

# Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (Occidente de Asturias)

Neotectonic processes in marine terrace sediments near Canero (Western Asturias)

M. Gutiérrez Claverol, C. López Fernández y J.L. Alonso

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España. claverol@geol.uniovi.es; clopez@geol.uniovi.es; jalonso@geol.uniovi.es

## ABSTRACT

*The Pleistocene sediments deposited on the emerged marine abrasion platform near Canero village (Valdés, Asturias) are truncated by reverse faults which are parallel to basement bedding. These structures imply a neotectonic activity with a NW-SE maximum compressive stress, consistent with recent fault population analysis and current seismicity studies. The described deformation corresponds to a reactivation of folds in the Palaeozoic basement through a flexural slip mechanism, with the subsequent accommodation of the unconformable Pleistocene cover.*

**Key words:** Neotectonics, seismicity, marine terrace, flexural-slip faults, Pleistocene.

*Geogaceta*, 40 (2006), 75-78  
ISSN: 0213683

## Introducción

El relieve de la región asturiana es una consecuencia del levantamiento durante la orogenia alpina de un basamento estructurado mucho antes, durante la orogenia varisca.

El levantamiento alpino se produjo esencialmente mediante un cabalgamiento de basamento (Pulgar y Alonso, 1993; Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1997), cuyo desplazamiento se encuentra consumido en parte por deformación interna del bloque cabalgante. Este desplazamiento interno consiste en el reapretamiento de los pliegues variscos y la consecuente reactivación de los cabalgamientos por deslizamiento flexural (Alonso y Pulgar, 1993; Pulgar *et al.*, 1999).

Existen algunas referencias, aunque inconcretas, de movimientos tectónicos durante el Plioceno, Pleistoceno y el Holoceno en la franja costera cantábrica. En concreto, Mary (1983) interpreta que varias fallas afectando a la rasa rejugaron con posterioridad al Plioceno, dando lugar a descensos diferenciales de bloques hacia el occidente de Asturias. Asimismo, Cendrero *et al.* (1988) describen fracturas afectando a terrazas fluviales recientes (Pleistoceno Medio, +20 m) en el valle del Pas (Cantabria), aunque también se ha barajado la posibilidad de que su origen esté provocado por procesos diapíricos.

Lo que nunca se había observado, de manera evidente, en la rasa asturia-

na es la existencia de estructuras tectónicas concretas afectando a los depósitos que la constituyen y que pudiesen evidenciar la existencia de la actividad sísmica reciente. Por ello, los datos neotectónicos que se presentan en este artículo pueden considerarse como novedosos y coadyuvan asimismo a la comprensión de la sismicidad regional.

El noroeste español presenta actualmente una actividad sísmica moderada a baja (López-Fernández *et al.* 2002 y 2004) que se concentra principalmente en la región de Galicia y disminuye hacia el este, a lo largo del margen cantábrico. Sin embargo, en esta comunidad han sido documentados más de un centenar de terremotos históricos (Rodríguez de la Torre, 1993; Rueda y Mezcuca, 2001) y se estima que, al menos,

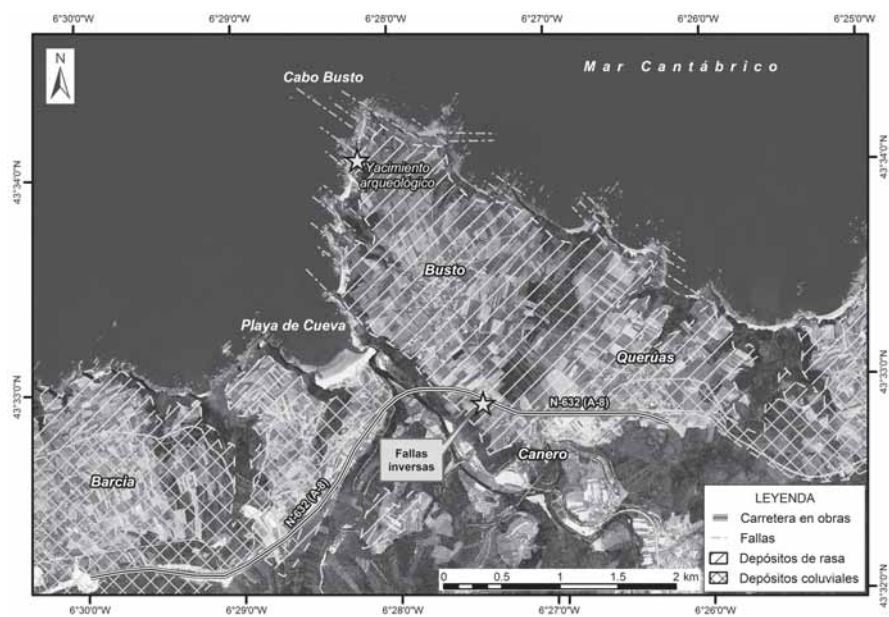


Fig. 1.- Ortofoto mostrando los depósitos de la rasa costera en la zona de Cabo Busto (Valdés) con la ubicación de las estructuras descritas.

*Fig. 1.- Orthophoto showing the Pleistocene deposits of the marine terrace on the Busto Cape and the location of the study area.*

una decena habrían superado una magnitud 5. Durante el período instrumental (1960-2005) han sido registrados casi dos millares de terremotos por la Red Sísmica Nacional en las comunidades de Galicia, Asturias, Cantabria y León, de los cuales una veintena de ellos superaron la magnitud 4. El 21 de mayo de 1997 se produjo un importante terremoto cuyo epicentro se situó al suroeste de Becerreá (Lugo) –con una co-

ordenadas 7° 15,9' O/42° 50,1' N y una profundidad de 9 km– que alcanzó una magnitud 5,3 mbLg (Rueda y Mezcuca, *óp. cit.*) y una intensidad VII en la zona epicentral.

#### Ámbito geomorfológico y sedimentario

El afloramiento de referencia se sitúa en un talud de la Autovía A-8 que se está

construyendo, comprendido entre la localidad de Querúas, al este, y del viaducto de Canero, al oeste, inmediatamente al sur de Cabo Busto (Fig. 1).

El marco geomorfológico corresponde al “ámbito de las rasas” (Flor y Peón, 2004). Se trata de unas superficies subhorizontales que se encuentran, siguiendo la cornisa cantábrica, formando una angosta franja, que en la zona de estudio no sobrepasa los dos kilómetros de anchura. En el oriente de Asturias estas superficies de abrasión se encuentran ligeramente escalonadas en alturas decrecientes hacia el norte. Se han distinguido hasta 9 niveles de terrazas erosivas (Flor, 2000; Flor *et al.*, 2003; Flor y Peón, *óp. cit.*) –representativas de la altura de las antiguas líneas de costa– a las siguientes cotas: 285, 230, 185, 115, 80, 65, 35, 20 y 7 m; puntualmente se encuentran terrazas sedimentarias entre 2-3 m respecto a las pleamares vivas medias correspondientes al würmo-flandriense. Estos diversos niveles de arrasamiento son muy evidentes en la zona oriental de Asturias y se consideran válidos en un sector que abarcaría hasta las inmediaciones de la desembocadura del río Nalón, ya que a partir de aquí hacia Galicia se produce un basculamiento con pérdida progresiva de cota hacia el oeste. En este sentido, se ha deducido la posible existencia de una falla reciente coincidente con la ría del Eo al encontrarse hundido el nivel de rasa unos 40 m en su margen occidental. Asimismo, a partir de “modelos digitales del terreno”, se observan escalones verticales transversales a la rasa, más o menos, coincidentes con los cursos fluviales que se interpretan como debidos a fallas Álvarez-Marrón, *et al.* (2005). Lo que sí es evidente es un basculamiento generalizado de los depósitos que recubren a la rasa hacia poniente.

En el afloramiento estudiado, sobre un paleorrelieve tallado en los estratos subverticales de cuarcitas, areniscas, pizarras y niveles arcillosos de la Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior) con un rumbo NNE-SSO, se dispone discordante una sucesión siliciclástica continental, con un espesor de cerca de 4 m, formando secuencias positivas de sistemas de abanicos torrenciales. Aunque muestra fuertes variaciones laterales, está constituida, en su tramo basal, por 0,6 m de cantos cuarcíticos y areniscosos, más o menos redondeados (centil de 25 cm) y con marcas de choque, embebidos en una matriz arenosa, a los que se superpone un nivel (35-40 cm) de arenas finas grisáceas con estratificaciones cruzadas, mostrando a

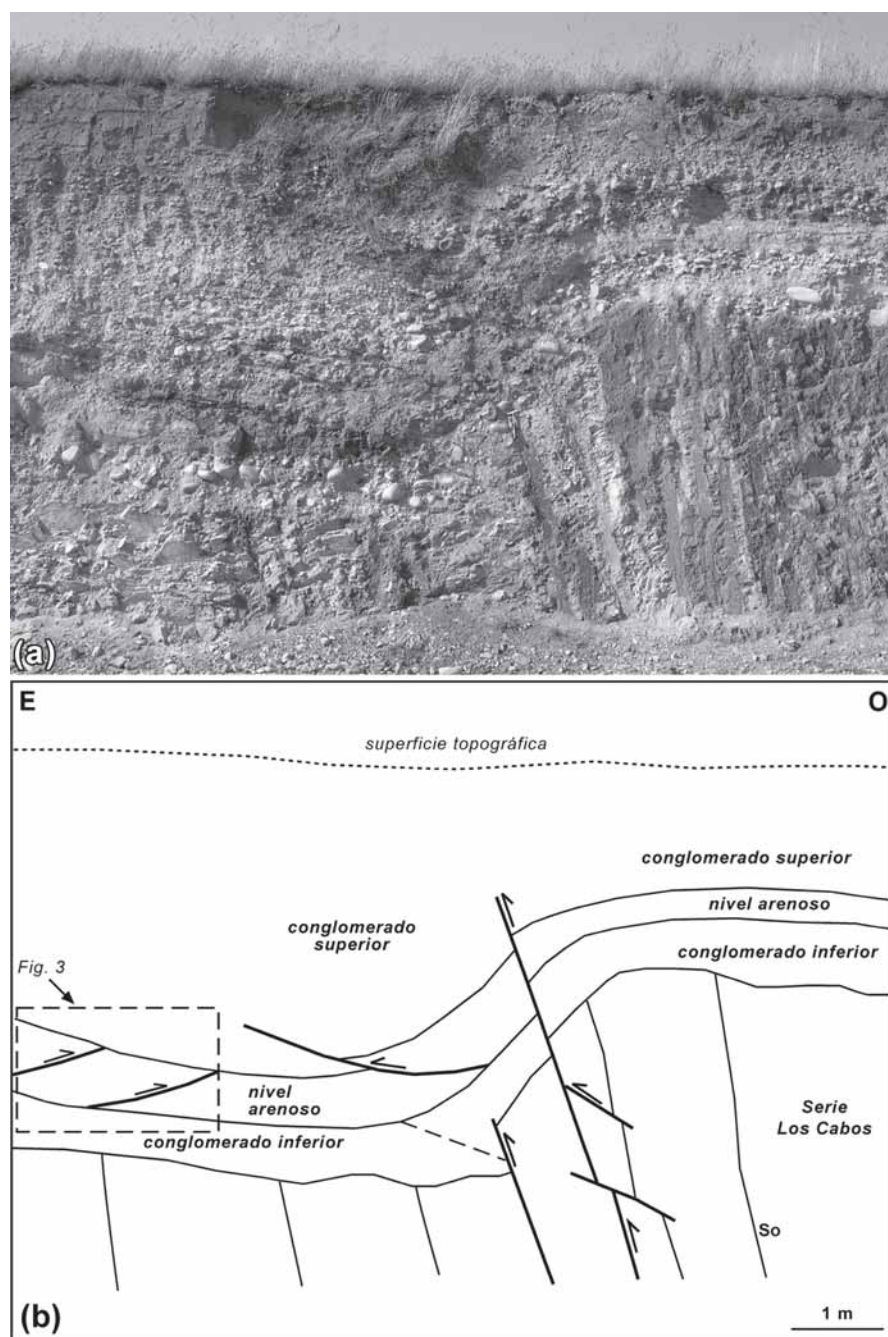


Fig. 2.- Pliegue monoclinal afectando a los sedimentos pleistocenos de origen continental resultante de fallas inversas paralelas a la estratificación de los materiales de la Serie de los Cabos. (a) Foto del afloramiento y (b) Corte.

Fig. 2.- Monoclinical fold developed in the unconformable Pleistocene continental deposits as a result of reverse bedding-faults in the underlying Cambro-Ordovician formation (Los Cabos series). (a) Photograph and (b) Cross section.



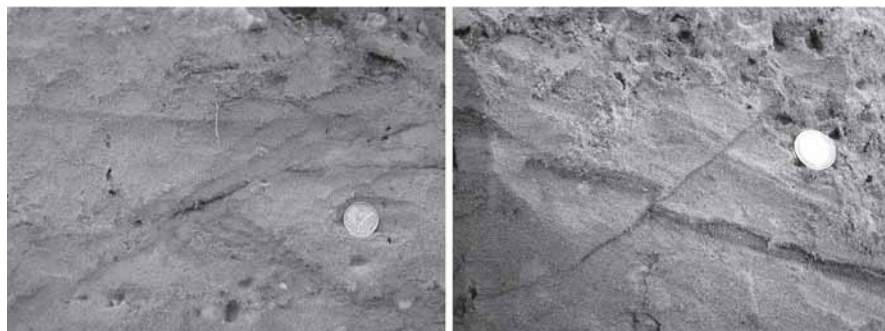


Fig. 3.- Pequeñas fallas inversas afectando a los depósitos detríticos de la terraza (ver situación en la Fig. 2b).

Fig. 3.- Minor reverse faults developed in the sandstones placed of the marine terrace (location in Fig. 2 b).

su techo un nivel ferruginoso de unos 13 cm que se sigue por todo el afloramiento y que indica procesos edáficos; finalizan los depósitos con 3 m de cantos y gravas de areniscas, con un tamaño medio comprendido entre 5-10 cm y menor proporción de matriz arenosa, con frecuentes intercalaciones arenosas (de 2-3 cm de espesor), sedimentados sobre una superficie erosiva, que han sido interpretados como coladas de soliflucción (Flor *et al.*, 2003).

No se dispone de datos cronológicos precisos de estos depósitos, pues aún no se han podido realizar dataciones fiables. Para Llopis (1956) estas superficies de aplanamiento corresponden al Tirreniense, mientras que Mary (1970 y 1983) supone que la rasa existente entre Luarca y Ribadeo (a unos 100 m de altitud) debió originarse a comienzos del Pleistoceno, o más probablemente en el Plioceno. Flor (*óp. cit.*) atribuye también al Plioceno los

seis primeros niveles, los cuales están generalmente formados por depósitos de tipo aluvial; los tres niveles más bajos, se encuentran recubiertos por depósitos de origen costero, cuya edad admitida con dudas es del Pleistoceno. Recientemente, Álvarez-Marrón *et al.* (*óp. cit.*) analizan el  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{10}\text{Be}$  y  $^{26}\text{Al}$  contenido en los granos de cuarzo procedentes de las cuarcitas y areniscas del sustrato costero (Serie de los Cabos) y de cantos superpuestos a la rasa en el occidente asturiano con el fin de datar el tiempo de exposición de esta superficie a la radiación cósmica; los resultados preliminares señalan una edad aproximada del Pleistoceno Medio para los depósitos situados sobre

la terraza a la cota de 100 m, que es la involucrada en este artículo.

En el extremo septentrional del cabo Busto, inmediatamente al NNO de la zona de estudio, se encuentra un nivel de erosión a una altitud de unos 60 m s.n.m. (representativo de la pretérita plataforma de abrasión marina), para ir aumentando progresivamente de cota hacia en sur (hasta los 90-100 m). Este nivel de arrasamiento, labrado sobre cuarcitas y areniscas de la Serie de los Cabos, está recubierto por depósitos de abanicos torrenciales de espesor métrico (Rodríguez Asensio y Flor, 1983; Flor *et al.*, *óp. cit.*) de gran interés, pues en ellos se encuentra un yacimiento prehistórico (ver situación en Fig. 1) que libró material cuarcítico tallado correspondiente a una industria lítica de época previa al Preachelense Superior (Rodríguez Asensio, 2001).

### Características estructurales

Las estructuras que se describen (Fig. 2) se sitúan en torno al km 150 de la carretera N-632 (E-70), con unas coordenadas UTM (X/Y) 705399/4824955 y una altitud de 92 m. Fue descubierto como consecuencia de las obras de la Autovía del Cantábrico, actualmente en construcción. En el talud meridional de dicha carretera se encuentran dos fallas inversas



Fig. 4.- Removilización de los depósitos de rasa, con desplazamientos de la superficie discordante a consecuencia de mecanismos de flexural-slip que afectan al zócalo paleozoico. Afloramiento de la Autovía de Cantábrico cerca de Canero (Oeste hacia la derecha).

Fig. 4.- Remobilization of terrace deposits, with displacement of the unconformity surface as a result of flexural-slip mechanisms affecting the underlying Paleozoic basement. Outcrop in the Cantabrian motorway near Canero (West to the right).

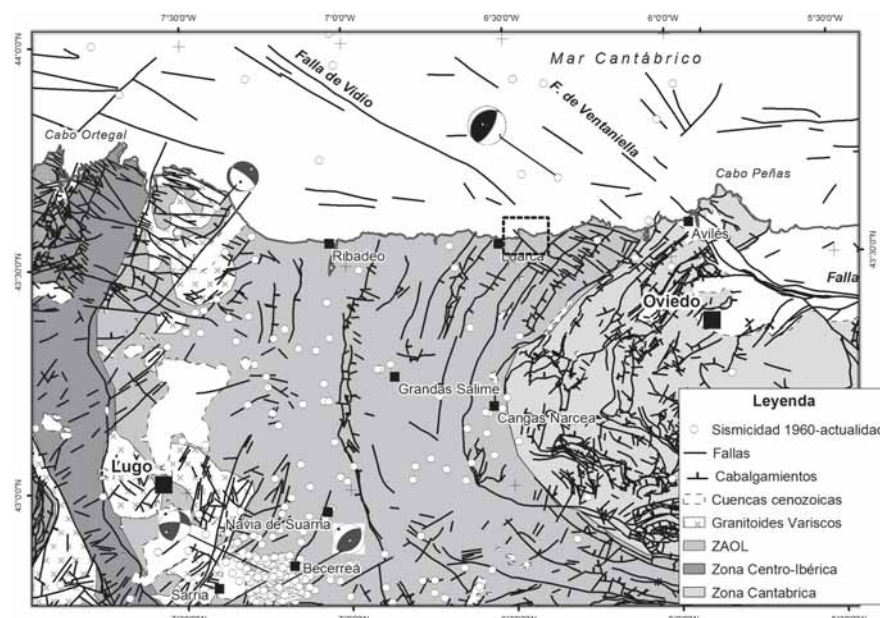


Fig. 5.- Esquema de la fracturación dominante en la parte oriental de Galicia y centro-occidental de Asturias y estado actual de la actividad sísmica en el noroeste de peninsular: sísmica registrada por la Red Sísmica Nacional en el período 1960-1999. Los mecanismos focales han sido tomados de Herraiz *et al.* (2000) y Rueda y Mezcua (2001).

Fig. 5.- Sketch map showing the fracture pattern and recent earthquake epicenters in northwest Spain. Seismicity registered by National Seismic Network between 1960 and 1999. Focal mechanisms from Herraiz *et al.* (2000) and Rueda and Mezcua (2001).

paralelas a las capas de la Serie de los Cabos, con una orientación 310/74. En su superficie se observan estrías (cabeceo de 88° a la derecha) coherentes con el desplazamiento señalado.

En los depósitos siliciclásticos se dibuja un monoclinado relacionado con las fallas. Además se observan otras fallas inversas de menor ángulo (80/26) y desplazamiento centimétrico, inclinadas tanto hacia el este como hacia el oeste (Figs. 2 y 3).

El basculamiento de la cobertera pleistocena y el desplazamiento de las fallas subparalelas a la estratificación del basamento (Figs. 2 y 4) son compatibles con la reactivación de pliegues que afectan a la subyacente serie cambro-ordovícica mediante un mecanismo de flexión por deslizamiento, según un modelo similar al propuesto por Alonso (1989).

### Contexto sismotectónico

El contexto sismotectónico de la ZAOL y, en general, de la región noroeste peninsular ha de ser considerado dentro de la evolución geodinámica reciente de la Península Ibérica, que ha permanece condicionada por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. Los movimientos relativos entre estas placas han determinado la evolución tectónica de sus límites así como la transmisión de esfuerzos intraplaca. Actualmente, una parte del empuje de la placa africana se absorbe mediante la actividad de las estructuras NE-SO, NNE-SSO y NO-SE, presentes en el noroeste peninsular y en el margen cantábrico (Fig. 5).

Los primeros datos de sismicidad en la región se remontan al siglo XIV, habiendo sido documentados desde entonces numerosos terremotos históricos, principalmente acaecidos en los dos últimos siglos. El dominio del noroeste de España ha sido considerado tradicionalmente como una zona de baja sismicidad dentro del contexto general de Iberia. En general, las magnitudes observadas son moderadas a bajas (normalmente no superiores a 3,5), si bien en las últimas décadas una magnitud 4. La información sísmica disponible apunta a una actividad marcadamente superficial, localizada en los 15 primeros kilómetros.

Trabajos recientes realizados a partir de estudios de población de fallas y de datos de sismicidad actual, apuntan a una compresión general NO-SE en el sector

noroeste de la Península Ibérica, estableciendo una compresión máxima horizontal aproximadamente a N-150°E (González-Casado y Giner-Robles, 2000).

### Conclusiones

A pesar de que se ha conjeturado con la existencia de fracturas afectando a la rasa que se desarrolla por el occidente de Asturias, nunca se había descrito de manera fehaciente ningún accidente afectando a los depósitos pleistocenos que la recubren. Las estructuras en la zona meridional de Cabo Busto constituyen la primera evidencia de actividad neotectónica en este ámbito.

La orientación de las superficies de fallas principales (NE-SO) coincide con la estratificación del sustrato cambro-ordovícico. El desarrollo de estas fallas inversas en depósitos tan modernos parece relacionarse con una acomodación de la cobertera a reactivaciones de basamento paleozoico, mediante mecanismos de flexión por deslizamiento, y son consistentes con la dirección de esfuerzos (N-150°E) dominante en esta zona.

Respecto a la cronología de la deformación, la edad de los depósitos superpuestos a la terraza erosiva y afectados por las fallas inversas nos indica que debe ser atribuida al post-Plioceno, pudiendo alcanzar probablemente a una parte significativa del Pleistoceno.

### Agradecimientos

Agradecemos a Alberto Marcos el haber nos acompañado al campo y la lectura crítica de este artículo.

### Referencias

Alonso, J. L. (1989). *Tectonophysics*, 170, 57-77.  
 Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1993). En: *XV Reunión Xeología Minería NO Peninsular*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 69-71.  
 Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. (1996). En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrió, Eds.). *Cambridge University Press*, 214-227.  
 Álvarez-Marrón, J., Menéndez, R., Niedermann, S., Hertz, R. y Marquínez, J. (2005). *Geophysical Research Abstracts*, 7, 07673 (SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-07673).  
 Cendrero, A., Díaz de Terán, J. R. y Mo-

ñoño, M. (1988). *Geogaceta*, 4, 21-22.  
 Flor, G. (2000). En: *Bedoniana. Anuario de San Antolín y Naves, Alvízora Llibros*, Oviedo, 55-74.  
 Flor, G. y Peón, A. (2004). En: *Geomorfología del Noroeste de Península Ibérica. Facultad de Letras da Universidade do Porto*, 13-32.  
 Flor, G., Poblete Piedrabuena, M. A., Ruiz Fernández, J. y Jordá Pardo, J. F. (2003). En: *XI Reunión Nacional del Cuaternario (Oviedo), Excursión científica n.º 2*, 37 p.  
 González Casado, J. M. y Giner-Robles, J. (2000). *Geogaceta*, 28, 71-74.  
 Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J. L., González-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M. A., Cicuéndez, J. I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). *Tectonics*, 19, 762-786.  
 López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Gallart, J., González-Cortina, J. M., Díaz, J. y Ruíz, M. (2002). En: *III Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Valencia, 395-399.  
 López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Gallart, J., Díaz, J., González-Cortina, J. M. y Ruíz, M. (2004). *Póster. Geophysical Research Abstracts*. EGU, Niza, vol.6. EGU04-A-04142-1.  
 Llopis Lladó, N. (1956). *Speleon*, VI-4, 333-347.  
 Mary, G. (1970). *Breviora Geologica Asturica*, 14, 45-48.  
 Mary, G. (1983). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 13, 3-35.  
 Pulgar, J. A. y Alonso, J. L. (1993). En: *XV Reunión Xeología Minería NO Peninsular*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 68-69.  
 Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J., Alonso, J. L. y ESCIN Group (1997). *Revista Sociedad Geológica España*, 8, 383-394.  
 Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R.G. y Marín, J. A. (1999). *Trabajos Geología*, Univ. de Oviedo, 21, 283-294.  
 Rodríguez Asensio, J. A. (2001). *GEA, Distribuciones Gráficas 2000*, 3, Gijón, 302 p.  
 Rodríguez Asensio, J. A. y Flor, G. (1983). *Cuadernos Laboratorio Xeológico Laxe*, 5, 23-46.  
 Rodríguez de la Torre, F. (1993). *Instituto Geográfico Nacional* (informe inédito).  
 Rueda, J. y Mezcua, J. (2001). *Publicación Técnica n.º 35*. Instituto Geográfico Nacional, 64 p.