



Instituto Geológico
y Minero de España

INFORME ESTRUCTURAL Y NEOTECTÓNICO

HOJA DE MÉNTRIDA

580 (17-23)

DOCUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA

Diciembre, 2000

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN

2. TECTÓNICA

2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

2.1.1. Primera y segunda fases de deformación (D_1 y D_2)

2.1.2. Tercera fase de deformación (D_3)

2.1.3. Plegamientos tardíos

2.1.4. Deformaciones finihercínicas

2.2. LA OROGENIA ALPINA

2.2.1. La distensión mesozoica

2.2.2. La compresión terciaria

2.2.2.1. El periodo tectogenético

2.2.2.2. La distensión finineógena

2.2.2.3. Deformaciones cuaternarias

3. BIBLIOGRAFÍA

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja a escala 1:50.000 de Métrida se encuentra situada en el límite entre dos de los principales dominios morfoestructurales de la Península Ibérica: el Sistema Central y la Depresión del Tajo, que ocupan aproximadamente las mitades noroccidental y suroriental de aquélla, respectivamente.

El Sistema Central Español constituye una cadena montañosa de directriz ENE-OSO que se extiende desde la Sierra de la Estrella (Portugal) al suroeste, hasta la Cordillera Ibérica (provincia de Guadalajara), al noreste; se alza por encima de los 2.000 m de altitud, separando las cuencas de los ríos Duero y Tajo, estando integrado por numerosas alineaciones montañosas (Gredos, Guadarrama,...) entre las que se intercalan pequeños valles (Amblés, Lozoya,...). Se enmarca dentro de la zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1974), estando constituido fundamentalmente por materiales precámbricos y paleozoicos deformados, metamorfizados e intruidos por granitoides durante la orogenia hercínica.

En base a sus características estratigráficas, petrológicas y estructurales, el Sistema Central ha sido subdividido en tres dominios: Oriental, Central y Occidental (BELLIDO *et al.*, 1981), cuyos límites coinciden prácticamente con los de los complejos estructurales de Somosierra-Ayllón, Guadarrama y Gredos (CAPOTE *et al.*, 1982), respectivamente:

- El Dominio Oriental, localizado al este de la falla de Berzosa, se caracteriza por la ausencia de granitoides tardihercínicos y por el predominio superficial de series ordovícicas y postordovícicas, dispuestas sobre distintos conjuntos preordovícicos afectados por metamorfismo de grado bajo.
- El Dominio Central se sitúa entre la falla de Berzosa y el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, caracterizándose la aparición exclusiva de series preordovícicas afectadas por un metamorfismo regional de grado alto y medio, con áreas que alcanzan el grado de anatequia y presencia de un gran número de granitoides tardihercínicos, más abundantes hacia el oeste.
- El Dominio Occidental, dispuesto al oeste del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, presenta un claro predominio de los cuerpos intrusivos tardihercínicos,

que se interconectan entre sí de tal manera que los materiales prehercínicos aparecen aislados, constatándose nuevamente la aparición de series ordovícicas, si bien con menor representación que las preordovícicas, afectadas por un metamorfismo regional de grado alto a bajo.

El conjunto hercínico constituye el basamento regional sobre el que aflora, a modo de orla discontinua, una serie sedimentaria mesozoica, con menor representación superficial y espesor hacia el oeste, llegando a desaparecer coincidiendo con el meridiano de Las Navas del Marqués. En aparente concordancia y de forma discontinua, sobre los materiales mesozoicos aparece una serie paleógena, sobre la que se disponen discordantemente los sedimentos neógenos que rellenan las Depresiones del Duero y del Tajo.

La morfoestructura actual del Sistema Central es el resultado de la orogenia alpina, durante la cual se reactivó la red de fracturas del basamento, generándose numerosos pliegues y fracturas en su cobertura mesozoico-paleógena. El resultado final fue la elevación del basamento en la zona axial de la cordillera y el hundimiento de las zonas adyacentes, produciéndose en éstas la acomodación de la cobertura y su posterior soterramiento bajo el relleno neógeno de las cuencas sedimentarias así creadas. De acuerdo con la división anterior, los materiales hercínicos de la Hoja pertenecen al Dominio occidental (Complejo de Gredos) y al afloramiento metamórfico de Villa del Prado, que constituye el límite occidental del Dominio Central (Complejo de Guadarrama).

Por lo que respecta a la Depresión del Tajo, se encuentra situada en la submeseta meridional, pudiendo individualizarse dentro de ella tres sectores conocidos como Depresión Intermedia (oriental), Cuenca de Madrid (central) y Depresión de Campo Arañuelo (occidental), parcialmente individualizados por la Sierra de Altomira y por el estrechamiento que la Depresión del Tajo sufre en el ámbito de Talavera de la Reina. En particular, la Cuenca de Madrid a la que pertenecen los materiales cenozoicos de la Hoja, constituye una estructura intracratónica de geometría triangular en el centro de la Península Ibérica formada como resultado de la transmisión relativa de esfuerzos entre el Macizo Hespérico y las cordilleras béticas y de los Pirineos (DE VICENTE *et al.*, 1994); los bordes de la cuenca son la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, al este, el Sistema Central, al norte y al oeste, y los Montes de Toledo, al sur.

Los sondeos profundos denuncian la existencia de materiales cretácicos y, en el sector oriental, triásicos, sobre el basamento hercínico, que presenta una fuerte asimetría en sentido NO-SE, de tal forma que el relleno terciario de la cuenca se acerca a los 4.000 m en las proximidades del Sistema Central, disminuyendo hasta menos de 2.000 m en los bordes meridional y central

(MEGÍAS *et al.*, 1983; RACERO, 1988; QUEROL, 1989). La sucesión terciaria posee una gran continuidad estratigráfica, con depósitos paleógenos que aparecen a modo de retazos en los bordes de la cuenca, sobre los que se dispone discordantemente un conjunto neógeno que constituye la mayor parte de los afloramientos, con una típica disposición subhorizontal. Los valores anteriores dan idea de la asimetría de la cuenca, cuyo relleno sedimentario ha estado controlado a lo largo del Mioceno por la diferente actividad tectónica de sus bordes y por las diferencias litológicas entre éstos.

Los materiales aflorantes en la Hoja denuncian una amplia y compleja historia geológica, condicionada de forma muy especial por la acción de las orogenias hercínica y alpina. Dicha historia se remonta a un momento impreciso del Precámbrico superior-Cámbrico, periodo en el que tuvo lugar el depósito de una potente serie sedimentaria, metamorfizada y deformada durante la orogenia hercínica, en cuyas últimas etapas fue afectada por un intenso magmatismo de afinidad granítica.

A lo largo del Cretácico superior, la región sufriría su última y efímera invasión marina, produciéndose a finales de dicho periodo la retirada definitiva del mar, coincidiendo con las primeras etapas compresivas del ciclo alpino, que provocaron una restricción de las áreas de sedimentación, comenzando a esbozarse el Sistema Central que separaría las incipientes depresiones del Duero y del Tajo.

Probablemente, a lo largo del Paleógeno las cuencas del interior peninsular desbordaban notablemente su ámbito actual, al cual se ajustarían en buena medida los límites establecidos a comienzos del Mioceno, durante el que cada borde mostró una evolución algo diferenciada. En la parte oriental, la Sierra de Altomira configuraría una franja de sedimentos mesozoicos y paleógenos plegados y cabalgantes hacia el oeste, cuyo emplazamiento definitivo tuvo lugar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Al sur, el límite de los Montes de Toledo se estructuraría mediante fallas inversas, presentándose allí un registro discontinuo de depósitos eocenos y oligocenos de litologías variadas (RODAS *et al.*, 1991); este borde fue relativamente activo durante buena parte del Mioceno inferior, en tanto que, al igual que lo observado en la Sierra de Altomira, su actividad tectónica fue muy escasa a partir del Mioceno medio. Por el contrario, el Sistema Central muestra rasgos de intensa actividad tectónica a lo largo de la mayor parte del Mioceno, con un punto álgido durante el Aragoniense medio-superior (CALVO *et al.*, 1991).

El levantamiento del Sistema Central y su consolidación como basamento ascendente y borde septentrional de la cuenca tuvieron lugar de forma progresiva a finales del Eoceno (PORTERO y

OLIVÉ, 1983; PORTERO y AZNAR, 1984). Como resultado de este ascenso se depositaron potentes sucesiones arcósicas y litareníticas dispuestas en discordancia sobre depósitos silíceos y arcillosos del Paleoceno-Eoceno, o bien sobre lutitas rojas y evaporitas de edad similar, según el punto de la cuenca considerado; dichas facies terrígenas se articularon en sistemas de abanicos aluviales que gradarían lateralmente a facies fluvio-lacustres y lacustres de carácter carbonatado (ARRIBAS, 1985). No existe una información detallada sobre el registro sedimentario paleógeno en partes centrales de la cuenca, donde posiblemente se encuentre en facies evaporíticas (RACERO, 1988).

Fundamentalmente, el relleno de la cuenca tuvo lugar a través de sistemas de abanicos aluviales procedentes de sus bordes. A comienzos del Mioceno, los Montes de Toledo aportarían materiales a la cuenca al menos en una cuantía comparable a la del Sistema Central; sin embargo, el desarrollo de la orogenia alpina, que alcanzó su máxima intensidad en el intervalo Mioceno inferior-medio, tuvo una incidencia muy superior en el Sistema Central, lo que provocó una marcada polaridad en la cuenca, con la concentración de los ambientes más energéticos en el sector septentrional y los de menor energía, en el meridional.

La historia más reciente de la región se ha desarrollado dentro de un nuevo régimen distensivo, durante el cual culminó el relleno terciario de la cuenca, tras el que han acontecido los procesos de encajamiento de la red fluvial en la serie terciaria, hasta alcanzar la morfología observada actualmente.

2. TECTÓNICA

En la Hoja de Méntrida se reconocen los efectos de las orogenias hercínica y alpina, siendo la primera responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbnicos y paleozoicos; la intensidad de dichos procesos impide el estudio de estructuras relacionadas con tectónicas anteriores. En cuanto a la orogenia alpina, es la creadora de la geometría actual del Sistema Central en forma de estructura levantada o uplift cabalgante sobre las cuencas terciarias limítrofes (del Duero, al norte, y del Tajo, al sur).

2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

En el Sistema Central se reconocen tres fases principales de deformación hercínicas (MACAYA *et al.*, 1991) y una o dos fases subordinadas de plegamiento laxo, atribuibles a un régimen compresivo, a las que sigue una etapa extensional que da paso a la fracturación tardihercínica, también en régimen extensional y de desgarre.

Las tres primeras fases sólo afectan a los materiales metamórficos orto y paraderivados de la región, en tanto que el emplazamiento de los primeros granitoides parece producirse durante la primera fase de plegamiento laxo, aunque algunos autores (CASQUET *et al.*, 1988) señalan que tal emplazamiento estuvo controlado por la etapa extensional subsiguiente a la compresión, inmediatamente después de la cual se produciría la fracturación tardihercínica.

2.1.1. Primera y segunda fases de deformación (D_1 y D_2)

La primera fase (D_1), de carácter dúctil, dio lugar a pliegues más o menos tumbados vergentes al este, generados con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, a con una esquistosidad de plano axial muy penetrativa. Esta esquistosidad, que puede variar desde una slaty cleavage en los niveles estructurales superiores hasta una schistosity en los inferiores, está generalmente modificada y reorientada por las deformaciones posteriores, pudiendo aparecer como la esquistosidad dominante o como una esquistosidad relicta, tanto a nivel de afloramientos como de porfiroblastos.

La segunda fase (D_2) es en realidad una prolongación de la anterior, puesto que se identifica con la localización de la deformación D_1 en zonas de cizalla dúctil subhorizontales en las que se produce una fuerte milonitización mediante el desarrollo de fabricas dúctiles no coaxiales. Ambas fases, D_1 y D_2 , forman parte de un mismo proceso, iniciado con la formación de pliegues, gradualmente reorientados hasta una posición subhorizontal, y culminado con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos flancos inversos.

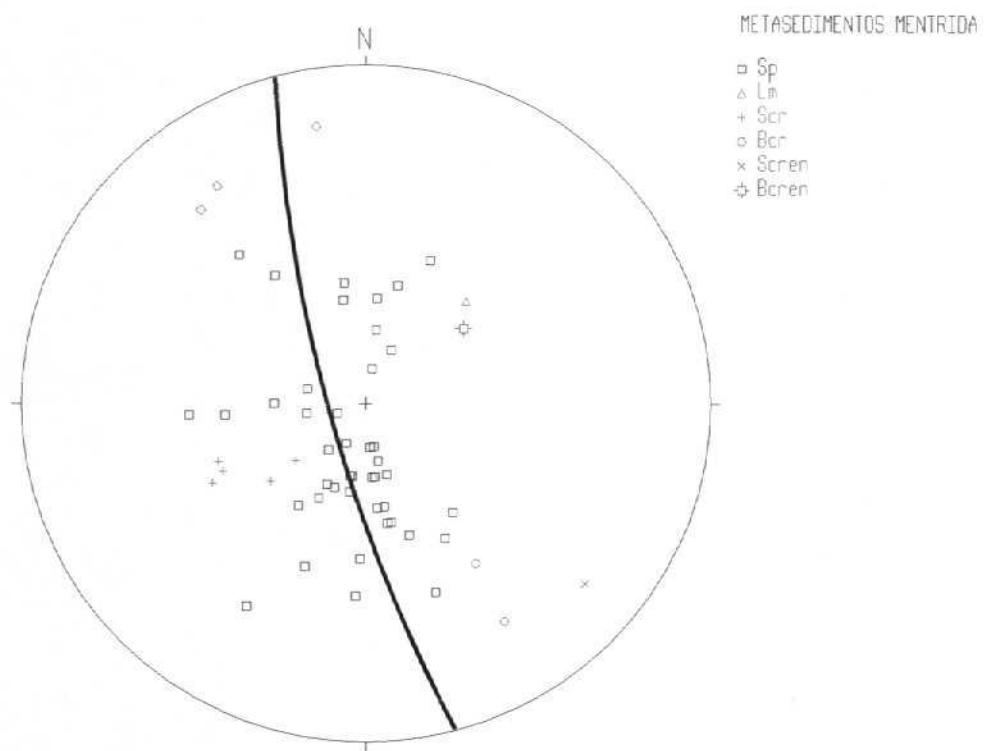
2.1.2. Tercera fase de deformación (D_3)

La tercera fase (D_3) tiene carácter retroergente, relacionándose con ella algunas de las principales macroestructuras del Sistema Central (MACAYA *et al.* 1991), generando una esquistosidad de crenulación de intensidad variable especialmente penetrativa en las zonas de plano axial de dichas macroestructuras.

En el sector meridional del macizo metamórfico de El Escorial-Villa de Prado, el conjunto metasedimentario presenta una fábrica principal de tipo planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) definida por la presencia de niveles cuarzo-feldespáticos claros (frecuentemente con cordierita), que aparecen englobados en una matriz biotítico-sillimanítica oscura; en los paraneises, la profusión de los niveles leucocráticos confiere a la fábrica un carácter bandeadado.

La fábrica es de alta temperatura, como indica la presencia de minerales desarrollados durante el pico metamórfico, con determinadas microtexturas poniendo de manifiesto la existencia de una fase fundida durante la deformación. En algunos afloramientos, como en la pista que va desde la carretera de Toledo-Valladolid a Pelayos de la Presa, la fábrica presenta una geometría de tipo S_C observable a simple vista, definida por la disposición amigdalar de los rods cuarzo-feldespáticos dentro de la matriz biotítico-sillimanítica; la asimetría de las colas de las amígdalas indica un sentido de cizallamiento de "techo hacia el NE" en la dirección de la lineación mineral (Lm:44°E hacia los 044°; Sp: 120°/56°N), y da un sentido aparente "normal".

En lámina delgada, tanto la asimetría de los cristales de plagioclasa como la elongación de los granos de los agregados de cuarzo con respecto a la Sp definida por la disposición planar o planolinear de biotitas y sillimanita, también se manifiestan por el carácter no coaxial de la deformación. Esta fábrica debe corresponder a la D_1 o D_1+D_2 , desconociéndose si al menos una parte de ella se ha generado en los cabalgamientos dúctiles propios de la fase D_2 .



Proyección estereográfica de los elementos estructurales observados en los metasedimentos de la Hoja de Méntrida. Sp: Esquistasidad principal; Lm: Lineación mineral; Scr: Esquistasidad de crenulación con vergencia a Oeste; Bcr: Pliegues asociados a la esquistasidad de crenulación con vergencia al Oeste; Scren: Esquistasidad de crenulación con vergencia sureste; Bcren: pliegues asociados a la esquistasidad de crenulación con vergencia sur

Con una distribución muy irregular, prácticamente restringida al sector al nororiental de Villa del Prado, la esquistosidad principal (Sp) está afectada por una esquistosidad de crenulación (Scr) relativamente penetrativa, cuyas características permiten asignarla a la tercera fase de deformación hercínica (D_3); esta esquistosidad está asociada a pliegues de escala métrica a decamétrica de dirección submeridiana a NNO-SSE y clara vergencia hacia el oeste. Los ejes de estos pliegues presentan inmersiones tanto hacia el NNO como al SSE, lo que se puede explicar como el efecto de un plegamiento posterior, aunque a escala de afloramiento también se han observado charnelas curvas.

En lámina delgada, la crenulación no desarrolla una esquistosidad de Sp+1 propiamente dicha sino, en todo caso, una recristalización de moscovita, y en menor proporción, de cuarzo y plagioclasa, paralelamente al plano axial de los micropliegues, así como de arcos poligonales de biotita. En la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (557) la asimetría de los pliegues menores relacionados con esta fábrica sugiere que la macroestructura corresponde a un flanco normal de D_3 , circunstancia que no se ha podido comprobar en la presente Hoja.

2.1.3. Plegamientos tardíos

Con posterioridad a la D_3 , en el Sistema Central se suelen citar fases tardías que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, así como una supuesta cuarta fase de deformación (D_4) a la que se atribuyen pliegues de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical, con ocasional esquistosidad de crenulación grosera; no se han reconocido estructuras relacionadas con esta fase en la Hoja.

También se cita una quinta fase (D_5) cuya relación de temporalidad respecto a la anterior es dudosa, sin descartarse una cierta simultaneidad entre ambas e incluso un orden invertido. Esta fase genera pliegues de dirección aproximada E-O, también con planos axiales subverticales, cuya geometría a escala de detalle es, en algunos casos, de tipo chevron o kink inversos; con ella se relaciona una esquistosidad de crenulación subvertical y transversa a las fábricas principales, citada en determinados puntos del Sistema Central. En las proximidades del embalse de Picadas se ha reconocido una fábrica subvertical de dirección N50°E y un plegamiento asociado, que podría estar relacionado con esta fase D_5 ; los pliegues se desarrollan no sólo a escala media, sino también cartográfica, pudiendo ser los responsables de los cambios de buzamiento en las inmediaciones del citado embalse y también en el resto del afloramiento metamórfico. Apoyando esta idea, existe una cierta coincidencia entre los ejes de los pliegues de esta fase medidos en el campo y el deducido a partir del círculo máximo que describen los polos de la Sp.

2.1.4. Deformaciones finihercínicas

En las zonas de mayor grado metamórfico del Sistema Central se encuentran, fundamentalmente dentro del conjunto de neises glandulares, estructuras nebulíticas (estictolitas en sentido estricto o crociditas; WAARD, 1950) cuya geometría interna y planar y sus relaciones con la fábrica principal indican un movimiento de componente normal producido por una extensión N-S. Según CASQUET *et al.* (1988), estas estructuras son indicadoras de una etapa finihercínica de extensión homogénea en todo el ámbito del Sistema Central, cuyas macroestructuras más relevantes son los accidentes extensionales que delimitan las zonas de alto grado metamórfico; el emplazamiento de los granitoides, con la excepción de los más tardíos, estaría controlado por esta etapa extensional.

Algunos autores (DOBLAS, 1990, 1991; DOBLAS *et al.*, 1988, 1994), han propuesto la existencia de una tectónica extensional finihercínica para todo el Sistema Central, a modo de "metamorphic core complexes", caracterizado principalmente por detachements de dirección E-O y fallas de transferencia de dirección N-S, que no han sido encontradas en la zona de estudio.

Posteriormente, y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produjo una intensa fracturación tradicionalmente denominada "tardihercínica" en sentido amplio, en la que CAPOTE *et al.* (1987) reconocen dos etapas. La primera, denominada "etapa Malagón", se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórfidos graníticos con direcciones predominantes E-O, indicando una extensión uniaxial según un eje N-S a NE-SO. En los estadios finales de esta etapa, todavía bajo un régimen de deformación de tipo dúctil, se produjeron desgarres que afectarían a los diques de pórfidos graníticos. Aunque en la Hoja no existen diques de pórfidos que pudieran servir de marcadores para esta fase, a ella pudieran corresponder algunas de las principales fallas de dirección E-O que afectan a los cuerpos de granitoides; en cualquier caso, los pórfidos están bien representados en la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (557).

La segunda etapa o fracturación tardihercínica en sentido estricto, ha sido denominada por CAPOTE *et al.* (1987) "etapa Hiendelaencina" y se produjo en un régimen deformacional de tipo frágil durante el cual se generaron desgarres y fallas normales con movimientos en dirección, agrupados según las directrices principales N10-30°E y N 70-90°E, así como extensiones radiales, que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa, DE VICENTE *et al.* (1986) estiman una dirección de acortamiento horizontal constante entre N35°E y N55°E, y a ella deben

corresponder las abundantes fallas y fracturas que afectan a todos los materiales hercínicos de la Hoja, especialmente a los granitoides.

2.2. LA OROGENIA ALPINA

A grandes rasgos, el ciclo alpino puede dividirse en dos grandes etapas: sedimentaria, caracterizada por una distensión generalizada, y tectogenética, desarrollada bajo un régimen compresivo. La evolución de ambas etapas ha estado fuertemente condicionada por los accidentes creados en el periodo tardihercínico, que durante la distensión limitaron las cuencas sedimentarias, en tanto que a lo largo de la compresión, en un proceso de inversión tectónica, favorecieron el ascenso de los bloques llamados a ser relieves positivos.

2.2.1. La distensión mesozoica

La ausencia de depósitos correspondientes al periodo comprendido entre el Pérmico y el Cretácico inferior en la región dificulta notablemente la interpretación de la evolución mesozoica; no obstante, permite suponer que el grado de incidencia que tuvieron determinados eventos tectónicos del ciclo alpino (estructuración de cuencas pérmicas, rifting triásico y finjurásico) fue nulo o muy atenuado en el ámbito del Sistema Central. Por otra parte, la existencia de un cierto control tectónico durante el depósito del Cretácico superior en el sector oriental de la cordillera ha sido señalada por diversos autores (ALONSO, 1981; ALONSO y MAS, 1982), de tal manera que la geometría de las cuencas y la distribución de sus facies estarían condicionadas por dos directrices fundamentales: N110-120°E y N20-30°E.

2.2.2. La compresión terciaria

El Cenozoico se caracteriza por un régimen compresivo que a lo largo del Terciario ha configurado la estructura del Sistema Central y la Cuenca de Madrid, si bien a finales del Mioceno se implantó un nuevo régimen distensivo que ha elaborado sobre aquélla los retoques perceptibles hoy día.

2.2.2.1. El periodo tectogenético

El proceso de individualización del Sistema Central se inició a finales del Cretácico o comienzos del Terciario a partir de la "Bóveda Castellano-Extremeña" (ALÍA, 1976), megaestructura generada bajo un régimen compresivo y que limitaría dos cuencas de diferente evolución. No obstante, a tenor de la homogeneidad de las facies garumnienses a ambos lados del Sistema

Central actual es preciso suponer que la separación de las cuencas del Duero y Tajo no se produjo hasta finales del Eoceno, como consecuencia de un evento compresivo de dirección NO-SE coincidente con la tradicional fase Pirenaica; durante ésta se acentuaría el desnivel entre la cordillera y las cuencas mediante la creación de fallas inversas de elevado ángulo en los flancos de la bóveda, en cuya zona axial se crearían pequeñas cuencas por distensión.

En cualquier caso, aún sería preciso el concurso sucesivo de las tradicionales fases Castellana (Oligoceno) y Neocastellana (Aragoniente) para que las cuencas adquiriesen prácticamente su geometría actual, con restricción de su superficie; también se estructuraron los bordes montañosos circundantes (Sierra de Altomira, Montes de Toledo y Sistema Central), en este caso mediante la creación de energéticos relieves.

A lo largo de la fase Castellana, también conocida como "etapa Altomira" (CAPOTE *et al.*, 1990; CALVO *et al.*, 1991), el borde oriental fue el más activo; así, en respuesta a un acortamiento regional de dirección N90-110°E se produjo el cabalgamiento de orientación submeridiana de la Sierra de Altomira sobre la Cuenca de Madrid, que de este modo quedaría parcialmente individualizada de la Depresión Intermedia. De esta forma, en el Mioceno inferior, la cuenca se habría configurado como una depresión endorreica de forma triangular cuyo relleno estuvo presidido por una orla de sistemas aluviales en cuyo interior se desarrollaron ambientes lacustres. Ya que la Sierra de Altomira actuaría como margen estable, las variaciones en el dispositivo sedimentario durante el Mioceno obedecieron principalmente al distinto comportamiento de los Montes de Toledo y el Sistema Central, siendo éste el sistema montañoso de mayor influencia, estructurándose a modo de rhomb horst (PORTERO y AZNAR, 1984) de comportamiento complejo debido al giro de los esfuerzos.

Con este dispositivo se produjo el depósito de la Unidad Inferior (Aragoniente inferior-medio), abortado por el desencadenamiento de la fase Neocastellana, también llamada "etapa Guadarrama" (CALVO *et al.*, 1991), que produjo el máximo acortamiento en la región, bajo un régimen de esfuerzos compresivos de orientación N155°E. El resultado fue que el borde septentrional, con carácter de falla inversa de orientación N60-70°E cabalgante hacia el sur, adquirió un protagonismo casi exclusivo frente a la pasividad de los restantes bordes montañosos. Debido a ello, los sistemas aluviales de la Unidad Intermedia progradaron hacia el sector central de la cuenca, desplazando los ambientes lacustres hacia el meridional. En el Aragoniente superior, un nuevo impulso dentro del evento Guadarrama reactivó los sistemas aluviales, dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia.

Esta etapa dio lugar a la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central en forma de uplift cabalgante sobre las cuencas limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega pop-up (BUTLER, 1982) intracratónico, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 km de profundidad que, procedente de las Cordilleras Béticas, transmitiría hacia el antepaís los esfuerzos derivados de la formación de esta última cadena (BANKS y WARBURTON, 1986; WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989).

Aproximándose a esta idea, pero perfilando algunos detalles de la geología de superficie e integrando datos de paleoesfuerzos y gravimétricos, DE VICENTE et al. (1991 y 1994) han propuesto un modelo general para la evolución alpina del Sistema Central. Las estructuras compresivas principales corresponden a cabalgamientos de dirección N45-N80°E cuyo movimiento diferencial está regulado por fallas de transferencia con direcciones N130°E (desgarres dextrales) y N20°E (desgarres sinistrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue, que en un perfil escalonado estaría localizada a unos 9 km de profundidad en el sector septentrional de la cadena y a unos 16 km en el sector meridional. Los pliegues que dibuja la cobertura mesozoica y, en su ausencia el techo del basamento, se interpretan como "pliegues de acomodación" o fault bend folds (SUPPE, 1985; JAMISON, 1986) ya que se producen por la adaptación de los bloques de techo a la geometría de las rampas sobre las que deslizan; los autores mencionados deducen una dirección de acortamiento máximo en torno a los N150°E.

El perfil escalonado de la superficie intracrustal de despegue podría justificar la asimetría de la cadena, cuya vertiente septentrional es más escalonada, con presencia de numerosos cabalgamientos de bajo o medio ángulo y uno frontal con menor salto que en la vertiente meridional; en ésta existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, permitiendo que la imbricación sobre la Cuenca de Madrid se realice en una franja estrecha.

Este accidente se reconoce con facilidad en los perfiles sísmicos de la cuenca como un plano inclinado contra el que chocan todos los reflectores identificados (RACERO, 1988). Estos perfiles también ponen de manifiesto que la imbricación del Sistema Central sobre la cuenca produjo un efecto de subsidencia por bending que ha determinado la forma asimétrica de esta última, facilitando una mayor acumulación de depósitos terciarios en su margen noroccidental que en el oriental, donde la Sierra de Altomira y su entorno funcionaron como un alto relativo.

El cabalgamiento del Sistema Central sobre la Cuenca de Madrid atraviesa la Hoja con dirección N50°E (falla de Nombela), presentando una traza segmentada por numerosas fallas de transferencia que poseen orientación subnorteada al suroeste de Almorox y dirección N100-

160°E al noreste de dicha localidad. Aunque el cabalgamiento es perceptible en la carretera Villa del Prado-Cadalso de los Vidrios, su mejor punto de observación se localiza al noreste de Nombela, donde se manifiesta como una falla inversa cuyo plano buza 80° hacia el noroeste, valor reflejado por la traza rectilínea de cada uno de los segmentos; a través de un plano neto, la falla pone en contacto los monzogranitos biotíticos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) sobre las facies arcósicas aragonienses con grandes bloques (unidad 18), conjunto con buzamientos elevados junto al plano de falla debido a un efecto de arrastre. El accidente principal aparece interrumpido por una falla de transferencia sinistral más nítida aún, de orientación NE-SO y salto de orden decamétrico.

El hecho de que el cabalgamiento afecte a los materiales del ciclo inferior de la Unidad Intermedia (unidad 23), pero aparezca fosilizado por los del ciclo superior (unidad 24) señala que la actividad de la falla cesó a comienzos del Aragoniense superior, si bien en sectores nororientales (Hoja de Colmenar Viejo, 534) los depósitos de dicha edad aparecen afectados por la falla.

Más difícil es precisar el origen y el periodo de funcionamiento de la densa red de fracturación que afecta al conjunto hercínico, aunque dos de sus familias principales, N45-80°E, y N100-120°E parecen corresponder a accidentes tardihercénicos reactivados durante esta etapa; no obstante, buena parte de las fallas de dicha red podrían tener un origen alpino o ser la respuesta a fenómenos de descompresión del plutón, llamando la atención en este sentido la elevada concentración de fallas en los stocks de Cadalso de los Vidrios y El Berrocal.

2.2.2.2. La distensión finineógena

El régimen geodinámico característico del Terciario cambió de forma drástica en el Vallesiense, estableciéndose una distensión de orientación N70-80°E cuya principal manifestación en el Sistema Central fue la actuación de desgarres de dirección N160-170°E (DE VICENTE *et al.*, 1994; CAÑAVERAS *et al.*, 1994), bien representados en la Hoja coincidiendo con el meridiano de Cadalso de los Vidrios y que tal vez sean los causantes de algunos de los "descuelgues" entre superficies de erosión. El reflejo de este evento en la cuenca, conocido como "fase Torrelaguna", fue el cambio del régimen sedimentario que condicionó el depósito de la Unidad Superior, probablemente al adquirir la cuenca carácter exorreico (IGME, 1975; CALVO *et al.*, 1990).

Las deformaciones observadas en distintos puntos de la cuenca afectando a materiales del Mioceno superior, con orientaciones subparalelas al borde del Sistema Central, son indicativas de deformaciones regionales recientes, asimilables con las fases Iberomanchega I y II

(AGUIRRE *et al.*, 1976), acontecidas en el Plioceno, sobre cuyo régimen tectónico no existe unanimidad entre los diversos autores.

2.2.2.3. Deformaciones cuaternarias

Durante el Cuaternario, la Cuenca de Madrid no ha permanecido estable, sino que ha sufrido deformaciones de envergadura muy variable, cuyo efecto son desnivelaciones de superficies y evoluciones anómalas de la red de drenaje, debidas fundamentalmente al juego de bloques del sustrato, basculamientos y deformaciones en materiales salinos.

En general, la naturaleza litológica del relleno de la cuenca no favorece el reflejo superficial de la tectónica frágil que ha afectado a los materiales del basamento (ALÍA, 1960; MARTÍN ESCORZA, 1974 y 1976, HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1971), aunque ocasionalmente se manifiesta en los materiales más rígidos; en cualquier caso, la jerarquización de la red fluvial en las facies arcósicas parece responder a un patrón de fracturación del sustrato, al menos en algunas zonas. Entre estas deformaciones de tipo regional (CAPOTE y CARRO, 1968; IGME, 1975; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1978) es preciso señalar los pliegues de amplio radio, así como las suaves inclinaciones de algunos contactos entre los diversos ciclos, interpretadas como basculamientos o como un juego de bloques en respuesta a la fracturación del zócalo.

La geometría de la red fluvial actual y sus correspondientes depósitos de terraza constituyen el principal instrumento determinativo de los accidentes del sustrato que han tenido incidencia en la evolución reciente. A pequeña escala, diversos arroyos y barrancos presentan trazados rectilíneos y moderados a fuertes encajamientos, como respuesta a fracturas carentes de salto en superficie, destacando los de dirección N100-130°E.

Conviene señalar, no obstante, que el sector del valle del Alberche comprendido entre Escalona y Aldea del Fresno ha sido atribuido a una depresión de borde (PEDRAZA, 1976) paralela a la dirección del Sistema Central, condicionada por la actividad tectónica reciente de éste; dicha actividad ha sido puesta de manifiesto por una serie de criterios morfogenéticos (desarrollo escalonado de vertientes-glacis, glacis de ladera y terrazas) o tectónicos (terrazas ligeramente basculadas y fenómenos de subsidencia anómalos en el valle actual).

3. BIBLIOGRAFÍA

- ALÍA, M. (1976). "Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña". Est. Geol., 5, 229-239.
- ÁLVAREZ, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva". Temas Geol. Min., 6 (1), 87-108.
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; HACAR, M.; MARTIN, L.M.; MARTINEZ, J.R. y PEREZ, A. (1992). "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo". En GUTIERREZ, J.; SAAVEDDRA, S. y RABANO, I. (Eds.). "Paleozoico Inferior de Ibero-América". Universidad de Extremadura, 25, 469-483.
- BANKS, C.J. y WARBURTON, J. (1991). "Mid crustal detachment in the Betic system of southeast Spain". Tectonophysics, 191, 275-289.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FÚSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). "Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español". Cuad. Geol. Ibérica, 7, 15-52.
- BUTLER, R.W.H. (1982). "The terminolgy of structures in thrust belts". Journal of Structural Geology, 4, 239-245.
- CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. y ALONSO ZARZA, A.M. (1991). "Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno". I Congr. Grupo Español del Terciario, Actas, 55-58.
- CAPOTE, R. (1983). "La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central". Libro Jubilar J.M. Ríos, 1, 467-476.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982)."Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 76 (2), 313-331.

- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1978). "La tectónica post-miocena del sector central de la Depresión del Tajo". Bol. Geol. Min., 89, 114-122.
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M. y DE VICENTE, G. (1987). "Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central, Sistema Central Ibérico". Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 11, 305-314.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ-CASADO, J.M. (1990). "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". Geogaceta, 7, 20-22.
- CASQUET, C.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional Tectonics and Granite Emplacement in the Spanish Central System. A discussion". European Geotraverse (FGT) Project, 65-76.
- DE VICENTE, G.; CALVO, J.P. y ALONSO ZARZA, A. (1990). "Main sedimentary units and related strain fields of the Madrid Basin (Central Spain) during the Neogene". IX Cong. R.C.M.N.S. Barcelona, Abstracts, 121-122.
- DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ-CASADO, J.M. (Eds.) (1991). "Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". III Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J.; MUÑOZ, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUAL, M.A. (1994). "Structure and alpine evolution of the Madrid Bassin". En: FRIEND, P. F. y DABRIO, C. (Eds.), "Tertiary Basins of Spain", Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- DOBLAS, M. (1990). "Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes)". Colección Tesis Doctorales de la Universidad Complutense de Madrid, 465 pp.
- DOBLAS, M., (1991). Tardi-Hercinian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. Tectonophysics, 191; 325-334.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MAHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A.. (1994). "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". Tectonophysics, 238, 95-116.

- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; LUNAR, R.; NICOLAS, M. y MARTÍNEZ, J., (1988). "Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization the Spanish Central System". Geology, 16, 800-803.
- ENRESA (1996). "El Berrocal Project". I Geological studies, 596 pp.
- ENUSA (1984). "Exploración de Urano en la Cuenca del Tajo" (inédito).
- FÚSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". Bol. Geol. Min., 85, 595-600.
- GONZÁLEZ-CASADO, J. M. (1991). "Guía sobre la geología del Sistema Central Español". En: "Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español", DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ-CASADO, J. M. (Eds.). III Reunión de la Comisión de Tectónica. S.G.E., 1-35.
- GONZÁLEZ UBANEL, A.G. (1981). "Significado tectónico de los principales diques en un sector del Sistema Central". Cuad. Geol. Ibér., 7, 607-622.
- GONZÁLEZ UBANEL, A.G. y DOBLAS, M. (1988). "Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcunde (SW del Sistema Central Español); su relación con la intrusión". En: "Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico". Ed. Rueda, Madrid, 393-403.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978). "Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central". Bol. Geol. y Min., 82 (2), 109-113.
- HERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ (1971). "Estudio por magnetometría del basamento de la región NE de la fosa Tectónica del Tajo". Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid (Inédita).
- ITGE (BELLIDO, F.; CASILLAS, R.; MARTÍN PARRA, L.M.; DEL OLMO, A.; DE PABLO, J. G.; PEINADO, M; y VILLASECA, C.) (1990). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a Serie, 1^a edición, San Martín de Valdeiglesias (557).
- JAMISON, R. (1987). "Geometric analysis of fold development in overthrust terranes". Journal of structural Geology, (9)2, 207-219.

- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid". En: Libro Homenaje a J.M. Ríos, 2, 534-542.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1981). "Continuos deformation, ductile thrusting and backfolding in the basament of the hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". Tectonophysics, 191, 291-309.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974). "Sobre la existencia de materiales paleogénos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. Toledo)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 72, 141-160.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del Basamento de la fosa del Tajo". Est. Geol., 32, 509-522.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid". Est. Geol., 36, 247-253.
- PARGA PONDAL, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercinicas del Macizo Hespérico". Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage, 1-37.
- PEDRAZA, J. (1976). "Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del Alberche (Sistema Central Español): La depresión de Aldea del Fresno-Almorox". Bol. Geol. Min., 87 (1), 1-12.
- PEDRAZA, J. (1994). "Sistema Central". En: GUTIÉRREZ ELORZA, M. (Ed.). "Geomorfología de España". Rueda, 389-436.
- PEDRAZA, J. (1994). "Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones morfotectónicas". Cuad. Lab. Geol. Laxe, 19, 91-118.
- PEINADO, M. (1973). "Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 199 pp.
- PEINADO, M. y ÁLVARO, M. (1981). "Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español)". Cuad. Geol. Iber., 7, 201-216.

- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984). "Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". I Congreso Español de Geología, 253-263.
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". Esc. Tec. Sup. de Ingenieros de Minas de Madrid, 1-48.
- RACERO, A. (1988). "Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen SW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo". II Congr. Geol. de España. Simp., 213-222.
- RIVAS, P.; PÉREZ DEL VILLAR, L.; DE LA CRUZ, B. J.; GÓMEZ, M.; TURRERO, A.; HERNÁNDEZ, A.; MARÍN, C.; GARCÍA, M.; PELAYO, M. y PARDILLO, J. (1993)."El proyecto de El Berrocal: síntesis preliminar". Est. Geol., 49 (3-4), 175-187.
- SUPPE, J. (1985). "Principles of structural geology" Prentice Hall, N. Jersey, 1-537.
- VALVERDE-VAQUERO, P. y DUNNING, G., R. (2000). "New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain". Journal of the Geological Society, 157, 15-26.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". Tectonophysics, 184, 367-378.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System". Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP). Libro homenaje a Rafael Soler, 147-157.