



Instituto Geológico
y Minero de España

**MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
ESCALA 1:50.000**

INFORME ESTRUCTURAL Y NEOTECTÓNICO

**HOJA DE VILLALUENGA
604 (18-24)**

DOCUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA

Diciembre, 1999

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 Villaluenga se encuentra situada en el sector suroccidental de la Cuenca de Madrid, dominio central de la Depresión del Tajo. Dicha cuenca constituye una estructura intracratónica triangular situada en el centro de la Península Ibérica, formada como resultado de la transmisión relativa de esfuerzos entre el Macizo Hespérico y las cadenas Béticas y de los Pirineos durante el Terciario (DE VICENTE *et al.*, 1994). Sus límites septentrional y meridional son los mejor definidos, estando constituidos por los Montes de Toledo y el Sistema Central, 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, haciendo 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, así como 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 1.000 m en el borde meridional (MEGÍAS *et al.*, 1983; RACERO, 1988). 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. El relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid ha estado controlado a lo largo del Terciario por las diferencias litológicas y de comportamiento tectónico de sus bordes.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Villaluenga sugieren una corta y relativamente monótona historia geológica, si bien el conocimiento de los bordes de la cuenca denuncia una prolongada y tortuosa sucesión de acontecimientos geológicos de gran envergadura, relacionados en sus etapas más remotas con el desarrollo de la orogenia hercínica.

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.

Durante el Terciario, cada borde de la Cuenca de Madrid presentó 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. 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 mientras 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 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 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. Las facies terrígenas antes señaladas se articulan en sistemas de abanicos aluviales que gradan lateralmente a facies fluvio-lacustres y lacustres de carácter carbonatado (ARRIBAS, 1985). No existe una información detallada sobre el registro sedimentario paleógeno en el centro de la Cuenca de Madrid, donde posiblemente en facies evaporíticas (RACERO, 1988), aparece cubierto por la sucesión neógena que constituye la mayor parte del registro aflorante.

El relleno de la cuenca tuvo lugar fundamentalmente a través de sistemas de abanicos aluviales procedentes de sus bordes. A comienzos del Mioceno los Montes de Toledo aportarían materiales en una cuantía al menos 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, culminando el relleno de la cuenca, tras el cual han acontecido los procesos de encajamiento de la red fluvial en la serie terciaria, hasta alcanzar la morfología observada actualmente.

2. TECTÓNICA

La Hoja de Villaluenga muestra una carencia prácticamente total de estructuras tectónicas, por lo que cualquier tipo de interpretación estructural debe basarse en consideraciones de tipo regional o en deducciones derivadas de rasgos sedimentarios o geomorfológicos.

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

La Cuenca de Madrid constituye una de las grandes zonas subsidentes del interior peninsular, cuya génesis y evolución se enmarca en el ciclo alpino. No obstante, no debe olvidarse que la evolución durante este ciclo estuvo fuertemente condicionada por la densa red de fracturación generada durante el periodo tardihercínico (PARGA PONDAL, 1969) y reactivada hasta épocas recientes; en ella destacan, por su incidencia en la zona, los sistemas de fallas que constituyen el límite de los rebordes montañosos que circundan la cuenca: de dirección ENE-OSO el correspondiente al Sistema Central, N-S el de la Sierra de Altomira y E-O el relativo a 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 los bordes montañosos de la cuenca, proceso que condicionó simultáneamente la evolución sedimentaria de ésta.

En este sentido, especial relevancia mostró la actividad del borde meridional del Sistema Central en relación con el septentrional de los Montes de Toledo; su carácter de falla inversa cabalgante sobre la cuenca propició una clara asimetría en la distribución de las facies miocenas de relleno de ésta; así, se aprecia un neto predominio de las facies de naturaleza detrítica correspondientes a sistemas de abanicos aluviales en el sector noroccidental y un desplazamiento de las de naturaleza yesífero-carbonatada lacustres con respecto al sector central de la cuenca.

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 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.

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

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Son contadas las estructuras puramente tectónicas existentes en el marco de la Hoja, si bien existen algunas más deducibles por criterios geomorfológicos. En todos los casos parecen responder a deformaciones muy recientes, relacionadas con reajustes de bloques, sin incidencia alguna de la tectónica de yesos.

Tan sólo se ha reconocido un pliegue, de escala métrica, en un nivel carbonatado de la Unidad Intermedia (unidad 7) localizado en la antigua carretera de Toledo, inmediatamente al sur de Yuncos; su geometría responde a la de un pliegue de acomodación a una fractura del sustrato de posible orientación NO-SE con el bloque nororiental hundido. En cuanto a las fallas, se han observado dos, concretamente en el cementerio y la cantera abandonada al oeste de Yuncles, afectando a niveles arcillosos de la Unidad Inferior (Unidad 2); se trata de fallas normales de salto de orden métrico y cuya dirección no responde a un patrón determinado.

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, un gran número de arroyos y barrancos localizados al noroeste de Cedillo del Condado presentan trazados rectilíneos y fuertes encajamientos, respondiendo a fracturas carentes de salto en superficie y de dirección variable; igualmente, inflexiones agudas en el perfil de diversos arroyos denuncian la presencia de accidentes transversales.

A mayor escala, llama la atención el trazado subparalelo de los río Jarama, Manzanares y Guadarrama, más evidente incluso al observar sus depósitos correspondientes al Pleistoceno inferior-medio, hecho que podría responder a la existencia de una red de fracturación principal de dirección próxima a N-S o NNE-SSO; otro tanto puede decirse de los principales afluentes del Guadarrama por su margen derecha, si bien en este caso con una orientación submeridiana más

acentuada. Este sencillo esquema general se complica en el sector meridional para buena parte de los cursos de la Hoja, en los que se aprecian bruscos cambios de orientación, preferentemente hacia el sureste.

El hecho de que la depresión de Prados-Guatén fuese abandonada durante el Pleistoceno medio como consecuencia de la captura del río Manzanares por un afluente del Jarama, probablemente como consecuencia del rejuego de fracturas en el sector meridional de Madrid, invita a pensar en procesos de captura similares en el ámbito de la Hoja.

La elevada plasticidad de los materiales arcillosos aflorantes en el sector suroriental, así como la de su sustrato hacen que la fracturación del zócalo sea menos patente, apreciándose una red poco jerarquizada, con drenajes difusos y encajamientos poco marcados, a diferencia de lo que ocurre con la red hidrográfica del Guadarrama.

Se ha constatado una disminución de la cota seguida por el contacto entre los dos ciclos de la Unidad Intermedia, descenso que se produce de forma paulatina hacia el sureste. Sin embargo, el contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia muestra una disposición subhorizontal, lo que sugiere que el descenso citado puede estar provocado por el paleorrelieve generado al depositarse el ciclo inferior de la Unidad Intermedia; en tal caso, no sería necesario invocar a los procesos de basculamiento, fracturación del zócalo o disolución de yesos invocados en otros sectores de la cuenca, especialmente el oriental, para explicar las inclinaciones del contacto entre diversos ciclos en el ámbito de la Hoja, aunque no deben descartarse de forma concluyente los dos primeros procesos.

2.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

Como se ha señalado, los procesos de deformación más remotos que de una u otra forma han condicionado los principales rasgos geológicos de la Cuenca de Madrid, se remontan al periodo tardihercínico, durante el cual se produjo una intensa fracturación (PARGA PONDAL, 1969), con desgarres de envergadura regional; éstos, reactivados durante el ciclo alpino, limitarían las cuencas sedimentarias durante la distensión mesozoica y posteriormente actuarían 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, finjurásico y cretácico); aunque es más probable el restablecimiento de la sedimentación durante

el Cretácico superior, tampoco son posibles excesivas precisiones, si bien en sectores nororientales se ha señalado un cierto control estructural mediante fallas de dirección N110-120° y N20-30°E (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. 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 actuación 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 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 con 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 N90-110°E. 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 triangular cuyo relleno estaría presidido por sistemas aluviales y 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. El 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 (Aragoniente 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 N155°E. El resultado fue que el borde septentrional, con carácter de falla inversa de orientación N60-70°E cabalgante hacia el sur, adquiriese un protagonismo casi

exclusivo frente a la pasividad de los restantes sistemas montañosos. Debido a ello, los dispositivos 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 un régimen distensivo de orientación N70-80°E cuya principal manifestación en el Sistema Central fue la actuación de desgarres de dirección norteada. El reflejo de este evento en la cuenca, 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 a 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, las más destacadas relacionadas con desnivelaciones de superficies y evoluciones anómalas de la red de drenaje, debidas fundamentalmente a juego de bloques del sustrato, basculamientos y deformaciones en materiales salinos.

En el entorno de la Hoja, el acontecimiento más espectacular se produjo a comienzos del Pleistoceno medio cuando se produjo la captura del río Manzanares por un tributario del Jarama, con el consiguiente abandono de la depresión de Prados-Guatén. Procesos de captura similares se produjeron entre los afluentes de la margen derecha del río Guadarrama, si bien en este caso las capturas parecen más recientes y condicionadas por accidentes de dirección NO-SE.

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