

# Estratigrafía secuencial de las sucesiones Estefanienses del sector septentrional de Picos de Europa (Asturias)

*Sequence Stratigraphy of Stephanian successions of the northern sector of Picos de Europa Province (Asturias)*

O. Merino-Tomé <sup>(1)</sup>, J.R. Colmenero <sup>(1)</sup>, Juan R. Bahamonde <sup>(2)</sup> y Luis P. Fernández <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Área de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Univ. de Salamanca

<sup>(2)</sup> Área de Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo

## ABSTRACT

*The Stephanian successions cropping out in the Gamonedo-Cabrales-Panes sector (Northern part of Picos de Europa Region) were deposited in tectonic active basins developed during the southward thrusting and transport of the Picos de Europa Allocthonous unit. These successions had been subdivided in eleven sequences that can be grouped in two sequence sets. Sequences equals to third and fourth order cycles and sequence sets represent second order ones. A higher order cyclicity is present in some sequences. The main characters and the origin of the different types of cyclicity observed is discussed.*

**Key words:** Sequence Stratigraphy, Stephanian, Picos de Europa, Cantabrian Zone

Geogaceta, 36 (2004), 19-22.  
ISSN:0213683X

## Introducción

La Región de Picos de Europa es un dominio geológico situado en el extremo oriental de la Zona Cantábrica que está integrado por un conjunto imbricado de unidades cabalgantes orientadas E-O, con vergencia hacia el S, que verticalizan y repiten la sucesión estratigráfica paleozoica. Por sus caracteres estructurales y tipo de sucesiones estefanienses presentes, ha sido dividido por Merino Tomé (2004) en tres sectores: Septentrional o de Gamonedo-Cabrales-Panes, Central y Frontal (Figura 1).

Durante el Bashkiriense y la mayor parte del Moscoviense, la Región de Picos de Europa y la parte nororiental del Manto del Ponga constituyeron un dominio estable y distal de la cuenca marina de antepaís carbonífera de la Zona Cantábrica, en el que tuvo lugar el desarrollo de una potente y extensa plataforma carbonatada (Fms. Valdeteja y Picos de Europa). Posteriormente, a partir del Myachkoviense superior y a lo largo del Kasimoviense y Gzheliense, este dominio se vio directamente afectado por la deformación varisca que provocó su progresiva compartimentación en unidades cabalgantes emplazadas hacia el S, y la transformación de la cuenca marina anterior en una serie de surcos móviles, fuertemente subsidentes, en los que se acumularon potentes sucesiones terrígenas y carbonatadas. Dichas sucesiones adquieren su mejor representación en el sector

Septentrional (o de Gamonedo-Cabrales-Panes) donde fueron divididas en 5 unidades litoestratigráficas con rango de formación por Martínez García y Villa (1998). En este trabajo se realiza una nueva división estratigráfica de dichas sucesiones estefanienses en unidades con sentido genético y se discute su origen. Todo ello es el resultado del trabajo cartográfico detallado del sector y del análisis estratigráfico de numerosas secciones realizadas por Merino Tomé (2004).

## Estratigrafía secuencial

Los estudios llevados a cabo han puesto de manifiesto que las sucesiones consideradas aparecen jalónadas por numerosas superficies de discontinuidad, tanto de tipo discordancia como disconformidad. La cartografía detallada de las mismas y de sus superficies de concordancia correlativas, junto con el estudio de las secciones estratigráficas levantadas y su correlación, permiten dividir la sucesión en once unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades o sus superficies de continuidad correlativas a las que se denominan *secuencias*, las cuales, a su vez, se agrupan en dos *conjuntos de secuencias* (Figura 2).

Las *secuencias* son equivalentes a las *secuencias de depósito* de Mitchum (1977). Sus rangos temporales varían entre 0,2 y 1 Ma y los espesores están comprendidos entre 110 y 370 m. Tienen un carácter transgresivo-regresivo y sus ba-

ses coinciden con discontinuidades subaéreas y/o superficies de erosión submarinas. Están compuestas por dos tramos: el inferior, formado por depósitos clásticos acumulados por abanicos deltaicos y deltas en las zonas someras de la cuenca, y por sistemas turbidíticos de tipo I y II en las zonas profundas de la misma; el superior está integrado por depósitos acumulados en rampas carbonatadas y plataformas lutíticas con episodios de deltas progradantes y sistemas turbidíticos de tipo III.

Los *conjuntos de secuencias* equivalen a los *Sequence sets* de Deramond *et al.* (1993). Tienen una duración aproximada de 3 Ma cada uno y un espesor variable entre 1100 y 1300 m. Como las *secuencias*, su carácter es transgresivo-regresivo. El inferior (Myachkovsky superior-Khamovnichesky superior) comprende las formaciones Gamonedo y Demúes de Martínez García y Villa (1998) y está integrado por las siete primeras *secuencias*; el superior (Dorogomilovsky-Ghzeleense) abarca los materiales correspondientes a las formaciones Puentellés, Cavandi y Mestas de Con de los autores anteriormente citados y lo integran las cuatro *secuencias* restantes.

Ambas unidades, *secuencias* y *conjuntos de secuencias*, son comparables, respectivamente, a las unidades de tercer y segundo orden diferenciadas por Mascle y Puigdefàbregas (1998) en la cuenca de antepaís Surpirenaica.

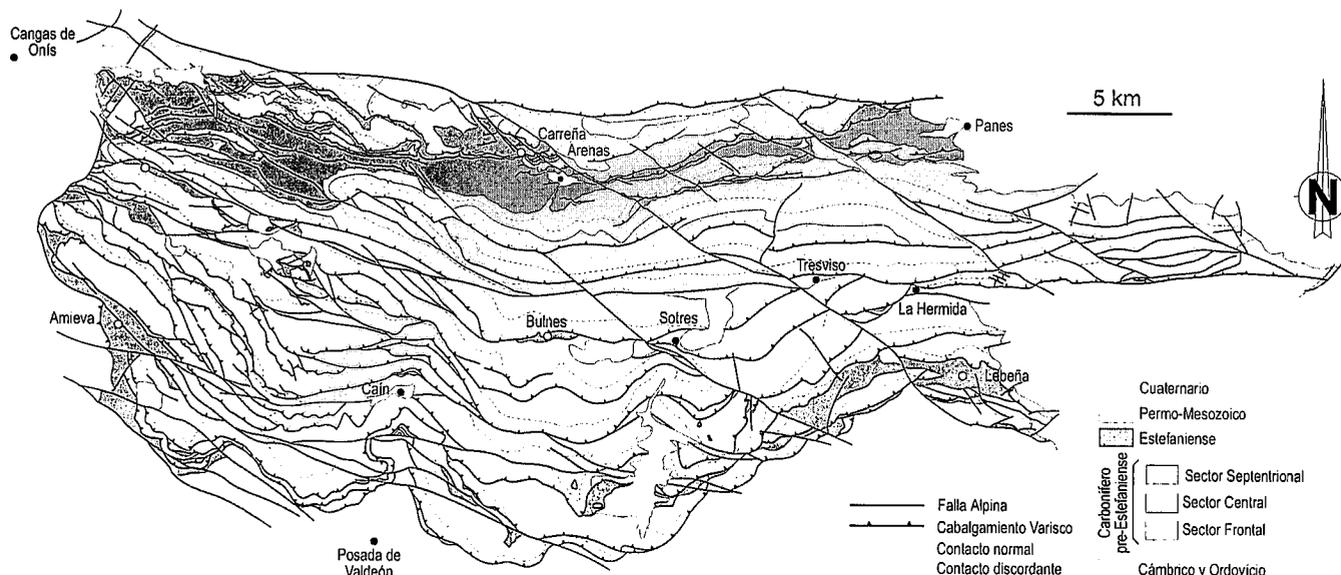


Fig. 1.- Mapa Geológico de la Región de Picos de Europa y localización del sector de Gamonedo-Cabrales-Panes y división en sectores de Merino Tomé (2004).

Fig. 1.- Geological map of the Picos de Europa Region showing the sectors differentiated by Merino Tomé (2004).

**Origen de las unidades**

Con carácter general, puede considerarse que la actividad tectónica fue responsable de la creación y configuración de las cuencas en las que se acumularon las sucesiones estefanienses, mientras que las variaciones globales del nivel del mar controlaron la organización interna de las mismas.

En este sentido, cada uno de los conjuntos de secuencias representa una cuña clástica desarrollada al frente de las escamas nororientales del Manto del Ponga durante dos fases sucesivas de movimiento hacia el S. El inicio de cada uno de ellos coincide con un brusco incremento de la subsidencia tectónica en la cuenca (Merino Tomé, 2004). El origen tectónico de estas unidades está avalado, además, por su falta de concordancia con los ciclos eustáticos del mismo orden identificados por Izart *et al.* (2003) en otras cuencas estefanienses de Eurásia y Norteamérica.

Por el contrario, las secuencias tienen, como origen más probable, los cambios globales del nivel del mar de tercer y cuarto orden. Las discordancias que las limitan se formaron probablemente coincidiendo con máximos descensos del nivel de mar de carácter global tal y como ocurre en las cuencas de antepaís terciarias de los Pirineos (Deramond *et al.*, 1993; Berástegui *et al.*, 1998; Nijman, 1998) y de los Alpes (Zeiwel *et al.*, 1998). Esta interpretación eustática se apoya en los siguientes hechos: 1) El Carbonífero su-

perior es un periodo de tiempo caracterizado por la existencia de fluctuaciones del nivel del mar de origen glacioeustático reconocidas a nivel global por numerosos autores (Ross y Ross, 1985, 1988; Heckel, 1986; Veevers y Powell, 1987; Izart *et al.*, 2003). La amplitud de estos cambios ha sido estimada por Ross y Ross (1988) entre 100 y 200 m y por Heckel (1986) y Soreghan y Giles (1999) entre 80 y 100 m, valores suficientemente grandes como para permitir la génesis de las discontinuidades. 2) Las bases de las secuencias 6, 7, 8 y 9 (Kasimoviense-Gzheliense basal) coinciden aproximadamente con los máximos regresivos registrados por Izart *et al.* (2003) en la cuenca del Donets, Plataforma rusa, y en los Alpes Cárnicos. 3) las secuencias 1, 2, 3, 4 y 5 tienen una duración próxima a los 200 ka dado el rango temporal del intervalo en el que fueron depositadas (1-0.75 Ma), similar a los ciclos de cuarto orden presentes en el Moscoviense del N de Francia, en la Plataforma Rusa, en EEUU y en el Westfaliense D de la Zona Cantábrica.

En el desarrollo de la mayoría de las secuencias, especialmente en las que integran el conjunto superior, se sucedieron las siguientes etapas: 1) **Caída rápida del nivel del mar**, con emersión de los sectores más someros de la cuenca y la formación de una superficie de erosión submarina; en las zonas más profundas se desarrollaron sistemas turbidíticos de tipo I y/o II. 2) **Final de la caída eustática y comienzo de la transgresión**, con depósito de materiales clásticos por abanicos deltaicos y deltas en el

borde de la plataforma (iniciando un solapamiento expansivo) y el abandono progresivo de los sistemas turbidíticos anteriores. 3) **Transgresión rápida**, que dio lugar a la inundación marina de las áreas previamente emergidas y la acumulación de delgados niveles de material carbonatado y/o terrígeno retrabajado (*lag de ravinement*), calizas bioclásticas, bioconstrucciones diversas y lutitas; en las zonas más profundas únicamente se acumularon lutitas. 4) **Mar alto**, con el desarrollo de rampas carbonatadas, plataformas lutíticas con episodios de progradación de deltas que distalmente evolucionaron a sistemas turbidíticos de tipo III.

A menor escala puede reconocerse dentro de algunas secuencias una ciclicidad de cuarto-quinto orden, también de origen eustático. Es especialmente patente en las sucesiones carbonatadas del conjunto de secuencias superior y su carácter varía según la posición relativa del nivel del mar. Así, los ciclos desarrollados durante la etapa 2 (final de la caída eustática y comienzo de la transgresión) están limitados por superficies erosivas que, en la parte más septentrional del sector, llevan asociadas exposiciones subaéreas y cárstificaciones y que se desarrollaron coincidiendo con máximos regresivos de ciclos eustáticos de mayor frecuencia. Cada uno de ellos muestra un término inferior constituido por depósitos clásticos con ordenación grano y estratodecreciente, y otro superior, formado principalmente por carbonatos autóctonos. Los ciclos desarrollados en la

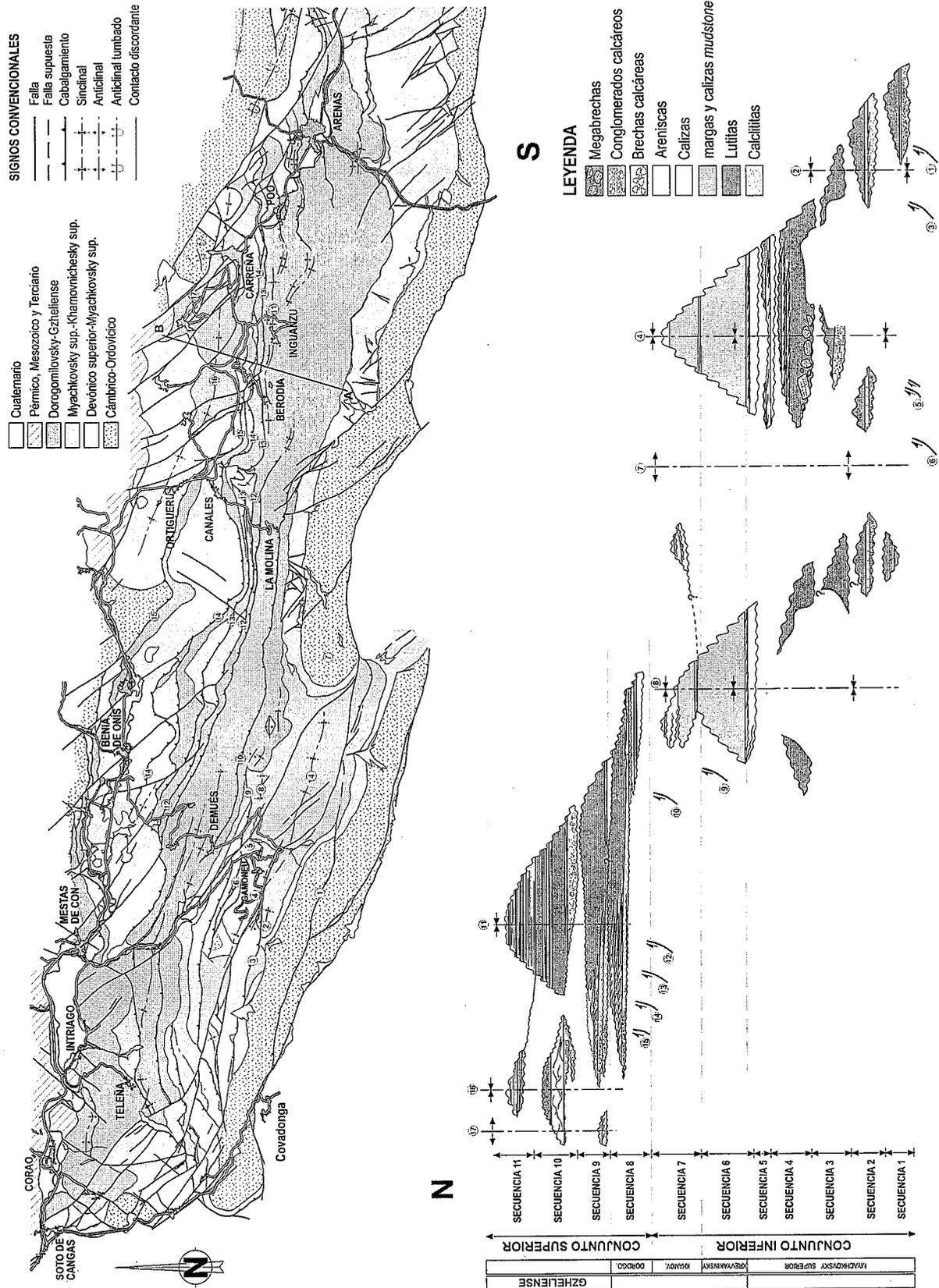


Fig. 2.- Mapa geológico simplificado de la mitad occidental del sector septentrional de la Región de Picos de Europa y diagrama cronoestratigráfico de las sucesiones estefanienses presentes en él en el que se muestran las *secuencias* diferenciadas y su distribución espacial y temporal en dirección N-S.

Fig. 2.- Simplified geologic map of the middle west of the northern sector of Picos de Europa Province and Chronostratigraphic diagram of Stephanian successions there showing the sequences differentiated and its spatial distribution in a N-S restored cross section. A-B line indicates the transect used for the upper sequence set.

etapa 4 (mar alto) tienen una organización similar a los de somerización descritos en rampas carbonatadas por Elrick y Read (1991), Burchette y Wright (1992), Read (1998) y son equivalentes a las parasecuencias de Mitchum (1977) y Mitchum *et al.* (1977). A diferencia de los primeros no muestran signos de exposición subaérea y carecen de los depósitos clásticos en la parte inferior.

#### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de la D.G.I.C.Y.T. BTE2000-0580. Los autores agradecen a los Dres. E. Villa y N. Heredia la colaboración prestada.

#### Referencias

- Berástegui, X., Banks, C. J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Masclé, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P. y Fernández, M. Eds.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 134: 49-68.
- Burchette, T. P. y Wright, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedim. Geol.*, 79, 3-57.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.-J. y Specht, M. (1993): En: *Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy* (Williams, G. D. y Dobb, S. Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 71, 193-219.
- Elrick, M. y Read, J. F. (1991): *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 1194-1224.
- Heckel, P. H. (1986): *Geology*, 14, 330-334.
- Izart A., Stephenson, R., Battista Vai, G., Vachard, D., Le Nindre, Y., Vaslet D., Fauvel, P.-J., Su P., Kossovaya, O., Chen, Z., Maslo, A. y Stovba, S. (2003): *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 196, 59-84.
- Martínez García, E. y Villa, E. (1998): *Geogaceta*, 24, 219-222.
- Masclé, A. y Puigdefàbregas, C. (1998): En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Masclé, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P. y Fernández, M., Eds.). Geological Society Special Publications, 134, 1-28.
- Merino Tomé, O. A. (2004): *Estratigrafía y Sedimentología y evolución tectosedimentaria de las sucesiones estefanienses de la Región de Picos de Europa (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- Mitchum, R. M. (1977): En: *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration* (Payton, C. E., Ed.), AAPG Mem., 26, 205-212.
- Mitchum, R. M., J.R. Vail, P. R. y Thomson, S. (1977): En: *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration* (Payton, C. E., Ed.), AAPG Memoir 26, 53-62.
- Nijman, W. (1998): En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Masclé, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P. y Fernández, M., Eds.). Geol. Soc. Spec. Pub., 134, 135-162.
- Ross, C. A. y Ross, J. R. P. (1985): *Geology*, 13, 194-197.
- Ross, C. A. y Ross, J. R. P. (1988): En: *Sea-level changes: an integrated approach* (Wilgus, C. K., Hasting, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. y Van Wagoner, J. C., Eds.). SEPM, Spec. Pub., 42, 227-247.
- Soreghan, G. S. y Giles, K. A. (1999): *Geology*, 27, 255-258.
- Zweigel, J. Aigner, T. y Luterbacher, H. (1998): En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Masclé, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P. y Fernández, M., Eds.). Geol. Soc. Spec. Pub., 134: 299-323.
- Veevers, J. J. and Powell, C. M., (1987): *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 28(10), 475-487.