Instituto Geológico
y Minero de España

INFORME ESTRUCTURAL Y NEOTECTÓNICO

HOJA DE TORRIJOS

628 (17-25)

Diciembre, 2000

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN

2. TECTÓNICA

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

2.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

3. BIBLIOGRAFÍA

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja a escala 1:50.000 de Torrijos se encuentra situada en el límite entre dos importantes dominios geológicos de la Península Ibérica: los Montes de Toledo y la Cuenca de Madrid, subdominio central de la Depresión del Tajo; aunque el primero está representado dentro de los límites de la Hoja, la práctica totalidad de su territorio pertenece al segundo.

Los Montes de Toledo se localizan en el extremo suroriental de la zona Centroibérica, caracterizándose por una serie de modestas elevaciones de orientación E-O interpuestas entre los valles de los ríos Tajo y Guadiana. Están constituidos por materiales precámbricos y paleozoicos deformados, metamorfizados y afectados por intrusiones de masas ígneas durante la orogenia hercínica; en conjunto presentan una gran similitud con los complejos de Somosierra y Gredos del Sistema Central (CAPOTE et al., 1982); en el sector septentrional abundan las migmatitas, permitiendo caracterizar el denominado Complejo Anatéctico de Toledo, mínimamente representado en el extremo suroriental de la Hoja.

Su estructuración definitiva se produjo durante la orogenia alpina, por lo que en su borde septentrional afloran pequeños retazos de sedimentos cretácicos y paleógenos que se soterran discordantemente bajo los depósitos neógenos y cuaternarios de la Cuenca de Madrid. Ésta constituye un dominio individualizado en el sector central de la Depresión del Tajo, a modo de estructura intracratónica triangular; situada en el centro de la Península Ibérica, se generó como resultado de la transmisión relativa de esfuerzos entre el Macizo Hespérico y las cadenas bética y pirenaica durante el Terciario (DE VICENTE et al., 1994). Sus límites septentrional y meridional son los mejor definidos, estando constituidos por el Sistema Central y los Montes de Toledo, respectivamente; en su sector oriental se encuentra parcialmente separada de la Depresión Intermedia por la Sierra de Altomira, en tanto que su límite occidental posee un carácter totalmente arbitrario, haciéndose coincidir con un destacado estrechamiento de la cuenca que da paso a la Depresión de Campo Arañuelo.

Los sondeos profundos denuncian la existencia de materiales mesozoicos sobre el basamento hercínico en el sector oriental de la cuenca, así como una fuerte asimetría en sentido NO-SE, de tal forma que su relleno terciario se acerca a los 4.000 m en las proximidades del Sistema Central, disminuyendo hasta menos de 1.000 m en el borde meridional (MEGÍAS et al., 1983; RACERO, 1988). La sucesión terciaria posee una gran continuidad estratigráfica, ya que sobre

los depósitos paleógenos que aparecen discontinuamente en los bordes de la cuenca se dispone discordantemente un conjunto neógeno subhorizontal que constituye la mayor parte de los afloramientos, cuyo depósito ha estado controlado por las diferencias litológicas y de comportamiento tectónico de los bordes.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Torrijos reflejan una prolongada y compleja historia geológica, cuyos vestigios más remotos se relacionan con la orogenia hercínica, si bien la práctica totalidad de su registro se relaciona con el ciclo alpino.

Al menos durante parte del Mesozoico, la región fue testigo de diversos episodios sedimentarios de naturaleza variada, con una última y breve transgresión a lo largo del Cretácico superior, tras la cual se produjo la retirada definitiva del mar, coincidiendo con las primeras etapas compresivas del ciclo alpino; éstas provocaron una restricción de las áreas de sedimentación, comenzando a esbozarse el Sistema Central a modo de umbral entre las incipientes depresiones del Duero y Tajo.

El levantamiento del Sistema Central y su consolidación como basamento ascendente y borde septentrional de la cuenca tuvo 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 de Madrid, donde posiblemente se encuentre en facies evaporíticas (RACERO, 1988), apareciendo cubierto por la sucesión neógena que integra la mayor parte del registro aflorante.

Durante el Terciario, cada uno de los bordes de la Cuenca de Madrid presentó una evolución algo diferenciada de los otros. 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. En el sur, el límite de los Montes de Toledo se estructuraría mediante fallas inversas, presentándose en dicho borde un registro discontinuo de depósitos eocenos y oligocenos de litologías variadas (RODAS et al., 1991); este borde meridional 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).

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 presente Hoja se reconocen los efectos de las orogenias hercínica, y alpina. La primera es responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamóficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos y paleozoicos y, por tanto, tiene una representación mínima. En cuanto a la orogenia alpina, es la creadora de la morfoestructural actual del Sistema Central y de los Montes de Toledo en forma de estructuras levantada y cabalgantes sobre la Cuenca de Madrid.

Dentro de la Hoja se ha reconocido un reducido número de estructuras tectónicas, en general poco evidentes o de mínima envergadura, por lo que cualquier tipo de interpretación estructural debe apoyarse en consideraciones de tipo regional, especialmente en el caso de los Montes de Toledo, o en deducciones derivadas de rasgos sedimentarios o geomorfológicos, siendo el caso de la Cuenca de Madrid.

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

Pese a la existencia de diversos movimientos prehercínicos, los acontecimientos más remotos que han dejado huella impresa en la región se remontan a la orogenia hercínica que es sin duda la responsable de la estructuración principal de los Montes de Toledo, cuya macroestructura es el resultado de una compleja sucesión de procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo acaecidos en el intervalo Devónico-Pérmico (la morfoestructura actual es consecuencia de las reactivaciones alpinas), cuya ordenación temporal es conocida de un modo impreciso.

En concreto, el conjunto ígneo-sedimentario prehercínico del Complejo Anatéctico de Toledo sufrió los efectos de un intenso metamorfismo, en el que se alcanzaron condiciones de migmatización, así como la intrusión de plutones básicos y ácidos meso-catazonales, todo ello durante la sucesión de cuatro episodios deformativos principales y diversas etapas tardías trascendentales para la evolución posterior de la región.

Por su parte, la Cuenca de Madrid constituye una de las grandes zonas subsidentes del interior peninsular, cuya génesis y evolución se enmarca en el ciclo alpino. Su evolución durante este ciclo estuvo fuertemente condicionada por la densa red de fracturación generada durante el

periodo tardihercínico (PARGA PONDAL, 1969) y posteriormente reactivada hasta épocas recientes. En ella cabe destacar por su incidencia en la zona, los sistemas de fallas que constituyen los límites de la cuenca: de dirección ENE-OSO el correspondiente al Sistema Central, N-S el de la Sierra de Altomira y E-O el de los Montes de Toledo. Aunque en el Paleógeno ya se habrían insinuado las áreas llamadas a ser depresiones o umbrales durante el Neógeno, fue durante el Mioceno cuando se produjo la estructuración definitiva de dichos bordes montañosos, proceso que condicionó a la vez la evolución sedimentaria de ésta.

Si bien durante el Oligoceno el borde más activo resultó ser el correspondiente a la sierra de Altomira, la inestabilidad se trasladó en el Mioceno a los bordes septentrional y meridional, cuya actuación fue variando con el paso del tiempo: en los primeros compases la dinámica en ambos bordes sería equiparable, en tanto que a partir del Mioceno medio el Sistema Central marcó la pauta. Su carácter de bloque cabalgante sobre la cuenca propició una clara asimetría en la distribución de las facies miocenas de relleno; así, en el sector noroccidental se aprecia un neto predominio de las facies de naturaleza detrítica correspondientes a sistemas de abanicos aluviales, que fueron desplazando progresivamente a las facies lacustres, de naturaleza yesífero-carbonatada, desde el sector central de la cuenca hasta el sector meridional, aprovechando la retracción de los sistemas aluviales procedentes de los Montes de Toledo.

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 (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1978). 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 las 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.

Los reajustes estructurales más recientes están condicionados por la tectónica de bloques y yesos, reflejándose principalmente en la distribución de las superficies y en la evolución de la red de drenaje (MARTÍN ESCORZA, 1980; SILVA et al. 1988).

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Son contadas las estructuras tectónicas observables en el marco de la Hoja, si bien existen algunas más deducibles por criterios geomorfógicos. Excepción hecha de la falla que limita los Montes de Toledo y la Cuenca de Madrid, que con mucho constituye el accidente más destacado, parecen responder a deformaciones muy recientes, relacionadas con reajustes de bloques, sin incidencia alguna de la tectónica de yesos.

Aunque las condiciones de afloramiento del conjunto paleozoico en la Hoja no han permitido su observación, no cabe duda de que albergan numerosas estructuras como respuesta a las sucesivas deformaciones hercínicas, tal como se ha puesto de manifiesto en zonas próximas (ITGE, en prensa). En concreto, la foliación migmatítica, generada durante la segunda fase de deformación (D_2) y que aparece como foliación regional, se manifiesta como un bandeado migmatítico, habiendo obliterado las deformaciones previas (D_1) a escala de afloramiento; se trata de una foliación muy penetrativa de dirección N120-140º. Algunos pliegues decamétricos que afectan al bandeado migmatítico deben estar relacionados con una etapa tardía dentro de esta fase.

La tercera fase (D_3) produjo pliegues erguidos y de charnela aguda de dirección N1110-140º, así como cambios en la vergencia de la foliación regional. Por lo que respecta a la cuarta fase (D_4) dio lugar a desgarres de orientaciones diversas, siendo los más destacados de orientación N160º, produciendo rotación de la foliación regional por arrastre. Las deformaciones tardías consisten en una red de fracturas comprendidas entre N10º y N160º, con buzamientos suaves, que favorecieron el emplazamiento de diques de composición ácida, y, por último, una red tardihercínica de dirección N70º a favor de la que se emplazaron diques de lamprófidos y cuarzo.

Al igual que el basamento hercínico, la falla que limita los Montes de Toledo y la Cuenca de Madrid aparece exclusivamente en la esquina suroriental de la Hoja, con una longitud de 500 m. Pese a tan escasa representación, los afloramientos existentes permiten deducir su carácter inverso, mediante el cual los granitoides y migmatitas paleozoicos (unidad 1) cabalgan sobre el conjunto cenozoico, esencialmente detrítico. El cabalgamiento se realiza a través de un solo plano de falla, de elevado ángulo, apreciándose en el bloque cabalgante una banda de anchura métrica afectada por una fuerte trituración. En el bloque cabalgado aparecen retazos verticalizados de materiales de posible afinidad cretácica (unidad 2), a modo de esquirlas, y un conjunto paleógeno (unidad 3) en el que se aprecian fuertes buzamientos (> 50 º), muy suavizados a varias decenas de metros del accidente.

La red de fracturación más evidente afecta al conjunto paleógeno. Se trata de fallas reflejadas en el relieve por la existencia de cambios de pendiente y valles de trazado rectilíneo, de componente aparentemente normal, y que han delimitado una serie de bloques irregulares en la margen izquierda del Tajo, al este del embalse de Castrejón. Las más destacadas, con una directriz NNE-SSO, delimitan la margen izquierda de la vega del Tajo, dando paso a los escarpes de materiales paleógenos sobre los que se disponen las terrazas medias y altas. Esta familia de fallas está afectada por otra de dirección NO-SE a la que se adaptan los principales arroyos y que proporciona un aspecto recortado al borde del valle.

Diversos criterios morfológicos y estratigráficos sugieren la existencia de una destacada falla de dirección ESE-ONO en la zona de Torrijos, al menos entre Barcience y Alcabón. Se trata de una franja de morfología poco definida, tapizada por abundantes depósitos cuaternarios, que separa dos dominios de relieve contrastado: al norte, los relieves estructurales en mesa del área Huecas-Val de Santo Domingo; al sur, los modelados característicos de las áreas arcósicas de la cuenca, con orientación norteada de los arroyos afluentes de la margen derecha del Tajo y sus interfluvios. Aunque este cambio morfológico sería perfectamente justificable por motivos litológicos, el hecho de que el nivel carbonatado que constituye el techo de la Unidad Inferior (unidad 9) aparezca "descolgado" más de 30 m entre los sectores de Barcience y Rielves, parece confirmar la existencia de dicha falla, cuyo comportamiento habría sido normal, con hundimiento del bloque meridional.

Otra serie de hechos apoyan esta idea: la superficie estructural muestra un ligero basculamiento hacia el ENE, contrario a las tendencias descritas en la cuenca; los poco marcados fondos de valle de Alcabón y Torrijos se encuentran alineados en dirección ESE-ONO; la depresión de Torrijos parece haber gozado de un carácter endorreico perdida tan sólo recientemente por la captura del arroyo de Albala; los enigmáticos depósitos arenosos localizados allí e interpretados en el contexto de un sistema fluvial antiguo (unidad 18), sugieren un sistema de drenaje bruscamente abortado; y, por último, el sistema de conos de deyección que orla los relieves en mesa, puede tener su origen en una elevación relativa de su área fuente.

La geometría de la red fluvial actual y sus correspondientes depóstos 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 fuertes encajamientos, respondiendo a fracturas carentes de salto en superficie y de dirección variable. Entre estas orientaciones de la red, la más llamativa es la observable en el sector noroccidental, donde diversos arroyos, con sus correspondientes terrazas bajas, se

disponen según NO-SE, dirección oblicua a la de las terrazas altas, lo que permite acotar temporalmente la edad de la fracturación.

2.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

Como se ha señalado anteriormente, los procesos de deformación más remotos que han afectado a la región se remontan a la orogenia hercínica, que deformó y metamorfizó el cortejo ígneo-metamórfico preexistente. Las deformaciones dieron comienzo mediante una tectónica compresiva (D_1) responsable del principal engrosamiento de la cadena. La progresión del engrosamiento provocó el colapso lateral de la cadena y con él, una extensión cortical y la evolución metamórfica descompresiva en condiciones de alta temperatura, cuyo resultado es la profusión de los procesos de migmatización y anatexia, cuyos fundidos pudieron migrar hacia zonas más someras; la envergadura de los procesos acaecidos durante esta fase (D_2) prácticamente borraron las huellas de as etapas previas.

Con posterioridad al clímax metamórfico, se produjo un repliegue de la pila de materiales (D_3) seguido por una tectónica de desgarres (D_4), ya en en un régimen dúctil-frágil. El periodo tardihercínico, durante el cual se produjo una intensa fracturación (PARGA PONDAL, 1969), con desgarres de envergadura regional, ha condicionado los principales rasgos geológicos de la Cuenca de Madrid. Los accidentes generados fueron reactivados durante el ciclo alpino, limitando las cuencas sedimentarias durante la distensión mesozoica y actuaron como líneas de debilidad favorables para el desarrollo de fallas inversas y cabalgamientos a lo largo de la compresión terciaria.

Debido a la ausencia de depósito, poco puede decirse en la zona acerca de los eventos tectónicos iniciales del ciclo alpino (estructuración de cuencas pérmicas, riftings triásico, finijurásico y cretácico); aunque parece muy probable el restablecimiento de la sedimentación durante el Cretácico superior, tampoco son posibles excesivas precisiones, si bien en sectores nororientales se ha señalado que estuvo controlada mediante fallas de dirección N110-120º y N20-30º (ALONSO y MAS, 1982).

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 a ambos lados de la línea Madrid-Toledo. 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 del 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 configurarían pequeñas cuencas por distensión.

En cualquier caso, aún sería preciso el concurso sucesivo de las tradicionales fases Castellana (Oligoceno) y Neocastellana (Aragoniense) para que las cuencas adquiriesen prácticamente su geometría actual mediante una restricción de su superficie; otro tanto puede decirse de sus bordes montañosos circundantes, Sierra de Altomira, Montes de Toledo y Sistema Central, en este caso mediante la creación de enérgicos 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, produciéndose el cabalgamiento de la Sierra de Altomira sobre la cuenca, con dirección N-S, en respuesta a un acortamiento regional de dirección N90-110º. Mediante este acontecimiento se produjo la separación de la Depresión Intermedia y la Cuenca de Madrid, con lo que en el Mioceno inferior ésta se habría configurado como una depresión endorreica de forma triangular cuyo relleno estaría presidido por una orla de sistemas aluviales en cuyo interior se desarrollaron ambientes lacustres. Las variaciones en el dispositivo sedimentario durante el Mioceno obedecieron principalmente al distinto comportamiento de los Montes de Toledo y el Sistema Central, ya que la Sierra de Altomira actuaría como margen estable. En cuanto al Sistema Central, que constituyó el sistema montañoso de mayor influencia durante este periodo, se estructuró 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 (Aragoniense inferior-medio), abortado por el desencadenamiento de la fase Neocastellana, también conocida como etapa Guadarrama (CALVO et al., 1991), que produjo el máximo acortamiento en la región, bajo esfuerzos compresivos de orientación N155º. El resultado fue que el borde septentrional, con carácter de falla inversa de orientación N60-70º cabalgante hacia el sur, adquiriese un protagonismo casi exclusivo frente a la pasividad de los restantes sistemas 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 Aragoniense superior, un nuevo impulso dentro del evento Guadarrama reactivó los sistemas aluviales, dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia.

El régimen geodinámico cambió de forma drástica en el Vallesiense, pasándose a una distensión de orientación N70-80º cuya principal manifestación en el Sistema Central fue la actuación de

desgarres de dirección norteada. El reflejo en la cuenca de este evento, conocido como fase Torrelaguna, fue un cambio en el régimen sedimentario que provocó 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.

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 el ámbito de la Hoja, parece evidente la existencia de un periodo de fracturación en un momento impreciso del Pleistoceno medio-superior, entre cuyas manifestaciones se encuentran la falla de Torrijos y la familia de fallas NO-SE del sector noroccidental. La primera produjo un desnivelamiento de varias decenas de metros, con hundimiento del bloque meridional y desarrollo de sistemas de conos desde el bloque levantado, en tanto que la segunda provocó el encajamiento de la red secundaria oblicuamente a la dirección de encajamiento previa.

Al igual que en otros puntos de la cuenca, durante el Cuaternario se han producido fenómenos de captura en los que la existencia de trazados rectíneos y curvas en ángulo recto reflejan la influencia de la tectónica en el proceso. Entre estos fenómenos, el más llamativo es la captura de la depresión de Torrijos por el arroyo de Albala, con la existencia de tres inflexiones bruscas al norte del paraje de Las Alberquillas.

3. BIBLIOGRAFÍA

- ALÍA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". Notas y Comunicaciones. IGME, 58, 125-162.

- ALÍA, M. (1976). "Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña". Est. Geol., 5, 229-239.

- ANDONAEGUI, P. y VILLASECA, C. (1988). "Los granitoides del área Argés-Guadamur (Toledo)". Comunicaciones II cong. Geol. Esp. Granada, 2, 7-10.

- APARICIO, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". Est. Geol., 27, 369-414.

- BARBERO, L. (1992). "Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo". Tesis doctoral. Univ.Compl.Madrid, 351 pp.

- 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. 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.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990). "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". Geogaceta, 7, 20-22.

- 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.; 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.

- ENUSA (1984). "Exploración de Uranio en la Cuenca del Tajo" (Inédito).

- HERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ (1971). "Estudio por magnetometría del basamento de la región NE de la fosa Tectónica del Tajo". Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid (Inédita).

- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.M.; RAMÍREZ, A. y RUIZ, J. (1985). "El Mioceno de Madrid". En ALBERDI, M.T. (Coord.): "Geología y Paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid". Museo Nac. Cienc. Naturales, Madrid, 9-16.

- IGME (VEGAS, R.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y MÍNGUEZ, F.) (1975). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Getafe (582).

- ITGE (ARENAS, R.; FÚSTER, J.M.; MARTÍNEZ, J.; DEL OLMO, A. y VILLASECA, C.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Majadahonda (558).

- ITGE (CALVO, J.P.; GOY, J.L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SAN JOSÉ, M.A.; VEGAS, R. y ZAZO, C.) (1989). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Madrid (559).

- ITGE (CALVO, J.P., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y SILVA, P.G.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Talavera de la Reina (627).

- ITGE (DÍAZ DE NEIRA, A.; CABRA, P.; HERNAIZ, P. y LÓPEZ, F. (1992). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Colmenar Viejo (534).

- ITGE (MEDIAVILLA, R.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y RUBIO, F.). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Toledo (629). (Inédita).

- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid". En: Libro Homenaje a J.M. Ríos, 2, 534-542.

- 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.

- MARTÍN ESCORZA, C. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1972). "Contribución al conocimiento de la geología del Terciario de la fosa del Tajo". Bol R. Soc. Española. Hist Nat. (Geol.), 70, 171-190.

- PARGA PONDAL, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage, 1-37.

- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1994). "La Depresión del Tajo". En: GUTIÉRREZ ELORZA, M. (Coord.). Geomorfología de España, 389-436.

- 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.

- SILVA, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y neotectónicos. Tesis de Licenciatura. Univ. Compl. Madrid, 1-143 (Inédita).

- SILVA, P.G.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988). "Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid". Est. Geol., 44, 415-427.

- 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 interpretacion of the Guadarrama mountains, Spanish Central System". Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP). Libro homenaje a Rafael Soler, 147-157.