principales cursos fluviales (Tajo, Tajuña, Cigüela, Riansares y Zancara) orientados NE-SO. Estos ríos presentan afluentes y arroyos perpendiculares (Tajo) y subparalelos (Tajo y Cigüela) a la orientación de sus cursos.

♦ **Dominio II:** Incluye la parte central de la cuenca de Loranca y su unión con la Cordillera Ibérica. Se caracteriza por presentar un drenaje de tipo centrípeto hacia un punto situado entre la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira, en las proximidades del cierre del embalse de Buendía. En este área los cursos fluviales drenan hacia el SE (Guadiela), N (Mayor), NO (Guadamejud, Trabaque), O (Escabas) y S (Garigay).

♦ **Dominio III:** Comprende el extremo sur-oriental de la zona de estudio, y se caracteriza por presentar un drenaje general hacia el S, siendo el principal curso fluvial el Júcar.

B) Orientaciones de las lineamientos morfoestructurales obtenidos a partir de las imágenes Landsat

Las lineaciones morfotectónicas muestran tres direcciones principales, aunque presentan algunas variaciones en su orientación en función de la escala a las que se observen (1:100.000 y 1:250.000): NE-SO, NO-SE y ENE-OSO. Además, también se aprecian diferencias en la distribución de las orientaciones si se pondera la longitud de las fracturas, o bien la frecuencia de las mismas.

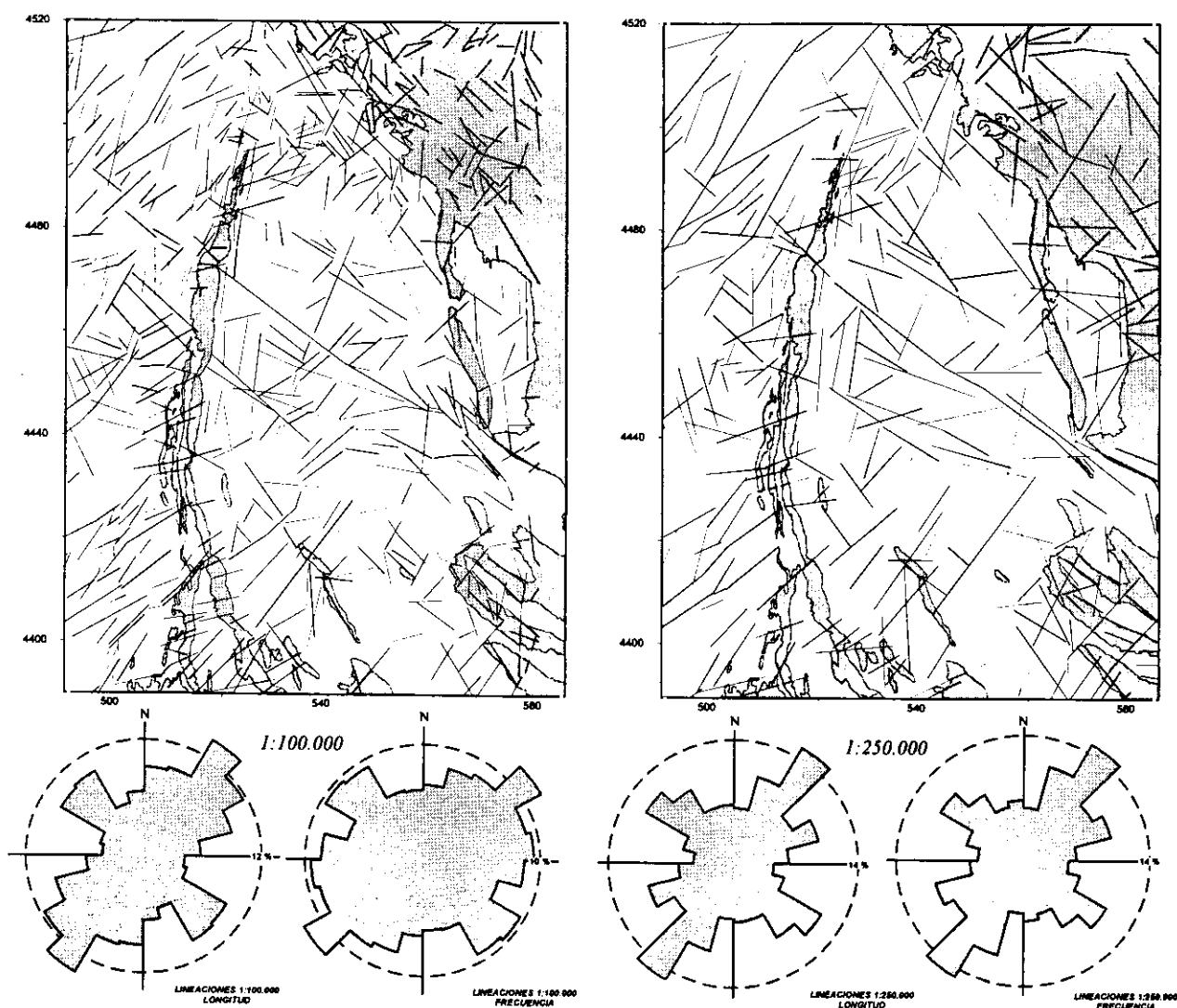


Figura 9.3.4: Cartografía de los principales lineamientos morfoestructurales y rosas de direcciones ponderando longitudes y frecuencias a escala 1:100.000 (izquierda) y 1:250.000 (derecha).

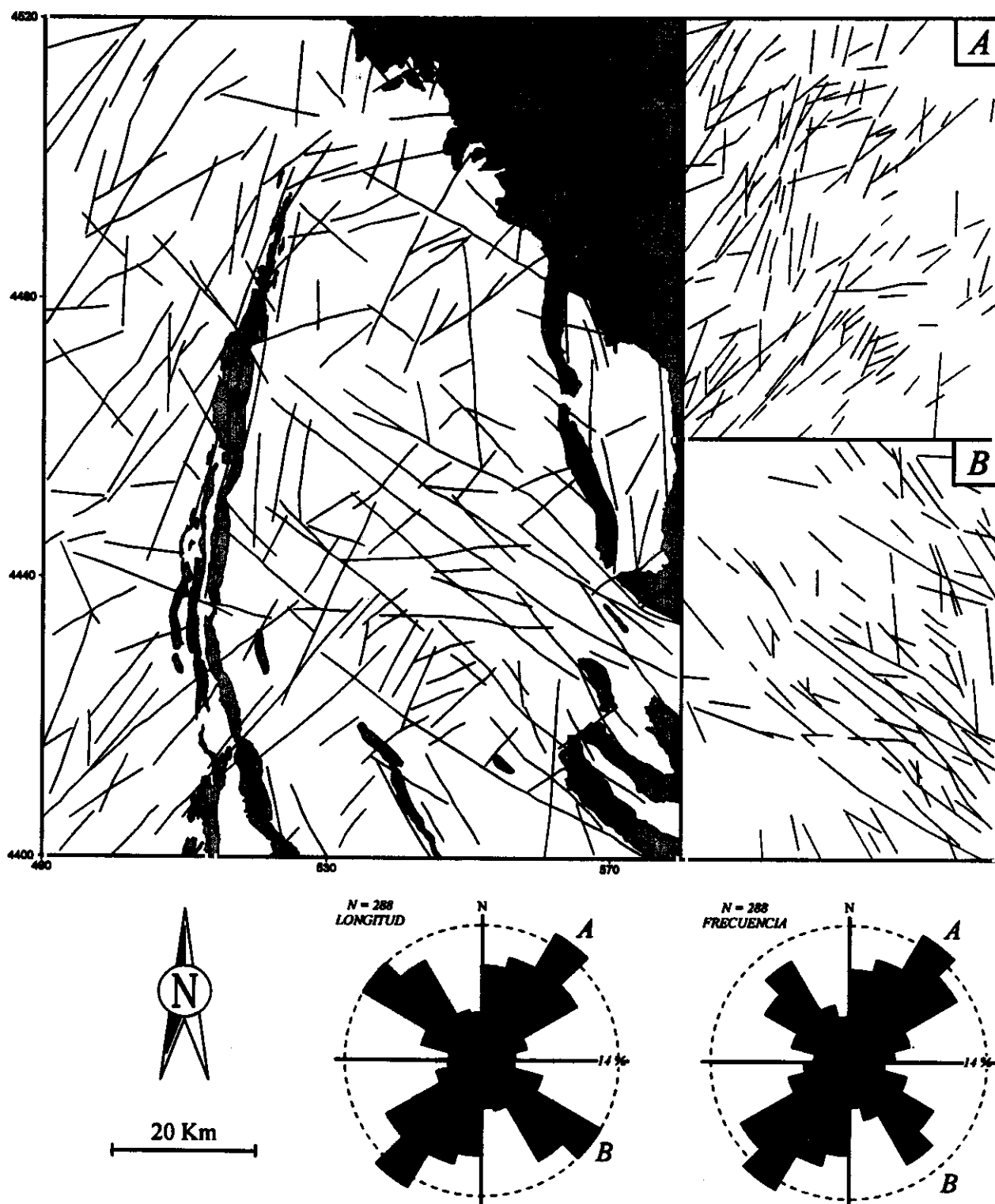


Figura 9.3.5: Proyección de los lineamientos y rosas de direcciones deducidos de los sombreados analíticos y de los mapas de orientaciones de las pendientes del Modelo Digital del Terreno.

♦ *Escala 1:250.000:* En la rosa de direcciones que pondera las longitudes se pueden observar las tres direcciones principales descritas (NE, NO y ENE), mientras que en la rosa que pondera las frecuencias es posible distinguir una pequeña moda según NNO.

La escasa variación de los resultados entre las frecuencias relativas en las dos rosas de direcciones indica que, a esta escala de observación, hay una buena relación entre el tamaño y frecuencia de los lineamientos morfotectónicos.

❖ *Escala 1:100.000*: En la rosa de longitudes, las modas correspondientes a las direcciones NE y ENE se funden en un único máximo con una dirección media NE-SO. En la rosa que pondera las frecuencias se produce un aumento del peso relativo de la familia NO-SE y aparece una pequeña moda orientada E-O. El hecho de aparezca una familia adicional E-O cuando se pondera la frecuencia, indica que estos lineamientos son de pequeña longitud pero relativamente numerosos.

De la comparación entre ambas escalas se puede concluir que existen dos direcciones principales de lineamientos: NE-SO (que se descompone en dos máximos menores a gran escala) y NO-SE.

Por lo que se refiere a la distribución espacial de las lineaciones, cabe destacar que las orientaciones NE-SO son claramente dominantes en la cuenca de Madrid, mientras que las NO-SE son mayoritarias en la Cordillera Ibérica. En el sector intermedio (mitad meridional de la cuenca de Loranca) coexisten las dos familias de lineamientos principales.

C) Orientaciones de los lineamientos morfoestructurales obtenidos del Modelo Digital del Terreno

Para analizar los lineamientos morfoestructurales, se han sombreado artificialmente los modelos digitales del terreno con focos de luz dispuestos en seis orientaciones diferentes. Para la cartografía de estos elementos, además de las imágenes iluminadas, también se han utilizado mapas de orientaciones de pendientes y de magnitudes de las mismas, así como los mapas de superficies que se describen en el apartado siguiente.

Si representamos las rosas de direcciones de los lineamientos que se obtienen, tanto ponderando las longitudes, como las frecuencias (fig. 9.3.5), aparecen dos modas principales: NE-SO (moda A) y NO-SE (moda B).

La distribución espacial de los lineamientos es similar a la que se obtenía con las ortoimágenes *Landsat*: la familia NE-SO es dominante en la cuenca del Tajo, mientras que la familia NO-SE está más extendida en la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la cuenca de Loranca.

Conviene destacar que, al contrario que con la imagen *Landsat* a escala 1:100.000 y en la red fluvial, no aparece la moda E-O.

D) Discusión

Para discutir las relaciones entre las morfoestructuras lineales y la fracturación, resulta interesante comparar los resultados de las dos aproximaciones, que además, puede servirnos para ver la relación entre fracturación y morfoestructura a diferentes escalas de observación.

El análisis de los elementos morfoestructurales lineales, llevado a cabo desde tres fuentes de información diferentes, muestra que existen dos direcciones principales a escala regional en la zona de estudio: a) NE-SO y b) NO-SE:

A) Lineamientos morfoestructurales NE-SO: Son los más importantes y abundantes. Controlan la red fluvial en la mitad oriental en la zona de estudio (cuenca de Madrid y mitad meridional de la Sierra de Altomira. Si se analizan las distribuciones a una escala mayor (1:250.000), esta familia se puede descomponer en dos direcciones: N30E y N60E.

B) Lineamientos morfoestructurales NO-SE: Es la segunda moda en importancia, y al contrario que la anterior, no se descompone en dos direcciones si se analizan los lineamientos a una escala mayor. También ejercen un control importante de la red fluvial, especialmente en la Cordillera Ibérica.

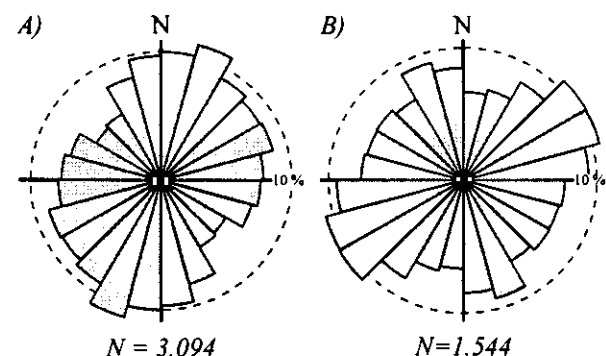


Figura 9.3.6: Rosas de direcciones de los planos de falla medidos a escala mesoestructural descritos en los capítulos 6 y 9. A) Fallas correspondientes a todos los campos de paleoesfuerzos (Oligoceno-actualidad). B) Fallas correspondientes a los esfuerzos activos desde el Mioceno medio - actualidad (campos de esfuerzos "Guadarrama" y "Reciente").

C) Lineamientos morfoestructurales N-S: El peso relativo de esta familia es mucho menor que el de las otras dos obtenidas a partir de las imágenes *Landsat* y los *MDT*. Sin embargo, la red fluvial refleja claramente esta dirección, y su distribución espacial es máxima en las proximidades de las sierras de Altomira y de Bascuñana, aunque también aparecen estas orientaciones de un modo aislado por el resto de la zona de estudio.

En la figura 9.3.6 se representan las fallas medidas en el campo, distinguiendo A) el total de fallas medidas, y B) las fallas correspondientes al campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* y al *Reciente* (Mioceno medio - actualidad). En la rosa de direcciones correspondiente al conjunto total (fig. 9.3.6A) se observa una distribución con un moda principal NNE-SSO y otra menor ENE-OSO, mucho peor definida. Por el contrario, si representamos las fallas correspondientes a los campos de esfuerzos activos desde el Mioceno medio hasta la actualidad (fig. 9.3.6B), obtenemos dos direcciones principales: NE-SO, y otra NNO-SSE con una moda menor según NE-SO.

Por lo tanto, resulta bastante evidente el hecho de que los principales lineamientos morfoestructurales en el borde oriental de la cuenca del Tajo responden, en mayor grado, a la actividad de los esfuerzos activos desde el Mioceno medio hasta la actualidad, con la excepción del sector central de la Sierra de Altomira, donde las estructuras compresivas N-S desarrolladas en la cobertera durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, ejercen un control fisiográfico importante y condicionan el patrón de la red fluvial en esa zona.

9.3.2 - ELEMENTOS MORFO-ESTRUCTURALES PLANARES

Si representamos la distribución de cotas y de pendientes de la topografía de la zona de estudio (fig. 9.3.7), podemos observar la presencia de un claro máximo entre los 700 y los 1000 m de altura, y unas pendientes dominantes menores del 10 %. Estos datos nos indican que uno de los rasgos característicos del borde oriental de la cuenca del Tajo es la presencia de amplias zonas relativamente planas.

Para analizar las características y distribución de estas superficies, así como su relación con los elementos morfoestructurales

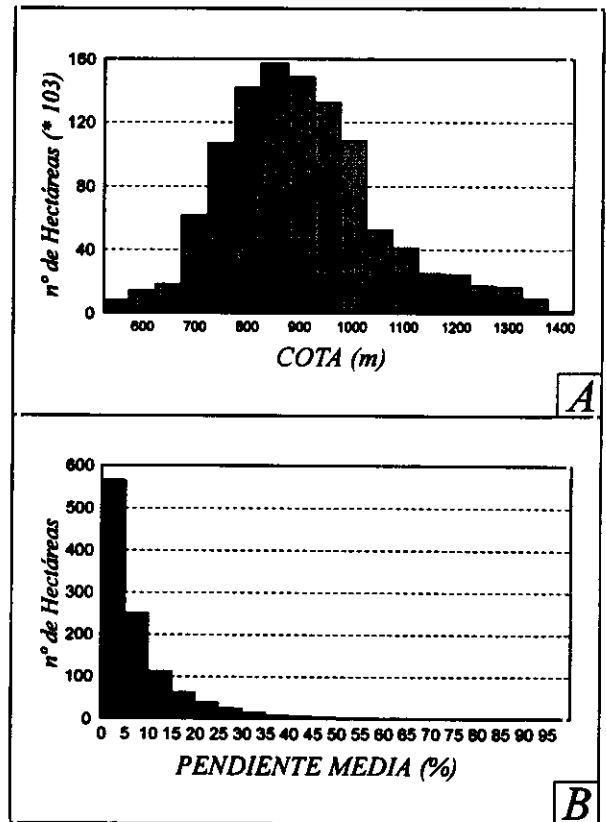


Figura 9.3.7: Histogramas de frecuencias, en n° de hectáreas, de: A) Valores de cota topográfica media (m) y B) pendiente media (en %).

lineales, vamos a utilizar un mapa donde se representa la cota (m) en las zonas con topografía planas (con una pendiente media menor del 6%, fig. 9.3.7). Este tipo de representación, junto con la topografía sombreada, nos permite cartografiar la orientación de las superficies, y la presencia de rupturas y pliegues de gran escala, que son difícilmente detectables con otros métodos más convencionales.

A partir de estas imágenes, se han podido seleccionar una serie de elementos fisiográficos de gran escala presentes en la zona de estudio, entre los que destacan: superficies planas con buzamientos regionales, flexiones antiformales y sinformales de gran radio, y relieves estructurales.

La distribución espacial de estos elementos morfológicos en la zona de estudio no es aleatoria, sino que es posible observar algunas relaciones entre el tipo y orientación de los elementos morfológicos y su localización geográfica.

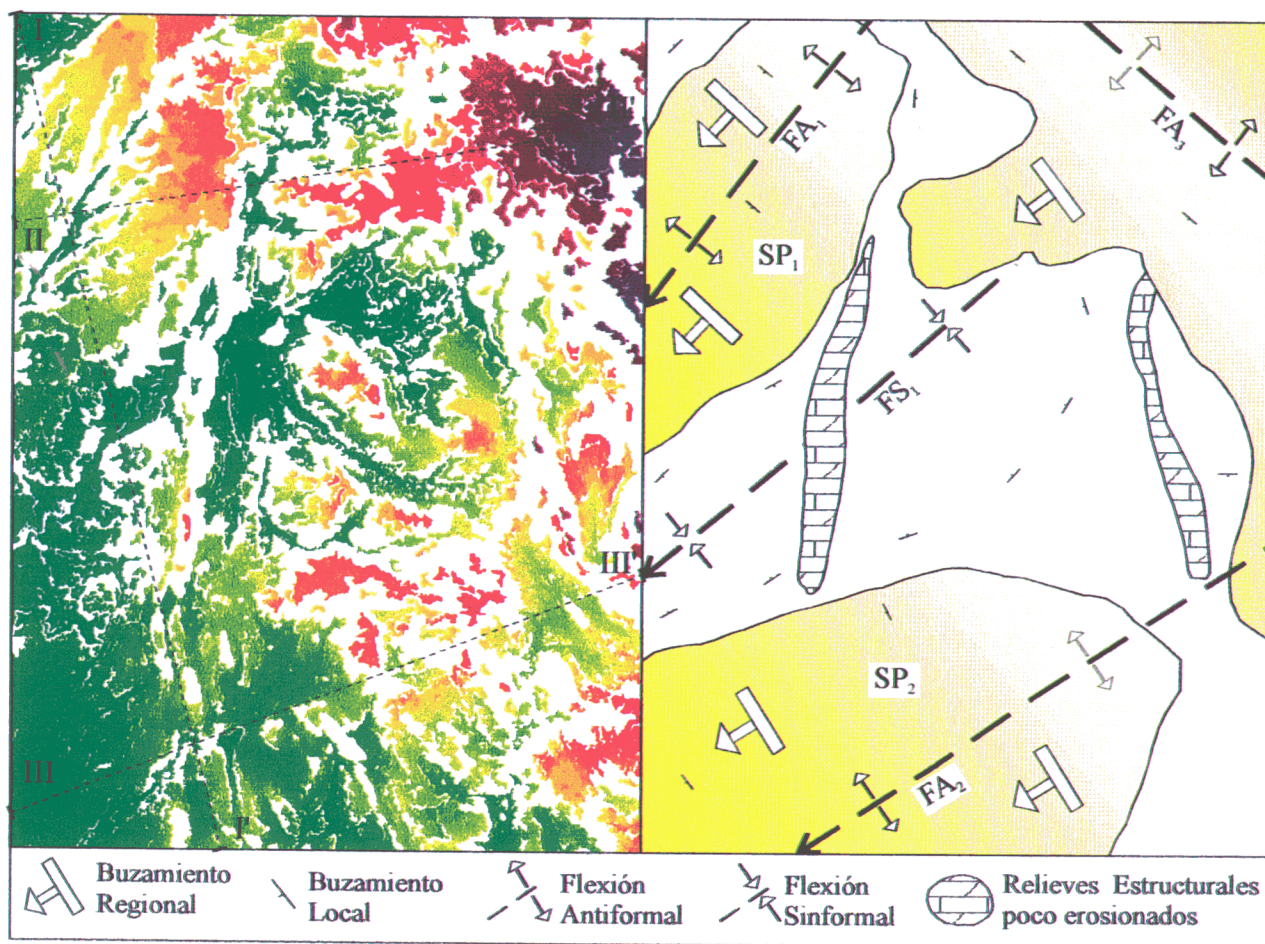


Figura 9.3.8: Mapa de elevación topográfica de las zonas con pendientes menores del 6% (izquierda) con la localización de los perfiles topográficos de la figura 9.3.9. A la derecha se muestra el esquema interpretativo de las principales estructuras fisiográficas de gran escala (ver texto para la explicación).

A) Superficies planas

Se han detectado dos superficies planas suavemente inclinadas hacia el SO en la zona de estudio (fig. 9.3.8): la más importante (SP_1) corresponde con la *superficie del Páramo*, se sitúa en el tercio septentrional de la zona de estudio, y se extiende desde el centro de la cuenca de Madrid hasta la Cordillera Ibérica. La segunda (SP_2) se sitúa en el cuadrante suroccidental de la zona de estudio, extendiéndose hasta el interior de la cuenca de Loranca. Aunque ambas superficies presentan un buzamiento regional similar, existen diferencias entre ambas:

✧ La *superficie del Páramo* (SP_1) presenta unos flancos muy bien definidos, con buzamientos de los mismos hacia el NO y SE, presencia de numerosas fallas, y un elevado encajamiento de la red fluvial.

✧ La superficie meridional (SP_2) presenta unos límites septentrionales y orientales peor definidos. No obstante, es posible observar una

suave pendiente regional hacia el NO en su límite septentrional.

B) Flexiones de gran radio

A partir del análisis de la topografía, resulta posible distinguir cuatro suaves flexiones (figs. 9.3.8 y 9.3.9): 1) dos antiformas y una sinforma de dirección NE-So distribuidas en la parte occidental y central de la zona de estudio, y 2) una antiforma NO-SE cuyo eje se sitúa alo largo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

1) Las Flexiones NO-SE

✧ La más flexión antiformal más importante (FA_1), es la que afecta a la *superficie del Páramo*, ya que, aunque presenta una inclinación regional hacia el SO, su flanco meridional buza hacia el SE y su flanco septentrional hacia el NO.

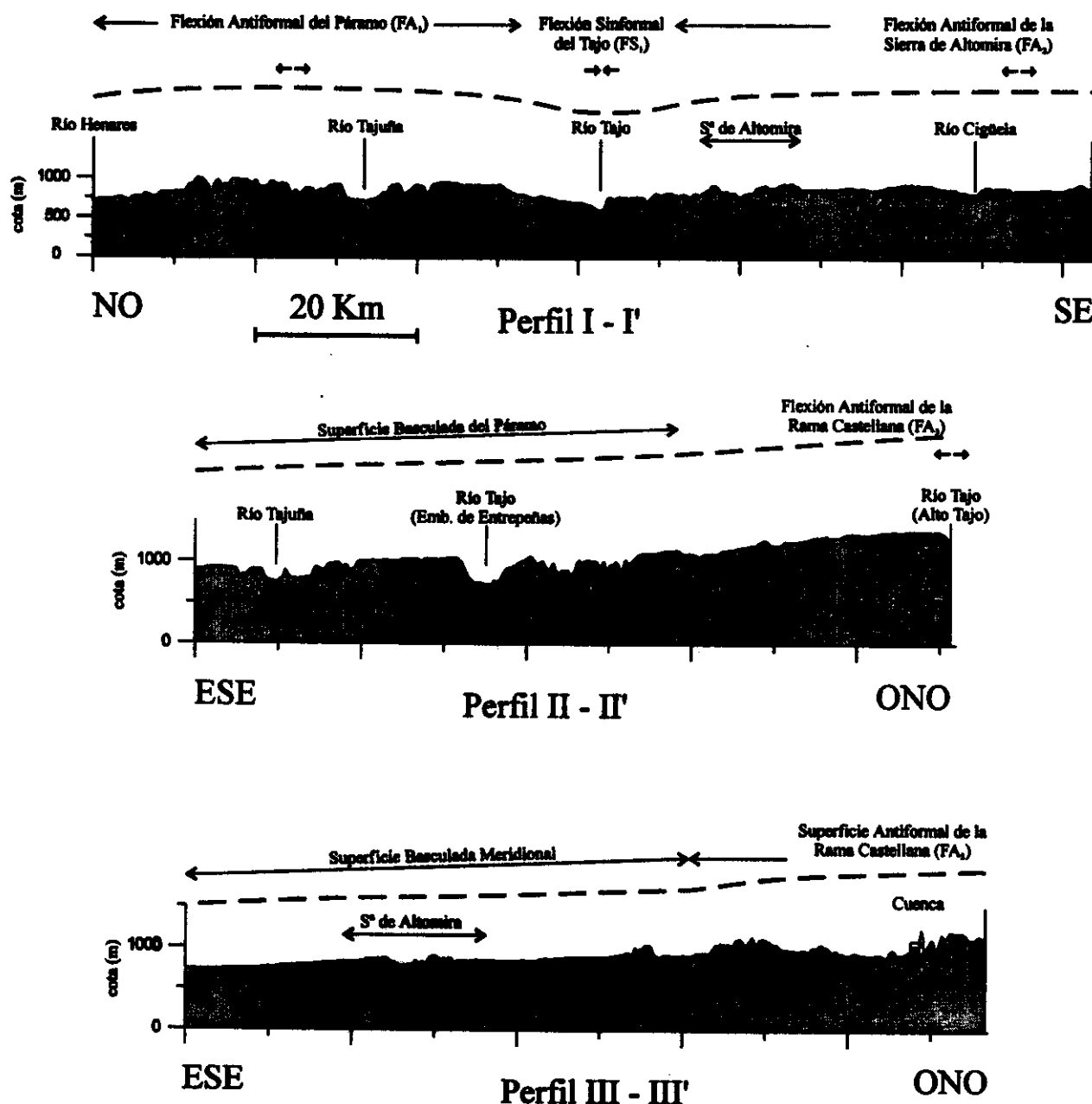


Figura 9.3.9: Perfiles topográficos realizados a partir del MDT mostrados en la figura 9.3.8. En el perfil I-I' se observan las dos flexiones antiformales de dirección NE-SO. En el perfil II-II' se observa la superficie basculada del Páramo hacia el SE, y el flanco occidental de la flexión antiformal de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En el perfil III-III' es posible distinguir la superficie basculada meridional de la Sierra de Altomira, la fuerte erosión de los relieves mesozoicos del Sector Meridional de la Sierra de Altomira, y la peor definición de la superficie antiformal de la Cordillera Ibérica.

◊ Paralelamente a la anterior, pero situada más hacia el S, aparece la flexión antiformal meridional (FA₂), situada entre el extremo SO de la zona de estudio y el eje de la cuenca de Loranca. Presenta una geometría mucho más laxa que la FA₁, siendo su flanco septentrional el que presenta una geometría más marcada.

◊ La flexión sinformal detectada (FS₁) se sitúa entre la superficie del Páramo y la superficie

meridional (FA₂). El eje de la misma tiene una orientación NE-SO y se localiza entre Estremera (en el extremo occidental del Tajo) y Villalba del Rey, en el interior de la cuenca de Loranca. Esta flexión sinformal es asimétrica, con un flanco meridional mucho más suave que el septentrional. De este modo, resulta difícil establecer el límite entre la flexión sinformal del Tajo y la superficie meridional.

2) La Flexión NO-SE de la Cordillera Ibérica

La otra flexión antiformal (FA₃) se desarrolla a lo largo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, con una traza axial orientada NO-SE entre Zaorejas y Beteta. El flanco oriental de esta flexión enlaza con la *superficie del Páramo* en el tercio septentrional de la zona de estudio (perfil II, fig. 9.3.9), y afecta claramente, tanto a las estructuras mesozoicas, como a los materiales del Mioceno superior y Plioceno.

C) Relieves estructurales

Se desarrollan debido a la mayor resistencia a la erosión de los materiales carbonatados mesozoicos frente a los sedimentos terciarios. Los

más relevantes se sitúan a lo largo del sector central de la Sierra de Altomira y en la Sierra de Bascuñana. Sin embargo, también aparecen relieves estructurales residuales en el tercio meridional de la Sierra de Altomira y en su enlace con la Cordillera Ibérica.

Resulta interesante destacar que los principales relieves estructurales de la Sierra de Altomira coinciden con la interferencia entre las estructuras compresivas terciarias y la flexión sinformal del río Tajo. Por el contrario, los anticlinorios mesozoicos del sector meridional de la Sierra de Altomira se encuentran biselados por la superficie meridional SP₂, estando los relieves estructurales de este sector de la Sierra de Altomira muy erosionados (fig 9.3.9, perfil III-III').

9.4 - ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

En áreas intraplaca con sismicidad baja, como es el caso de la zona de estudio, su análisis resulta complicado, tanto por el escaso número de sismos, como por su baja magnitud. Sin embargo, el estudio de la sismicidad en este tipo de áreas ha experimentado un creciente interés durante los últimos años debido a que permite comprender,

tanto el estado de esfuerzos en amplias zonas de la corteza, como los mecanismos tectónicos de acomodación de la deformación en las áreas alejadas de los límites de las placas. En este sentido, el análisis sismotectónico de la zona de estudio nos permite completar la evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo, en lo referente a los campos de esfuerzos y a la cinemática de las estructuras.

Recientemente, se ha realizado una Tesis Doctoral sobre la neotectónica y sismotectónica del sector centro-oriental de la cuenca del Tajo dentro de nuestro equipo de trabajo (Giner, 1996). En este trabajo se incluye el análisis de los sismos presentes en el centro peninsular hasta el año 1992, y se propone un modelo sismogenético para gran parte de nuestra zona de estudio. En este capítulo vamos a completar la información analizada por Giner (1996) con algunos datos puntuales y recientes, para discutir tanto la validez del modelo, como su posible extrapolación hacia el S y el E.

Para poder alcanzar estos objetivos, en este apartado se van a realizar los siguientes pasos:

A) Una breve síntesis de los datos y características de los esfuerzos activos y del modelo sismotectónico del centro peninsular (Giner 1996; Giner *et al.*, 1996b; De Vicente *et al.*, 1996b y c).

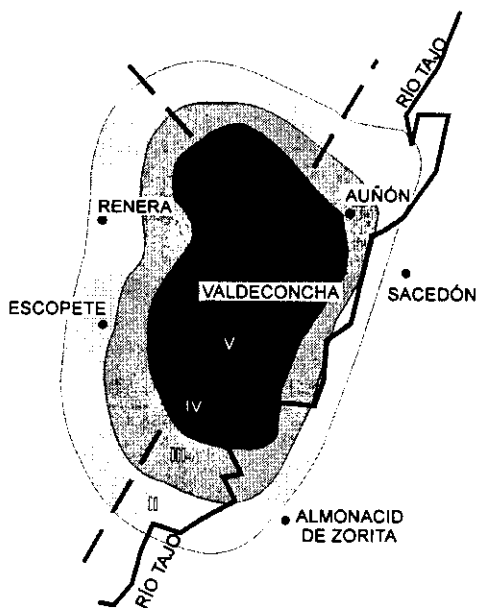


Figura 9.4.1: Mapa de isosistas del sismo de Valdeconcha (3 de Julio de 1922), con las líneas de distorsión de las isosistas con respecto a la morfología teórica de disipación de la energía en un medio homogéneo (modificado de I.G.N., 1993; en Giner, 1996).

B) Un análisis de cuatro sismos recientes situados en el interior de la zona de estudio, que incluye su relocalización y la construcción de los mecanismos focales.

C) El contraste entre nuestros resultados y los mecanismos focales obtenidos por Giner (1996), y el establecimiento del estado de esfuerzos actual en la zona de estudio.

Tabla 9.1: Listado de la sismicidad presente en la zona de estudio, recogido en el catálogo de sismos próximos del I.G.N. hasta Diciembre de 1995. HORA: Hora origen (GMT); PRO: Profundidad (Km); RMS: Error cuadrático medio (segundos); EH, Error de localización epicentral (Km); EZ: Error de localización hipocentral (Km); MAG: Magnitud mb calculada a partir de la fase Lg; INT: Intensidad máxima según la escala M.S.K. modificada; P/R: Sismo premonitorio (P) o réplica (R), (D) registro digital.

Nº	FECHA	HORA	SISMICIDAD HISTÓRICA						LONG	LAT	LOCALIZACIÓN
			PRO	RMS	EH	EZ	MAG	INT			
1	1922-01-30	00-00-00.0							02-48.0W	40-30.0N	PASTRANA.GU
2	1922-07-03	02-14-54.0						V	02-53.0W	40-28.0N	VALDECONCHA.GU
3	1942-06-16	07-54-40.0							02-30.0W	40-08.0N	CASTILLEJO-R.CU
4	1957-04-13	13-13-07.5						III	02-57.0W	39-34.0N	PEDROÑERAS.CU
Nº	FECHA	HORA	SISMICIDAD INSTRUMENTAL						LONGITUD	LATITUD	LOCALIZACIÓN
			PRO	RMS	EH	EZ	MAG	INT			
1	1979-06-30	01-44-35.9	5	1.4	8	10	4,10		02-31.2W	40-25.8N	ALCOCER.GU
2	1979-06-30	02-07-25.2	5	1.5	7	10	3,80		02-34.6W	40-32.6N	ALCOCER.GU
3	1980-02-19	12-10-56.0	5	1.4					02-59.0W	39-57.8N	TARANCON.CU
4	1982-02-23	17-59-15.2	5	1.1	3	7	4,10	V	02-45.0W	40-38.2N	DURON.GU
5	1982-04-07	17-02-04.0	15	1.3	9	15	3,20	P	02-44.0W	40-08.5N	HUETE.CU
6	1982-08-23	16-11-59.3	5	1.4	6	5	2,90		02-47.8W	40-43.7N	DURON.GU
7	1986-05-26	13-16-50.6	5	0.5	1	2	2,50		02-46.8W	39-32.5N	BELMONTE.CU
8	1987-10-19	12-54-42.9	5	0.2	1	1	3,20		03-13.8W	40-12.9N	VILLAREJO-S.M
9	1987-11-10	19-28-58.5	5	0.4	3	4	3,00		02-54.9W	39-50.6N	HORCAJO-S.CU
10	1987-11-13	03-09-28.5	15	0.2	2	3	3,00		02-57.6W	39-52.2N	HORCAJO-S.CU
11	1988-06-23	03-27-33.4	8	0.1	1	2	3,00		02-37.9W	39-32.1N	PEDROÑERAS.CU
12	1988-07-14	09-17-01.5		0.2	1		2,80		02-53.3W	39-28.7N	MOTA-CUERVO.CU
13	1988-09-15	17-24-31.9	6	0.4	4	3	3,00		02-03.2W	40-43.8N	FUEMBELLIDA.GU
14	1988-09-27	21-29-28.1		0.6	3		2,80		02-47.0W	39-35.7N	BELMONTE.CU
15	1988-10-24	04-38-51.7	9	0.4	2	2	3,00	4	03-14.0W	40-04.7N	FUENTIDUEÑA.M
16	1989-10-31	10-01-10.7	10	0.4	2	4	3,00	III	02-49.3W	40-29.7N	SACEDON.GU
17	1989-12-15	00-33-33.8	10	0.8	4	9	2,70		02-18.7W	39-29.3N	NE.S.CLEMENTE.CU
18	1990-03-18	15-03-47.8	10	0.3	3	7	2,60		02-48.3W	40-31.3N	AUÑON.GU
19	1991-09-11	02-32-36.3		0.5	6		2,80		02-56.8W	40-15.3N	MAZUECOS.GU
20	1992-01-24	09-49-32.9	1	0.5	3	3	3,30		02-20.0W	40-53.0N	ESPLEGARES.GU
21	1992-04-20	02-08-26.0	2	0,47	2	3	3,80		02-31.0W	39-32.5N	ALBERCA-ZÁN.CU
22	1992-05-12	22-59-14.5	12	0.5	3	5	2,80	R	02-36.2W	39-35.8N	ALBERCA-ZÁN.CU
23	1992-06-08	18-36-20.3	14	0.5	4	6	2,60	D	02-16.9W	40-12.9N	BASCUÑANA.CU
24	1993-02-13	04-16-36.9	4				2,90		03-15.6W	40-26.6N	ANCHUELO.M
25	1993-07-29	23-45-31.7	9	0.5	2	5	2,90	D	03-04.7W	40-26.2N	NO PASTRANA.GU
26	1994-02-14	12-03-49.47	13	0.2	1	2	2,82	D	02-36.1W	40-27.7N	ALCOCER.GU
27	1994-04-07	06-14-4.13	6	0.6	2	4	3,20	D	02-43.6W	39-45.0N	VILLAREJO-FU.CU
28	1994-07-27	05-05-03.7	14				2,60	D	02-22.9W	40-18.7N	E-GASCUEÑA.CU
29	1994-11-16	22-43-34.6	2	0.9	2	2	2,40	D	02-39.6W	39-47.1N	VILLAREJO-FU.CU
30	1994-11-23	09-33-40.0	4	0.6	2	4	2,40	D	02-23.6W	39-32.8N	S.M' CAMPO RUS.CU
31	1995-01-08	19-57-28.5	4				2,40	D	02-14.4W	39-36.4N	HONRUBIA.CU
32	1995-03-29	16-10-07.05	1	0,8	2	2,7	3,11	D	02-46.7W	39-37.7N	LOS HINOJOSOS.CU
33	1995-04-18	04-33-4.19	3				2,60	D	02-47.3W	39-46.2N	VILLAREJO-FU.CU
34	1995-04-18	07-23-18.3	3				2,70	D	02-46.3W	39-48.3N	VILLAREJO-FU.CU
35	1995-04-19	12-55-22.8	4				2,80	D	02-47.7W	39-47.3N	VILLAREJO-FU.CU
36	1995-06-03	16-16-45.3	3				3,00		02-00.3W	39-54.4N	REILLO.CU
37	1995-09-22	17-52-52.4	3				3,00	D	03-09.0W	40-03.5N	BELINCHÓN.CU
38	1995-10-01	12-15-46.1	4				2,50	D	02-30.6W	39-32.3N	ALBERCA-ZÁN.CU
39	1995-12-17	05-27-17.9	12				2,60	D	02-31.0W	39-30.4N	ALBERCA-ZÁN.CU

9.4.1 - ENCUADRE REGIONAL Y CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD

En la Tabla 9.1 se muestra un listado, actualizado hasta Diciembre de 1995, de los terremotos cuyo epicentro se sitúa en la zona de estudio (I.G.N., 1996). En esta tabla se puede observar la presencia de cuatro terremotos históricos, uno de los cuales alcanzó la intensidad V (Valdeconcha), y 39 terremotos instrumentales con una magnitud máxima de 4.1.

A) Sismicidad Histórica

En el borde oriental de la cuenca del Tajo existen evidencias de actividad sísmica, con cinco eventos desde principios de siglo (fig. 9.4.2) en los que se ha alcanzado una intensidad V en la escala MSK modificada (sismo de Valdeconcha; Rey Pastor, 1925; IGN, 1993). El mapa de isosistas del sismo de Valdeconcha (fig. 9.4.1), presenta una elongación según NNE, coincidente con la orientación del valle del río Tajo y con abundantes fallas superficiales cuaternarias.

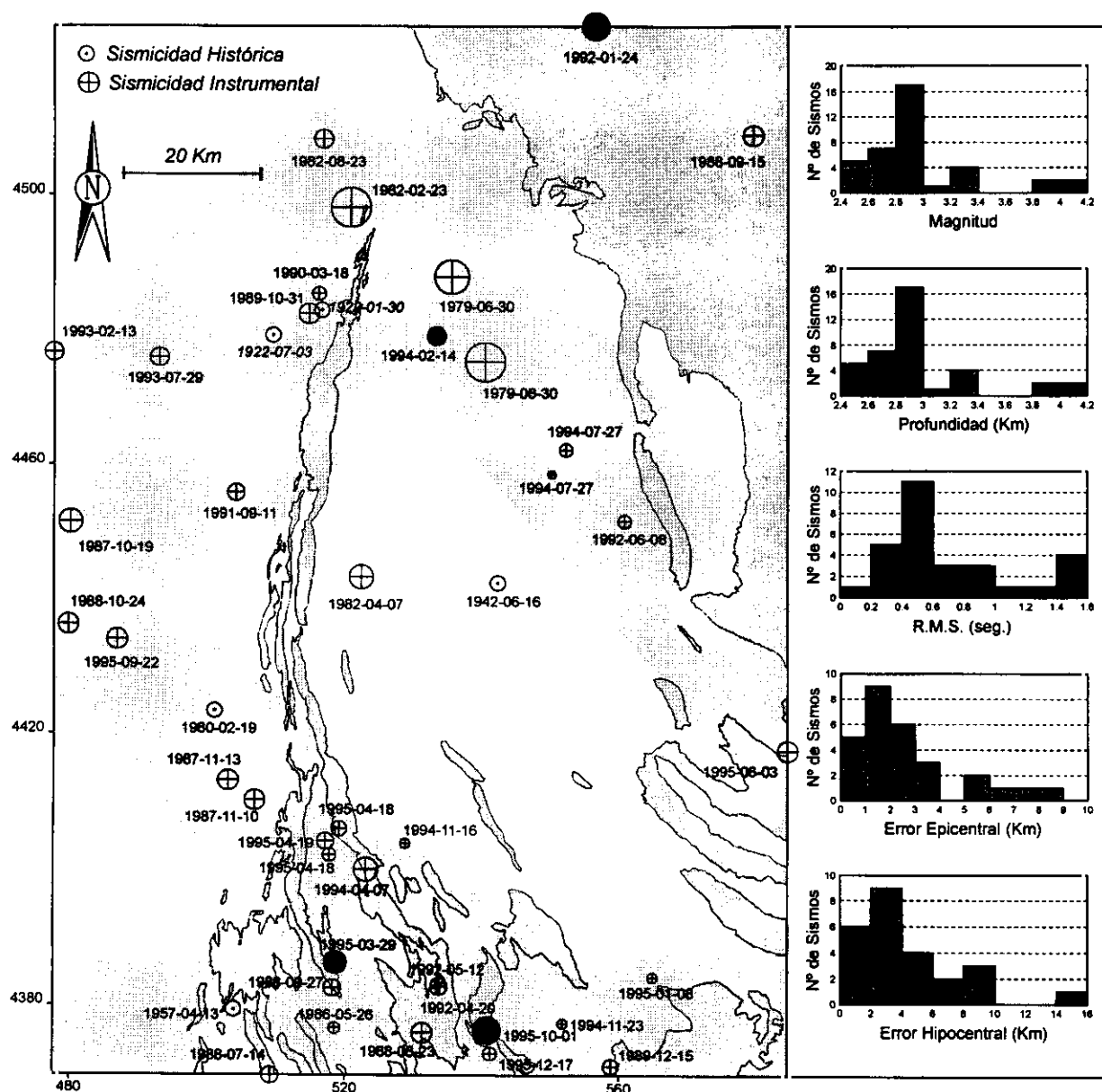


Figura 9.4.2: Distribución epicentral de los terremotos instrumentales e históricos en la zona de estudio hasta Diciembre de 1995 (catálogo de sismos próximos del I.G.N.), con las bandas de máxima concentración de epicentros. A la derecha se muestran los histogramas de distribución de Magnitud, Profundidad, RMS y Errores Epi e Hipocentrales mostrados en la Tabla 9.1. El tamaño del círculo es proporcional a la magnitud del evento, y en oscuro se marcan los epicentros de los cuatro terremotos a los que se les ha calculado el mecanismo focal.

B) Sismicidad Instrumental

Por lo que se refiere a la actividad sísmica recogida en la zona de estudio de un modo instrumental, existen un total de 39 eventos, con unas magnitudes que oscilan entre 2.4 y 4.1. Si se analiza su distribución epicentral (fig. 9.4.2), los terremotos se concentran fundamentalmente a lo largo de tres bandas:

A) Una banda de dirección NE-SO situada entre la cuenca de Madrid y el extremo septentrional de la Sierra de Altomira.

B) Dos bandas orientadas NO-SE situadas entre la cuenca de Madrid y el sector meridional de la Sierra de Altomira, y entre el extremo N de dicha Sierra y la Sierra de Bascuñana.

C) Una banda E-O situada en el extremo meridional de la Sierra de Altomira.

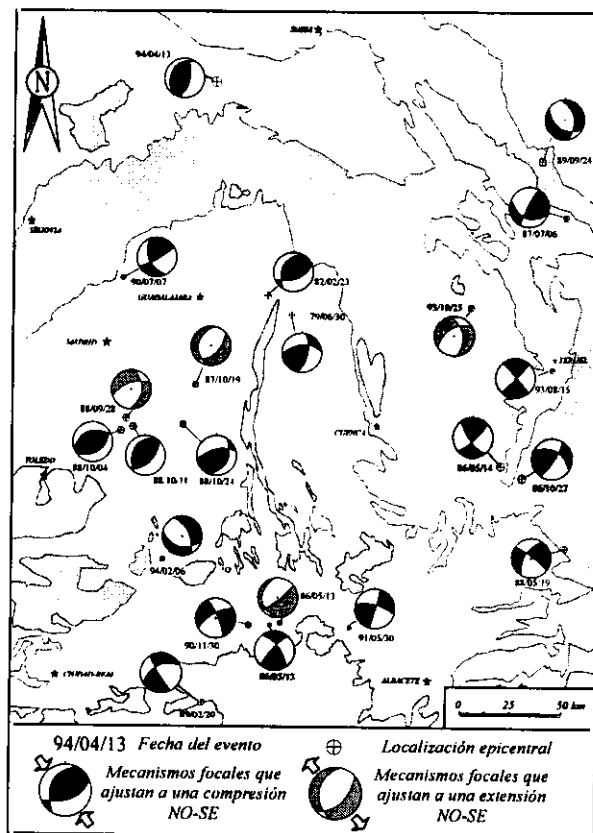
Además de estas zonas de máxima concentración, existen terremotos más aislados en el interior de la cuenca de Loranca y en la Cordillera Ibérica.

C) Encuadre regional

Giner (1996) ha realizado un análisis neotectónico y sismotectónico del sector centro-oriental de la cuenca del Tajo, que incluye el cálculo de 22 mecanismos focales distribuidos por el centro peninsular, con magnitudes que oscilan entre 3.0 y 4.1, y profundidades entre 2 y 11 Km (fig. 9.4.3). Este autor, aplicando técnicas similares a las empleadas en este trabajo, junto con la determinación del tensor de esfuerzos actual siguiendo a Rivera y Cisternas (1990), ha interpretado su génesis en función de dos procesos que se superponen en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo:

A) Un campo de esfuerzos compresivo regional en régimen general de desgarre, con σ_{HMAX} orientado NO-SE, y que está relacionado con el proceso de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática dominante desde el Mioceno superior (Dewey *et al.*, 1989; Albarello *et al.*, 1995).

B) Un campo de esfuerzos local, de tipo extensivo, que presenta los ejes principales de esfuerzo σ_1 y q permutados respecto al campo regional. Este campo de esfuerzos permutado estaría asociado a la presencia de una flexura cortical NE-SO, paralela al Sistema Central y situada entre los ríos Henares y Tajo (Van Wees *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996b).



✧ Por lo que respecta a la fecha se han analizado los sismos pertenecientes al intervalo 1992-1995, ya que los anteriores han sido previamente analizados por Giner (1996).

✧ La magnitud de los sismos elegidos ha sido superior a 2.8. En un principio se consideraron exclusivamente los eventos con $M_b \geq 3.0$, pero posteriormente se incluyó un sismo de magnitud 2.82, ya que presentaba una buena calidad en la lectura de las polaridades.

✧ Se estableció un número mínimo de 12 observaciones en las que se disponía de los tiempos de llegada de las ondas P y S a las diferentes estaciones (al menos seis llegadas de la onda P).

Una vez hecha la primera selección, que incluía siete eventos, se procedió a la lectura de los tiempos de llegada y la polaridad de las ondas P en las diferentes estaciones. Una vez leídas todas las polaridades posibles, se realizó un último filtrado en función del número de polaridades (NP) leídas para cada terremoto. Aunque en principio sólo se planteó considerar los eventos con un $NP \geq 6$, finalmente se incluyeron otros dos sismos que presentaban 5 polaridades debido a la buena distribución espacial de las estaciones, y/o a la buena calidad de las polaridades. El resultado final del proceso filtrado condujo a la selección de los cuatro terremotos mostrados en la Tabla 9.2.

B) Relocalización de los Terremotos

El objetivo de la relocalización en este trabajo consiste en obtener los nuevos parámetros iniciales del evento para la construcción del mecanismo focal del terremoto, a partir de los tiempos de llegada de las ondas a las diferentes estaciones del I.G.N. El proceso de relocalización se ha realizado mediante la aplicación del programa HYPOINVERSE (Klein, 1978), obteniendo como resultados finales los dos ángulos necesarios para la construcción del mecanismo focal (azimut e inmersión de las ondas P correspondientes a cada

estación), así como unos parámetros que nos permiten estimar la calidad de la solución. Para el cálculo de relocalización se ha utilizado el modelo estratificado de corteza y la relación V_p/V_s que utiliza el I.G.N. (1992).

Los resultados que hemos obtenido (Tabla 9.2) son parecidos a los obtenidos por el I.G.N. en sus catálogos de sismos próximos, siendo la diferencia media en la localización epicentral de 5.6 Km y en localización hipocentral de 2.21 Km. Las mayores variaciones en localización respecto a los datos del I.G.N., se corresponden al sismo de los Hinojosos para el error horizontal (11.6 Km) y para el de Alberca de Zancara para el error vertical (5 Km).

Los terremotos de Esplegares y de los Hinojosos son muy superficiales (< 3 Km), mientras que el más profundo es el de Alcocer (15.6 Km). El sismo que presenta una mejor calidad es el de Alberca de Zancara, ya que es el que tiene una magnitud mayor (3.82), un R.M.S. bajo (0.4 seg.) y el mayor número de polaridades leídas ($NP = 9$).

C) Análisis poblacional de mecanismos focales

Para el análisis y determinación de los mecanismos focales se asume que los eventos se deben acomodar a un estado de esfuerzos común. La metodología de análisis que vamos a seguir consiste en el *Método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales* (MAPPMEF, Giner, 1996). Se ha elegido este método, y no otros como el *Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos y de los Mecanismos Focales* (MEDTEM, Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1989), debido al escaso número de eventos a tratar, y por otra parte, con el objetivo de que los resultados sean comparables a los de Giner (1996).

Tabla 9.2: Listado de los cuatro terremotos seleccionados para su análisis, con los parámetros de localización calculados con el programa HYPOINVERSE (Klein, 1978).

Nº	FECHA	HORA	LONGITUD	LATITUD	PRO	RMS	EH	EZ	MAG	NP	LOCALIZACION
1	1992-01-24	09-49-31.9	02-23.36W	40-51.8N	0,5	0,58	2,6	2,6	3,29	6	ESPLEGARES.GU
2	1992-04-20	02-08-26.0	02-32.12W	39-31.47N	7,5	0,42	0,5	1,6	3,82	9	ALBER.ZÁNCARA.CU
3	1994-02-14	12-03-49.65	02-36.99W	40-27.18N	15,6	0,29	0,8	1,7	2,82	5	ALCOCER.GU
4	1995-03-29	16-10-06.81	02-47.57W	39-37.06N	0,5	0,57	1,2	2,3	3,11	5	LOS HINOJOSOS.CU

1 - Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales (MAPPMEF, Giner, 1996)

La filosofía del método consiste en construir todos los posibles mecanismos focales que ajusten el máximo número de polaridades para cada evento, y ponderar el posible número de

construcciones con un parámetro de calidad basado en la magnitud, el RMS y el porcentaje de aciertos en las polaridades (*Score*). La construcción de todos los posibles mecanismos focales se ha realizado con el programa MF96 (Núñez Cornú, 1987; Cabañas *et al.*, 1996), considerando un intervalo en dirección y buzamiento entre los planos nodales de 5°, hasta

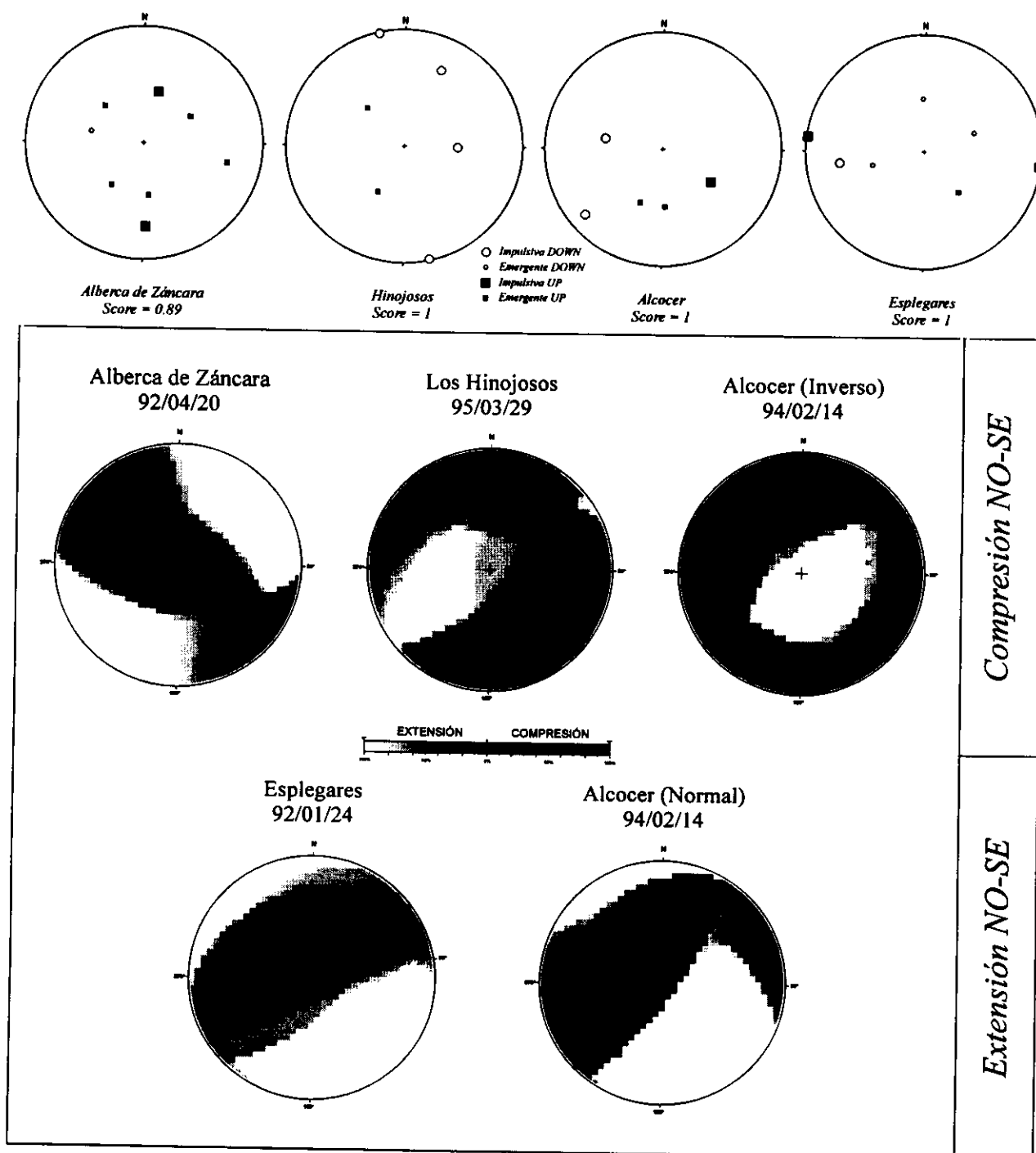


Figura 9.4.4: Representación en la red de Wulff (semiesfera inferior) de las estaciones y el carácter de las mismas correspondientes a los cuatro terremotos analizados. Abajo se muestran los diagramas de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) considerando todas las posibles construcciones del mecanismo focal con intervalos de 5°. Los sismos de Alberca de Zancara e Hinojosos se acomodan a una compresión NO-SE, el de Esplegares a una extensión NO-SE, y el de Alcocer admite las dos posibilidades (ver texto para la explicación).

obtener una relación de polaridades explicadas / totales (*Score*) máxima para cada una de las construcciones. El resultado final que se obtiene es una población de mecanismos focales para cada terremoto [P(MF)] que es variable en función del número y disposición de las polaridades de cada evento.

Para los dos terremotos con NP = 5 (Hinojosos y Esplegares), se ha restringido el número total de posibles construcciones del mecanismo focal, teniendo en cuenta el carácter impulsivo o emergente de la primera llegada de la onda P. De este modo, se han desechado aquellas posibles construcciones del mecanismo focal en las que las estaciones impulsivas estaban próximas a uno de los planos nodales.

2 - Análisis de los Planos Nodales

En la figura 9.4.4 se muestran las polaridades de las estaciones y su carácter, así como los diagramas de diedros rectos construidos con todos los posibles mecanismos focales para cada uno de los cuatro terremotos analizados. En un primer análisis, los eventos de Alberca de Zánacara, Hinojosos y Esplegares producían un único tipo de diagrama, aunque con cierta dispersión, con compresión NO-SE (los dos primeros) o con extensión NO-SE (Esplegares).

El diagrama del terremoto de Alcocer, por el contrario, quedaba muy mal definido, debido a que admitía construcciones de mecanismo de tipo normal o inverso, con los planos nodales orientados subparalelamente. Por este motivo, en este caso se separaron en dos grupos los mecanismos focales posibles en función de su carácter normal o inverso, y se analizaron por separado (fig. 9.4.4). Así, el diagrama correspondiente a los posibles mecanismos de tipo normal es similar al obtenido para el terremoto de Esplegares (extensión NO-SE). Por el contrario, el diagrama correspondiente al conjunto de mecanismos focales inversos se acomoda a una compresión NO-SE.

3 - Determinación del plano de falla de cada mecanismo focal

El establecimiento del plano de falla entre los dos planos nodales, para cada una de las construcciones de mecanismo focal, se ha realizado mediante la metodología propuesta por De Vicente

(1988) y Capote *et al.* (1991), basada en la aplicación del *modelo de deslizamiento* (Reches, 1983; De Vicente, 1988). De esta forma, resulta posible deducir una población de fallas para cada uno de los cuatro sismos analizados. Cada una de las cuatro poblaciones se compone de cada uno de los planos nodales que se ajusta, según el *modelo de deslizamiento*, al carácter normal (compresión en la vertical) o inverso (extensión en la vertical) del mecanismo focal.

Antes de analizar los planos de falla de todos los mecanismos focales posibles, es imprescindible asignar un peso estadístico a cada uno de los terremotos en función de su calidad. Para ello, se ha utilizado el mismo criterio que Giner (1996), que establece un número de 20 fallas (NF) para un sismo de calidad máxima, en función de un parámetro de calidad basado en la magnitud, *Score* y número de polaridades de cada mecanismo focal (Tabla 9.3). El hecho de utilizar, tanto la misma metodología, como el criterio de ponderación, nos va a permitir comparar directamente los resultados para los cuatro terremotos analizados, con los obtenidos por este autor para el centro peninsular.

Teniendo en cuenta este criterio de calidad se ha disminuido el número de planos nodales a considerar (utilizado en los diagramas de la fig. 9.4.4), hasta alcanzar unas poblaciones de mecanismos con 17 posibles construcciones para el evento de Alberca de Zánacara y de 14 para el resto. Una vez ponderado el número total de planos de falla a considerar teniendo en cuenta la calidad del terremoto, resulta posible determinar el estado de esfuerzo/deformación regional, si lo comparamos con el resto de los datos del centro peninsular establecidos por Giner (1996).

Tabla 9.3: Índice de calidad en función a los valores de la Magnitud, número de polaridades (NP) y *Score* establecidos para los cuatro terremotos analizados, siguiendo a Giner (1996). A la derecha de la tabla se muestra el porcentaje del valor máximo de 20 fallas por sismo, y el número de fallas considerado (NFC) en el análisis por cada evento (número de fallas por cada mecanismo que se ha utilizado para el cálculo del tensor).

Local.	MAG	CAL	Score	CAL	NP	CAL	CALIDAD	NFC
Esplegares	3,29	C	1,00	A	6	C	ACC (70%)	14
Alberca Z	3,82	B	0,89	A	9	B	ABB (80%)	16
Alcocer	2,82	C	1,00	A	5	C	ACC (70%)	14
Hinojosos	3,11	C	1,00	A	5	C	ACC (70 %)	14

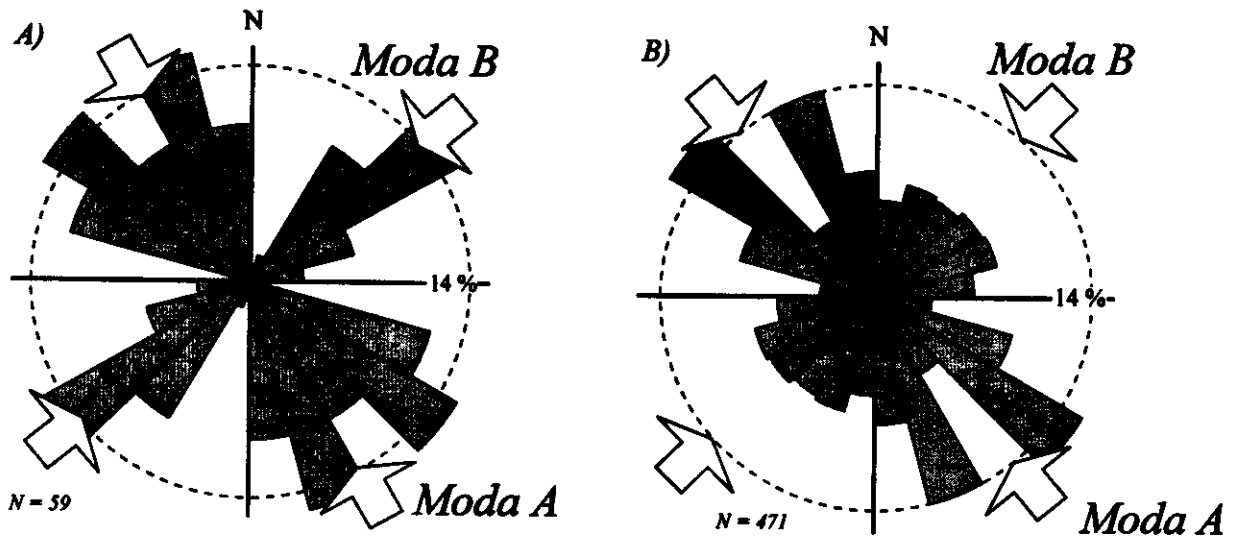


Figura 9.4.5: Rosas de direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) para cada uno de los planos nodales que se ajustan al carácter normal o inverso del mecanismo según el modelo de deslizamiento (Reches, 1988; De Vicente, 1988). A) Para los cuatro terremotos analizados en este trabajo, y B) para los 22 terremotos analizados por Giner (1996) en el centro peninsular.

D) Construcción final de los mecanismos focales

En la figura 9.4.5 se han representado las rosas de dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) deducidas del *modelo de deslizamiento* (Reches, 1988; De Vicente, 1988), para cada uno de los planos nodales, distinguiéndose: A) los cuatro terremotos analizados en este trabajo, y B) los 22 sismos analizados por Giner (1996) en el centro peninsular. Los resultados que se obtienen son bastante similares, y en ambas rosas aparecen dos direcciones principales de máximo acortamiento horizontal (Dey):

♦ **Moda A:** Es la mayoritaria, con una orientación media NO-SE (N140E), que es paralela a la obtenida para el campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, y que está relacionada con la convergencia entre las placas Africana e Ibérica.

♦ **Moda B:** Tiene una orientación NO-SE, es una población minoritaria, y está mejor definida en los cuatro terremotos analizados en este trabajo que en los de todo el centro peninsular. Esta dirección de acortamiento, definida por mecanismos focales de tipo normal, es la que Giner (1996) interpreta como un campo de esfuerzos local asociado a una flexión cortical en la cuenca del Tajo.

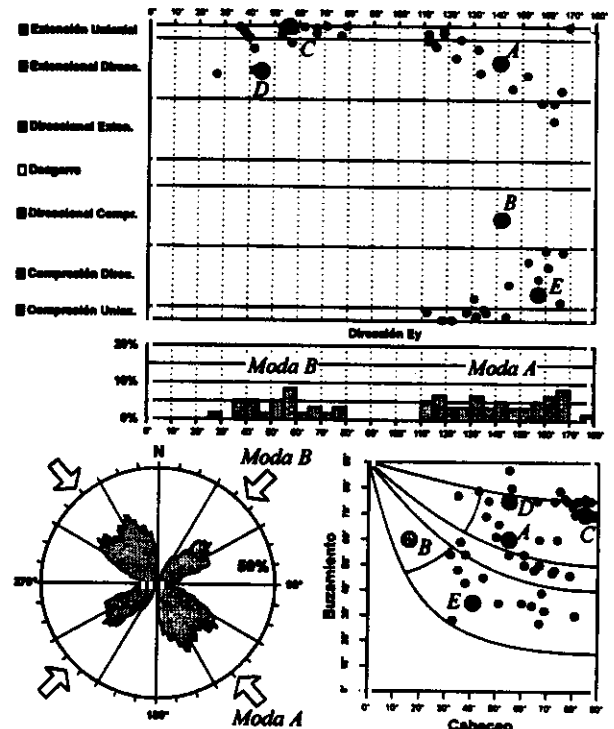


Figura 9.4.6: Representación en los diagramas Ey/K', C/B y rosa de direcciones de Ey de las fallas que se ajustan al modelo de deslizamiento para los posibles mecanismos focales, ponderando su calidad. Los mecanismos focales que presentan un mejor ajuste son A) - Alberca de Zánzara, B) Hinojosos, C) Esplegares, D) y E) Alcocer Normal e Inverso, respectivamente. Las construcciones finales de los mecanismos focales se muestran en la figura 9.4.7.

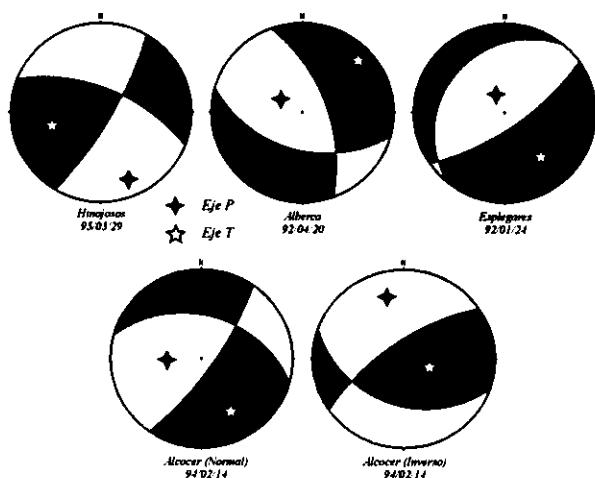


Figura 9.4.7: Construcciones finales de los mecanismos focales de los cuatro terremotos analizados (red de Wulff, semiesfera inferior). En la parte superior se muestran los mecanismos focales que se ajustan a una Dey NO-SE (Moda A), y en la parte inferior los que se acomodan a una extensión NO-SE (Moda B). El mecanismo de Alcocer permite las dos posibilidades.

Dada la buena correlación de los cuatro terremotos analizados con el resto de los sismos del centro peninsular, resulta posible seleccionar los mecanismos focales que mejor ajusten a la Dey media de cada una de las dos modas obtenidas. En la figura 9.4.6 se representan todos los planos de falla seleccionados con el *modelo de deslizamiento*, en los diagramas Ey/K' y C/B, para las posibles construcciones de mecanismo focal. En ella se han señalado los planos de falla que mejor ajustan a las Dey medias de las dos modas principales. Como ya se ha dicho anteriormente, tres de los terremotos presentan un mecanismo focal inequívoco de tipo normal (A, Alberca de Zánacara y C, Esplegares) o inverso (B, Hinojosos), mientras que para el cuarto mecanismo (Alcocer) resulta posible construir dos mecanismos focales, uno normal (D) y otro inverso (E).

En los mecanismos focales finales (fig. 9.4.7), se puede observar que los terremotos de Alberca de Zánacara e Hinojosos, situados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira, se ajustan a compresión NO-SE regional (Moda A). Por el contrario, el terremoto de Esplegares, situado cerca del borde SO de la Cordillera Ibérica, se ajusta a una extensión hacia el SE (Moda B). El mecanismo focal de Alcocer se sitúa en el sector septentrional de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, y aunque presenta las dos posibilidades de construcción, las direcciones de los planos de falla oscilan entre NE-SO y E-O.

E) Cálculo de los tensores de esfuerzo actuales

Para calcular los tensores de esfuerzo actuales con las dos direcciones de acortamiento perpendiculares que se deducen en el centro peninsular, se han unido en dos poblaciones de fallas todos los planos nodales que se ajustan al carácter normal o inverso del mecanismo, y se ha realizado el proceso de inversión con el método de Reches *et al.* (1992).

Los resultados de la inversión proporcionan dos tensores de esfuerzo (fig. 9.4.8), con unos parámetros de calidad elevados, dado el número de fallas de las poblaciones:

A) Tensor Regional (compresión NO-SE):
Un tensor en régimen de desgarre ($R = 0.35$, σ_2 vertical y σ_1 horizontal según N137E) que explica 16 fallas del total de 21 (76 %).

B) Tensor Secundario (extensión NO-SE):
Explica las seis fallas correspondientes a la moda B, mediante un tensor de tipo extensivo con σ_1 vertical y σ_3 horizontal según N134E ($R = 0.92$).

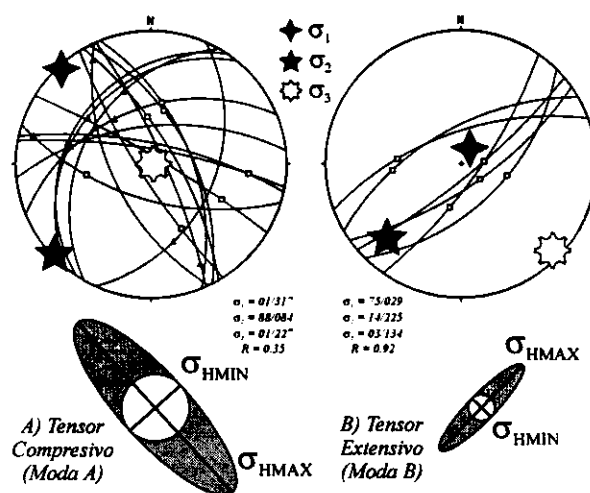


Figura 9.4.8: Tensores de esfuerzos deducidos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) en el centro peninsular con los mecanismos focales obtenidos por Giner (1996) y en este trabajo. A) Resultados correspondientes a los mecanismos que indican una compresión NO-SE (21 terremotos) y B) mecanismos que indican una extensión NO-SE (6 terremotos). Arriba se muestra la proyección estereográfica de los planos nodales que se acomodan, según el modelo de deslizamiento, al carácter normal o inverso del mecanismo, y los ejes principales de esfuerzo calculados. Abajo se han proyectado los σ_{HMAX} y σ_{HMIN} de los dos tensores, suponiendo una magnitud similar del esfuerzo vertical.

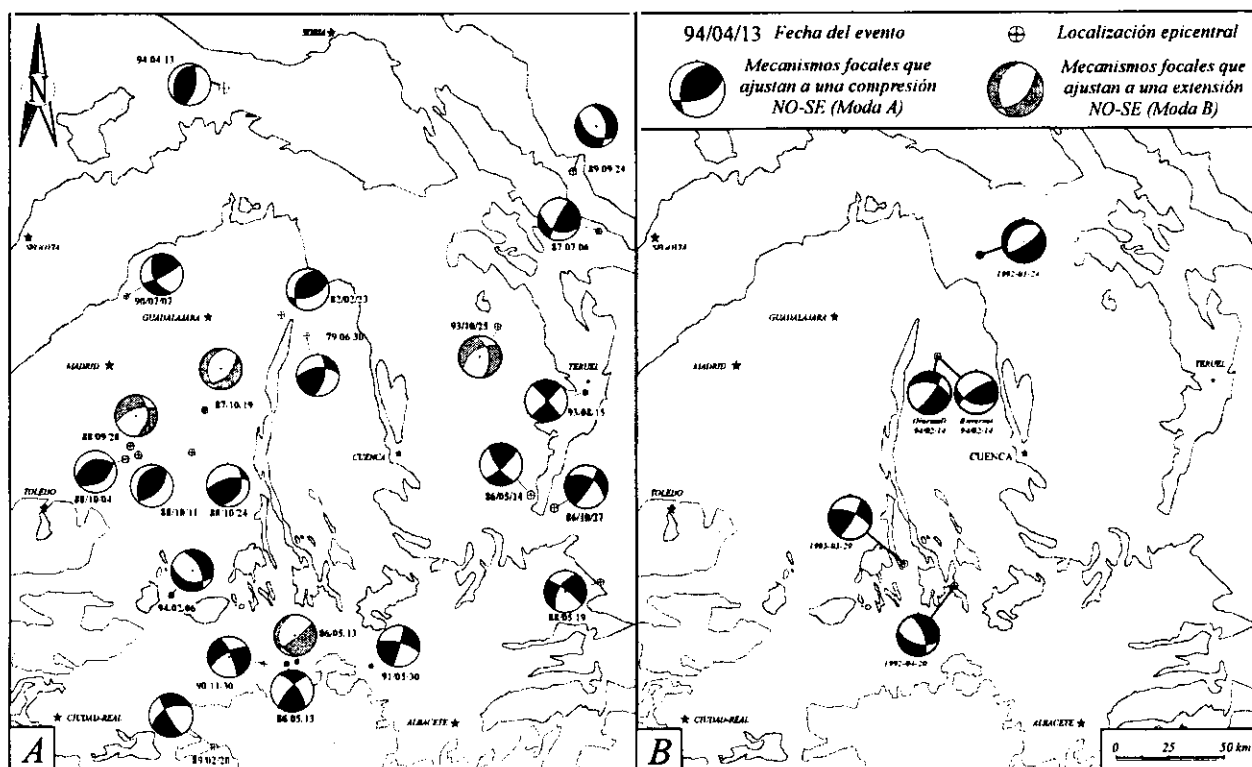


Figura 9.4.9: Mapa de mecanismos focales obtenidos por A) Giner (1996) y B) este trabajo. En negro se representan los mecanismos focales que se ajustan a la compresión regional NO-SE, y en gris los mecanismos focales de los sismos que se acomodan a una extensión NO-SE (ver texto para la discusión).

Las magnitudes relativas de los ejes principales de los dos tensores calculados son diferentes (en el tensor principal el eje intermedio es vertical, mientras que para el tensor extensivo el eje vertical es σ_1). De este modo, para unas mismas condiciones de profundidad, la magnitud de σ_{HMAX} del tensor compresivo es casi el doble (1.95) de la magnitud del σ_{HMAX} del tensor extensivo. Este factor, unido al mayor número de eventos que indican una compresión NO-SE, y a su distribución espacial más generalizada, apoya el hecho de que el tensor de desgarre corresponde al tensor regional, y que el tensor extensivo es un tensor secundario.

F) Discusión

Si representamos los mecanismos focales calculados por Giner (1996) y los realizados en este trabajo (fig. 9.4.9), se deducen las siguientes relaciones en función de la localización de los mismos:

Los dos mecanismos focales calculados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira presentan unas características similares a los

calculados en la Llanura Manchega y en el borde oriental de los Montes de Toledo (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996c; Rincón *et al.*, 1996). Todos estos mecanismos, excepto uno, son de tipo normal-direccional o inverso-direccional, y se acomodan a una Dey NO-SE. Los planos de falla que se deducen para estos mecanismos focales son, básicamente fallas normales y normal-direccionales NO-SE.

Los mecanismos situados en el extremo N de la zona de estudio (Espiegares y Alcocer) presentan características similares a los mecanismos calculados por Giner (1996) localizados a lo largo de una banda NE-SO situada en la cuenca del Tajo. Estos mecanismos presentan unas orientaciones de fallas NE-SO, ya sean normales o inversas, con una tendencia a ser más superficiales los mecanismos de tipo normal (Giner, 1996). En este sentido, el terremoto de Espiegares, de carácter normal, es muy superficial (< 3 Km), mientras que el terremoto de Alcocer, que admite las dos posibilidades, presenta una mayor profundidad (15.6 ± 1.7 Km).

Del análisis de los mecanismos focales de los 26 sismos analizados se deduce que los esfuerzos actuales en el centro de la península Ibérica, incluida la zona de estudio, están causados por un campo de esfuerzo de carácter regional con unos ejes principales en la horizontal orientados de un modo constante según dos direcciones ortogonales NO-SE y NE-SO. Esto es así, independientemente del carácter normal o inverso del mecanismo. Así, la mayor parte de los mecanismos focales (73 %) se acomodan a una compresión NO-SE (fig. 9.4.9A), mientras que el resto (27 %) se ajustan a una extensión paralela a la dirección de compresión anterior (fig. 9.4.9B).

Los terremotos que se acomodan a una compresión NO-SE se distribuyen por todo el centro peninsular, mientras que los que se acomodan a una extensión NO-SE parecen concentrarse principalmente a lo largo de una banda paralela al Sistema Central que se extiende desde el centro de la cuenca de Madrid hasta el borde de la Cordillera Ibérica.

Por lo que respecta al modelo sismogénico propuesto por Giner (1996), los datos más recientes analizados en este trabajo parecen confirmar la hipótesis en relación a la

sismicidad presente en la banda NE-SO situada en la cuenca del Tajo, tanto en las direcciones de los planos de falla NE-SO, como en el tipo de mecanismo.

En relación a los terremotos analizados donde no existían datos previos (situados en el extremo meridional de la Sierra de Altomira), las características de los mecanismos calculados son más parecidas a las obtenidas por Rincón *et al.* (1996) en la Llanura Manchega, que indican básicamente una compresión NO-SE con mecanismos de tipo direccional y normal-direccional.

Teniendo en cuenta los nuevos datos de sismicidad, parece probable que el efecto de la flexión cortical propuesto por Giner (1996) explique los terremotos presentes en el sector septentrional de la Sierra de Altomira y su enlace con el borde de la Cordillera Ibérica. Por el contrario, la sismicidad en el extremo S de la Sierra de Altomira presenta características similares a la de la Llanura Manchega, por lo que el posible efecto de descomposición del tensor de esfuerzos regional, en relación a una flexión cortical NE-SO, debe situarse más al N.

9.5 - DISCUSIÓN

Del análisis de las deformaciones recientes, fisiografía y esfuerzos recientes y actuales, es posible obtener una serie de conclusiones importantes para comprender la evolución geodinámica más reciente en el borde oriental de la cuenca del Tajo. Así, resulta posible distinguir dos tipos diferentes de estructuras principales y esfuerzos asociados, que se superponen temporalmente desde el Plioceno hasta la actualidad:

A) Las deformaciones en materiales del Mioceno superior y Cuaternario muestran inequívocamente un campo de esfuerzos regional en régimen de desgarre con σ_1 orientado NO-SE, que ya era activo desde el Mioceno medio (campo de paleoesfuerzos *Guadarrama*, caps. 6 y 7). Estos esfuerzos, aunque coinciden temporalmente con un campo extensivo NO-SE (*Reciente*), parecen condicionar en menor grado las estructuras frágiles en superficie de la zona de estudio, aunque sí son importantes desde un punto de vista

mesoestructural. Desde un punto de vista macroscópico, estos esfuerzos originan suaves flexiones antiformales y sinformales de gran radio en la mitad occidental de la zona de estudio, que están bien reflejadas en la fisiografía.

B) Tanto desde un punto de vista meso como macroestructural, las principales estructuras que aparecen en la mayor parte de la zona de estudio en superficie son fallas normales y normal-direccionales NO-SE. Estas fallas condicionan fuertemente la fisiografía y la red fluvial, y son paralelas a una serie de suaves flexiones orientadas NE-SO en la mitad occidental de la zona de estudio (fig. 9.4.2), que ya han sido descritas por algunos autores (Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996).

El análisis dinámico de estas estructuras superficiales muestra que están originadas por un campo de esfuerzos extensivo (denominado *Reciente*), que indica una extensión hacia el NO-SE. Este campo de esfuerzos genera fallas

neoformadas en los materiales más recientes, y reactiva planos preexistentes en los cinturones de deformación previos (ej. Sierra de Altomira).

El análisis mesoestructural muestra que en algunas zonas concretas, donde estas fallas NO-SE tienen gran importancia, aparecen movimientos en dirección que indican una compresión en régimen de desgarre (campo de esfuerzos *Reciente compresivo*) con la misma dirección de extensión horizontal que los tensores del campo *Reciente extensivo*. Desde un punto de vista cronológico, estos esfuerzos secundarios se han deducido siempre en lugares donde coexisten con la extensión hacia el NO-SE, o bien con la compresión NO-SE del campo de paleoesfuerzos *Guadarrama* (cap. 6). Tanto su frecuencia ocasional, asociada a estructuras concretas, como algunas relaciones cronológicas observadas en campo que muestran una actividad alternativa o simultánea con la extensión, sugieren que los tensores en régimen de desgarre pueden ser interpretados como permutaciones locales de esfuerzos. La presencia de estos tensores permutados (σ_1 por σ_2) en régimen de desgarre, debe estar facilitada por la escasa carga vertical (decenas de metros) bajo las que se originaron las estructuras observadas en campo.

El análisis de la sismicidad muestra también los dos tipos de esfuerzos (compresión y extensión simultánea NO-SE) con los ejes de

esfuerzo intercambiados entre sí. Sin embargo, el estado de esfuerzos principal en profundidad coincide con un régimen de tipo desgarre y σ_1 orientado N140E, similar a los tensores de esfuerzo del campo *Guadarrama*. Aunque también aparecen terremotos que indican una extensión hacia el SE, éstos parecen ser más superficiales y se localizan mayoritariamente en las proximidades de la *flexión antiformal del Páramo* (Giner, 1996).

Tanto la coincidencia cronológica, como la coaxialidad de los ejes principales de los dos estados de esfuerzos medios calculados a partir de las mesoestructuras y de la sismicidad, sugieren que todas los estados de esfuerzos pueden estar causados por el mismo proceso geodinámico, y que los intercambios entre los ejes principales pueden ser interpretados como permutaciones (ver cap. 3).

De este modo, el campo de esfuerzos regional desde el Plioceno hasta la actualidad, presenta un σ_{HMAX} orientado NO-SE en régimen de desgarre (σ_1 horizontal según N145E y σ_2 vertical), y el campo *Reciente extensivo* estaría originado por una permutación de los ejes σ_1 y σ_3 del campo principal hacia la superficie. Por último, los estados de esfuerzo minoritarios del campo *Reciente compresivo* serían permutaciones del campo *Reciente extensivo*, de carácter mucho más local, entre los ejes σ_1 y σ_2 .

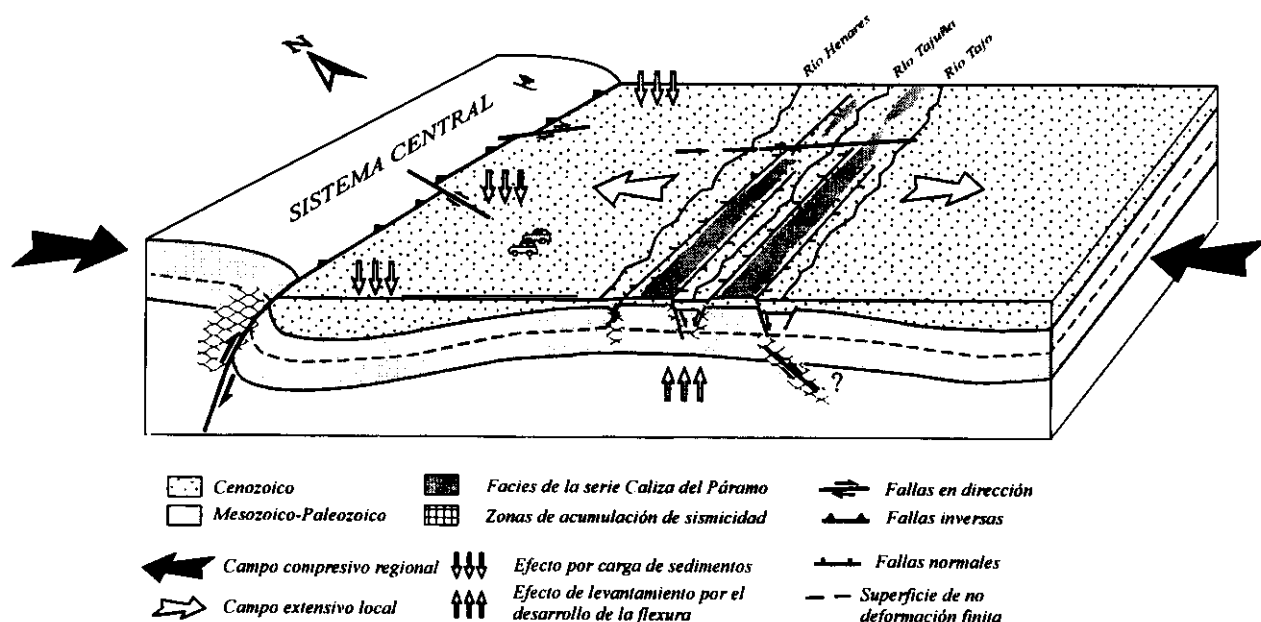


Figura 9.5.1: Modelo de flexión cortical para el sector Nor-oriental de la cuenca del Tajo, que causaría la descomposición de la compresión regional NO-SE en régimen de desgarre, en dos tensores locales con σ_1 y q permutados entre sí (modificado de Giner, 1996).

La presencia de una extensión en superficie paralela a la compresión regional, puede estar relacionada con las macroestructuras NE-SO paralelas a las estructuras extensivas y ortogonales a la compresión regional (por ejemplo la flexión antiformal del Páramo). Así, Giner (1996) ha propuesto un modelo en el que la presencia de una flexión cortical produciría la descomposición del tensor regional en régimen de desgarre, en tensores de compresión uniaxial y de extensión uniaxial por debajo y por encima, respectivamente, de la superficie neutra de no deformación longitudinal finita de esta flexión (fig. 9.5.1).

Los datos y los resultados obtenidos en este trabajo apoyan la hipótesis de la flexión antiformal propuesta por Giner (1996), así como la presencia de otra suave flexión antiformal en el extremo SO de la zona de estudio (*flexión antiformal de la Sierra de Altomira*, Rincón y Vegas, 1996). La flexión antiformal, meridional, y su extensión asociada, presentan algunas diferencias con la que aparece más al N, entre las que destacan:

✧ La intensidad de la misma parece menor, ya que en lugar de generar fallas de neoformación de escala kilométrica, reactiva las familias de fallas direccionales más antiguas de la Sierra de Altomira. Esta menor intensidad también se refleja en el menor encajamiento de los ríos a favor de las fallas normales NE-SO que la observada en la flexión del Páramo.

✧ Las trayectorias de σ_{HMIN} pasan, de disponerse NO-SE en el N, a N-S en el extremo meridional de la zona de estudio, con un carácter más radial.

Ambos factores podrían explicarse mediante la actuación conjunta de dos procesos:

A) La generación de una flexión antiformal con una orientación próxima a E-O al S de la *zona de falla de Tarancón*, si bien con una geometría mucho más laxa, y cuyo flanco meridional se sitúa al S de la zona analizada (*flexión meridional de la Sierra de Altomira*).

B) La presencia de la *falla del Zancara* al S de la zona de estudio, de dirección E-O, y que limita por el S el encajamiento de la red fluvial a lo largo de una banda E-O.

El hecho de que las trayectorias de σ_{HMIN} presenten una mayor dispersión que las de σ_{HMAX} del campo compresivo regional, es factible debido a sus condiciones de mayor superficialidad (el nivel de observación se limita a unas decenas metros de la superficie), y al carácter más *radial* de los esfuerzos extensivos frente a los compresivos.

Por otra parte, este modelo explicaría que los relieves estructurales antiguos, relacionados con la Sierra de Altomira, estén fuertemente erosionados al S de la *zona de falla de Tarancón*, y que es en su intersección con la sinforma NE-SO del valle del río Tajo, donde han quedado preservados de la erosión, condicionando aún la red fluvial actual.

ABRIR CAPÍTULO 10

