

Pliegues eocenos de dirección N-S en el Pirineo occidental

N-S trending Eocene folds in the western Pyrenees

A. Payros (*), V. Pujalte (*), J. Tosquella (**), y X. Orue-Etxebarria (*)

(*) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Fac. Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao. e-mail: gpppaaga@lg.ehu.es
 (**) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Fac. Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21819 La Rábida.

ABSTRACT

Several N-S trending folds have been identified in the Eocene strata of the western Pyrenees. Stratigraphical and sedimentological lines of evidence show that they formed from late Ypresian to middle Lutetian times. These new data agree with previous works considering this time interval as a period of increasing tectonic activity. The N-S orientation of the folds is anomalous in the the pyrenean domain, where most tectonic structures are SE-NW elongated. Therefore, the N-S folds might have formed in response to local strains. They could represent «en echelon» folds related to the shear-stress produced by the dextral movement along the SW-NE trending Pamplona fault.

Key Words: Eocene, Pyrenees, Folds, Syndimentary tectonism.

Geogaceta, 30 (2001), 107-110
 ISSN:0213683X

Introducción

En la evolución geodinámica de los Pirineos el Eoceno corresponde a una fase sinorogénica en la que se produjo un

incremento sustancial en las tasas de compresión tectónica, con creación de estructuras de dirección preferente SE-NW. Se ha establecido la secuencia de deformación en las zonas central y orien-

tal surpirenaicas (e.g., Teixell, 1998), pero el conocimiento es menor en la parte occidental de la cadena.

En este trabajo se han analizado los afloramientos eocenos del oeste de Nava-

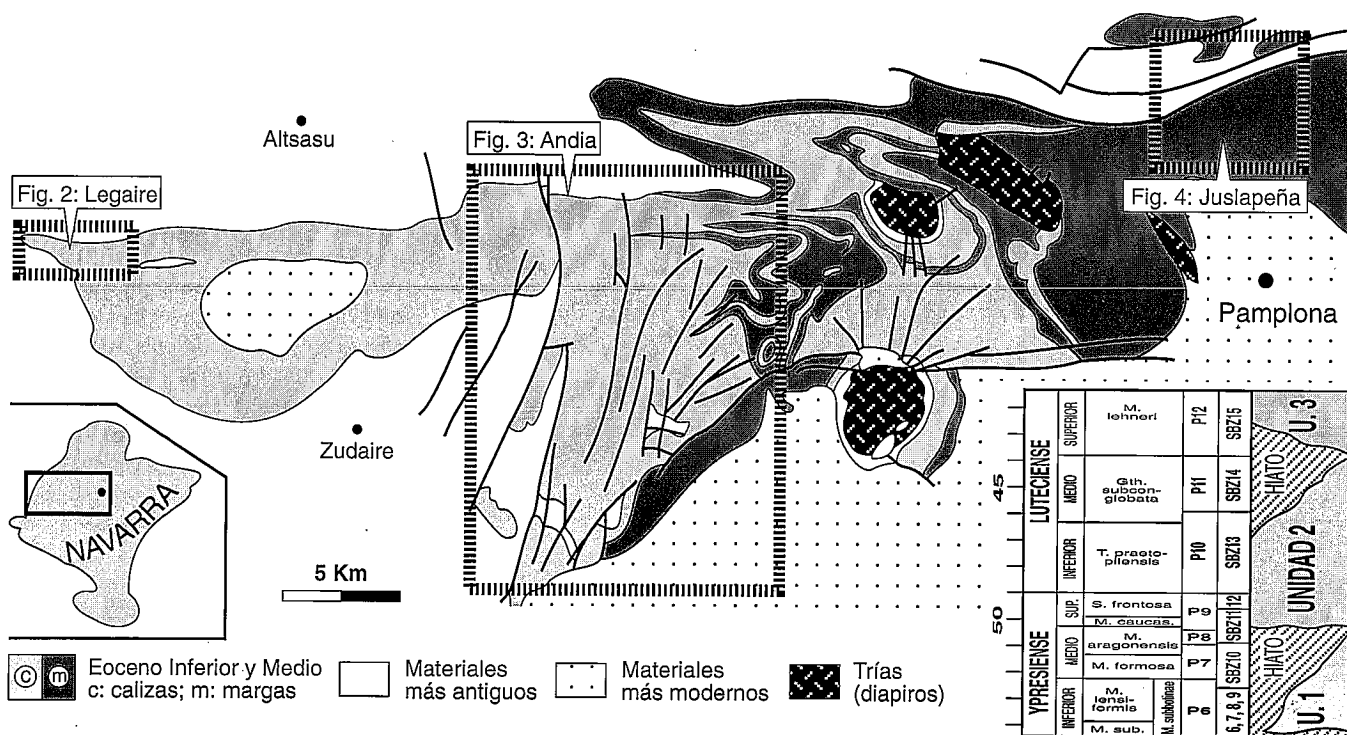


Fig. 1: Mapa de afloramientos eocenos con localización de los sectores estudiados. Recuadro: cronolitoestratigrafía eocena.

Fig. 1: Eocene outcrop map with location of the studied areas. Inset: Eocene chronolithostratigraphy.

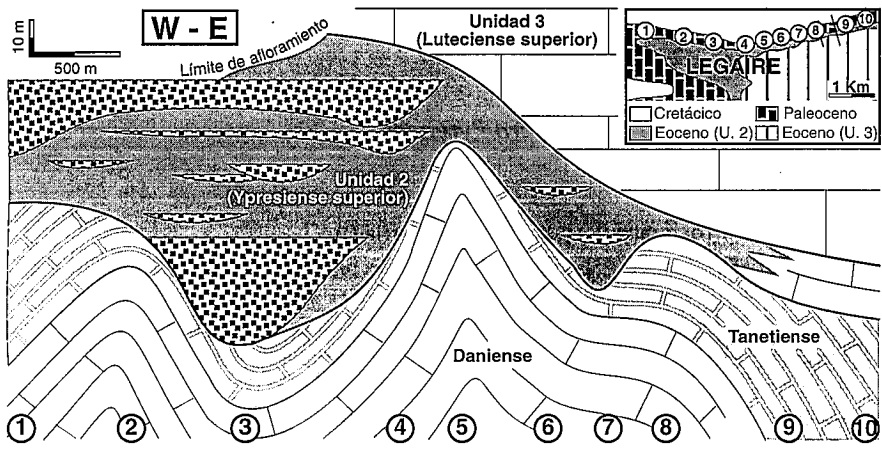


Fig. 2: Corte geológico del área de Legaire, donde la Unidad 2 eocena recubre de forma pasiva pliegues N-S. Explicación en el texto.

Fig. 2: Geological section of the Legaire area, where the eocene Unit 2 covers passively N-S trending folds. Explanation within the text.

rra, donde dominan dos grandes tipos de litofacies (Fig. 1; Payros, 1997): en el SW dominan las calizas bioclásticas depositadas en una plataforma marina somera; en el NE afloran margas y turbiditas carbonatadas de talud. La identificación

de cuatro discordancias angulares en el dominio de plataforma ha permitido dividir la sucesión en tres unidades aloestratigráficas (unidades 1, 2 y 3 en Fig. 1). Datos cartográficos y bioestratigráficos han permitido, asimis-

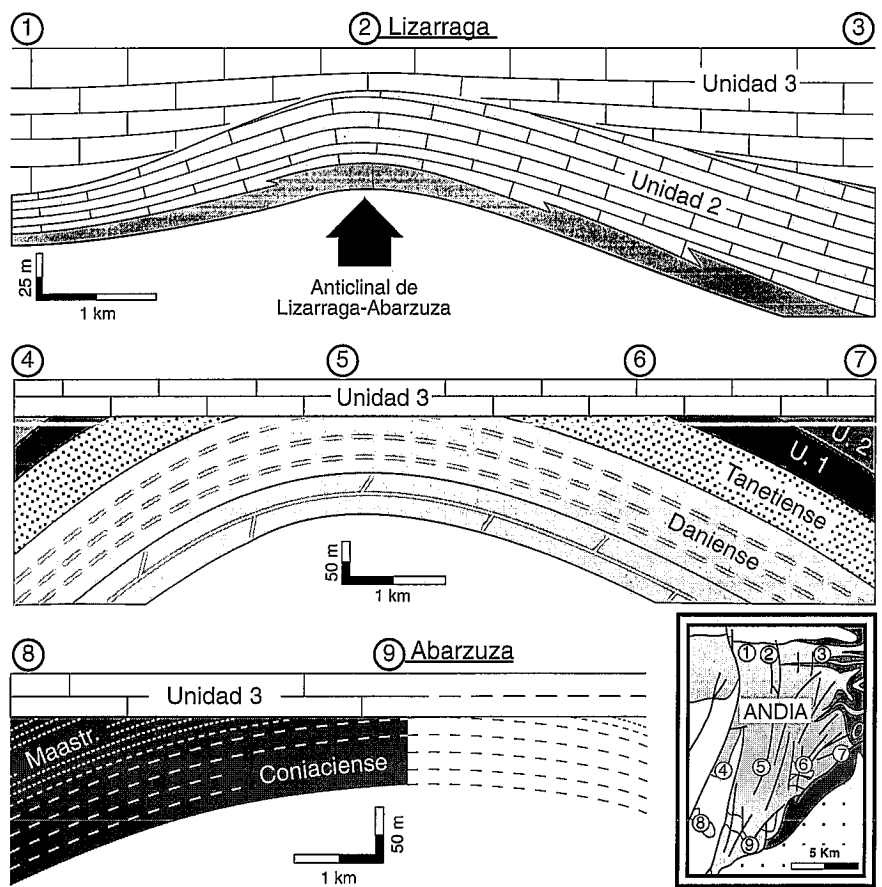


Fig. 3: Cortes transversales al anticlinal N-S de Lizarraga-Abarzuza. La Unidad 3 fosiliza la formación de la estructura.

Fig. 3: Transversal cross-sections to the N-S trending Lizarraga-Abarzuza anticline. Unit 3 postdates the formation of the structure.

mo, delimitar estas tres unidades en el dominio de talud.

Según Payros et al. (1999a) las discordancias angulares del dominio de plataforma registran su levantamiento tectónico y su basculamiento hacia el NW durante el Ypresiense y el Luteciense medio. Por otro lado, al este de la zona de estudio afloran sucesiones turbidíticas con intercalaciones de megabrechas carbonatadas, formadas por el colapso de la plataforma en relación a seísmos de gran magnitud; la restricción de las megabrechas al Ypresiense superior-Luteciense medio acota un periodo de intensa actividad tectónica (Payros et al., 1999b). En este trabajo se presentan otras evidencias de actividad tectónica eocena. Se tratan de diversos pliegues de dirección N-S que influyeron en la sedimentación de los materiales estudiados.

Pliegues de Legaire

En el área de Legaire afloran calizas paleocenas de plataforma. Sobre ellas se disponen conglomerados canaliformes englobados en lutitas rojas, que pasan hacia el este a calizas marinas del Ypresiense superior (SBZ11 de Serrakiel et al., 1998). Son materiales depositados probablemente en un abanico aluvial costero. La cartografía revela una importante discordancia entre los materiales paleocenos y eocenos. Además, la consideración de una línea isócrona paleocena (límite Daniense-Tanetiense) muestra una serie de pliegues que afectan exclusivamente a esos materiales (Fig. 2). Se tratan de pliegues muy laxos y extensos con ejes N-S y longitudes de onda de 1.5-3 Km, cuyos flancos buzcan siempre menos de 5°. Ello da lugar a diferencias de cota de hasta 70 m entre senos y crestas adyacentes.

La influencia de estos pliegues en la sedimentación eocena es evidente: los canales conglomeráticos más antiguos se vieron confinados a los valles formados por los sinclinales, expandiéndose lateralmente cuando las depresiones fueron colmatadas. Las paleocorrientes de los canales conglomeráticos se dirigen hacia el N, indicando la orientación de los valles y confirmando así la dirección de los pliegues. El solapamiento de los materiales eocenos sobre la discordancia basal revela un relleno pasivo de los valles. Estas características limitan la fase de plegamiento a edades posteriores al Tanetiense y previas al Ypresiense superior. Datos cartográficos muestran que, en zonas donde la sucesión estratigráfica es completa, la discordancia indicada sepa-

ra materiales del Ypresiense medio y superior, por lo que es ésta, probablemente, la edad de formación de los pliegues de Legaire.

Anticlinal de Lizarraga-Abarzuza

En la parte septentrional de la Sierra de Andia las calizas de la Unidad 3 muestran variaciones laterales de espesor en relación a su solapamiento sobre la Unidad 2 (Fig. 3). Así, en Lizarraga se define un suave anticlinal de eje N-S. La geometría del pliegue es ligeramente asimétrica: el flanco occidental tiene un buzamiento medio de 1.2° frente a los 0.8° del flanco oriental. El relieve producido por el anticlinal alcanzó unos 40 m respecto a las áreas occidentales adyacentes.

En la parte central de la Sierra de Andia no es posible realizar cortes E-W continuos. Sin embargo, la correlación de columnas estratigráficas locales muestra que las calizas de la Unidad 3 se apoyan sobre materiales de diferente edad (Fig. 3). El punto de mayor hiato se sitúa inmediatamente al sur de Lizarraga, mostrando la continuación del eje del anticlinal allí reconocido. En la terminación meridional de la Sierra de Andia los afloramientos de materiales previos a la Unidad 3 son escasos, pero cabe señalar que en Abarzuza bajo la Unidad 3 aparecen calizas coniacienses, mientras que más al oeste aparecen areniscas del Maastrichtiense superior (Fig. 3). Esta disposición corresponde, probablemente, al flanco occidental del anticlinal de Lizarraga, cuyo eje se extiende, por tanto, hasta Abarzuza.

Las tres transversales de Andia ponen de manifiesto un anticlinal N-S de 14 Km de longitud cuyo eje se sumerge hacia el N. En algunos puntos el anticlinal está decapitado por la discordancia que separa las Unidades eocenas 2 y 3, mientras que en otros es solapado de forma pasiva por los materiales de la Unidad 3. Por tanto, en esta flexuración se vieron involucrados únicamente los materiales anteriores a la Unidad 3. Una mayor precisión sobre la edad de plegamiento se consigue analizando las calizas de la Unidad 2 en la transversal de Lizarraga. Su contenido en macroforaminíferos indica una edad Ypresiense superior y Luteciense inferior (SBZ12 y 13) y una homogeneidad lateral que no refleja variaciones batimétricas asociadas al crecimiento del anticlinal. Ello indica que éste se formó probablemente en el Luteciense medio.

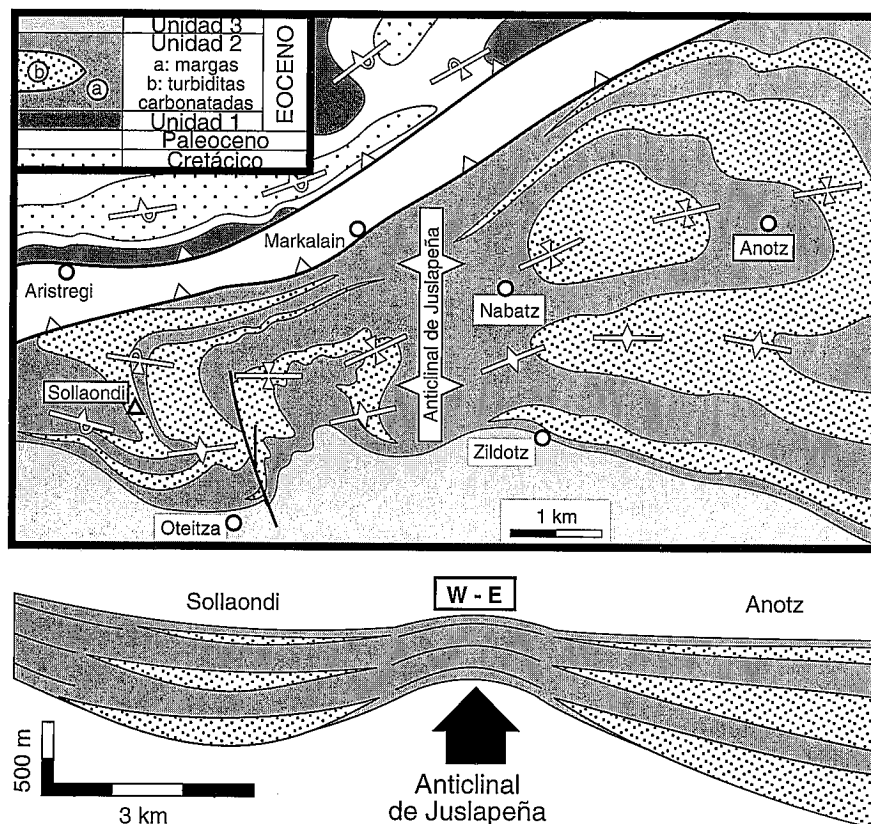


Fig. 4: Mapa geológico y sección E-W del sector de Juslapeña. La restricción de los cuerpos turbidíticos a los depocentros de Sollaoñdi y Anotz evidencia un anticlinal sinsedimentario cuyo eje se elongaba en dirección N-S.

Fig. 4: Geological map and E-W cross-section of the Juslapeña area. The restriction of turbidite bodies to the Sollaoñdi and Anotz depocentres makes evident a syndepositional anticline whose axis was N-S elongated.

Anticlinal de Juslapeña

Al norte de Pamplona afloran tres litosomas de turbiditas carbonatadas intercalados en margas con foraminíferos planctónicos del Ypresiense superior-Luteciense medio (parte alta de biozona *S. frontosa* a biozona *Gth. subconglobata* de Orue-Etxebarria, 1983-84). Hacia el oeste estos materiales pasan a las calizas de plataforma de la Unidad 2. Hacia el este las turbiditas carbonatadas se diluyen entre depósitos de cuenca. Por lo tanto, se considera que la zona aquí señalada constituía el pie de talud eoceno.

El análisis cartográfico muestra que los cuerpos turbidíticos constituyen lentejones discontinuos (Fig. 4). De oeste a este los tres litosomas de la zona de Sollaoñdi se adelgazan hasta eventualmente desaparecer en el área de Juslapeña, y vuelven a aparecer en Anotz aumentando de espesor. Así, se deduce que el pie de talud presentaba irregularidades, con un paleoalto libre de sedimentación turbidítica en Juslapeña y dos depocentros en Sollaoñdi y Anotz. Los

espesores acumulados en Sollaoñdi y Anotz registran diferencias de más de 400 m con respecto a los de Juslapeña, pero este valor no puede representar la diferencia topográfica entre el paleoalto y los depocentros adyacentes. De haber sido así, el paleoalto habría constituido una verdadera barrera fisiográfica para las corrientes turbidíticas que, según las estructuras sedimentarias, se dirigían hacia el E. Por tanto, el paleoalto de Juslapeña constituía un ligero abombamiento del fondo marino, dispuesto ortogonalmente a la polaridad de los sistemas turbidíticos, por encima del cual podían pasar las corrientes de turbidez. Este tipo de fenómeno ha sido detalladamente estudiado por Kneller y Buckee (2000). El hecho de que el abombamiento de Juslapeña persistiera durante 5.5 m.a. demuestra que los depocentros adyacentes no se colmataban con la acumulación de turbiditas, lo cual implica un continuo crecimiento del paleoalto.

Consideramos que el paleoalto de Juslapeña correspondía a un anticlinal formado al mismo tiempo que se produjo

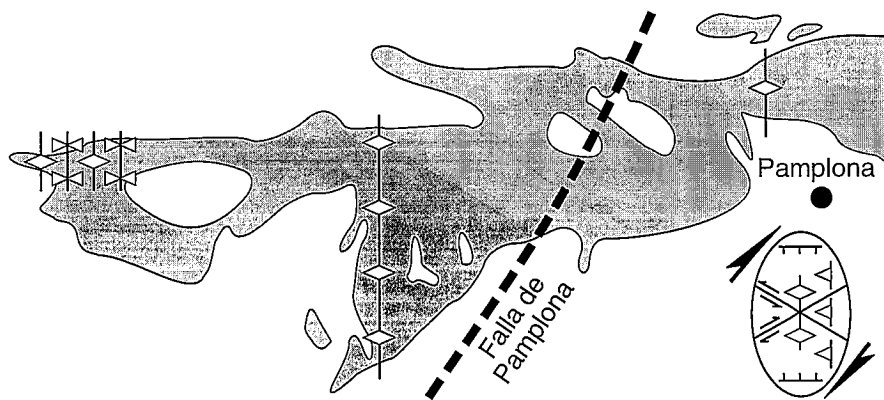


Fig. 5: Representación cartográfica de los pliegues descritos en este trabajo. Su formación podría responder a los esfuerzos resultantes de un movimiento direccional dextro a favor de la falla de Pamplona (ver elipsoide de deformación).

Fig. 5: Cartographic sketch showing the folds described in this work. They might have formed in response to the shear stress resulting from the dextral movement along the Pamplona fault (see deformational ellipse).

la sedimentación de las margas y turbiditas eocenas. La disposición actual de los afloramientos ofrece un corte vertical del anticlinal, mostrando la persistencia espacial de la charnela a lo largo del tiempo, lo cual evidencia un plano axial subvertical. No es posible conocer la orientación de la estructura, pero la notable simetría de los dos flancos del anticlinal con respecto al plano axial sugiere que se trata de una visión transversal del mismo, con lo cual el eje del anticlinal se habría orientado en una dirección N-S.

Sistema de esfuerzos

Las estructuras descritas se formaron entre el Ypresiense superior y el Luteciense medio. Se aporta así una nueva prueba de la actividad tectónica de esta época en el Pirineo occidental, al igual que en otras zonas de la cadena. Todos los pliegues descritos tienen elongación N-S, una orientación estructural anómala en el ámbito pirenaico. En la zona surpirenaica existen otros pliegues sinsedimentarios eocenos de dirección N-S, algunos asociados a rampas laterales de cabalgamientos sinsedimentarios (e.g., anticlinales de

Boltaña y Mediano; Dreyer et al., 1999) y otros producidos por la rotación tectónica de pliegues de dirección original SE-NW (e.g., pliegues de las Sierra Exteriores; Millán et al., 1995). Ninguna de estas causas puede aplicarse a los pliegues N-S eocenos de Navarra, ya que en el intervalo temporal analizado no hubo cabalgamientos activos (Payros, 1997) y posteriormente no se han producido rotaciones tectónicas importantes (Larrasoña, 2000). Por tanto, la orientación de estos pliegues es un rasgo original que debe responder a un sistema de esfuerzos particular del dominio estructural pirenaico occidental.

Una posible explicación podría ser la actividad sinsedimentaria de la falla de Pamplona. Es una estructura profunda de dirección SW-NE, cuya actividad durante el Eoceno se evidencia por grandes variaciones de espesor de unidades estratigráficas y por criterios paleogeográficos (Payros, 1997). Si durante el Ypresiense superior-Luteciense medio la falla de Pamplona hubiera adquirido un movimiento de desgarre dextro, se habrían formado distintas estructuras secundarias asociadas, como pliegues de dirección N-S (Fig. 5). Por

tanto, según este modelo, los pliegues descritos en este trabajo podrían corresponder a pliegues «en echelon» asociados a la actividad de la falla de Pamplona. Hay que señalar, no obstante, que aún no está definitivamente aclarada la cinemática alpina de la falla de Pamplona. Así, Larrasoña (2000 y referencias incluidas) recopila propuestas previas de desgarre dextro, sinistro o mixto. Incluso, en base a su estudio magnetotectónico, este autor propone la ausencia de movimientos direccionales a favor de la falla de Pamplona. En tal caso, la génesis de los pliegues N-S descritos en este trabajo debería ser diferente al aquí sugerido.

Agradecimientos

Contribución al proyecto de investigación UPV-121.310-EB191/98 de la Universidad del País Vasco.

Referencias

Dreyer, T., Corregidor, J., Arbués, P. y Puigdefábregas, C. (1999): *Sedim. Geol.*, 127, 127-169.
 Kneller, B. y Buckee, C. (2000): *Sedimentology*, 47 (supl. 1), 62-94.
 Larrasoña, J.C. (2000): Estudio magnetotectónico de la zona de transición entre el Pirineo central y occidental: implicaciones estructurales y geodinámicas. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza, 297 pp.
 Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A.M. (1995): *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 8, 73-90.
 Orue-Etxebarria, X. (1983-84). *Kobie*, 13-14, 429 pp.
 Payros, A. (1997): El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: estratigrafía, facies y evolución paleogeográfica. Tesis doctoral, Univ. País Vasco, 403 pp.
 Payros, A., Pujalte, V., Baceta, J.I., Tosquella, J. y Orue-Etxebarria, X. (1999a): Abstracts MAEGS-11, Alicante, 34-36.
 Payros, A., Pujalte, V. y Orue-Etxebarria, X. (1999b): *Sedim. Geol.*, 125, 165-194.
 Serra-Kiel, J. et al. (1998): *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 169, 281-299.
 Teixell, A. (1998): *Tectonics*, 17, 395-406.