

LA ESTRUCTURA DEL ANCLINORIO  
DEL «OLLO DE SAPO»  
EN LA REGION DE HIENDELAENCINA  
(EXTREMO ORIENTAL DEL SISTEMA  
CENTRAL ESPAÑOL)

POR

F. GONZÁLEZ LODEIRO \*

## 1. INTRODUCCION

El anticlinorio de Hiendelaencina se encuentra situado en el extremo oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central español). Las características estratigráficas de los materiales que afloran y cuyas edades van desde el Precámbrico al Devónico inferior son las de la zona Centro Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972) y han sido descritas por LOTZE (1927), SCHROEDER (1930), SOMMER (1966), SCHAFER (1966), SOERS (1972), NAVIDAD (1978) y GONZALEZ LODEIRO (1979-1981). Dentro de estos materiales podemos distinguir dos grandes conjuntos: uno superior, cuyas edades van desde el Ordovícico inferior al Devónico, y otro inferior, cuya edad es Precámbrico-Cámbrico. El límite entre estos dos conjuntos es una discordancia (GONZALEZ LODEIRO, 1979-1981), debido muy probablemente a los movimientos sárdicos. El conjunto superior es fundamentalmente detrítico, con algunos episodios carbonatados en el Ordovícico superior, Silúrico superior y Devónico inferior. La litología de estos materiales y el nombre de las formaciones que lo componen se ha representado en la figura 1.

El conjunto inferior está constituido por materiales de carácter sedimentario, volcánico y granítico. El orden de superposición de estos materiales antes del plegamiento hercínico es el siguiente de muro a techo, formación Hiendelaencina, de carácter volcano-sedimentario correlacionable con la formación «Ollo de Sapo» del NW peninsular (PARGA PONDAL *et al.*, 1964), formación Cardenosa formada por mi-

\* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Granada.

cacitas, cuarcitas, niveles de silicatos cálcicos y lentejones de calizas; formación Antoñita, que corresponde a neises glandulares cuarzo-feldespáticos de dos micas provenientes de un granito intrusivo (GONZALEZ LODEIRO, 1981); y la formación Angón, constituida por cuarcitas conglomeráticas, cuarcitas-micacitas, rocas de silicatos cálcicos y lentejones de calizas.

El metamorfismo sufrido por estos materiales durante la orogénea hercínica corresponde, según unos autores SCHAFER (1969), FUSTER y GARCIA CACHO (1970-1971), al tipo «barrowiense» con gradientes geotérmicos que oscilan entre 30 y  $25 \pm 5^\circ \text{ c/km}$ , mientras que para otros, BARD *et al.* (1970-1971) es de los de tipo «intermedio de baja presión», pero próximo a los tipos con distena y con gradientes de aproximadamente  $35 \pm 5^\circ \text{ c/km}$ . El anticlinorio está compuesto por varios pliegues de primera fase (anticlinorio de La Huerce, sinclinal de Semillas, anticlinal de Hiendelaencina y sinclinal de Riba de Santiuste de Oeste a Este), Figura 2, de dirección aproximadamente N-S a N150E y vergencia Este.

Todos estos pliegues se encuentran afectados en mayor o menor grado por otras fases posteriores de deformación, también hercínicas

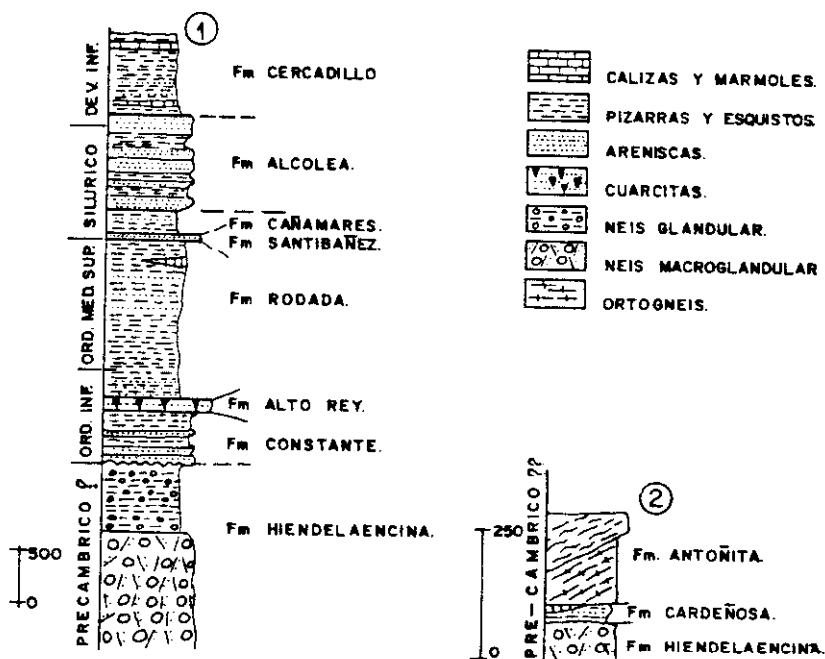


FIG. 1.—Columnas estratigráficas esquemáticas. 1. Flanco normal del anticlinal de Hiendelaencina.—2. Flanco inverso.

(SOERS, 1973; GONZALEZ LODEIRO, 1981). Así mientras que, en las que se encuentran más hacia el Oeste (anticlinal de La Huerce y sinclinal de Semillas) las superficies axiales tienen un buzamiento que oscila entre 30 y 70° siempre al Oeste, en el situado en el Este (anticlinal de Hiendelaencina) la superficie axial tiene buzamientos al Oeste en el Oeste y hacia el Este en el Este. Esta forma de interferencia ha sido denominada por SCHAFER (1969) y SOERS (1972) «domo de Hiendelaencina». La geometría inicial de esta estructura es difícil de establecer; no obstante, a partir de las mesoestructuras y microestructuras (relaciones  $S_o/S_i$ , lineaciones de intersección y micropliegues) se obtienen una serie de características que permiten situar geográficamente algunas de sus partes (Fig. 2). El flanco normal es el más desarrollado y en él los pliegues que afectan a las capas de la formación Constante y Alto Rey van variando la inclinación de sus ejes y la posición de su superficie axial, la cual buza unos 60° al Oeste en el Oeste pasa a estar subhorizontal y ligeramente buzando hacia el Norte y hacia el Este, observándose cabezas buzantes (zona de la Constante) a medida que nos desplazamos hacia el Este. El flanco inverso se observa en el núcleo del «domo de Hiendelaencina», en la formación Cardeñosa y Hiendelaencina y en los materiales del Ordovícico medio-superior y del Silúrico, especialmente en la cuarcitas de la formación Santibáñez, donde tanto la asimetría de los pliegues menores como las relaciones  $S_o/S_i$ , una vez llevadas a la posición inicial, indican que se trata de un flanco inverso.

Por debajo de este flanco inverso, en el núcleo del domo, existe un cabalgamiento al que se asocia una zona de deformación por cizallamiento dúctil, que pone en contacto las formaciones Hiendelaencina y Antoñita con la formación Angón, la cual aparece en flanco normal y que hasta ahora se había considerado (GONZALEZ LO-DEIRO, 1979-1981) como parte del flanco inverso del anticlinal. A continuación, describiremos la zona de cizallamiento dúctil y el cabalgamiento.

## 2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE CIZALLA Y EL CABALGAMIENTO

Tanto la deformación por cizallamiento simple heterogéneo, la cual se desarrolla en una zona relativamente estrecha, como el cabalgamiento, son posteriores al desarrollo de los pliegues de la primera fase y presentarían buzamientos subhorizontales antes de la actuación de las fases tardías, buzamiento que sería menor que el de las superficies axiales de los mencionados pliegues, tanto en el autóctono como en el alóctono.



La zona de cizalla se caracteriza, por la existencia en ella de una deformación intensa por cizallamiento simple heterogéneo. Esta deformación que se sobrepone a las estructuras creadas anteriormente da lugar a la formación de una fábrica plano lineal, y pliegues muy apretados de charnela curva y asimétricos. Estas estructuras se han formado durante una segunda fase de deformación \* que es correlacionable con la definida por otros autores en el NW peninsular y que también da lugar a estructuras de este tipo (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978, y MARTINEZ CATALAN, 1979-1981, entre otros).

La esquistosidad que se genera durante esta deformación es una esquistosidad de crenulación bien desarrollada o una «schistosity». En este último caso en los materiales micáceos se observan restos de la esquistosidad anterior que frecuentemente están poligonizados por una recristalización posterior de micas; también recristalizan granos de cuarzo que ya habían recristalizado en la primera fase. En los materiales cuarcíticos aparece, a veces, como una «schistosity» donde todavía se aprecian restos de la esquistosidad anterior y otras como una estructura milonítica, en la cual apenas quedan restos de la fábrica anterior. En este último caso los granos de cuarzo son muy alargados con bordes rectos en el contacto con las bandas de micas y en estructuras «ribbon». Sobre esta esquistosidad se observa una lineación mineral que tiene una dirección entre 100-110° con inclinación hacia el WNW. Esta lineación viene marcada por crecimiento de cuarzo en zonas abrigadas de cristales de feldespato y por agregados minerales deformados de cuarzo y biotita.

Los pliegues tienen la charnela con inclinación hacia el norte; son de pequeño tamaño (la longitud del flanco largo puede oscilar entre unos 20 cm y 2 m) no aparecen asociados a pliegues de orden mayor, y su sentido de rotación es siempre el mismo, indicando vergencia hacia el Este.

La forma de las capas es de la clase 1c próximo a la 2, RAMSAY (1967), y el ángulo entre flancos oscila entre 10 y 40°. Otras características importantes de estos pliegues es el tener charnelas curvas y ser muy asimétricas. Estas dos últimas características indican que en algún momento de su formación ha existido una deformación por ci-

\* Anteriormente (GONZALEZ LODEIRO, 1981) había considerado esta fase como una subfase de la primera fase de deformación. Esto se debía en realidad a que había entre la formación de las estructuras creadas durante la primera fase y el cizallamiento simple heterogéneo una continuidad en la deformación. No obstante, para homogeneizar la denominación de las fases en toda la parte norte y oriental de la zona Centro Ibérica con la de la zona asturoccidental-leonesa, se ha utilizado en este trabajo el nombre de la segunda fase para esta deformación.

zallamiento simple heterogéneo importante (HUDLESTON, 1973; PRICE, 1967; JOHNSON, 1977; QUINQUIS *et al.*, 1978).

Este tipo de deformación se desarrolla en una zona relativamente estrecha de unos 4 km de ancho y en ella las superficies axiales de los pliegues anteriores se aprietan y tienden a paralelizarse con el plano de movimiento de la cizalla, con lo cual en el alóctono estas superficies tienen una forma curva con concavidad hacia arriba (Fig. 3).

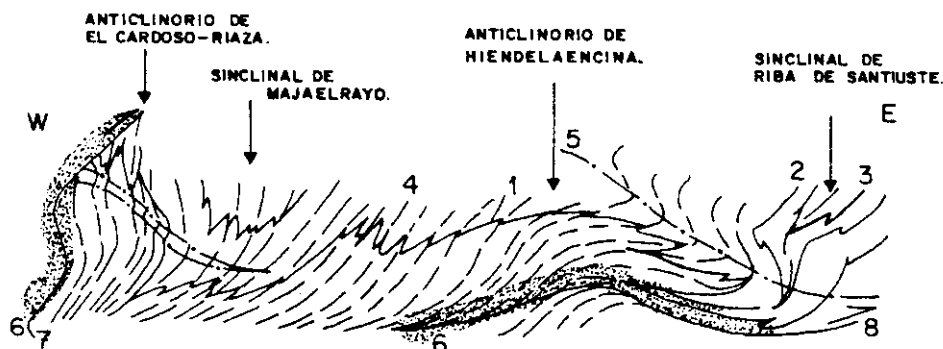


FIG. 3.—Corte esquemático y sintético del sector oriental del Sistema Central. 1. Formación Alto Rey.—2. Formación Santibáñez.—3. Límite silúrico-devónico.—4. Esquistosidad S<sub>2</sub>.—6. Zonas de cizallamiento dúctil.—7. Falla de Berzosa-Riaza.—8. Cabalgamiento de Hiendelaencina.

Por debajo de la zona de cizalla la deformación disminuye rápidamente, observándose características primarias de las rocas, estratificaciones gradadas, cruzadas, etc., siendo los pliegues mucho menos apretados y de la clase 1c, pero no tan próximos a la clase 2, como en la zona de cizalla. El contacto entre estas dos zonas de distinto valor de la deformación corresponde a un cabalgamiento que se pone de manifiesto por la cartografía (Fig. 4) en el núcleo del domo de Hiendelaencina, en la región de Angón, y en donde la formación Angón, en la que el valor de la deformación es menor, aparece en una pequeña ventana tectónica, que hemos denominado de Angón. En el afloramiento el cabalgamiento buza al Oeste en el Oeste y al Este en el Este. Por el Norte y por el Sur está afectada por fallas tardihercínicas de dirección N20 a 40. En la parte más occidental el cabalgamiento pone en contacto la formación Hiendelaencina con la formación Angón, que está intruida por ortogneises tipo Antoñita. En el borde oriental, por el contrario, entre la formación Angón y Hiendelaencina se encuentra un paquete muy importante de micacitas, entre la formación Antoñita y Cardeñosa.

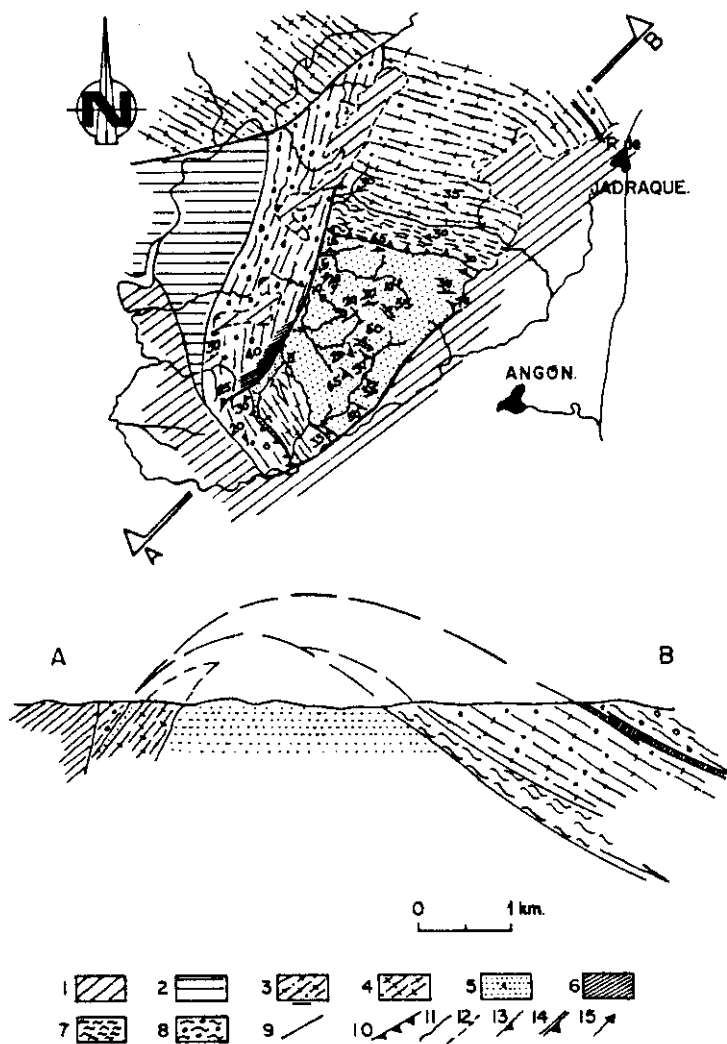


FIG. 4.—Mapa y corte geológico detallado de la región de Angón. 1. Cobertera pérmico-mesozoico-terciaria.—2. Formación Constante.—3. Formación Antofita.—4. Ortogneises.—5. Formación Angón.—6. Formación Cardeñosa.—7. Micacitas.—8. Formación Hiendelaencina.—9. Falla.—10. Cabalgamiento.—11. Contacto intrusivo.—12. Contacto discordante supuesto.—13. Esquistosidad S<sub>2</sub>.—14. Esquistosidad S<sub>3</sub>.—15. Ejes de pliegue de segunda fase.

El valor de la traslación de este cabalgamiento no puede ser medido, ya que ninguna de las estructuras que se observan en el alóctono se encuentran en el autóctono, pero sí se puede estimar una superposición mínima de unos 20 km, ya que el frente del cabalgamiento debe estar situado al Este del flanco normal de Riba de Santiuste. La situación del frente de cabalgamiento no ha sido localizada por el momento y debe estar recubierta por materiales de la cobertura mesozoica-terciaria de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica. No obstante, es probable que éste se encuentre situado en la región de Molina de Aragón, en donde se observa un importante cambio de facies en el Ordovícico medio entre el afloramiento de Santa María del Espino y el de la sierra de Arangocillo. En el primero las series del Ordovícico medio son similares a las que se observan en la región de Hiendelaencina (formación Rodada), mientras que en la sierra de Arangocillo, a escasa distancia del afloramiento anterior (unos 8 a 10 km), éstas son fundamentalmente arenosas y con un desarrollo menor de potencias (60 a 80 m, SACHER, 1966; VILLENA, 1976). De ser esto así el valor de la superposición sería al menos de unos 60 km.

### 3. CORRELACION DE ESTE ACCIDENTE CON LOS DEL NW PENINSULAR

En el NW peninsular, y más concretamente en la zona Astur-Occidental-leonesa, han sido descritos varios mantos de corrimiento, destacando entre ellos, por su gran envergadura, el manto del Mondoñedo (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978; MARTINEZ CATALAN, 1980-1981). Este manto lleva asociada una deformación de cizalla en el límite frágil-dúctil, en las zonas de metamorfismo bajo y dúctil en las zonas de metamorfismo medio y alto (BASTIDA y PULGAR, 1978; PULGAR, 1980; MARTINEZ CATALAN, 1980-1981). El frente de este manto se prolonga desde la costa gallega hasta el sur de Ponferrada, donde queda fosilizado por los materiales terciarios de la cuenca del Duero. Más hacia el oeste, en la zona Centro-Ibérica, también se han descrito grandes cabalgamientos (RIES y SCHACKLETON, 1971; BAYER y MATTE, 1979). Las relaciones temporales entre estos mantos y los descritos en nuestra región son bastante evidentes, ya que unos y otros se localizan entre la primera fase de deformación y los posteriores de repliegamiento.

El que el manto de Hiendelaencina, aquí descrito, corresponde a uno de los definidos en el NW, es más difícil de poner de manifiesto, ya que no existe continuidad cartográfica entre ellos. No obstante, a partir de la situación del probable frente de cabalgamiento en la Cordillera Ibérica, entre el anticlinorio del «Ollo de Sapo», GONZALEZ



LODEIRO (1981), y la antiforme del Narcea en su prolongación en la Cordillera Ibérica es probable que este cabalgamiento corresponda, aunque esto no signifique que sea exactamente el mismo, con el de Mondoñedo, cuyo frente está situado en una posición similar.

#### 4. CONCLUSIONES

El anticlinal del «Ollo de Sapo», en la región de Hiendelaencina, corresponde a un gran pliegue tumbado de primera fase hercínica vergente hacia el Este, en cuyo flanco inverso existe un cabalgamiento posterior a la formación de dicho pliegue y anterior a las fases de replegamiento, aun cuando el valor de la traslación no puede ser medido, ya que ninguna de las estructuras que se observan en el alóctono se encuentran en el autóctono, si se puede estimar una superposición de unos 60 km. Este valor de la superposición pone en evidencia la importancia de este tipo de accidentes en la zona Centro Ibérica en su límite con la zona astur-occidental-leonesa, en el centro de la Península, que corresponden a una fase de acortamiento cortical importante correlacionable con la descrita por otros autores en el NW peninsular.

#### BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierra de Gredos et de Guadarrama (Esp. Central)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 870, 2630-2633.
- BASTIDA, F., y PULGAR, J. (1978): «La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa cantábrica, NW de España)». *Trab. de Geol. Univ. Oviedo*, 10, 75-124.
- BAYER, R., y MATTE, Ph. (1979): «Is the mafic ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a variscan obduction? A new gravity interpretation». *Tectonophysics*, 57, 9-18.
- FUSTER, J. M., y GARCÍA CACHO, L. (1970): «Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central español)». *Est. Geol.*, 26, 327-329.
- (1971): «Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central español)». *Acta Geol. Hisp.*, 6, 123-130.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1979): *Las series infraordovícicas en la terminación oriental del Sistema Central. Laje* (en prensa).
- (1981): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis inédita, Universidad de Salamanca, 334 págs.

- HUDLESTON, P. J. (1973): «The analysis and interpretation of minor folds developed in the moine rocks of Monar, Scotland». *Tectonophysics*, 17, 89-132.
- JOHNSON, A. M. (1977): *Styles of folding*. Development in Geotectonics, 11. Elsevier, Amsterdam, 404.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1 : 1.000.0004. *Inst. Geol. Min. España*.
- LOTZE, F. (1929): «Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». *Beitr. z. Geol. d. Westl.*, Gebiet 14.
- MARCOS, A. (1973): «Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trab. de Geol.*, 6, 113.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1980): «L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dôme de Lugo (Galice, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, 179-182.
- (1981): *Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector oeste de la zona asturoccidental-leonesa)*. Tesis inédita, Universidad de Salamanca, 317 págs.
- NAVIDAD, M. (1978): *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del macizo Ibérico*. Tesis inédita, Universidad de Madrid, 235 págs.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964): «Introduction a la geologie de "l'Ollo de Sapo" formation porphyroide antesilurienne du Nord-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 76, 119-154.
- PÉREZ ESTAUN, A. (1978): «La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona asturoccidental leonesa». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, 92, 189.
- PRICE, N. J. (1967): «The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non metamorphosed competent sediments». *Tectonophysics*, 4, 173-201.
- PULGAR, J. (1980): *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona asturoccidental-leonesa (cordillera hercyniana, NW de España)*. Tesis Univ. Oviedo, 334 págs.
- QUINQUIS, H.; ANDREN, C.; BRUN, J. P., y COBBOLD, P. R. (1978): «Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction». *Nature*, 273, 43-45.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill-Book Co., 568.
- RIES, A., y SHACKLETON, R. M. (1971): «Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate». *Nature Phys. Sc.*, 234, 65-68.
- SACHER, L. (1966): «Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen ketten bei Molina de Aragón, Spanien». *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 124, 151-167.

- SCHAFER, G. (1969): «Geologie und Petrographie im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 10, 207.
- SCHROEDER, R. (1930): «Das Grenzgebiete von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien)». *Sond. Abh. d. Ges. Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys.*, 3.
- SOERS, E. (1972): «Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama». *Studia Geologica*, 4, 7-88.
- SOMMER (1966): «Stratigraphie und Tektonik. Guadarrama-Gebirge (Spanien)». *Münst. Forch. Geol. Paläont.*, 1, 59.
- VILLENA, J. (1976): «Estudio geológico de un sector de la cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel)». *Bol. Geol. y Min.*, 87, 329-354.