

La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental)

The Gavarnie-Guara traverse. Structure and timing of the Gavarnie, Guara-Gèdre and Guarga thrust sheets (Western-Central Pyrenees)

H. Millán Garrido, B. Oliva Urcia y A. Pocoví Juan

Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
hmillan@unizar.es, boliva@unizar.es y apocovi@unizar.es

ABSTRACT

The structure of the eastern extreme of the Jaca Basin is defined by the Gavarnie, Guara-Gèdre and Guarga thrust sheets. The Guara-Gèdre thrust was active during mid Lutetian-earliest Chattian and the Gavarnie thrust, that results from the inversion of a normal fault, developed at least from early Bartonian to mid Rupelian. During the latter, the southward translation of the cover rocks occurred along parallel detachment horizons located at the Lower Eocene and Triassic incompetent levels. The movement of the Guarga thrust gave rise to both the reactivation of old structures in the External Sierras, previously originated by the Guara-Gèdre thrust, and the formation of new ones. Along the studied transect the Guarga thrust sheet evolved from early Chattian to Aquitanian times, consumed ~ 5 km of horizontal shortening, and in the Jaca Basin produced a tectonic uplift not smaller than 8 km. The latter is interpreted to be partially related with a significant amount of Alpine ductile shortening of the basement allochthonous units. Comparison of the translation values of the Guara-Gèdre and the Guarga thrusts between the Ansó and Gavarnie-Guara transects indicate that the translation related to the Guara-Gèdre thrust decreases westward whereas the one associated to the Guarga thrust decreases eastward.

Key words: Pyrenees, Jaca Basin, Gavarnie, Guara-Gèdre, Guarga

*Geogaceta, 40 (2006), 35-38
ISSN: 0213683X*

Introducción

Como es bien sabido, una interpretación correcta de la evolución estructural de un orógeno pasa necesariamente por determinar la geometría y la edad de las estructuras implicadas en dicha evolución, teniendo en cuenta siempre que sea posible, la influencia en el grado de acortamiento, y por tanto en la geometría del edificio estructural, de la relación deformación dúctil/frágil.

El presente trabajo muestra las estructuras de la corteza superior a lo largo de una transversal de la zona surpirenaica aragonesa (Fig. 1a). Para su realización se han tenido en cuenta los datos de Millán (2006) para las Sierras Exteriores y la Cuenca de Jaca, y dentro de esta última, los de Puigdefàbregas (1975) y Montes (1992). También se integran datos procedentes del perfil sísmico SP-28, y del sondeo Broto-1. La porción N incluye información de las hojas de Broto, Bujaruelo (Ríos *et al.*, 1982 y 1989), y Vielle-Aure (Mirouse y Barrère, 1993).

Los resultados obtenidos permiten acotar la edad y el acortamiento asociado a los mantos involucrados, y postular que la deformación plástica consumida por las rocas de basamento jugó un papel relevante en la evolución estructural del sector.

Rasgos estructurales y edad de las estructuras principales

La transversal estudiada se extiende por el extremo oriental de la Cuenca de Jaca, desde la ventana tectónica de Gavarnie hasta la Cuenca del Ebro, pasando por las Sierras Interiores y Exteriores (Fig. 1a, 1b, 1d).

En las Sierras Exteriores la parte delantera de la cobertera se superpone a las molasas de la Cuenca del Ebro a favor de un sistema de pliegues y cabalgamientos, de edad Luteciense medio-Mioceno inferior, que enraíza en el cabalgamiento basal surpirenaico (Millán, 2006). En dicho sistema se distinguen cuatro unidades cabalgantes: las

láminas de Fabana, El Molar, Guara y El Tozal. La más avanzada es lámina de Fabana, soterrada por la Fm. Uncastillo. En la de El Molar, se reconocen discordancias locales dentro de la parte alta de la Fm. Uncastillo y adelgazamientos en la Fm. Campodarbe. La actividad de la lámina Guara se inicia con anterioridad al Bartoniense ya que, aproximadamente a 5 km al W del corte, el segmento occidental del cabalgamiento (en el que se reconoce el punto de contorno de la falla) aparece plegado por el anticlinal sinsedimentario de la sierra de Guara, de rumbo norteado y edad Bartoniense-Priaboniense inferior. Por su parte, los primeros movimientos de la lámina del Tozal están reflejados en los tramos altos de la Fm. Guara por acuñamientos de las capas del Luteciense medio y superior. Estas dos últimas láminas fueron reactivadas y su emplazamiento ocurrió durante el Oligoceno superior-Mioceno. En relación con esto último, inmediatamente al E del corte, el cabalgamiento inferior (allí representado por el de El

Tozal) cabalga sobre los tramos bajos de la Fm. Uncastillo mientras es fosilizado por los niveles altos de dicha unidad. El acortamiento acumulado por el sistema de cabalgamientos en las Sierras Exteriores es ~ 41 km, siendo coherente con los valores calculados por medio de métodos paleomagnéticos (Millán *et al.*, 1996; Pueyo *et al.*, 2004; Oliva, 2004).

En la zona oriental del sinclinorio del Guarga destaca la presencia del anticlinal del Basa (Fig. 1a, 1b). Según los datos de superficie, este pliegue fue sinsedimentario con las formaciones Arguis (cuyo muro es Luteciense terminal en las Sierras Exteriores), Belsué-Atarés y con la parte de la Fm. Campodarbe que aparece asociada al mismo (Puigdefàbregas, 1975; Millán, 2006), lo que permite otorgarle una edad que abarca al menos el Bartonense inferior-Rupeliense medio. A partir del perfil sísmico SP-28, la estructura se dibuja como un anticlinal despegado en la base de las turbiditas.

La serie mesozoico-terciaria vuelve a aflorar en las Sierras Interiores (Fig. 1a, 1b). En los afloramientos carbonáticos más meridionales se reconoce la presencia del frente de un sistema de cabalgamientos de vergencia sur cuyas líneas de contorno generalmente se sitúan entre las turbiditas más antiguas. Formando parte de este sistema se encuentra el denominado cabalgamiento de Monte Perdido (Souquet, 1967; Van de Velde, 1967). Este coloca materiales del Cretácico superior-Eoceno sobre rocas del Paleoceno-Eoceno inferior. El cabalgamiento de muro del sistema, que hemos llamado sistema inferior de Monte Perdido, aflora en el valle de Ordesa superponiendo rocas del Santoniense sobre calizas paleocenas en disposición de rellano sobre rellano (por ej. Van de Velde, 1967). La cartografía geológica muestra que la traza del cabalgamiento de muro se prolonga hacia el N hasta integrarse en el sistema de cabalgamientos que aflora en la vertiente septentrional de las Sierras Interiores, al cual hemos denominado sistema de cabalgamientos superior de Monte Perdido. Allí, el cabalgamiento de muro contournea el techo del afloramiento paleozoico del manto de Gavarnie, y la terminación septentrional del conjunto se encuentra fuertemente basculada hacia el sur en relación con la culminación frontal del basamento (Séguret, 1972, Flachère, 1979, Parish, 1984). El sistema de cabalgamientos superior de Monte Perdido involucra Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno

y muestra desplazamientos de escala hectométrica.

Inmediatamente al norte del macizo de las Tres Sorores afloran las rocas paleozoicas del manto de Gavarnie. Este cabalgamiento, en la ventana tectónica que le da nombre, tiene un desplazamiento mínimo de unos 10 km, y superpone materiales paleozoicos sobre una fina serie de edad Santoniense (Bresson, 1903).

Interpretación de la estructura. Discusión.

La estructura se debe principalmente al apilamiento de tres mantos: el manto del Guarga (Cámara y Klimowitz, 1985), el de Guara-Gèdre (así denominado en este trabajo) y el de Gavarnie (Bresson, 1903). Los cabalgamientos de basamento acumulan un acortamiento de ~ 52 km.

Manto de Gavarnie y sistemas de Monte Perdido

El cabalgamiento de Gavarnie asciende desde el basamento de la Zona Axial hasta las rocas del Eoceno medio de la Cuenca Turbidítica (por ej. Teixell y García Sansegundo, 1995). La parte trasera de la falla duplica rocas paleozoicas y cretácicas, generalmente en disposición de rampa sobre rellano, para pasar, localmente y dentro de la serie cretácica, a rellano sobre rampa. En la mayor parte de la Cuenca de Jaca la relación geométrica entre las rocas mesozoico-terciarias es de rellano (o suave rampa) sobre rellano. El cabalgamiento termina a la altura del flanco norte del sinclinorio dando lugar al anticlinal del Basa. Se conecta por tanto el nivel de despegue del anticlinal del Basa con el cabalgamiento de Gavarnie, a través del sistema inferior de cabalgamientos de Monte Perdido. En esta interpretación se tiene en cuenta la posición estratigráfica del despegue (hacia la base de la serie turbidítica, donde también se localiza el cabalgamiento de muro del sistema inferior de Monte Perdido), y las apropiadas características mecánicas del mismo. Esta conexión permite acomodar en posiciones meridionales gran parte del acortamiento que se le adjudica al cabalgamiento de Gavarnie y acotar su edad, que abarca, como mínimo, el Bartonense inferior-Rupeliense medio.

La edad relativa entre el cabalgamiento de Gavarnie y los cabalgamientos del sistema inferior y superior de Monte Perdido en su extremo septentrional es clara: la culminación frontal del basamento del manto de Gavarnie bascula la

cobertera cretácico-eocena involucrada en dichos sistemas. En cuanto a la relación entre los sistemas inferior y superior de Monte Perdido, se ha interpretado que los respectivos cabalgamientos inferiores conectarían hacia el norte en el cabalgamiento situado en la serie Cenomaniense-Coniaciense para terminar alojándose en las rocas del zócalo. Conformarían por tanto, en esta porción oriental de las Sierras Interiores, un sistema equivalente al de Larra en la parte occidental de las mismas (ver Teixell, 1996). Finalmente, al considerar que el cabalgamiento de muro del sistema inferior de Monte Perdido fue reutilizado por el cabalgamiento de Gavarnie, la actividad del sistema, por lo menos la del mencionado cabalgamiento de muro, habría perdurado durante el Bartonense inferior-Rupeliense medio.

Por otra parte, algunas unidades cretácicas situadas en ambos bloques del cabalgamiento de Gavarnie presentan variaciones de espesor y diferencias de edad. Concretamente, la serie del Cenomaniense-Coniaciense del bloque cabalgante falta en el bloque cabalgado (Mirouse y Barrère, 1993). Esto, junto con la posición estructural, y la relación geométrica de rampa de bloque superior sobre rellano de bloque inferior que se reconoce para estos materiales en el entorno de las ventanas tectónicas de Gavarnie y La Larri, sugiere que el cabalgamiento de Gavarnie, en su porción más septentrional, resulta de la inversión de una falla normal activa al menos durante el Cenomaniense-Santoniense inferior (?).

Manto de Guara-Gèdre

Entre el cabalgamiento de Gavarnie y el de Guarga se ha deducido la existencia de otro cabalgamiento de basamento, denominado cabalgamiento de Guara-Gèdre, que sería el principal responsable del acortamiento del sector oriental de las Sierras Exteriores. La presencia del cabalgamiento de Guara-Gèdre se hace necesaria porque el cabalgamiento del Guarga sólo es activo durante el Oligoceno superior-Mioceno y únicamente acomoda ~ 5 km de los ~ 41 km del acortamiento total registrado en el sector oriental de las Sierras Exteriores (ver Millán, 2006).

El cabalgamiento de Guara-Gèdre colocaría materiales paleozoicos sobre un extenso rellano formado por los niveles incompetentes más bajos del Muschelkalk. El extremo frontal de las rocas del Paleozoico-Trías inferior del manto de Guara-Gèdre se ha situado próximo a su equivalente del cabalga-

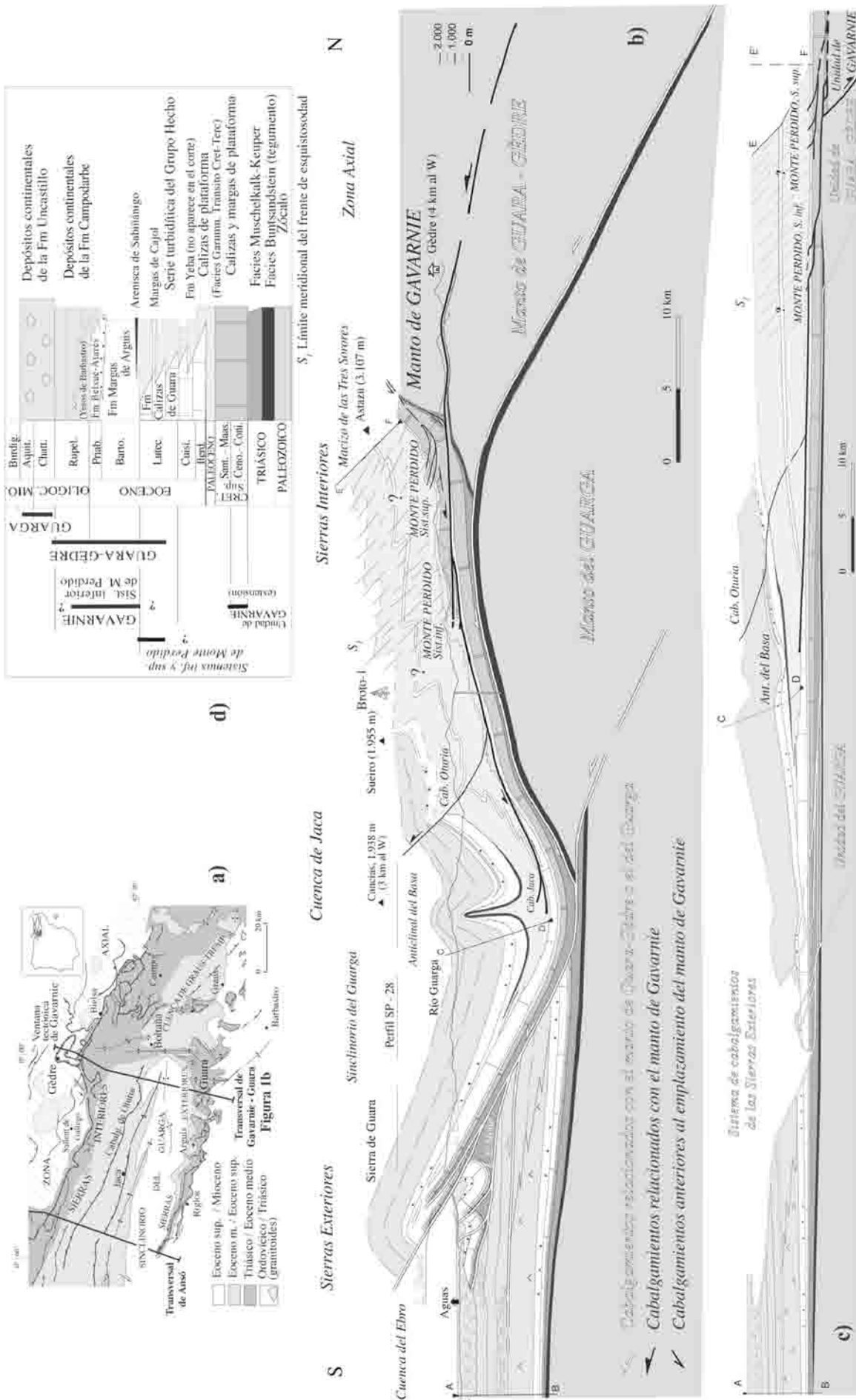


Fig. 1.- a) Mapa de situación. b) Corte compensado; referencia para los cálculos: techo del Cretácico superior. No se ha considerado el acortamiento mesoscópico (p. ej. foliación). c) Corte restituído para el techo del Cretácico superior. d) Diagrama estratigráfico y cronología de la deformación. Leyenda del corte.

miento de Gavarnie. Esto se ha hecho así porque el colocar dicho frente en una posición más meridional supondría que el avance del manto de Guara-Gèdre diera lugar a un levantamiento del basamento y de la cobertera en el entorno de la Cuenca de Jaca originando: 1) un obstáculo para la cinemática del cabalgamiento de Gavarnie, dado que su actividad coincide buena parte del tiempo, y 2) una serie de implicaciones paleogeográficas y sedimentológicas no acordes con los datos actuales.

El desplazamiento asociado al cabalgamiento de Guara-Gèdre se canalizaría por niveles incompetentes del Triásico medio-superior hasta emerger en las Sierras Exteriores. La traslación del cabalgamiento produce en el sector oriental de las Sierras Exteriores un acortamiento total de aproximadamente 36 km. De éstos, unos 4 km se acortaron durante el Luteciense en relación con lámina de El Tozal y el resto entre el Bartonense-Chattiense basal.

Manto del Guarga

El movimiento del manto del Guarga coincide con el depósito de la Fm. Uncastillo (por ej. Teixell, 1998). Su actividad se iniciaría durante el Chattiense inferior (Fig. 1d) si se considera que, previamente, el cabalgamiento de Guara-Gèdre ya habría generado una parte significativa del relieve del sector oriental de las Sierras Exteriores y que los productos de la erosión del mismo constituirían los tramos inferiores de las molasas de la Fm. Uncastillo.

El cabalgamiento del Guarga, en su parte caudal, duplicaría los materiales del basamento y del Triás para, hacia adelante, retomar el despegue que a nivel del Muschelkalk habría canalizado la traslación del cabalgamiento de basamento de Guara-Gèdre. La información sobre los desplazamientos relacionados con las diferentes estructuras activas en el sector oriental de las Sierras Exteriores, durante y después del depósito de la Fm. Uncastillo, indica que, para dicho sector, el acortamiento producido por el sistema de cabalgamientos asociado al manto del Guarga es ~ 5 km (Millán, 2006). Por el contrario, en la porción occidental de las Sierras Exteriores, a lo largo de la transversal de Ansó (Fig. 1a) (Teixell, 1996), la traslación debida al cabalgamiento del Guarga representa como mínimo entre

12-14 km consumidos por el anticlinal de Sto. Domingo (Millán *et al.*, 1995 y 1996), ~11 km para el de Gavarnie, y unos 3 km para un cabalgamiento de basamento intercalado entre los anteriores (Teixell, 1996). Esto significa que la traslación del cabalgamiento del Guarga disminuye hacia el este pasando a ser poco importante en las proximidades de la terminación oriental del flanco norte del sinclinorio del Guarga (Fig. 1a). Por el contrario, la traslación del cabalgamiento de Guara-Gèdre, que es de unos 36 km en la transversal Gavarnie-Guara, disminuye de forma notable hacia el oeste, siendo nula o irrelevante en la transversal de Ansó.

El movimiento del manto del Guarga da lugar a la formación del flanco norte del sinclinorio del Guarga (por ej. Labaume *et al.*, 1985). Además, pliega los despegues asociados a Gavarnie y Guara-Gèdre por lo que su desarrollo bloquea el movimiento de dichos cabalgamientos con la posible excepción del sector más septentrional de los mismos. Cabe destacar que en esta transversal el cabalgamiento del Guarga produce un desplazamiento en la horizontal claramente inferior al levantamiento en la vertical que representa como mínimo 8 km. Esto, junto con una geometría para la porción caudal del manto difícilmente explicable sólo con superposición, permite inferir que las rocas paleozoicas de esta unidad han experimentado una importante deformación dúctil durante la compresión alpina. De aquí surgen una serie de interrogantes, algunos de los cuales aún no estamos en disposición de contestar. Por ejemplo, ¿estarían afectados por esta deformación dúctil las rocas paleozoicas de los otros mantos? o ¿cómo se relaciona la deformación dúctil del basamento con la de la cobertera?. Respecto a la primera pregunta, según nuestros resultados, consideramos razonable postular que durante la compresión alpina el conjunto de las rocas de basamento acomodó una deformación plástica que contribuyó de forma significativa al acortamiento general y al levantamiento de las partes internas de la cadena.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto E05 (DGA).

Referencias

- Bresson, A. (1903). *Carte Géologique de la France*, XIV- 93, 45-322.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985). *Estudios Geológicos*, 41, 391-404.
- Flachère, H. (1977). *La nappe du mont Perdu et ses relations avec la nappe de Gavarnie*. Thèse 3 cycle, Toulouse, 88 p.
- Labaume, P., Séguret, M. y Seyve, C. (1985). *Tectonics*, 4, 661-685.
- H. Millán, A. Pocoví, y Casas A. (1995). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 73-90.
- H. Millán, E. Pueyo, y A. Pocoví (1996). *Geogaceta*, 20, 755-758.
- Millán Garrido, H. (2006). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Colección de Estudios Altoaragoneses, 53, 396 p.
- Montes, S. (1992). En: *II Congreso Geológico de España*. Simposios, 2, 150-160.
- Mirouse, R., y Barrère, P. (1993). *Carte Géologique de la France 1:50.000, hoja nº 1083, (Vielle-Aure)*. BRGM.
- Oliva, B. (2004). *Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 290 p.
- Parish, M. (1984). *Journal of Structural Geology*, 6, 247-255.
- Pueyo, E., Pocoví, A., Millán, H., y Sussman, A. (2004). *Geological Society of America*, 383, 57-71.
- Puigdefàbregas, C. (1975). *Pirineos*, 104, 188 p.
- Ríos, L., Lanaja, J., y Frutos, E. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 178 (Broto)*. IGME
- Ríos, L., Galera, J., y Baretino, D. (1989). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 146 (Bujaruelo)*. IGME.
- Séguret, M. (1972). *Etude tectonique des nappes de series décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse de Doctorat, Montpellier, 155 p.
- Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse d'Etat, Toulouse, 529 p.
- Teixell, A. (1996). *Journal of the Geological Society*, 153, 301-310.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1995). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 215-228.
- Van de Velde, E. (1967). *Estudios Geológicos*, 26, 163-201.