

SINTESIS CARTOGRAFICA DE LA REGION DEL MANTO DEL ESLA

J. L. ALONSO

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Alonso, J.L. (1989).- Síntesis Cartográfica de la Región del Manto del Esla. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 18, 155-163. ISSN 0474-9588

El mapa geológico de la Región del Manto del Esla puede considerarse dividido en dos sectores. El sector occidental está ocupado por una sucesión que abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Inferior. Las formaciones que constituyen esta sucesión, de carácter preorogénico, tienen excelente continuidad lateral, y ofrecen un modelo de afloramiento con una gran variedad de estructuras ilustrativas de una tectónica de despegue. Las estructuras más importantes son el Manto del Esla y el Apilamiento antiformal de Pardaminos, el cual determina la presencia de la Ventana tectónica de Valdoré. En el sector oriental del mapa aflora una potente sucesión sinorogénica de edad Carbonífero Superior. Esta sucesión presenta diversas discordancias, en algunas de las cuales puede reconocerse su carácter sintectónico, lo que permite conocer el desarrollo progresivo de las estructuras. La parte más superior de la sucesión sinorogénica, de edad estefaniense, aflora en torno a la Falla de Sabero, de dirección E-W, en el sector meridional del mapa.

Palabras clave: Mapa geológico, cabalgamientos, Zona Cantábrica, Cordillera hercyniana.

The western part of the Esla Nappe Region presents a succession of preorogenic character, comprising from Lower Cambrian to Lower Carboniferous rocks. The outcrop pattern shows a great variety of structures related to thin skinned tectonics. The most prominent are the Esla nappe and the Pardaminos antiformal Stack, which determines the Valdoré tectonic Window. The eastern part of the region presents a thick synorogenic sequence with several syntectonic unconformities, of upper Carboniferous age. This sequence allows to determine the progressive development of folds and thrusts. The uppermost carboniferous rocks crop out mainly along the Sabero Fault, in the southern part of the geological map.

Keywords: Geological map, thrusts, Cantabrian Zone, Hercynian Cordillera.

Juan Luis Alonso, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España manuscrito recibido el 15 de junio de 1989; revisado el 6 de Julio de 1989.

INTRODUCCION

La Región del manto del Esla es un área con características estructurales propias, que se sitúa entre el Domo de Valsurvio, al E, y la Falla del Porma, al W. Al N queda limitada por la Falla de León y al sur por los materiales mesozoico-terciarios que constituyen el borde N de la Cuenca del Duero. El mapa geológico de la hoja nº 5 incluye por tanto, en su ángulo NW,

algunas unidades tectónicas situadas al W de la Falla del Porma, que no forman parte de la Región del Manto del Esla. Estas unidades se describirán aquí de un modo muy somero. Una descripción global de dichas unidades se puede encontrar en Alonso *et al.*, (este volumen).

La documentación cartográfica de esta región es amplia. Los mapas geológicos más antiguos están limitados casi exclusivamente al Carbonífero productivo y se deben a Prado (1850) y Ma-

llada (1882,1900). El primer trabajo de carácter general es el de Comte, realizado entre 1934-36 y publicado en 1959, en cuyo mapa está representado el que después será denominado Manto del Esla por De Sitter (1959), así como el resto de las grandes unidades tectónicas situadas entre los ríos Esla y Bernesga. Este último autor publica en 1962 un mapa de la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica que incluye la Región del Manto del Esla, en donde, además de dicho manto, representa las unidades alóctonas de Corniero y Valbuena, y amplía la cartografía de Comte hacia el E, dando mayores precisiones para el Carbonífero. Cartografías posteriores más detalladas son las de Rupke (1965) en la cuenca de Esla, Helmig (1965) en la cuenca de Cea, Lobato (1975) en el sector noroccidental de la hoja, Arbolea (1978, 1981) en el sector central, Bastida (1874) y García Ramos *et al.*, (1982) en el sector meridional y Lobato *et al.*, (1984) en el sector occidental. Por otro lado, en Alonso (1982a y b) y Alonso y Rodríguez Fernández (1985) se describe el trazado de algunas nuevas discordancias en el sector oriental de la región, y en Alonso (1985) se reconocen los "duplexes" de Primajas, Pardaminos y Pico Jano, que junto a las unidades alóctonas antes mencionadas constituyen la estructura global de la región.

ESTRATIGRAFIA

En la Región del Manto del Esla aflora una sucesión que abarca casi todo el Paleozoico, desde el Cámbrico Inferior, representado por las formaciones Herrería y Láncara, hasta el Estefaniense representado por la cuenca carbonífera de Sabero. El orden estratigráfico y nomenclatura de esta sucesión fueron establecidos por Comte (1959) y básicamente siguen vigentes en la actualidad. Únicamente en el Carbonífero superior, cuya paleogeografía es complicada debido a su carácter sinorogénico, ha sido necesaria posteriormente la definición de nuevas unidades estratigráficas (De Sitter 1962, Brouwer y van Ginkel 1964, Wagner *et al.*, 1969, van Loon 1972, Alonso 1985). Desde el Cámbrico hasta el Namuriense, la sedimentación tuvo lugar gene-

ralmente en una cuenca marina estable; su litoestratigrafía es equiparable a la de otros sectores de la Zona Cantábrica, con alternancia de formaciones carbonatadas y siliciclásticas. Estas formaciones, de excelente continuidad lateral y carácter preorogénico, afloran en la parte central y occidental del mapa, en donde aparecen repetidas como consecuencia del desarrollo de varios mantos de despegue. El análisis de algunas de estas formaciones muestra que los aportes clásticos procedían del NE, hacia donde debía existir un área emergida (Comte 1959, Zammarreño 1972, Reijers 1972, Méndez Bedia 1976, Colmenero Navarro 1976, García Ramos 1978; Buggish *et al.*, 1982).

La restauración palinspástica de un corte realizado en dirección NE-SW (Figs. 1 y 2.), aproximadamente perpendicular a los límites paleogeográficos, muestra que la longitud original de la cuenca preorogénica, en el área estudiada, era de unos 100 Km. en dicha dirección (Alonso 1985). El espesor máximo de la sucesión preorogénica es de unos 4 Km. en el sector meridional, y se adelgaza progresivamente hacia el NE como consecuencia de una discordancia de bajo ángulo (1° - 3°), situada en el muro de la Formación Ermita, de edad Fameniense superior. Esta formación, de pocos metros de espesor es irrepresentable a la escala del mapa y se sitúa a techo de la unidad denominada sucesión del Devónico superior, que incluye también las formaciones Nocedo y Fueyo. La discordancia citada puede leerse en el mapa observando como la sucesión devónica es progresivamente más incompleta hacia las unidades alóctonas más septentrionales. Así, mientras en la unidad tectónica más meridional (Manto del Esla) existe un Devónico prácticamente completo, en la más septentrional (Lámina de Valbuena) la Formación Ermita se sitúa sobre el Grupo La Vid (Fig. 2 y mapa). En la intermedia (Manto de Corniero) desde la semiventana de Valdoré hacia el NE, el techo de la Formación Ermita es utilizado como superficie de despegue cabalgada por el Manto del Esla y el Duplex de Pico Jano. Por debajo de estos cabalgamientos puede observarse la desaparición hacia el N de la Formación Nocedo (al

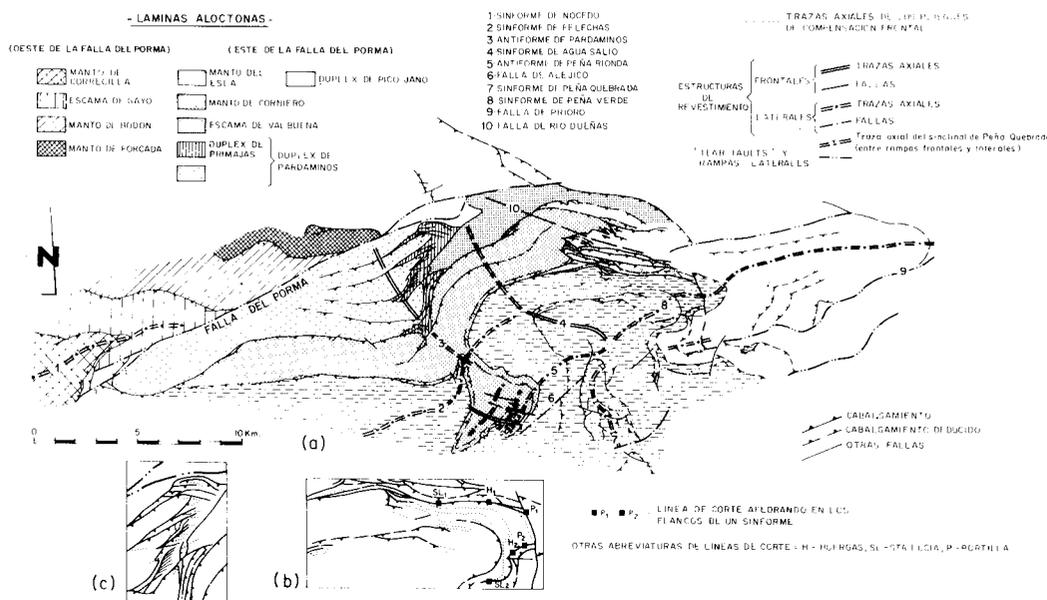


Fig. 1.- a) Nombres de las principales unidades alóctonas y a pliegues de la Región del Manto del Esla. En la parte septentrional del mapa se ha restituido la falla de desgarre de Río Dueñas. b) y c) líneas de puntos: trazas axiales de pliegues formados en las rampas cabalgantes del Manto del Esla y duplex de Pardaminos; cuadros: líneas de corte en ambos flancos del Sinforme de Peña Verde (Alonso, 1987)

NW de Valdoré) y de la Formación Portilla (al NW del duplex), así como el adelgazamiento progresivo de la Formación Huergas. Como es sabido, además de la laguna determinada por la discordancia de la Formación Ermita, existe otra laguna entre las formaciones Barrios y Formigoso, que incluye el Ordovícico medio y superior. Las formaciones basales del Carbonífero (Baleas, Vegamián y Alba) han sido incluidas cartográficamente junto a la Caliza de Montaña, debido a su escasa potencia. Las dos primeras formaciones no se presentan en todos los sectores del mapa. Una síntesis sobre su distribución cartográfica puede encontrarse en García Alcalde y Menéndez Alvarez (1988). Otras contribuciones sobre la estratigrafía del Carbonífero inferior son las de Higgins *et al.* (1964) Adrichem Boogaert (1967), Kullman (1979), Reuther (1977) y Raven (1983).

Los sedimentos sinorogénicos constituyen

una sucesión que sobrepasa los 5 Km. de potencia en algunos sectores, aunque presenta grandes cambios de espesor, diversas discordancias, y rápidos cambios laterales de facies como consecuencia de la actividad tectónica sinsedimentaria. En una primera etapa (Bashkiriense-Moscoviense) la sucesión sinorogénica tiene carácter marino, con abundancia de depósitos ligados a taludes subacuáticos (turbiditas, olistostromas, pizarras con cantos, etc.) y aflora en la prefosa situada por delante de los cabalgamientos (van Loon, 1972; Arboleya, 1978; Alonso, 1985), ocupando el sector nororiental del mapa. Esta sucesión es predominantemente pizarrosa, con algunos niveles de areniscas y conglomerados, aunque destaca un litosoma carbonatado de edad Moscoviense superior, situado en el extremo oriental del mapa (Mesao Limestone de van Loon, 1972).

En una segunda etapa (Cantabriense-Estefaniense B) la cuenca adquiere un carácter

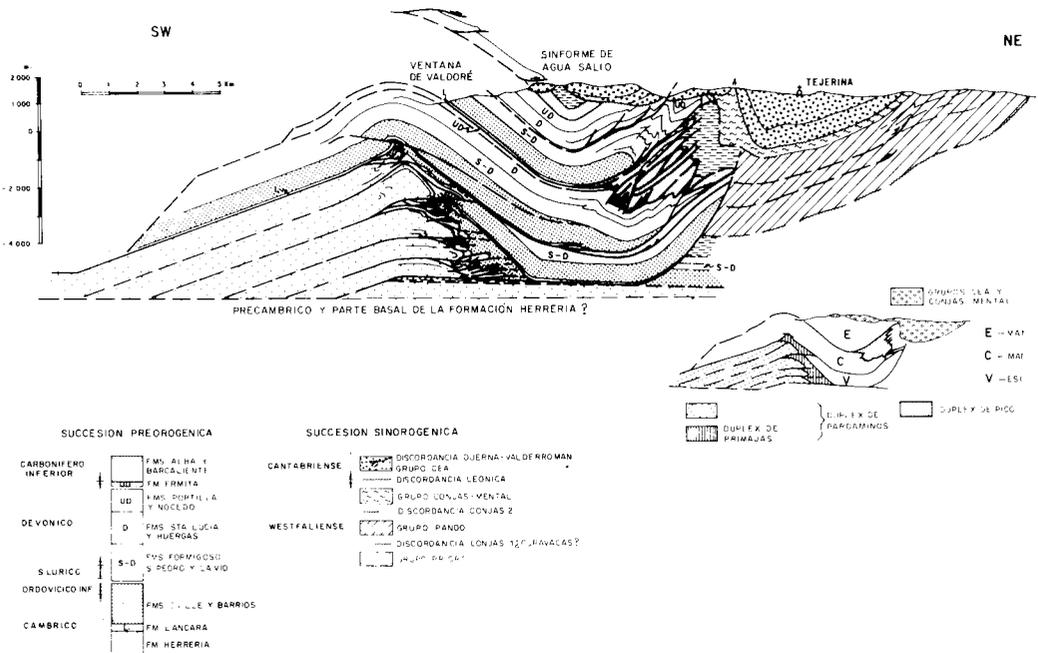


Fig. 2.- Corte balanceado a lo largo de pliegues laterales de los mantos de la Región del Manto del Esla; su trazado se sitúa a lo largo de las trazas axiales 5 y 8 de la Fig. 1. (Alonso 1987).

predominantemente continental. Los depósitos cantabrienses afloran en los núcleos de diversos sinformes, situados en la prefosa y también sobre el sector oriental del Manto del Esla. En este último sector se trata de una sucesión predominantemente conglomerática dispuesta sobre un paleorrelieve previo (Wagner, 1957; Iwaniw, 1984; Alonso, 1985). Hacia el E desaparece el paleorrelieve y pueden reconocerse abanicos aluviales que pasan a una sucesión constituida principalmente por pizarras y areniscas, en donde se intercalan niveles marinos y continentales (Wagner *et al.*, 1969, van Loon, 1972; Aller *et al.*, 1985). Los depósitos estefanienses son terrígenos y afloran en cuencas ligadas a importantes fracturas E-W. Están representados por la Cuenca de Sabero, asociada a la Falla de Sabero, en el sector central del mapa (Prado, 1850; Henkes, 1961; Knigh, 1975) y por las cuencas de Solle-Rucayo, ligadas a la Falla de León, en el sector septentrional (Lobato, 1975).

Respecto a la nomenclatura estratigráfica de la sucesión sinorogénica, en el mapa se han representado unidades estratigráficas separadas

por discordancias, a las que se aplica la categoría informal de grupos, ya que el término grupo ha sido tradicionalmente utilizado en la Zona Cantábrica para este tipo de unidades. Para nombrar a los diferentes grupos también se usan términos (Prioro, Pando, Cea) usados por autores previos (De Sitter, 1962; Brouwer y van Ginkel, 1964; van Loon, 1972). No obstante, debe advertirse que dichos términos no se usan en su sentido original, sino tal como fueron redefinidos en Alonso (1985), ya que el reconocimiento de dos nuevas discordancias denominadas (Conjas 1 y Conjas 2) (Alonso, 1982b; Alonso y Rodríguez Fernández, 1983) obligó al establecimiento de una nueva unidad, denominada grupo Conjas-Mental y a la redefinición de las anteriormente mencionadas.

Bordeando la Zona Cantábrica por el Sur, aflora un banda estrecha de materiales cretáceos, que, en el mapa, se han representado conjuntamente con los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. La parte inferior de la sucesión cretácica consiste en un conjunto arenoso denominado Formación Voznuevo (Evers, 1967), cuya

edad ha sido situada en el límite Cretácico inferior-Cretácico superior (van Ameron, 1965) y se considera comparable a las facies Utrillas. La parte superior consiste en calizas y margas en donde se ha reconocido el Cretácico superior (Ciry, 1939).

Al Sur de los afloramientos mesozoicos aparece el Terciario continental, que en este borde N de la Cuenca del Duero consiste básicamente en conglomerados, los cuales se depositaron en la parte proximal de diversos abanicos aluviales (Evers, 1967; Manjón *et al.*, 1982).

ESTRUCTURA

De modo similar a lo que ocurre en otros sectores de la Zona Cantábrica, las estructuras observables en el mapa geológico de la Región del Esla son mantos de despegue y pliegues. El nivel de despegue más importante se sitúa en la base de la Formación Láncara (Julivert, 1971), la cual aparece en la base de la mayor parte de las unidades alóctonas. Otros niveles de despegue importantes se sitúan en la base de la secuencia carbonífera y en la Formación Herrería. En el mapa puede observarse, además, que los cabalgamientos aparecen deformados por los pliegues mayores de la región. No obstante, tal como se verá más tarde, puede deducirse una estrecha relación genética entre ambos tipos de estructuras.

La nomenclatura de las estructuras principales de la Región del Manto del Esla, al N de la Falla de Sabero, se muestra en el esquema estructural de la Fig. 1. Un corte realizado en la dirección de movimiento de los mantos se muestra en la Fig. 2. A continuación se describirán las diferentes unidades alóctonas desde la superior a la inferior. Esta descripción y la interpretación de la estructura constituyen en realidad una síntesis de lo expresado en un trabajo anterior (Alonso, 1987).

Los cabalgamientos

El Manto del Esla (De Sitter 1959, 1960) es la mayor unidad alóctona de la región, y esta constituida por una sucesión que va desde el Cámbrico (Formación Láncara) hasta el Carbonífero inferior (Grupo Prioro). Este manto ha

quedado preservado en dos áreas: una situada en el Sinforme de Felechás y otra en la conjunción de los sinformes de Agua Salio, Peña Verde y Peña Quebrada. (Fig. 1). Ambas áreas están separadas por el Antiforme de Pardaminos, que da lugar a la semiventana de Valdoré. El sinclinal de Peñacorada, situado al S de la cuenca este-faniense de Sabero; al NE de Cistierna, puede considerarse el mismo que el de Felechás, si se restituye la falla de desgarre de Sabero; por tanto los materiales paleozoicos situados al Sur de dicha falla deben formar parte del Manto del Esla (Bastida *et al.*, 1976).

Por debajo del Manto del Esla se sitúan dos unidades alóctonas que afloran al Norte de dicho manto: el Manto de Corniero y la Escama de Valbuena (De Sitter 1962; Rupke 1965; Lobato 1975) que comprenden una sucesión que va desde la Formación Láncara hasta el Devónico superior.

Además de estas tres láminas alóctonas mayores, pueden reconocerse tres asociaciones de láminas del tipo "duplex", que son los "duplexes" de Pardaminos, Primajas y Pico Jano (Fig. 1). El "Duplex" de Pico Jano es un apilamiento antiformal constituido exclusivamente por materiales del Carbónífero inferior, y se sitúa entre el manto del Esla y el Manto de Corniero. La parte inferior de la estructura regional esta constituida por los "duplexes" de Primajas y Pardaminos, que comprenden exclusivamente rocas cámbricas. El "Duplex" de Primajas es un duplex típico cuyas láminas interiores ("horses") están constituidos de Formación Láncara y parte basal de la Formación Oville, mientras el Duplex de Pardaminos es un gran apilamiento antiformal que involucra en su formación al duplex de Primajas. Este apilamiento antiformal de Pardaminos da lugar al extenso afloramiento de Formación Herrería en el labio oriental de la Falla del Porma.

Respecto a la dirección de movimiento de los cabalgamientos, De Sitter (1960) y Rupke (1965) propusieron una dirección de avance hacia el N para el Manto del Esla, basado en que en dicho sentido el cabalgamiento corta hacia arriba la sucesión estratigráfica. Arboleya (1981)

dedujo una dirección de transporte hacia el NNE para el mismo manto, a partir de la orientación de diversas estructuras presentes en las rocas de falla asociadas a la superficie de cabalgamiento, y de los pliegues ligados a la rampa cabalgante. Las fallas mayores transversales a los cabalgamientos (fallas del Porma y Prioro, Fig. 1) son paralelas a esa dirección de transporte y pueden considerarse desgarres simultáneos al transporte tectónico ("tear faults"), dado que no existe correlación estructural entre ambos labios de dichas fallas. Asimismo, diversos elementos estructurales de los mantos, como por ejemplo las líneas de corte (Fig. 1b), son acordes con dicha dirección de emplazamiento. El desplazamiento acumulado por el conjunto de láminas del Esla, según el corte de la Fig. 2, puede estimarse en unos 90 Km.

Relación entre pliegues y cabalgamientos

Las relaciones entre los pliegues mayores transversales a la dirección de transporte de los cabalgamientos, y la geometría de estos, puede apreciarse claramente en la Fig. 2. Así, el plegamiento antiformal de los Mantos del Esla y Corniero, que da lugar a la semiventana de Valdoré, se sitúa sobre el apilamiento antiformal de Pardaminos, en donde los cabalgamientos muestran un plegamiento progresivamente más suave hacia la base del duplex. De ahí que el plegamiento antiformal pueda considerarse la consecuencia del apilamiento sucesivo de láminas inferiores. En la Fig. 2 puede observarse que el Sinforme de Agua Salio se sitúa entre el apilamiento antiformal de Pardaminos y la rampa frontal cabalgada de Valbuena.

Las trazas axiales de otros pliegues (Antiforme de Peña Rionda, Sinforme de Peña Verde, etc., Fig. 2) son paralelas a la dirección de transporte de los mantos, y pueden interpretarse como estructuras laterales de los mismos. El Antiforme de Peña Rionda, por ejemplo, puede ser la consecuencia de la terminación lateral hacia el Sur del apilamiento antiformal de Pardaminos, que a su vez determinaría el límite Sur de la Ventana de Valdoré.

Además de los pliegues mayores representa-

dos en la Fig. 1a, existen otros de menor tamaño representados en el mapa y en la Fig. 1b y c, que se sitúan sobre las rampas frontales cabalgantes, y que pueden atribuirse a la deformación producida en flancos de culminación frontales ("frontal culmination walls") (Butler, 1982) por efecto de la cizalla simple que afecta al manto durante su transporte (Ramsay *et al.*, 1983). Existen buenos ejemplos de este tipo de pliegues sobre las rampas frontales cabalgantes del Manto del Esla y de las láminas de Pardaminos, así como sobre la rampa frontal del Manto de Corniero, ahora enmascarada por efecto de la zona de fractura de Rio Dueñas.

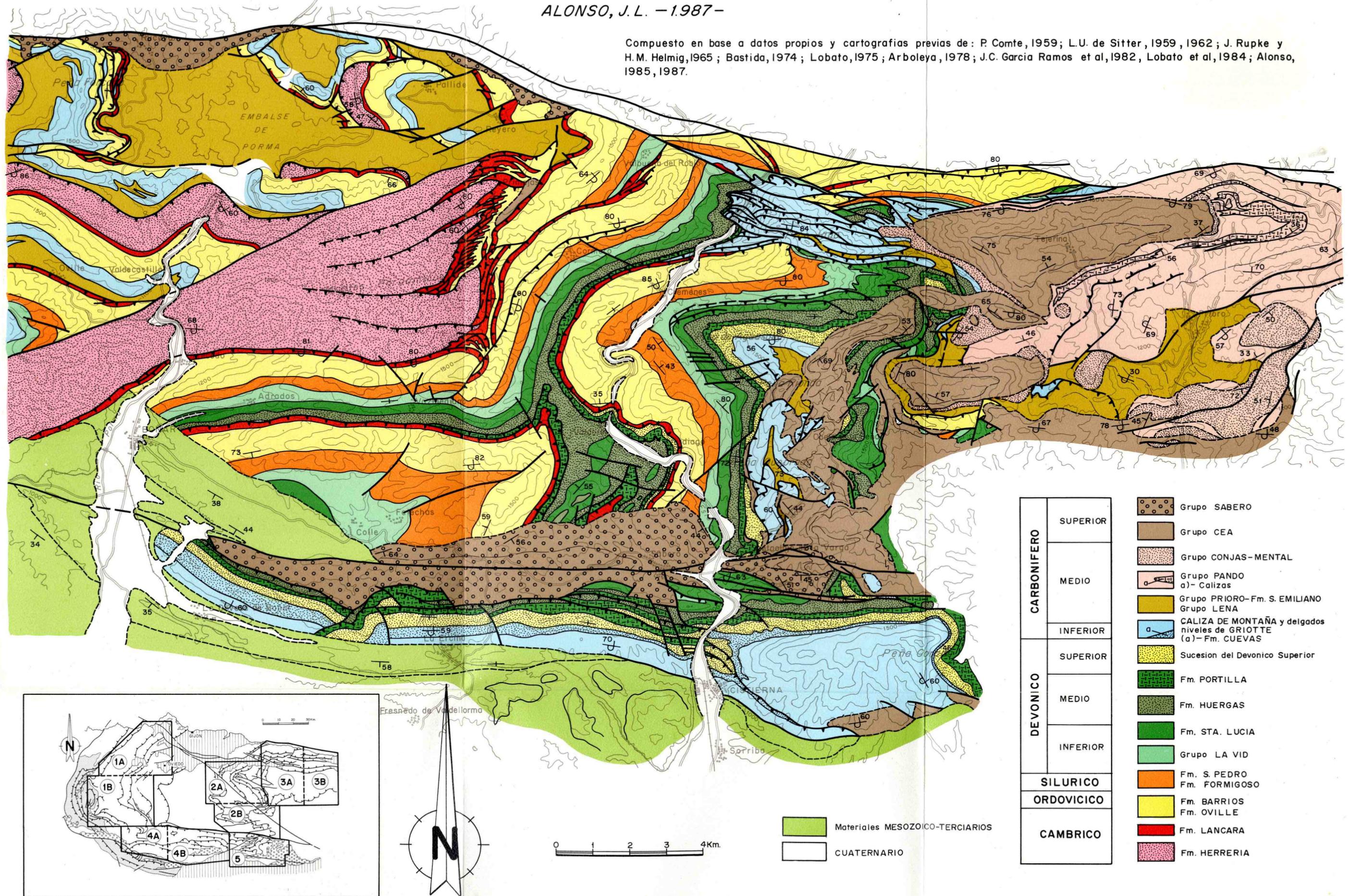
La edad de emplazamiento de los mantos en la Región del Esla y deformaciones hercínicas posteriores

El emplazamiento de mantos y escamas de la Región del Manto del Esla tuvo lugar durante el Bashkiriense superior-Moscoviense, según se deduce de los exolistolitos presentes en la sucesión de dicha edad, cabalgada por los mantos (Arbolea, 1978; Alonso, 1985). La primera discordancia que aparece fosilizando los cabalgamientos es la denominada Conjas 2, la cual puede interpretarse, por su geometría, como una discordancia sintectónica con el emplazamiento. Los grupos Cea y Sabero se encuentran discordantes fosilizando los pliegues mayores asociados a los mantos. No obstante, todos estos materiales discordantes se presentan a su vez deformados, indicando que la deformación prosiguió después del emplazamiento de los mantos. La fosilización por el Grupo Cea de las estructuras ligadas al emplazamiento es solo parcial en la mayor parte de los casos, puesto que los pliegues pre-Cea se han reapretado y la mayoría de los cabalgamientos jugaron mediante el mecanismo de deslizamiento flexural ligado al reapretamiento de los pliegues. El reapretamiento de los pliegues se produjo en parte durante el Cantabriense, como la atestiguan las discordancias sintectónicas presentes en el Grupo Cea (Alonso, 1982a), si bien la mayor parte de dicho reapretamiento es post-cantabriense y parece relacionado con un acortamiento N-S, el cual puede atribuirse al movimiento hacia el

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION DEL MANTO DEL ESLA 5.

ALONSO, J.L. -1987-

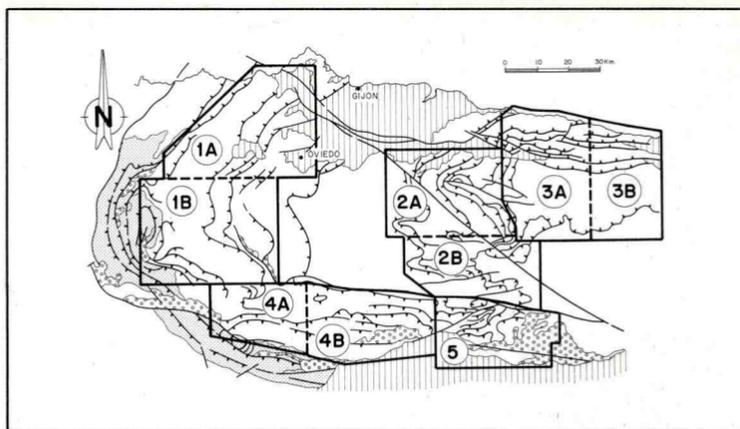
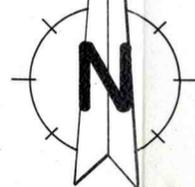
Compuesto en base a datos propios y cartografias previas de: P. Comte, 1959; L.U. de Sitter, 1959, 1962; J. Rupke y H.M. Helmig, 1965; Bastida, 1974; Lobato, 1975; Arboleya, 1978; J.C. Garcia Ramos et al, 1982, Lobato et al, 1984; Alonso, 1985, 1987.



CARBONIFERO	SUPERIOR	Grupo SABERO
	MEDIO	Grupo CEA
		Grupo CONJAS-MENTAL
INFERIOR	Grupo PANDO a) - Calizas	
DEVONICO	SUPERIOR	Grupo PRIORO-Fm. S. EMILIANO Grupo LENA
	MEDIO	CALIZA DE MONTAÑA y delgados niveles de GRIOTTE (a) - Fm. CUEVAS
		Sucesion del Devonico Superior
	INFERIOR	Fm. PORTILLA
SILURICO	MEDIO	Fm. HUERGAS
	INFERIOR	Fm. STA. LUCIA
ORDOVICICO		Grupo LA VID
		Fm. S. PEDRO Fm. FORMIGOSO
CAMBRICO		Fm. BARRIOS Fm. OVILLE
		Fm. LANCARA Fm. HERRERIA

Materiales MESOZOICO-TERCIARIOS
 CUATERNARIO

0 1 2 3 4 Km.



sur de los últimos mantos desarrollados en la Zona Cantábrica (Alonso, 1985; Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Durante este acortamiento N-S los pliegues se reorientaron y rotaron adquiriendo una vergencia Sur, de modo que los cabalgamientos se presentan actualmente en posición invertida en el flanco norte de los sinformes.

Además del reapretamiento de los pliegues, durante las deformaciones post-mantos en el área del Esla se formaron dos importantes desgarres, anteriores de depósito del Grupo Cea: La Falla de Sabero, que discurre por el centro de la cuenca estefaniense del mismo nombre, y la Falla de Río Dueñas (Fig. 1). Probablemente al mismo tiempo que estos desgarres, tuvo lugar un importante rejuego de la Falla del Porma como inversa que, junto al acortamiento N-S, puede considerarse responsable de que el modelo de afloramiento en una banda situada al Sur de la Falla del Porma corresponda prácticamente a un perfil de las estructuras.

La deformación alpina

Es esta hoja, la deformación alpina puede

considerarse limitada casi exclusivamente al borde Sur de la Cordillera, en el límite con la cuenca del Duero. Bordeando por el Sur los materiales paleozoicos, en el área de Cistierna aparece un cabalgamiento vergente al sur, que debe ser responsable de la inversión de los materiales mesozoicos y paleógenos, así como del desarrollo de discordancias progresivas en los abanicos aluviales Oligo-Miocenos (Evers, 1967).

En buena parte del borde Sur de la Cordillera, el cabalgamiento de los materiales paleozoicos o mesozoicos sobre la cuenca Terciaria del Duero no aparece en los mapas, lo cual puede ser debido a su paralelismo con la estratificación o a que se sitúe oculto bajo materiales miocenos discordantes. También debe señalarse la reactivación de la Falla de Sabero durante los movimientos alpinos, por lo que no debería excluirse la reactivación, en esta misma época, de las demás fracturas importantes presentes en esta región, como las fallas de León y del Porma, aunque la ausencia de depósitos post-paleozoicos junto a ellas impida asegurarlo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado en el marco de un convenio entre el ITGE y la Universidad de Oviedo.

BIBLIOGRAFIA

- Adrichem Boogaert, H. A. van (1967).- Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, **39**, 12-192.
- Alonso, J. L. (1982a).- Las discordancias progresivas de la cobertera carbonífera de Ocejo de la peña: Testigos de la reactivación de un pliegue del basamento por "flexural slip" (Cordillera Cantábrica). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **93**, 214-225.
- (1982b).- Una nueva discordancia pre-"Leónica" fosilizando el Manto del Esla (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología Univ. Oviedo*, **12**, 83-92.
- (1985).- *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Inst. Fray Bernardino de Sahagún. Dip. Prov. de León. C.S.I.C., 276 pp.
- (1987).- Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, **9**, 969-983.
- y Rodríguez Fernández, L. R. (1985).- Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica, NO de España). Significado orogénico. *X Cong. Int. Geol. Estr. Carbonífero*, Madrid. 1983, **3**, 533-540.
- Aller, J., Alonso, J. L. y Pérez-Estaún, A. (1985).- Precedencia de los conglomerados cantabrienses del Grupo Cea en la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Bol. Inst. Geol. Min., España*, **96**, 581-591.
- Ameron, H. W. J. van (1965).- Upper-Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called "Wealden" of the province of Leon (Northern Spain). *Pollen et Spores*, **7**, 94-133.
- Arbolea, M. L. (1978).- *Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona.
- (1981).- La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **92-I**, 19-40.

- Bastida, F. (1974).- *La estructura del Paleozoico al S de la Cuenca de Sabero*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo.
- Marcos, A., Arbolea, M. L. y Méndez, I. (1976).- La Unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, **20**, 49-55.
- Brouwer, A. y Ginkel, A. C. van (1964).- La succession carbonifère dans la partie méridionale des montagnes Cantabriques. *C.R. 5e Congr. Carbonifère.*, París 1963, 307-319.
- Buggisch, W., Meiburg, P. y Schumann, D. (1982).- Facies, Paleogeography and Intra-Devonian stratigraphic gaps of the Asturo-leonese Basin (Cantabrian Mts/Spain). *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.*, **163**, 213-230.
- Butler, R.W.H. (1982).- The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, **4**, 239-245.
- Ciry, R. (1939).- Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **74**, 519 pp.
- Colmenero Navarro, J. R. (1976).- *Estratigrafía y sedimentología de las areniscas del Devónico superior en la Zona Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- Comte, P. (1959).- Recherches sur les terrains anciens de la Cordillera Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, **60**, 1-440.
- Evers, H. J. (1967).- Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, **41**, 83-151.
- García-Alcalde, J. L. y Menéndez Alvarez, J. R. (1988).- The Devonian-Carboniferous boundary in the Asturo-leonese domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**, 21-37.
- García Ramos, J. C. (1978).- Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **10**, 195-266.
- García Ramos, J. C., Vargas Alonso, I., Majon Rubio, M., Colmenero Navarro, J. R., Crespo Zamorano, A., Matas González, J. (1982).- *Mapa Geológico E. 1:50.000 de la Hoja no 131 (CISTIerna)*. Inst. Geol. Min. España.
- Helmig, H.M. (1965).- The geology of the Valderrueda, Tejerina, Oejo and Sabero coal basins (Cantabrian mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **32**, 75-149.
- Henkes, H. (1961).- Note sur le basin houiller de Sabero (Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, **26**, 50-58.
- Higgins, A. C., Wagner-Gentis, Ch. T. y Wagner, R. H. (1964).- Basal Carboniferous strata in part of northern León, NW Spain. Stratigraphy of conodont and goniatite fauna. *Bull. Soc. Belge, Geol. Pal. Hidrol.*, **72**, 205-248.
- Iwaniw, E. (1984).- Lower Cantabrian basin margin deposits in NW Spain -a model for valley- fill sedimentation in a tectonically active humid climatic setting. *Sedimentology*, **31**, 91-110.
- Julivert, M. (1971).- Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Science*, **270**, 1-29.
- Knight, J. A. (1975).- *The systematics and stratigraphic aspects of the Stephanian flora of the Sabero coalfield, León (NW Spain)*. Ph D. Thesis, Univ. of Sheffield.
- Kullmann, J. (1979).- Die "Reticuloceras-zeit" (Oberkarbon) in der Entwicklung des Kantabrischen Variszikums. *Clausth. Geol. Abh.*, **30**, 34-44.
- Lobato, L. (1975).- La falla de León y estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea (Cordillera Cantábrica). *Tierras de León*, **20**, 13-25.
- García-Alcalde, J. L., Sánchez de Posada, L. C. y Truyols, J. (1984).- *Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja 104 (Boñar)*. Inst. Geol. Min. España.
- Loon, A. J. van (1972).- A prograding deltaic complex in the upper carboniferous of the Cantabrian mountains (Spain): The Prioro Tejerina basin. *Leidse Geol. Meded.*, **48**, 1-81.
- Mallada, L. (1882).- Notas para el estudio de la cuenca hullera de Valderrueda (León) y Guardo (Palencia). *Bol. Com. Mapa Geol. España*, **18**, (1891) 467-496.
- Mallada, L. (199).- Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León). *Bol. Com. Mapa Geol. España*, **27**, 1-66.
- Manjón Rubio, M., Vargas Alonso, I., Colmenero Navarro, J. R., García-Ramos, J. C., Crespo Zamorano, A. y Matas González, J. (1982).- *Mapa Geológico E. 1:50.000 de la Hoja nº 130 (VEGAS DEL CONDADO)*. Inst. Geol. Min. España.
- Méndez-Bedia, I. (1976).- Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **9**, 1-93.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquinez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. and Pulgar, J. A. (1988).- A Thin skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, **7**, 517-537.
- Prado, D. de (1850).- Note géologique sur les terrains de Sabero et ses environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull. Soc. Feol. France*, **7**, 337-386.
- Ramsay, J. G., Casey, M. y Kligfield, R. (1983).- Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, **11**, 439-422.
- Raven, J. G. M. (1983).- Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **52**, 265-339.
- Reijers, T. J. A. (1972).- Facies and diagenesis of the De-

- vonian Portilla Limestone Formation between the River Esla and the Embalse de Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. meded.*, **47**, 163-249.
- Reuther, C. D. (1977).- Das namur in sudlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) Krustenbewegungen und Fazies-differenzierung im Übergang Goosyn-Klinale-Orogen. *Clauth. Geol. Abh.*, **28**, 122 pp.
- Ruhrmann, G. (1971).- Riff-ferne sedimentation unterdevonischer Krinodenkalke in Kantabrischer Gebirge (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, **4**, 231-248.
- Rupke, J. (1964).- The Esla nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **32**, 1-74.
- Sitter, L. U. de (1959).- The Rio Esla nappe in the zone of León of the Asturian Cantabrian mountain chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, **56**, 3-24.
- (1960).- Cross folding in non-metamorphic rocks of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. Min.* **22**, 189-194.
- Sitter, L. U. de (1962).- The structure of the southern slope of the Cantabrian mountains. Explanation of a geological map with sections (scale 1:100.000). *Leidse Geol. Meded.*, **26**, 255-264.
- Wagner, R. H. (1957).- Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). *Est. Geol.*, **12**, 229-239.
- Wagner, R. H., Villegas, F. J. y Fonolla, F. (1969).- Description of the Lower Cantabrian Stratotype near Tejerina (León, NW Spain), with palaeontological notes by R. H. Wagner y M. A. Calver. *C.R. 6^o Cong. Carbo.*, Sheffield 1967, **1**, 115-138.
- Zamarreño, I. (1972).- Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **5**, 118-99.