

Un nuevo mapa geológico de la parte septentrional del Domo de Lugo (Galicia oriental, NO de España): implicaciones sobre la estratigrafía, estructura y evolución tectónica del Manto de Mondoñedo

ALBERTO MARCOS

*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo
(email: marcos@geol.uniovi.es)*

Resumen: Una nueva cartografía geológica de la parte septentrional del domo de Lugo muestra una distribución de las rocas paleozoicas y precámbricas diferente a la aceptada hasta el presente. La falla considerada en esta zona como el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo se interpreta aquí como una falla normal inclinada hacia el E, con un desplazamiento hacia el antepaís. Sus características y edad relativa son comparables a las de la falla de Vivero, bien conocida desde antiguo, aunque ésta muestra una inclinación y sentido de desplazamiento contrarios. Esta interpretación explica satisfactoriamente la estructura en superficie de la zona limitada por ambas fallas, que constituye la terminación occidental del Manto de Mondoñedo. Además, permite interpretar el antiforme del domo de Lugo como una culminación producida por el apilamiento en profundidad de las láminas cabalgantes del Manto de Mondoñedo y del dominio del Navia y alto Sil. La estructura profunda deducida satisface de un modo sencillo los condicionantes impuestos por los datos geofísicos existentes y permite reconstruir satisfactoriamente la estructura del Orógeno varisco en el NO de la península ibérica.

Palabras clave: Geología regional, Manto de Mondoñedo, Domo de Lugo, Orógeno varisco.

Abstract: A new geological map of the northern part of the Lugo dome shows a distribution of Paleozoic and Precambrian rocks different from which has been accepted up to now. The fault considered in this area as the basal thrust of the Mondoñedo Nappe is interpreted here as a normal fault dipping to the E, with a displacement towards the foreland. The characteristics and relative age of this fault make it comparable to those of the Vivero fault, well known long ago, although it has opposite dip and displacement. This interpretation explains satisfactorily the surface structure of the area bounded by two faults, which corresponds to the western end of Mondoñedo Nappe. Furthermore it allows us to interpret the Lugo dome antiform as a culmination produced by stacking in depth of the sheets of the Mondoñedo Nappe and Navia y alto Sil domain. The deduced deep structure satisfies in a simple way the constraints imposed by existing geophysical data and can successfully reconstruct the structure of the Variscan Orogen in NW Iberian peninsula.

Key words: Regional Geology, Mondoñedo Nappe, Lugo Dome, Variscan Orogen.

El mapa geológico a escala 1:200.000 que acompaña a este trabajo (Figura 1) se sitúa en el N de la provincia de Lugo (Galicia, NO de España) e incluye la mayor parte de las hojas números 2, 3, 8, 9, 23, 24, 47 y 48 del Mapa topográfico de España a escala 1:50.000. Desde el punto de vista geológico se sitúa dentro del Orógeno varisco (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972), principalmente en el Dominio del Manto de Mondoñedo de la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL) (Marcos, 1973), y comprende la parte más interna del Manto de Mondoñedo en su extremo septentrional (Matte, 1968). En el borde occidental de la zona estudiada, la falla de Vivero¹ pone en contacto la Zona Asturoccidental-leonesa con la Zona Centroibérica (ZCI) (Dominio del Olló de Sapo) (González Lodeiro et al., 1983) (ver esquema de situación general incluido en la Figura 1).

La existencia de cartografías geológicas previas ha facilitado en gran medida la realización del trabajo de campo. Las primeras cartografías geológicas modernas de esta zona comienzan a publicarse en la década de los 70 del pasado siglo y corresponden a las hojas del Mapa geológico de España a Escala 1:50.000 del Plan Magna (Tabla I). Con anterioridad solamente se disponía de mapas geológicos de pequeña escala, en general muy poco precisos en lo que atañe a la región estudiada (ver las sucesivas ediciones del Mapa Geológico de España a escalas entre 1:400.000 y 1:1.000.000 impresas a partir de 1907) o esquemas geológicos muy generales (Schulz, 1835; Parga-Pondal y Aleixandre, 1966; Parga Pondal, 1967; Matte, 1968). En este escenario, solamente cabe destacar el mapa del NO de la provincia de Lugo publicado por

¹ Siguiendo las recomendaciones de la *Guía Estratigráfica Internacional*, en este artículo se respetan los epónimos originales de las unidades de rocas con el fin de evitar confusiones. Así, por ejemplo, se usa la denominación histórica de *Micaesquistos de Villalba* (por traducción directa de *Micaschistes de Villalba* de Barrois, 1882) o *Areniscas del Gistral* (Parga Pondal y Aleixandre, 1966) en lugar de traducirlas respectivamente a *Micaesquistos de Vilalba* o *Areniscas del Xistral*, tal como correspondería a la toponimia actual en lengua gallega. Esta recomendación se aplica del mismo modo a las estructuras; así, por ejemplo, se utiliza la denominación de *Falla de Vivero* (Matte, 1968) en vez de traducirla a *Falla de Viveiro*. En todos los demás casos, es decir, en lo referente a localidades geográficas, nuevas unidades de rocas o estructuras, etc., se utilizará en este trabajo la toponimia oficial vigente en Galicia.

Tabla I. Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 incluidas en la región estudiada. (*) La elaboración de las referencias bibliográficas de estas Hojas se presta con frecuencia a confusión. En este trabajo he seguido el criterio de considerar como autores a los que figuran al pie de la hoja geológica, que en algunos casos no coincide con los autores de la Memoria explicativa. La fecha de referencia corresponde a la del Depósito Legal que figura igualmente al pie del mapa (ver referencias completas en la Bibliografía).

<i>Nº de Hoja y denominación</i>	<i>Autores (*)</i>
2 (Cillero)	Arce Duarte et al. (1977a)
3 (San Ciprián)	Fernández Tomás y Montese-rín López (1977)
8 (Vivero)	Arce Duarte y Fernández Tomás (1976)
9 (Foz)	Martínez-Álvarez et al. (1977)
23 (Puentes de García Rodríguez)	Arce Duarte et al. (1973)
24 (Mondoñedo)	Arce Duarte et al. (1977b)
47 (Villalba)	Tena-Dávila (1973)
48 (Meira)	González Lodeiro et al. (1978)

Walter en 1968, una cartografía geológica de excepcional calidad que se sitúa, en su mayor parte, inmediatamente al Este de la región estudiada.

Después de la publicación de los mapas a escala 1:50.000 arriba citados, solamente se publican mapas geológicos de síntesis a menor escala. Así, en 1983 Martínez Catalán presenta un mapa geológico a escala 1:250.000 del Domo de Lugo, es decir, del sector O de la ZAOL, que aporta nuevos datos y sintetiza todos los disponibles hasta la fecha: este mapa vería la luz en 1985. Esta cartografía, con pocas modificaciones, es la que recogen para el sector estudiado las Hojas números 1 y 8 del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (respectivamente Bastida et al., 1984; González Lodeiro et al., 1983). Si se exceptúan algunas cartografías temáticas -tales como la cartografía de rocas graníticas entre Viveiro y Burela publicada por Galán en 1987- los numerosos trabajos realizados a partir de mediados de los años 80 (ver referencias en adelante) no modifican sustancialmente las cartografías geológicas que se acaban de citar.

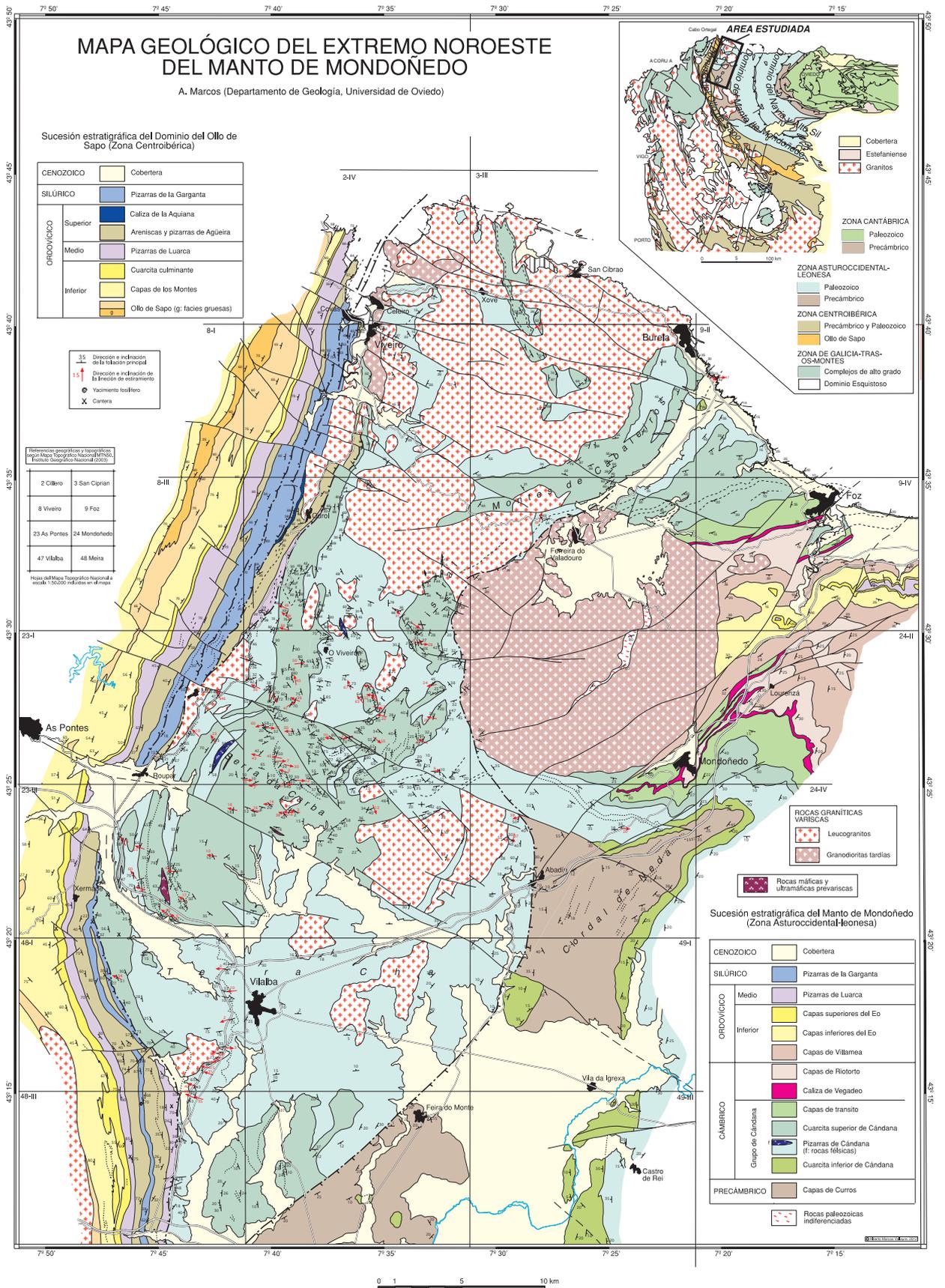


Figura 1. Mapa geológico del extremo NO del manto de Mondoñedo. Esquema de situación basado en Parga Pondal et al. (1982), con la división en zonas del rónego varisco según Lotze (1945), Julivert et al. (1972) y Fariás et al. (1987). La cuadrícula del mapa general corresponde a los límites de las Hojas del Mapa Topográfico de España e. 1:25.000.

Para el levantamiento cartográfico sobre el terreno se ha utilizado como base el Mapa Topográfico de España a escala 1:25.000, además de ortofotogramas a mayor escala en áreas concretas. Dada la imposibilidad de incluir en el mapa a escala 1:200.000 de la Figura 1 toda la toponimia a la que en ocasiones se hace referencia en el texto, se remitirá al lector en casos concretos a las correspondientes hojas de los mapas 1:25.000 citados, indicando aproximadamente su localización.

El objetivo final de este trabajo es poco ambicioso, ya que solamente se pretende aportar una nueva cartografía geológica que contenga los datos básicos de geología regional necesarios para que los diferentes especialistas puedan profundizar en el conocimiento de la estratigrafía, estructura, metamorfismo y magmatismo de la parte septentrional del Domo de Lugo. Es por ello que el lector comprobará que esta memoria, aún conteniendo algunas hipótesis y modelos sobre la base de las observaciones realizadas, se separa un tanto de las normas al uso en las modernas publicaciones científicas. Confío en que este trabajo sirva al menos para activar el debate entre los muchos colegas que consideran ya agotada en nuestro país la investigación en geología regional.

Rasgos generales de la estratigrafía, estructura y metamorfismo: antecedentes geológicos

La sucesión estratigráfica en la región estudiada se extiende desde el Precámbrico superior hasta el Silúrico y se encuentra constituida en su mayor parte por rocas siliciclásticas. En el transcurso de la orogénesis varisca estas rocas fueron intensamente deformadas, originándose grandes pliegues acostados vergentes al E que se agrupan formando una gran estructura conocida como Manto de Mondoñedo. En relación con el desarrollo de estas estructuras, las rocas registran un metamorfismo regional de tipo Barroviense que evoluciona hacia condiciones de más alta temperatura al final del ciclo orogénico, coincidiendo con el emplazamiento generalizado de granitos en las partes más profundas de la estructura. A continuación se expondrán los datos básicos sobre la estratigrafía, estructura, metamorfismo y magmatismo, necesarios para la explicación del mapa geológico.

Estratigrafía

En la leyenda que acompaña al mapa (Figura 1) se pueden encontrar las diferentes unidades litoestratigráficas representadas, además de otros tipos de rocas. La secuencia estratigráfica general es bien conocida a partir de las publicaciones de Walter (1966, 1968) y Matte (1968). Los trabajos posteriores de Marcos y Philippot (1972), Arce Duarte et al. (1973), Marcos (1973), Tena-Dávila (1973), Arce Duarte y Fernández Tomás (1976), Arce Duarte et al. (1977b), Martínez-Álvarez et al. (1977), Bastida y Pulgar (1978), González Lodeiro et al. (1978), Marcos y Bastida (1980), Marcos y Pérez-Estaún (1980, 1981) y Martínez Catalán (1985) establecen diversas precisiones sobre esta secuencia. Síntesis modernas sobre la estratigrafía de las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica pueden encontrarse en González Lodeiro (1983); González Lodeiro et al. (1983); Julivert y Truyols (1983); Truyols y Julivert (1983); Zamarreño (1983); Bastida et al. (1984); Pérez-Estaún et al. (1990, 1992); Marcos (2004); Marcos et al. (2004); y Martínez Catalán et al. (2004).

En la región estudiada, la falla de Vivero (Matte, 1968) separa dos sectores con características paleogeográficas diferentes: al O el Dominio del Olló de Sapo (dentro de la ZCI) y al E el Dominio del Manto de Mondoñedo (dentro de la ZAOL). La principal diferencia entre ambos estriba en la sucesión estratigráfica del Ordovícico, como más adelante se muestra en las Figuras 2 y 3.

En el Dominio del Manto de Mondoñedo la secuencia estratigráfica se extiende desde el Precámbrico al Silúrico; las diferentes formaciones y sus características litológicas más destacables se encuentran representadas en la Figura 2. Las rocas pertenecientes al Dominio del Olló de Sapo se encuentran limitadas al extremo occidental de la región estudiada, donde solamente afloran los términos superiores (Ordovícico y Silúrico). Las características generales de esta secuencia se encuentran sintetizadas en la Figura 3. Dado que ambas sucesiones se encuentran generalmente bien establecidas, no se insistirá en la descripción de las diferentes unidades de rocas, por lo que se remite a los lectores a los artículos originales arriba citados. No obstante, en los apartados que siguen se aportarán algunas precisiones relativas a aspectos problemáticos o novedosos de la sucesión estratigráfica correspondiente al Domo de Lugo, junto con las discusiones pertinentes.

Estructura

En las zonas internas del Orógeno varisco se han establecido convencionalmente tres fases de deformación superpuestas con el fin de facilitar la comprensión de la estructura (Matte, 1968; Ribeiro, 1970; Marcos, 1973): una primera fase D1 caracterizada por el desarrollo de pliegues acostados o inclinados acompañados por un clivaje pizarroso o una esquistosidad (S1); una segunda fase D2 durante la cual se forman cabalgamientos y microestructuras (pliegues

menores y un clivaje de crenulación S2) relacionadas con zonas de cizalla dúctil asociadas con los mismos; y una tercera fase D3 en la que se forman pliegues de superficie axial subvertical de amplio radio de curvatura acompañados por un clivaje de crenulación S3.

En la región estudiada la deformación más importante se caracteriza por el desarrollo de grandes pliegues acostados con ejes situados aproximadamente N-S y vergentes al E, con una foliación tectónica asociada;

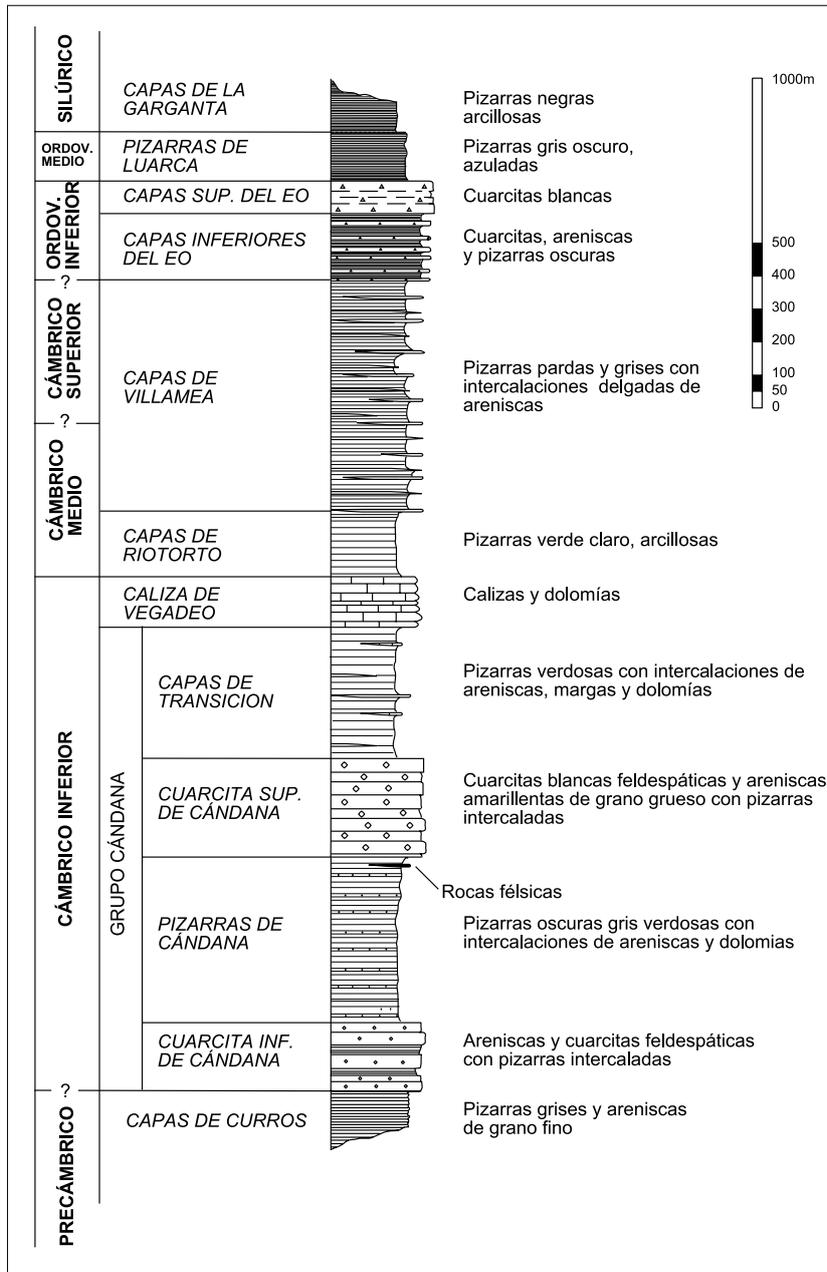


Figura 2. Sucesión estratigráfica general del Dominio del Manto de Mondoñedo. Principalmente según datos de Walter (1968), Matte (1968), Martínez Catalán (1985) y datos propios.

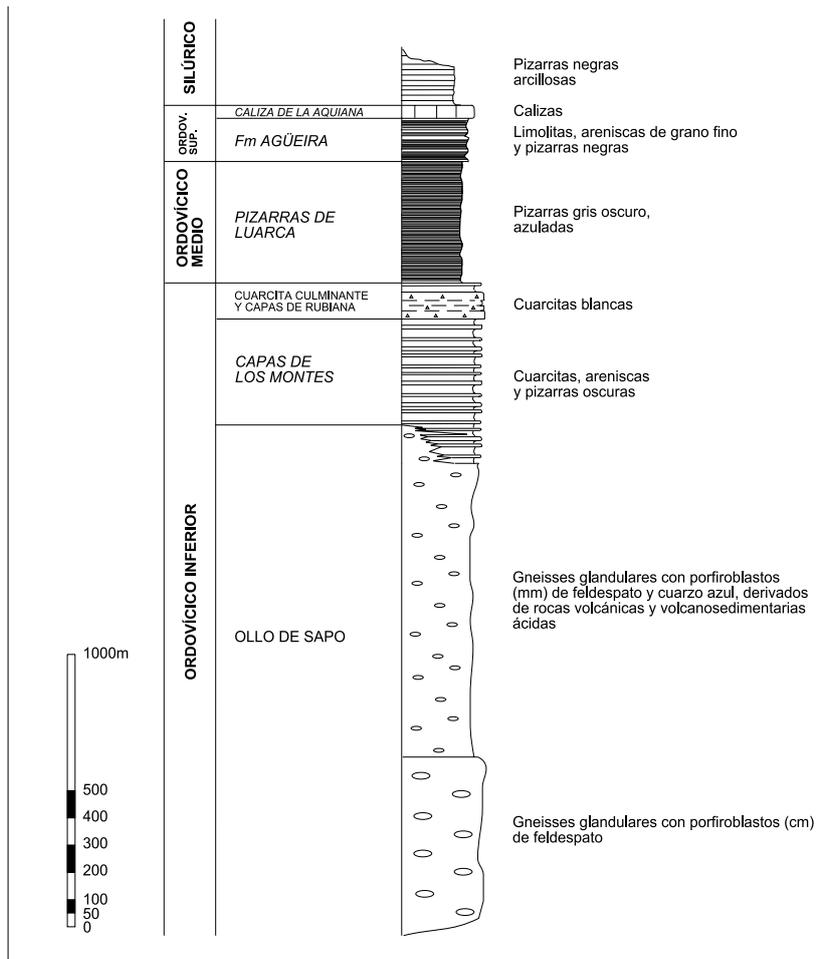


Figura 3. Sucesión estratigráfica general del Dominio del Ollode Sapo en el sector estudiado. Principalmente según datos de Matte (1968), Bastida et al. (1984), Martínez Catalán (1985) y datos propios.

estas estructuras se relacionan con la primera fase de deformación herciniana (D1) y su formación tuvo lugar esencialmente en condiciones de metamorfismo de presión intermedia (M1) cuyas características generales se describen más adelante. Las principales síntesis sobre la estructura de las ZAOL y ZCI pueden encontrarse en González Lodeiro (1983), González Lodeiro et al. (1983), Julivert (1983), Bastida et al. (1984), Pérez-Estaún et al. (1990, 1992), Martínez Catalán et al. (1990, 1992, 2004) y Marcos et al. (2004).

En el mapa de la Figura 1 se encuentran representadas la dirección e inclinación de la *foliación principal* de las rocas. En la mayor parte de las localidades se trata de una foliación tectónica, es decir, de un clivaje, una esquistosidad o una foliación gneílica (dependiendo del grado de metamorfismo) que muestra una disposición paralela al plano axial de los pliegues

(S1); dado que estos pliegues son prácticamente isoclinales, la foliación tectónica se dispone en general paralelamente a la estratificación (S0) (con la excepción, claro está, de las estrechas zonas de charnela de los mismos).

Sobre los planos de la foliación principal se desarrolla una lineación definida por el crecimiento orientado de minerales (principalmente filosilicatos) o el estiramiento de objetos pretectónicos (Le). Esta lineación se dispone en toda la zona perpendicularmente a la lineación de intersección S1-S0 (L1) o a los ejes b1 de los pliegues y su orientación coincide con la observada en los niveles más superficiales del manto de Mondoñedo (Marcos, 1978; Martínez Catalán, 1985).

Los grandes pliegues D1 se encuentran deformados por pliegues de amplio radio de curvatura y superficie

axial subvertical (D3). Estos pliegues son homoaxiales con los anteriores y sus ejes se inclinan unos 15° hacia el S, de modo que la superposición da lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de Ramsay (1967). En la zona estudiada se desarrollan dos de estos grandes pliegues: un antiformal al W (el domo de Lugo) y un sinforme al E (sinforme de Bretoña) (Martínez Catalán, 1985) (ver situación en Figura 18, más adelante). Debe destacarse que el clivaje de crenulación S3 se encuentra aquí menos generalizado que en el vecino Dominio del Navia y Alto Sil (ver igualmente la situación en las Figuras 1 y 18, más adelante).

Cabe destacar también la existencia de dos importantes fallas extensionales, las fallas de Vivero y Areoura (Figura 1 y Figura 15, más adelante). La primera constituye el límite occidental del Manto de Mondoñedo y es ya conocida desde antiguo. Las características de la falla de Areoura, que se describe por vez primera en este trabajo, serán tratadas más adelante.

Metamorfismo y magmatismo

En el Dominio del Manto de Mondoñedo las rocas paleozoicas y precámbricas se encuentran afectadas por un metamorfismo regional de tipo Barroviense relacionado con la orogénesis varisca, cuyo grado se incrementa de E a O siguiendo la zonación clásica clorita-botita-granate-estaurolita (M1) (Capdevila 1969). Los minerales que definen las paragénesis de grado bajo (zona de la clorita) son sincinmáticos con la formación del clivaje S1. Este primer evento metamórfico evoluciona hacia condiciones de más alta temperatura caracterizadas por la aparición de andalucita y sillimanita (M2) al final del proceso orógeno, relacionándose con el emplazamiento de granitos (Capdevila, 1969; Bastida y Pulgar, 1978; Martínez-Catalán, 1985; Bastida et al., 1986; Arenas y Martínez Catalán, 2003). Los cuerpos graníticos (principalmente granitos de dos micas y granodioritas) alcanzan un importante desarrollo en la parte septentrional de la región estudiada, situándose principalmente en el sector comprendido entre las fallas de Vivero y Areoura, y jalonando también el trazado de estas fallas hacia el S (Figura 1).

La distribución del metamorfismo en el área estudiada pone de manifiesto la existencia de una zona de

alto grado en la parte central, flanqueada al E y O por áreas donde el grado metamórfico es más bajo (ver esquemas generales de distribución del metamorfismo en Martínez Catalán, 1985; y Arenas y Martínez Catalán, 2003). Como más adelante veremos, la zona con metamorfismo de alto grado se sitúa en el bloque inferior de dos fallas extensionales (las fallas de Vivero y Areoura) (ver situación en la Figura 1 y 15, más adelante), donde las rocas desarrollan paragénesis propias de la zona de la sillimanita o incluso de la sillimanita-feldespató potásico, coincidiendo con la intrusión de numerosos cuerpos graníticos. En el bloque superior de estas fallas el grado metamórfico relacionado con el evento M1 es más bajo y corresponde en general a las zonas de la biotita (falla de Vivero) o del granate (falla de Areoura).

Cabe añadir que en los bloques superiores de las fallas de Vivero y Areoura, respectivamente, existen unas estrechas franjas, paralelas a las fallas, en las que las rocas pelíticas desarrollan un metamorfismo peculiar caracterizado por la presencia de cloritoide, estaurolita, andalucita y en ocasiones cianita en las rocas ricas en Al. Este metamorfismo se superpone al metamorfismo regional y se encuentra en estrecha relación con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil asociadas a las cuales se observan diferentes microestructuras (Capdevila, 1969; Martínez Catalán, 1985; Martínez et al., 1996, 2001; Reche et al., 1998 a,b; López Sánchez, 2007, 2013).

Un breve apunte sobre las fallas alpinas y su impacto sobre la distribución cartográfica de las rocas fanerozoicas y precámbricas

Las estructuras hercinianas se encuentran cortadas por una red de fracturas subverticales que se agrupan esencialmente en dos conjuntos de dirección dominante ONO-ESE y NE-SO, que se relacionan con la tectónica alpina (Figura 4). Esta distribución es común en sectores adyacentes (Martínez-Catalán, 1985) y en general en el NO de la península ibérica (Parga, 1969 a, b; ver síntesis en De Vicente, 2004).

Dentro del primer conjunto destacan las fallas de As Pontes y Murás, que con un trazado prácticamente rectilíneo se pueden seguir sin dificultad a lo largo de más de 40 km a través de toda la

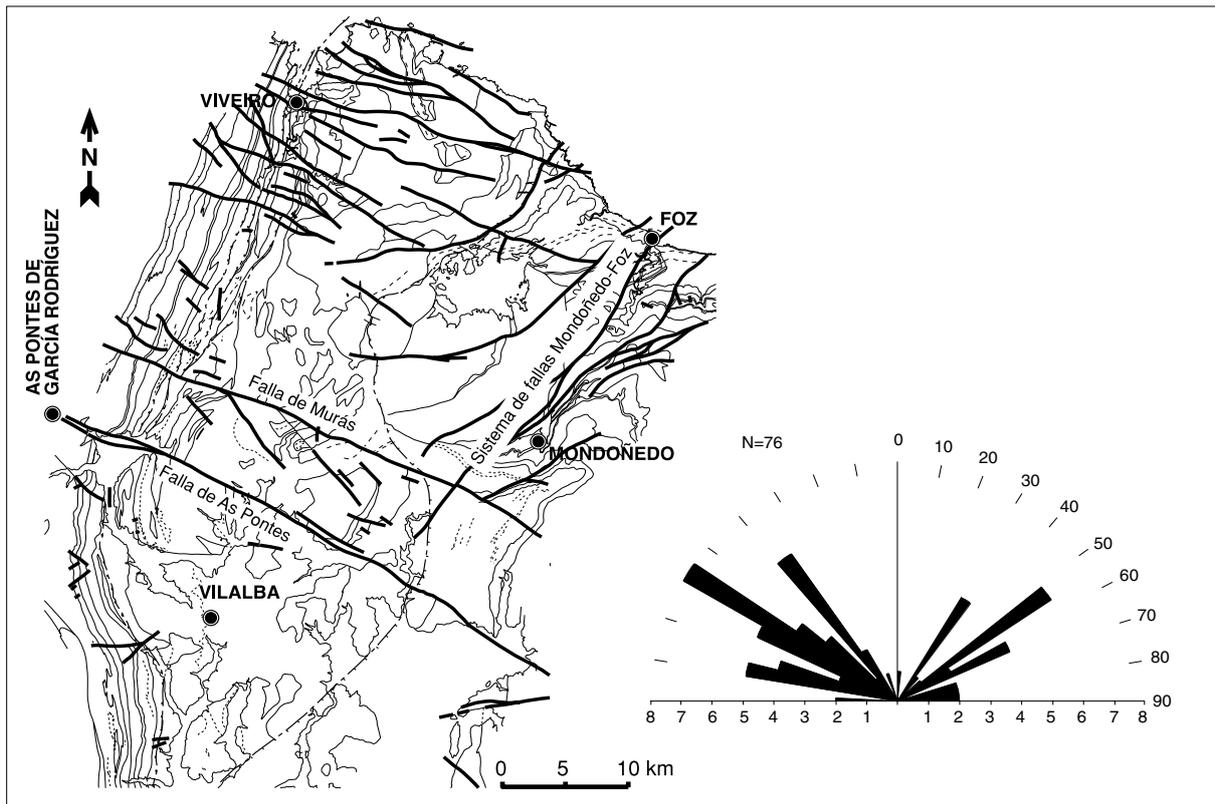


Figura 4. Esquema geológico mostrando el trazado de las principales fallas alpinas y diagrama en rosa de las mismas.

región estudiada. Se trata de fallas con un componente dextral de movimiento en dirección y otro vertical, con elevación del bloque septentrional. Inmediatamente al O de la región estudiada, la falla de As Pontes se relaciona con una cuenca terciaria rellena por sedimentos del Oligoceno y Mioceno temprano (López Martínez et al., 1993; Santanach, 1994; Cabrera et al., 1996; Santanach et al., 2005).

Ambas fallas poseen además una importante expresión fisiográfica, ya previamente reconocida para la falla de As Pontes (Martín-González y Heredia, 2011 a,b). Ésta es responsable de los relieves de la Serra da Carba y Coto de Monseibán que se levantan al N de Vilalba y que alcanzan cotas del orden de los 900 m sobre la planicie de la Terra Cha, de unos 500 m de altitud; cabe destacar que en la cima del monte Abeleira (unos 4 km al SO de Abadín) ($43^{\circ} 20' 29''\text{N}/ 7^{\circ} 30' 27''\text{W}$), situado en el bloque elevado de esta falla, se han localizado depósitos terciarios discordantes sobre rocas paleozoicas a

más de 100 m de altura por encima de la planicie citada. A su vez, la falla de Murás, paralela por el N a la anterior, produce una elevación de 100 m adicionales, dando lugar a la Serra do Xistral, cuya cota más alta alcanza los 1032 m. Con un trazado paralelo a estas dos fallas se pueden reconocer otras muchas que alcanzan un desarrollo importante sobre todo en el extremo septentrional de la región estudiada.

Las fallas NE-SO se disponen principalmente a lo largo de un estrecho corredor en la parte oriental de la región estudiada, siguiendo aproximadamente la lineación definida por las localidades de Foz y Mondoñedo (sistema de fallas Mondoñedo-Foz en la Figura 4). Su trazado es en ocasiones algo sinuoso, debido posiblemente a que discurren en muchos tramos de modo un tanto paralelo a las estructuras hercinianas, y muestran frecuentes relevos; las fallas más occidentales producen un hundimiento del bloque O y las orientales del E, con valores de desplazamiento que superan los 500 m.

Ambos sistemas de fallas podrían interpretarse como un sistema conjugado relacionado con un esfuerzo compresivo subhorizontal de dirección aproximadamente N-S. Esta interpretación es coherente con la distribución de esfuerzos propuesta para tiempos cenozoicos (Andeweg, 2002; De Vicente et al., 2004)

En una región caracterizada por la existencia de pliegues acostados prácticamente isoclinales, el importante salto vertical producido por cada una de estas fracturas dificulta considerablemente la cartografía geológica al impedir una correlación directa de las estructuras variscas en ambos bloques de falla.

La extensión de las rocas precámbricas en la parte septentrional del Domo de Lugo: los Micaesquistos de Villalba, la Serie de Trastoy y las Capas de Curros

Los datos existentes sobre las características y extensión de las rocas precámbricas en la región estudiada son extremadamente confusos. La primera asignación al Precámbrico de las rocas que afloran en el entorno de Vilalba se remonta a la segunda mitad del siglo XIX (Barrois, 1882). Este autor, atribuyó al *Terreno Primitivo o Arcaico*, es decir, al Precámbrico, las rocas que afloran por debajo de los materiales cámbricos en una sección realizada entre las localidades de Vilalba y Gontán-Abadín (ver Barrois, op. cit., lámina XVI-II). En realidad, Barrois estableció dos conjuntos en las rocas precámbricas: uno inferior formado esencialmente por *micaesquistos de dos micas con niveles subordinados de anfíbolitas y gneises*, que denominó *Micaesquistos de Villalba*, y otro superior formado por *esquistos verdes, cloritosos, anfibólicos y talcosos o micáceos con niveles subordinados de cuarcitas, serpentina y cipolinos*. Sin embargo, de acuerdo con los datos proporcionados en este trabajo, todas las rocas consideradas precámbricas por Barrois y situadas en la citada sección corresponden en realidad a las Pizarras de Cándana del Cámbrico inferior.

Muy posteriormente, Parga-Pondal y Aleixandre (1966) diferencian dentro de lo que consideran infracámbrico tres conjuntos de rocas: i) los *Esquistos*

de Lugo; ii) el *Flysch micacítico de Villalba*; y iii) la *Arenisca ortocuarítica del Gistral*. Cuando se observa la distribución de estas rocas en su esquema geológico (Figura 5) y dejando, obviamente, de lado su atribución temporal, se pueden comprobar algunas coincidencias con el mapa geológico que se presenta en este trabajo.

Poco más tarde, Capdevila (1969) agrupó todas las rocas esquistosas que afloran en el entorno de Vilalba bajo la denominación de *Micaesquistos de Villalba*, asignándolas al Precámbrico.

La publicación de las Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 del sector estudiado contribuyó a complicar aún más este escenario. Así, Tena-Dávila (1973) dividió las rocas precámbricas del entorno de Vilalba (Hoja nº 47) en dos niveles: uno inferior de micaesquistos y cuarcitas tableadas (*Serie de Alba*) y otro superior de esquistos con intercalaciones de gneises anfibólicos (*Serie de Villalba*). Sin embargo, la distribución espacial de estas unidades representada en su mapa geológico no se corresponde con las características de los afloramientos, donde siempre se observa un mismo tipo de rocas, a saber, micaesquistos con intercalaciones de gneises anfibólicos.

Hacia el N, en el ámbito de la Hoja 1:50.000 de Puentes de García Rodríguez (nº 23) y en continuidad cartográfica con la Serie de Alba de Tena-Dávila (1973), Arce Duarte et al. (1973) diferencian una sucesión formada esencialmente por esquistos y gneises pelíticos con intercalaciones de cuarcitas tableadas y anfíbolitas que denominan *Serie de Trastoy* y que sitúan por debajo de la Serie de Villalba establecida por aquel autor. Aún más hacia el N, la Serie de Trastoy se representa también en las hojas de Vivero (nº 8) (Arce Duarte y Fernández Tomás, 1976) y Cillero (nº 2) (Arce Duarte et al., 1977a). Estos autores destacan el hecho de que en estas hojas, la Serie de Trastoy se encuentra parcialmente migmatizada. Salvo en lo relativo al grado metamórfico, no existe sobre el terreno ninguna diferencia entre esta Serie y los Micaesquistos de Villalba situados más al S.

Por su parte, Martínez-Catalán (1985) divide las rocas precámbricas del Domo de Lugo en un *Tramo inferior*, formado por una alternancia de pizarras gri-

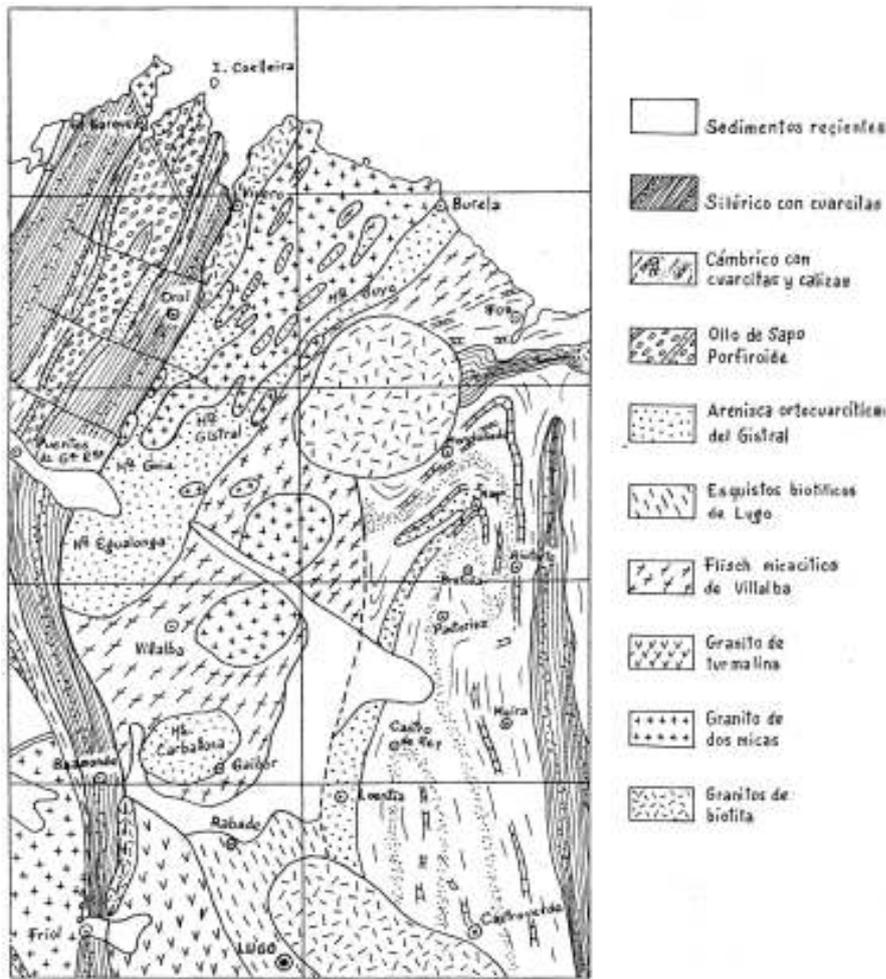


Figura 5. Esquema geológico de la parte septentrional del Domo de Lugo. Reproducido de Parga-Pondal y Aleixandre (1966).

ses y areniscas o limolitas verdes con intercalaciones de gneises anfibólicos, y un *Tramo superior* consistente en pelitas grises que alternan rítmicamente con limolitas. Para el entorno de Vilalba considera que todo el precámbrico corresponde al tramo inferior, criterio que es seguido también por González Lodeiro et al. (1983) y Bastida et al. (1984).

De acuerdo con la cartografía geológica realizada (Figura 1), las rocas precámbricas ocupan exclusivamente el núcleo del anticlinal de Mayor (Walter, 1968), donde se caracterizan por una alternancia de pizarras gris-verdosas, limolitas y areniscas de grano fino (*Capas de Curros* de este autor). Esta secuencia se sitúa claramente por debajo de la Cuarcita inferior de Cándana, aunque la naturaleza del contacto no puede observarse sobre el terreno (es decir, la ausencia de buenos afloramientos hace imposible comprobar si

existe una discordancia, como sucede más al E, en el Antiforme del Narcea). La facies de estas rocas corresponde a sedimentos marinos, posiblemente turbiditas distales, y sus características son muy semejantes a las de las Pizarras del Narcea o de Mora descritas en el Antiforme del Narcea por Lotze (1956) y De Sitter (1961, 1962). El resto de los materiales habitualmente considerados precámbricos (ver principalmente Barrois, 1882; Parga Pondal y Aleixandre, 1966; Capdevila, 1969; Tena-Dávila, 1973; Arce Duarte et al., 1973, 1977a; Arce Duarte y Fernández Tomás, 1976; Martínez-Catalán, 1983; González Lodeiro et al., 1983; Bastida et al., 1984) corresponden a las Pizarras de Cándana del Cámbrico inferior. En efecto, en las áreas afectadas por metamorfismo de grado alto (por debajo de la isograda del granate), las pizarras grises y verdes con intercalaciones de rocas carbonatadas (margas, calizas y dolomías) y areniscas feldespáticas

que caracterizan a las Pizarras de Cándana, se transforman en micaesquistos muy oscuros (debido al crecimiento de biotita) con para-anfibolitas (rocas calcosilicatadas con anfíboles en gavillas, las *amphibolites à gerbes* de los autores franceses) y cuarcitas feldespáticas. En los taludes de la nueva autovía entre Baamonde y Vilalba, en el entorno de esta última localidad, se pueden reconocer espectaculares intercalaciones a escala decamétrica de estas para-anfibolitas en los micaesquistos.

En la parte N de la zona estudiada (entorno de Vilalba) la disposición subhorizontal de la foliación (a la que habría que añadir aún la existencia de pliegues isoclinales acostados) unida a la planicie de la Terra Chá explica la gran amplitud de los afloramientos de las Pizarras de Cándana.

La controversia sobre la posición estratigráfica y edad de las cuarcitas de la Serra da Carba, Serra do Xistral y Montes de Cabaleiros

En la parte occidental de la región estudiada existen amplios afloramientos de cuarcitas (representadas en el mapa de la Figura 1 como correspondientes a la Cuarcita superior de Cándana) en los que destacan niveles potentes de areniscas feldespáticas blancas y amarillentas de grano grueso, que tradicionalmente fueron denominadas *Areniscas o Cuarcitas del Gistral* (Parga Pondal y Aleixandre, 1966); estas rocas ocupan relieves importantes, principalmente las sierras de A Carba y de O Xistral y su prolongación por los Montes de Cabaleiros hacia la Mariña lucense, a orillas del Mar Cantábrico. Las Cuarcitas del Gistral se encuentran intensamente deformadas por pliegues isoclinales de escala kilométrica acompañados por una esquistosidad de plano axial. Sus afloramientos coinciden con las zonas de más alto metamorfismo, definido por la presencia de andalucita y sillimanita, y se encuentran limitados por esquistos oscuros biotíticos o incluso paragneises biotíticos de grano fino, con intercalaciones delgadas de para-anfibolitas y areniscas. La posición estratigráfica y la edad de estas rocas han sido objeto de controversia, como veremos a continuación.

La existencia de estos amplios afloramientos de rocas cuarcíticas es ya mencionada por los geólogos desde mediados del siglo XIX. Los autores más antiguos incluyen estas rocas en el *Terreno Primitivo* (Schulz,

1835), *Arcaico* (Macpherson, 1883, 1884, 1886) o *Estrato cristalino* (Hernández Sampelayo, 1922), es decir, las consideran como formando parte de los terrenos más antiguos de Galicia, debido sin duda al elevado grado de metamorfismo que presentan. Más recientemente, Nissen (1960), Lotze y Sdzuy (1961) y Sánchez de la Torre (1962) estudiaron estas rocas en el entorno de Burela considerándolas comparables a la Cuarcita de Cándana del Cámbrico inferior en Asturias. Poco más tarde, Walter (1965) apunta la posibilidad de que la Cuarcita del Gistral pertenezca al Ordovícico. Parga Pondal y Aleixandre (1966) denominan a estas rocas *Arenisca ortocuarcítica del Gistral* o simplemente *Arenisca del Gistral*, realizando análisis mineralógicos y asignándolas con dudas al Cámbrico más bajo o incluso al Precámbrico.

Matte (1968) considera a estas rocas como pertenecientes a la Cuarcita inferior de Cándana y a partir de este autor todos los trabajos sobre la zona coinciden en situarlas, con mayor o menor precisión, dentro del Grupo Cándana. Así, fueron consideradas cámbricas, sin más precisiones, en las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 de Puentes de García Rodríguez (Arce Duarte et al., 1973), Vilalba (Tena-Dávila, 1973) y Vivero (Arce Duarte y Fernández Tomás, 1976).

Por su parte, Martínez Catalán (1985) estableció para el Grupo Cándana en este sector una sucesión que considera diferente a la propia del Manto de Mondoñedo, ya que al aflorar en el núcleo de una ventana tectónica se correspondería con la del Dominio del Navia y Alto Sil. Según este autor, la principal diferencia se encontraría en la existencia de una unidad estratigráfica, la *Cuarcita de Gistral*, equivalente a la Cuarcita superior de Cándana, pero mucho más potente (1000-1500 m), ya que el resto de las unidades estratigráficas que según él afloran en la zona (las Capas de Transición y las Pizarras de Cándana) poseen características similares a las del resto del Dominio del Manto de Mondoñedo. Esta interpretación fue generalmente aceptada y se encuentra recogida en el Mapa de Síntesis 1:200.000 (Bastida et al., 1984) y -con ligeras variaciones- en todos los trabajos posteriores (Bastida et al., 1986; Martínez Catalán, 1990; Martínez Catalán et al., 1990; 1992; 1995; 2003; Pérez-Estaún et al., 1991; Aller y Bastida, 1993; Ayarza y Martínez Catalán, 2007).

De acuerdo con el mapa geológico que acompaña este trabajo, la Cuarcita del Gistral se corresponde, tanto desde el punto de vista litológico como del estratigráfico, con la Cuarcita superior de Cándana del Dominio del Manto de Mondoñedo. En efecto, estas cuarcitas se encuentran en contacto con las pizarras verdosas y azuladas con intercalaciones de areniscas, margas y rocas carbonáticas pertenecientes a las Pizarras de Cándana, que en las zonas de más alto grado de metamorfismo se encuentran transformadas en esquistos y paragneises de color gris muy oscuro o negro, muy ricos en biotita, con intercalaciones de cuarcitas y rocas calcosilicatadas (anfíbolitas en gavillas). En estas zonas de alto grado de metamorfismo las areniscas y cuarcitas pertenecientes a la Cuarcita Superior de Cándana experimentan localmente una importante recristalización estática de los granos de cuarzo, que da lugar a un notable aumento del tamaño del grano (por ejemplo, en Pena Goia, al SE de Murás).

Por lo que se refiere al espesor estratigráfico de estas unidades, éste no tiene por qué ser superior al establecido para el Dominio del Manto de Mondoñedo puesto que la amplia extensión de los afloramientos de las rocas pertenecientes tanto a la Cuarcita superior de Cándana como a las Pizarras de Cándana se explica considerando por una parte su disposición general próxima a la horizontal y por otra el desarrollo de pliegues isoclinales que multiplican el espesor original de las capas (ver Figura 15, más adelante).

La relación entre las intrusiones graníticas y la estructura de las rocas encajantes

Aunque a escala del afloramiento se observan contactos netamente intrusivos entre los granitos y las rocas de caja (Figura 6 A), la mayor parte de los cuerpos graníticos en la región estudiada se disponen a favor de la anisotropía dominante (comúnmente S0+S1); en ocasiones se observan estructuras primarias de flujo (Balk, 1937) paralelas a sus límites y reducidas al entorno próximo de los mismos. De este modo, los granitos muestran una geometría lenticular o se emplazan simplemente como diques paralelos a la foliación (Figura 6 B). Además, en muchos casos los granitos muestran estructuras de tipo *pinch-and-swell* o *boudins* (Figura 6 C, D). Esta disposición general es sin duda debida al contexto tectónico en el que se produce el emplazamiento de los magmas.

Sobre la base de las limitaciones impuestas por el modo de afloramiento, puede suponerse que los grandes macizos graníticos poseen una geometría de tipo lacolítico, es decir, que a grandes rasgos son subparalelos al trazado general de las estructuras. La geometría deducida a partir de datos geofísicos para el macizo granito de La Tojiza (Aranguren et al., 2003) constituye el paradigma de este hecho (ver corte B en la Figura 15).

Aunque este modo de yacimiento podría hacer pensar en un emplazamiento precoz de los granitos (sino tardi-D1) (Martínez Catalán, 1985), lo cierto es que solamente los granitos situados en contacto con las fallas de Vivero y Areoura presentan microestructuras desarrolladas en estado sólido o sub-sólido (zonas de cizalla a diferentes escalas y foliación tectónica asociada a las mismas, tal como se ha señalado más arriba). En efecto, todos los granitos datados en el ámbito de la región estudiada (Vivero, Penedo Gordo, San Ciprián, Burela y La Tojiza) han proporcionado edades en torno a los 295 Ma (Ries, 1979; Fernández-Suárez et al., 2000; López Sánchez, 2013).

La falla de Areoura y su relación con la falla de Vivero: el comienzo del proceso de adelgazamiento en el Orógeno varisco

Las características de la gran fractura que separa las zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica (Figura 1), la falla de Vivero, son bien conocidas a partir de numerosos trabajos previos (ver principalmente Parga Pondal, 1967; Matte, 1968; Capdevila, 1969; Martínez Catalán, 1985; Martínez et al., 1996; y López Sánchez, 2007, 2013). Resumiendo las características establecidas por López Sánchez (op. cit.), i) se trata de una falla normal de trazado N-S, con un buzamiento medio de unos 60° al O, un desplazamiento esencialmente en la vertical y un trazado cartográfico que puede seguirse a lo largo de centenares de km; ii) asociada a la falla existe una zona de cizalla dúctil de más de 1 km de anchura en su extremo septentrional, que deforma tanto los metasedimentos encajantes como las rocas graníticas emplazadas en su entorno hacia los 295 Ma; iii) en su bloque superior se origina un metamorfismo caracterizado por el desarrollo local de asociaciones con andalucita y biotita contemporáneo con el emplazamiento de granitos y la actividad de la falla (Martínez et al, 2001); y iv) considerando el con-



Figura 6. Geometría de los cuerpos graníticos en la región estudiada. A) granito de dos micas intrusivo en la Cuarcita superior de Cándana en los alrededores de Fra, al N de Balsa (O a la derecha); B) dique granítico paralelo a la foliación dominante en A Cabana, 1 km al NE de Balsa (E a la derecha); C y D) boudins de granito de dos micas en los alrededores de Vilalba (E a la derecha).

junto de sus dimensiones, características estructurales y asociación con magmas mantélicos (Galán, 1987) se puede deducir que se trata de una estructura de escala cortical.

Partiendo de los trabajos previos de Matte (1968) y Walter (1968), la primera reconstrucción precisa de una sección transversal del Manto de Mondoñedo fue realizada por Bastida y Pulgar (1978) siguiendo los excepcionales afloramientos proporcionados por la costa cantábrica; para estos autores, esta gran estructura estaría formada esencialmente por dos grandes pliegues acostados superpuestos (los anticlinales de Mondoñedo y Foz-Tapia) originados durante una primera fase de deformación (D1), situados sobre una zona de cizalla que se manifiesta como un cabalgamiento al E (Marcos, 1973) y como una zona de cizalla dúctil al O

(originados durante una segunda fase de deformación, D2). El conjunto de estas estructuras estaría deformado por amplios pliegues rectos originados durante una etapa final de replegamiento (D3) (Figura 7).

Posteriormente, Martínez Catalán (1979, 1985) prosiguió el trazado cartográfico de este cabalgamiento basal hacia el N y el O. Como puede apreciarse en su mapa, el cabalgamiento dibujaría una ventana tectónica, que denominó *Ventana del Gistral* (Figuras 8 y 9). Esta interpretación fue generalmente aceptada y se encuentra recogida en las hojas nº 1 y 8 del Mapa de Síntesis a escala 1:200.000 (Bastida et al., 1984; González Lodeiro et al., 1983) y, con ligeras variaciones, en todos los trabajos posteriores (ver, entre otros, Bastida et al., 1986; Martínez Catalán, 1990; Martínez Catalán et al., 1990, 1992,

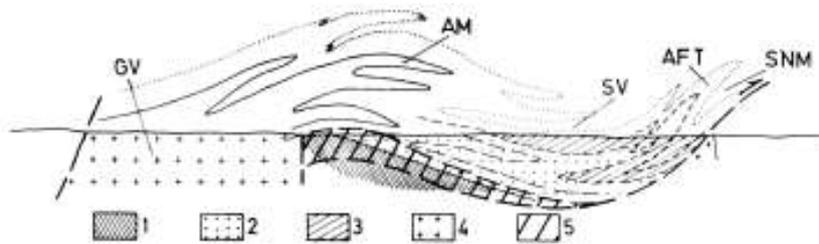


Figura 7. Corte esquemático interpretativo del Manto de Mondoñedo a lo largo de la costa cantábrica (reproducido de Bastida y Pulgar, 1978). 1 Precámbrico; 2 Cámbrico inferior; 3 Cámbrico medio-Ordovícico inferior; 4 Granitos; 5 Zona de cizalla. AM y AFT anticlinales de Mondoñedo y de Foz-Tapia; SV y SNM sinclinales de Villaodrid y Nois-Mantaras; GV Granito de Vivero.

1995, 2003; Pérez-Estaún et al., 1991; Aller y Bastida, 1993; Ayarza y Martínez Catalán, 2007).

Como veremos a continuación, la falla considerada hasta la fecha como el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo se interpreta aquí como una falla normal de bajo ángulo y buzando hacia el E que denominaremos falla de Areoura. Su trazado cartográfico no coincide con el propuesto por Martínez Catalán (1985) para aquel cabalgamiento.

La falla de Areoura muestra un trazado subparalelo a la de Vivero (Figura 1) y un desplazamiento en sentido contrario, es decir hacia las zonas externas del orógeno. En su extremo N, el acantilado de la costa proporciona una sección excepcional de la zona de cizalla dúctil asociada a la misma, hecho que ha permitido la realización de trabajos estructurales detallados (Bastida y Pulgar, 1978; Aller y Bastida, 1993), por lo que no se insistirá en su descripción. De acuerdo con estos autores, la intensidad de la deformación decrece hacia el E y las microestructuras asociadas (pliegues, clivaje, estructuras de tipo C' y orientación de ejes c de cuarzo) son consistentes con un movimiento hacia el E y hacia abajo del bloque superior (Figura 11A).

El trazado de la falla de Areoura hacia el S se encuentra enmascarado por una fractura tardía y por la presencia de sedimentos cuaternarios hasta el entorno de Ferreira do Valadouro. A partir de esta localidad, puede reconocerse tanto en el borde occidental del granito de La Tojiza, que se encuentra afectado

por zonas de cizalla desarrolladas en estado sólido en las rocas graníticas (Figura 11B, C, D, E), como en los metasedimentos encajantes afectados por el metamorfismo de contacto inducido por el emplazamiento del mismo (Figura 12).

Al N de este granito la falla se prosigue por Abadín, continuando por Feira do Monte y flanqueando por el SE el monte Carballosa. A lo largo de la mayor parte de este trazado la falla de Areoura pone en contacto principalmente las Pizarras de Cándana con las Capas de Curros. La zona de cizalla dúctil asociada no resulta en todo este tramo fácil de reconocer debido a la escasez y discontinuidad de los afloramientos en la planicie de la Terra Cha. No obstante, se pueden observar algunas microestructuras asociadas a ella a la altura de la autopista entre Vilalba y Abadín, donde se observan venas graníticas deformadas (Figura 11 D), y también en los granitos de dos micas situados al E de Vilalba y en algunos afloramientos de esquistos en la carretera entre esta localidad y Vila da Igrexa (ver Figura 1).

De acuerdo con estos datos, esta fractura y la zona de cizalla asociada se interpretan aquí como una falla directa de bajo ángulo (alrededor de 30°) que corta toda la estructura del Manto de Mondoñedo, incluido su cabalgamiento basal (Figura 13). Los cortes geológicos realizados a través de ella sugieren un desplazamiento inferior a los 10 km.

Considerando los datos de edad absoluta existentes, el desarrollo de la falla de Areoura debió de tener lu-

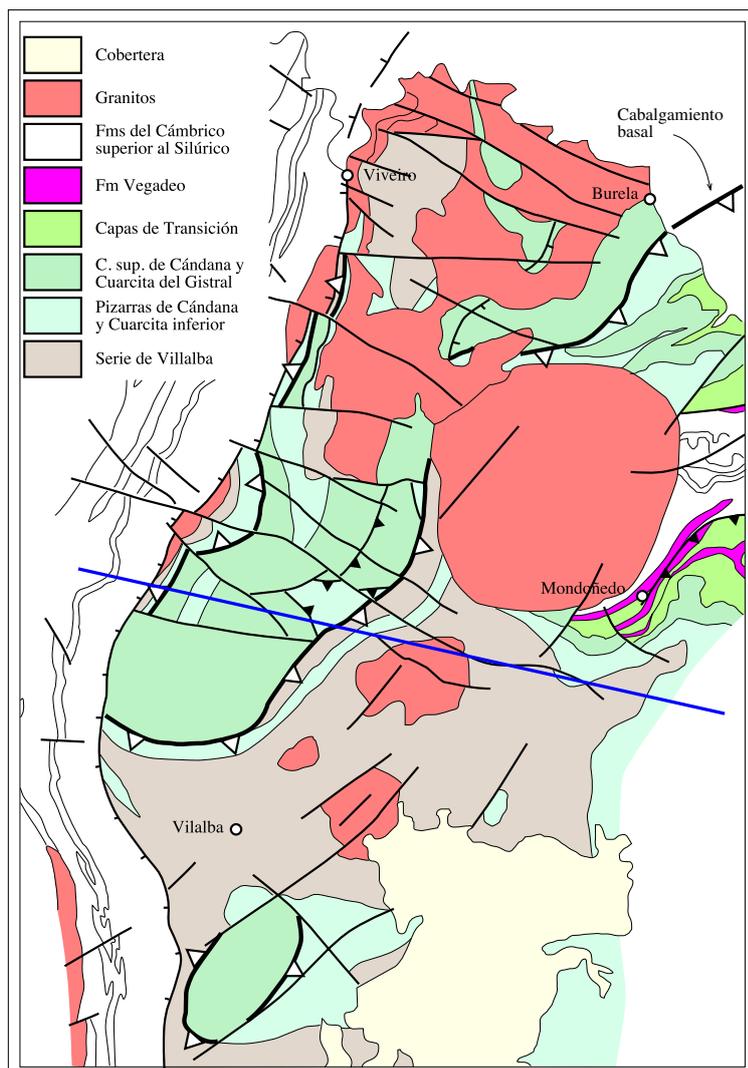


Figura 8. Mapa geológico de la parte N del Manto de Mondoñedo. Redibujado de Martínez Catalán et al. (2003). La línea azul muestra la situación del corte de la Figura 9.

gar en torno a los 295 Ma. En efecto, la edad del granito de La Tojiza, que se encuentra deformado por ella, ha sido establecida en $283,8 \pm 0,7$ Ma mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovita (Dallmeyer et al., 1997) y en 295 ± 2 Ma mediante U-Pb en circones (Fernández Suárez et al., 2000). En adición, micaesquistos deformados en la zona de cizalla de la falla de Areoura han proporcionado edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovita de $275,5 \pm 0,9$ y $298,2 \pm 0,6$ Ma en dos localidades diferentes (Dallmeyer et al., 1997).

Los datos geocronológicos que se acaban de citar indican que las fallas de Viveiro y Areoura debieron ser aproximadamente contemporáneas. Dada su disposición relativa podría tratarse de fallas conjugadas y por sus dimensiones parece razonable suponer que

posean una geometría lítrica. Como es sabido, el desarrollo de un sistema conjugado de fallas de este tipo solamente es posible mediante un movimiento secuencial de las mismas (Ramsay y Hubert, 1987) (Figura 14). El resultado final del juego de las fallas es la formación de una estructura de tipo graben en la parte superior y de un horst en la inferior. Un movimiento de este tipo crea problemas de compatibilidad en profundidad -que aún se agudiza más debido a la geometría lítrica de las fallas- dando lugar a la apertura de huecos virtuales que favorecerían la fusión parcial de las rocas por descompresión y el emplazamiento de magmas. La estructura resultante se asocia a un adelgazamiento cortical, que produciría en profundidad una elevación de las isothermas y la migración hacia arriba del magma.

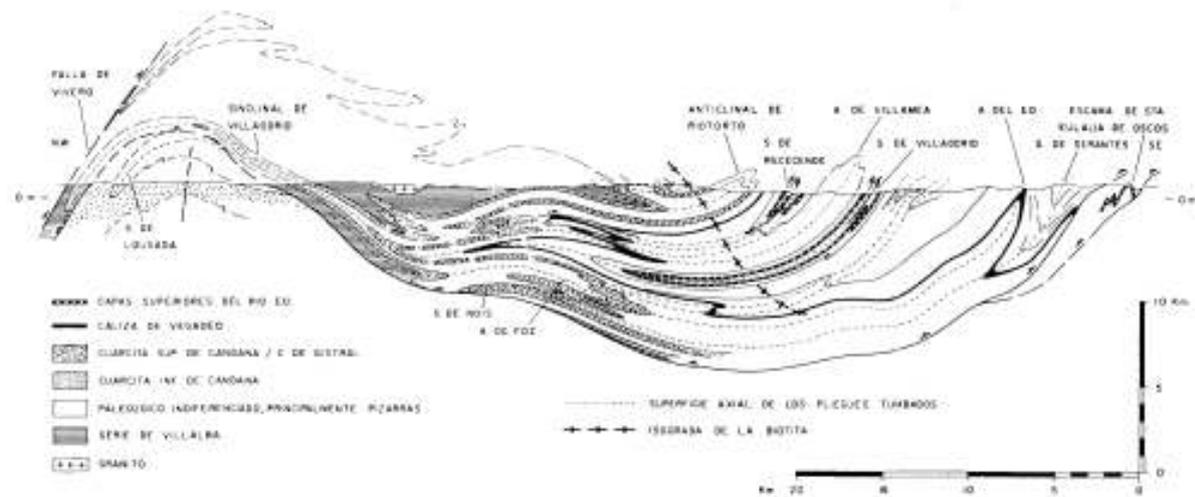


Figura 9. Corte geológico del Manto de Mondoñedo. Reproducido de Martínez Catalán 1985. Ver situación en el mapa de la Figura 8 (la mitad derecha del corte se encuentra fuera del mapa).

Esta interpretación permite explicar satisfactoriamente la distribución del metamorfismo en la región estudiada, ya que las zonas de más alto grado de metamorfismo (M2) se sitúan precisamente en el horst elevado que conforma el bloque inferior de ambas fallas y se encuentran limitadas por ellas.

No se han realizado observaciones sobre la prolongación de la falla de Areoura al S de la región estudiada. No obstante, Aranguren y Tubía (1992) describen en el granito de Hombreiro (al O de Lugo) una zona de cizalla dúctil inclinada al E que consideran relacionada con el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo; dado que la edad de este granito ha sido establecida en c. 298 Ma (Santos-Zalduegui et

al., 1996) resulta probable que esta zona de cizalla se relacione con la prolongación meridional de la falla de Areoura.

Pérez-Estaún et al. (1991) consideran que la falla de Vivero pudo haberse formado en el flanco de la culminación antiformal del domo de Lugo contemporáneamente con el apilamiento de cabalgamientos en profundidad (ver la figura 6 de estos autores). Aunque es evidente que la falla se dispone en uno de los flancos de esta culminación y que la hipótesis es coherente desde un punto de vista mecánico, el largo lapso de tiempo transcurrido entre la formación de cabalgamientos y fallas normales -del orden de 50 Ma, como más adelante veremos- hace que esta relación sea poco probable.

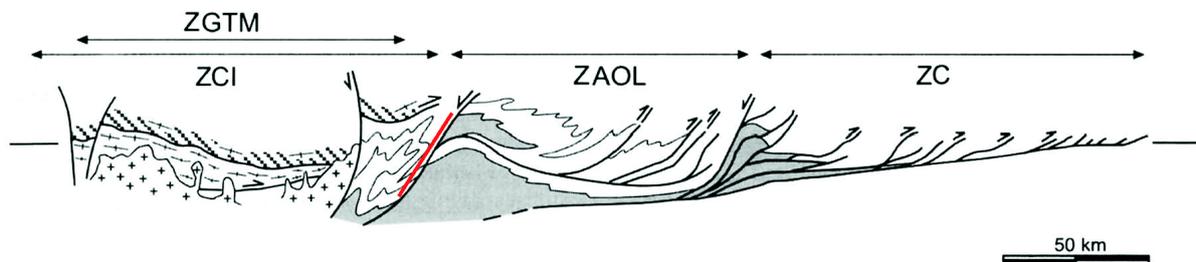


Figura 10. Sección E-W a través del Orógeno varisco en el NO del Macizo Ibérico: la colocación del Manto de Mondoñedo por debajo de la Zona Centroibérica obliga a suponer un salto para la falla de Vivero de decenas de kilómetros (línea roja). Reproducción parcial de la figura 2.161 de Simancas et al. (2004). ZC Zona Cantábrica; ZAOL Zona Asturoccidental-Leonesa; ZCI Zona Centroibérica; ZGTM Zona de Galicia-Tras-Os-Montes.

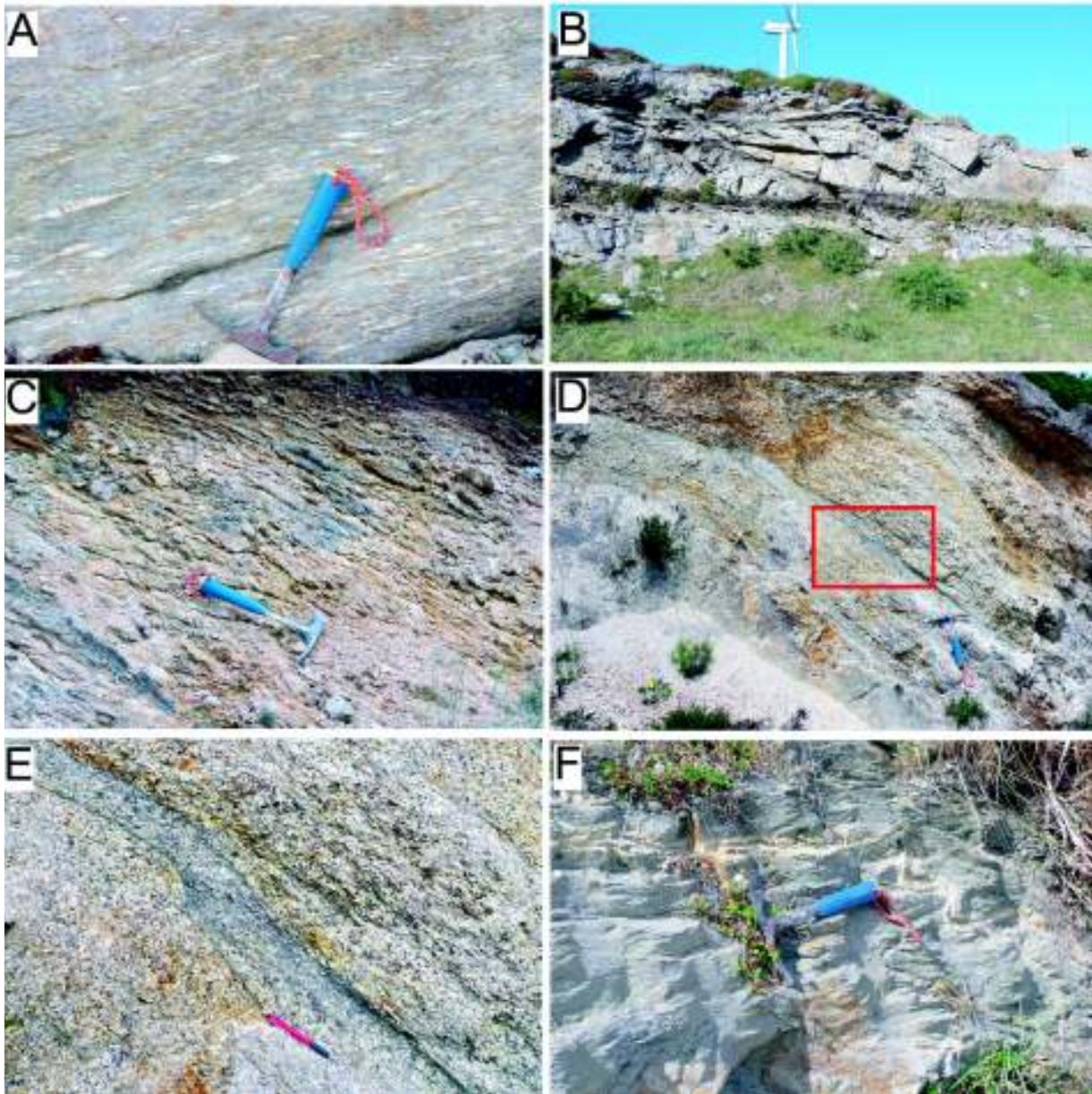


Figura 11. Estructuras en la zona de cizalla asociada a la falla de Areoura. A) Estructuras C' en las Pizarras de Cándana en el acantilado al E de la playa de Areoura (E a la izquierda); B) Zonas de cizalla desarrolladas en el granito de la Tojiza, pista para aerogeneradores en los alrededores del monte O Cadramón, al OSO de Ferreira do Valadouro ($43^{\circ} 31' 49''\text{N}/ 7^{\circ} 30' 54''\text{W}$) (E a la derecha); C) Foliación tectónica en el granito de la Tojiza a unos 2 km al NO de As Cancelas ($43^{\circ} 30' 57''\text{N}/ 7^{\circ} 31' 50''\text{W}$) (E a la derecha); D) Zonas de cizalla y foliación tectónica en el granito de La Tojiza, 3 km al N de Basilias, en la carretera entre esta localidad y Ferreira do Valadouro ($43^{\circ} 26' 36''\text{N}/ 7^{\circ} 30' 32''\text{W}$) (E a la derecha); el rectángulo rojo muestra en detalle la zona de cizalla (E); F) Vena granítica intruida paralelamente a la foliación tectónica principal (S1) en las Pizarras de Cándana deformada por pequeños pliegues que muestran un clivaje de crenulación asociado (paralelo al mango del martillo) en el enlace de Castromaior de la autopista entre Vilalba y Abadín ($43^{\circ} 20' 31''\text{N}/ 7^{\circ} 32' 33''\text{W}$) (E a la derecha).

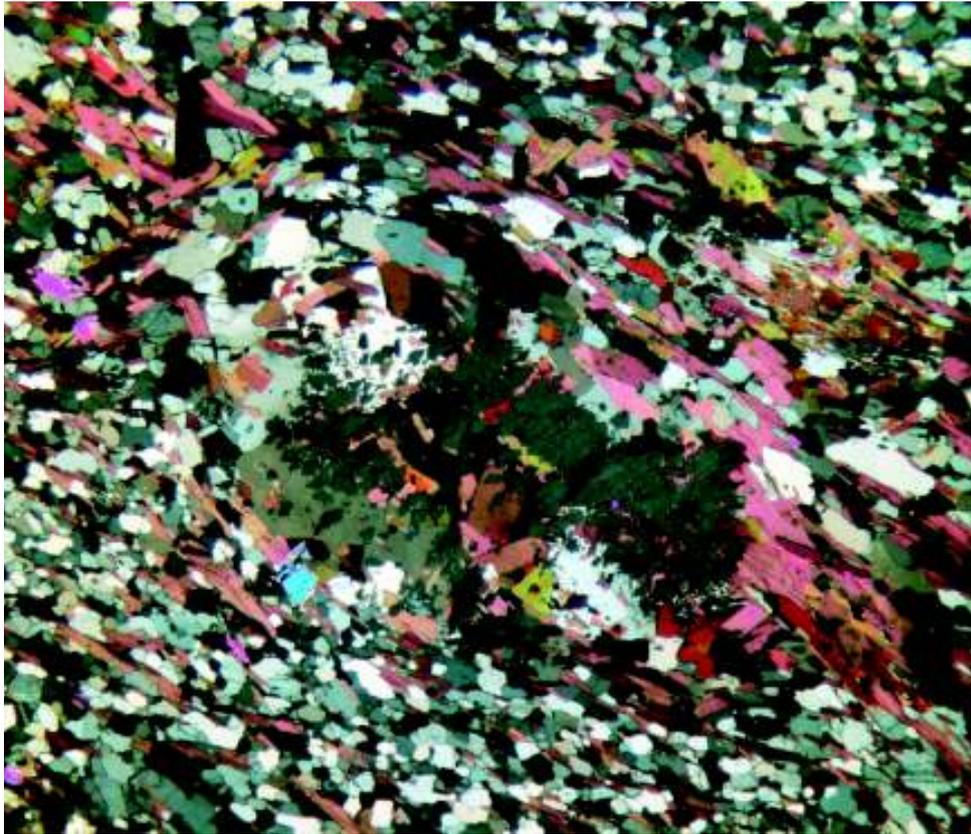


Figura 12. Esquisto compuesto por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, granate y sillimanita, con pseudomorfos de andalucita (reemplazados por sillimanita) rodeados por una foliación secundaria (xpl, base de la imagen 34 mm). Pizarras de Cándana en la aureola de metamorfismo del granito de La Tojiza (carretera entre Basilias y Ferreira do Valadouro, 300 m al N de la localidad de As Folgueiras) (Muestra XIS-92; 43° 29' 02"N/ 7° 31' 36"W).

La estructura general del extremo septentrional del domo de Lugo y el problema del enraizamiento hacia el O del Manto de Mondoñedo

La estructura varisca de las rocas situadas en el bloque superior de la falla de Areoura corresponde al sector mejor estudiado del Manto de Mondoñedo (ver referencias antes citadas) y por ello no se insistirá en su descripción. Al O de la falla de Areoura, es decir, en su bloque inferior y hasta alcanzar por el O la falla de Vivero, los afloramientos están ocupados exclusivamente por dos formaciones: la Cuarcita superior de Cándana y las Pizarras de Cándana, que debido a su posición subhorizontal ocupan una amplia extensión de terreno (Figuras 1 y 15). La estructura de este sector se caracteriza por la existencia de grandes pliegues D1 acostados que en conjunto definen una gran estructura sinformal vergente al E. Una idea de las características geométricas de estos pliegues a escala decamétrica la proporciona el corte de la Figura 16; se trata de una sección situada a unos 30° de la sección principal, lo cual incrementa ligeramente la amplitud de los pliegues, aunque afecta

poco a su diseño prácticamente isoclinal². A escala métrica, los pliegues D1 muestran las mismas características en todo el sector (Figura 17).

De acuerdo con esta disposición de las rocas, la falla de Areoura cortaría el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo en profundidad, de modo que no llega a alcanzar la superficie topográfica (Figura 13). Consecuentemente, el antiforme o domo de Lugo y el sinforme de Bretoña deben ser considerados *ab initio* como pliegues de flexión desarrollados en el bloque superior del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, con independencia de que hayan sido posteriormente reapretados durante la fase general de replegamiento D3. La interpretación del antiforme de Lugo como una culminación producida por el desarrollo de cabalgamientos en profundidad

² El levantamiento del corte fue realizado en la primavera de 2010, poco tiempo después de la apertura de la autopista Ferrol-Vilalba. Desafortunadamente, a finales del año 2012 he comprobado que la sección ya se encontraba muy enmascarada debido a la alteración superficial y crecimiento de vegetación.

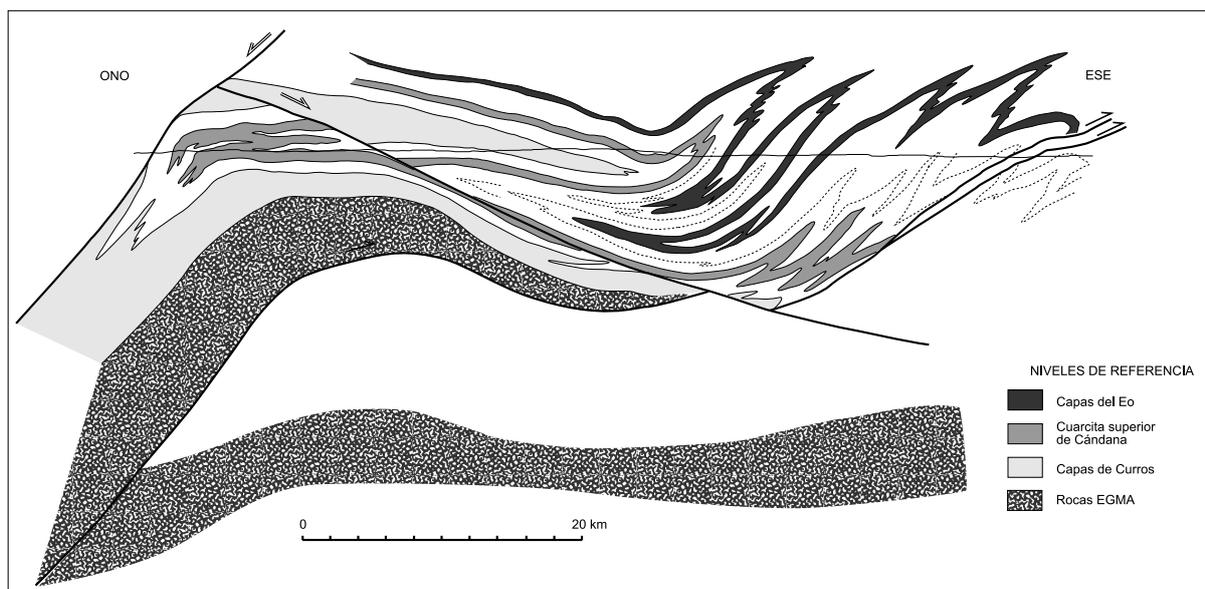


Figura 13. Sección general a través del Manto de Mondoñedo (ver situación en el mapa esquemático de la Figura 15, más adelante). Las rocas graníticas han sido eliminadas para facilitar la comprensión de la estructura. La mitad oriental del corte ha sido reproducida, con algunas modificaciones, de González Lodeiro et al. (1982). Rocas EGMA (Eastern Galicia Magnetic Anomaly): cuerpo magnético anómalo (corteza inferior máfica y/o ultramáfica) de Aller et al. (1994).

se encuentra ya en Pérez-Estaún et al. (1991), aunque estos autores consideran que se trata de cabalgamientos fuera de secuencia desarrollados por debajo del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.

En el bloque inferior de las fallas de Vivero y Areoura el buzamiento de las capas se acentúa como consecuencia del desplazamiento producido por las mismas (Figura 15). En efecto, en el horst limitado por ambas fallas los pliegues D1 se encuentran excepcionalmente aplastados y estirados, hecho ya destacado por Bastida y Pulgar (1978), Bastida (1980) y Martínez Catalán (1985). Debe destacarse que en este sector se aprecia un desarrollo muy marcado de una

lineación de estiramiento sobre los planos de S1 que se dispone aproximadamente con una dirección E-O; aunque la disposición de la lineación de estiramiento L1 es semejante en los bloques inferior y superior de las fallas extensionales, es muy posible que en el bloque inferior se encuentre acentuada debido a un aplastamiento y estiramiento homoaxial a alta T .

La estructura del Domo de Lugo en el contexto general del Orógeno varisco

La interpretación de la estructura del Domo de Lugo que se acaba de exponer es clave para el establecimiento de la estructura general del Orógeno

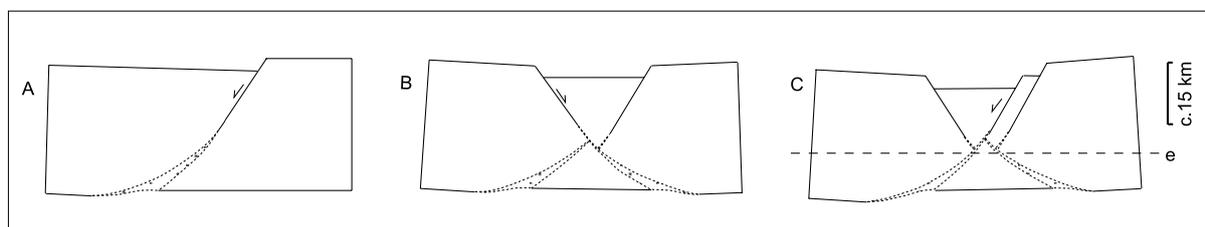


Figura 14. Modelo conceptual mostrando el desarrollo de un sistema conjugado de fallas normales mediante un movimiento secuencial (A, B y C) a lo largo de las mismas. La flecha indica en cada caso la falla activa. Las fallas tienen una trayectoria lítrica y se prosiguen en profundidad como zonas de cizalla dúctil (sombreado). En C, el reajuste de la primera falla se produce desde la parte inferior (ver B) dando lugar en profundidad a un levantamiento del horst central. En C, la línea 'e' representaría el nivel de erosión actual para el sistema de fallas Vivero-Areoura. Esquemas inspirados en Ramsay y Hubert (1987).

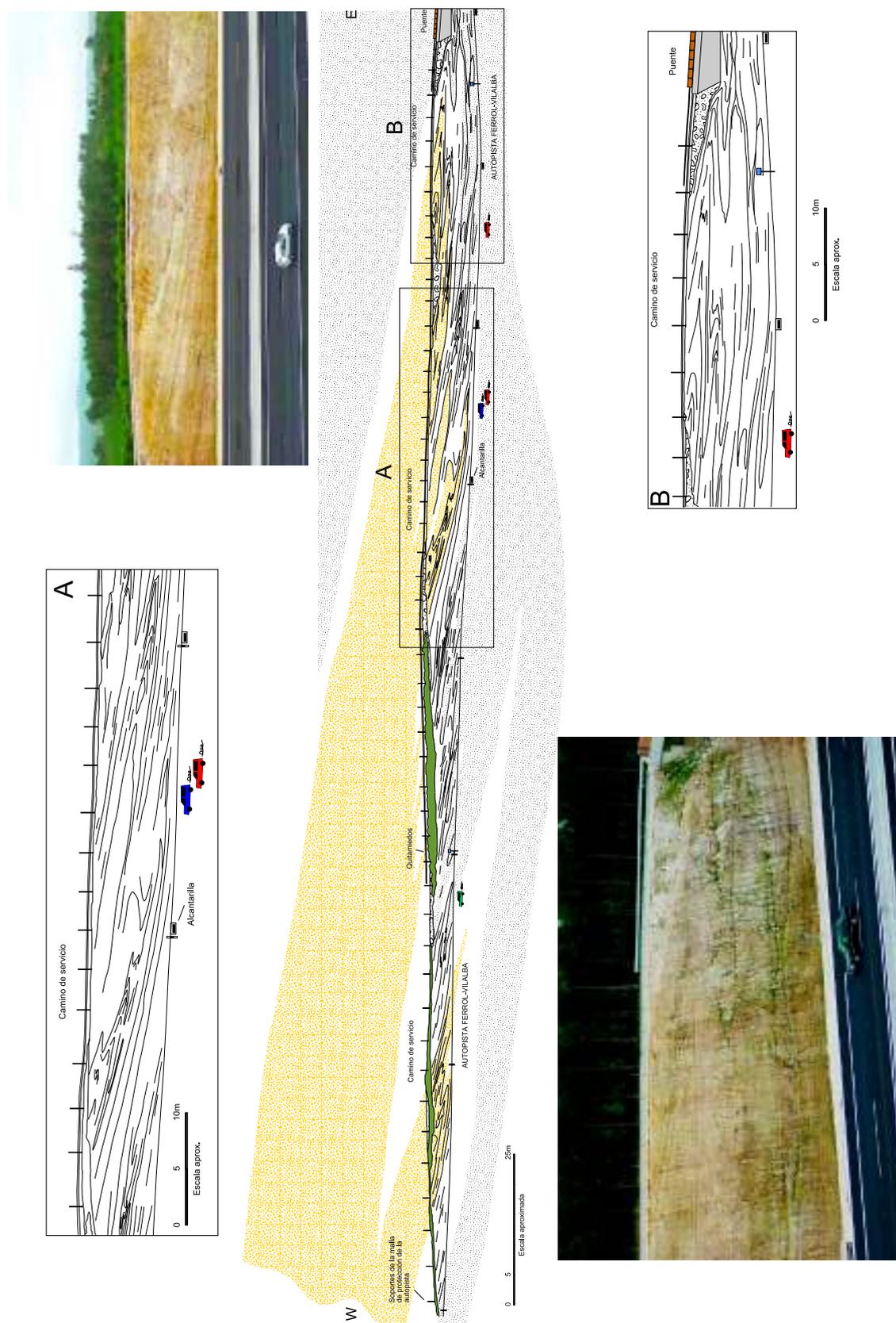


Figura 16. Corte mostrando la geometría de pliegues D1 a escala decamétrica en la Cuarcita superior de Cándana. Talud meridional de la autopista Ferrol-Viálba, a la altura del enlace de Santabaia (O Carrizo).

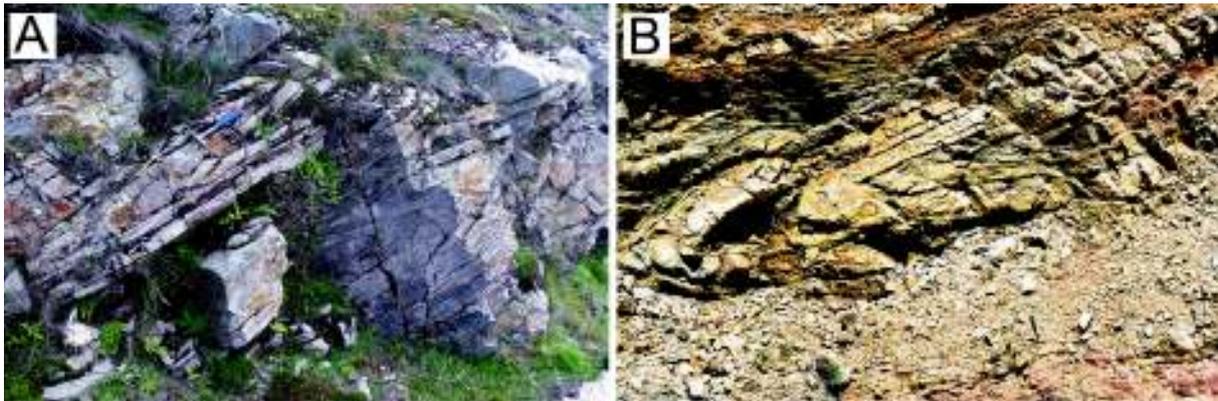


Figura 17. Pliegues D1 a escala métrica en niveles de la Cuarcita superior de Cándana (E a la derecha). A) Pista de O Campo a Pena da Cadela. B) Serra da Carba.

varisco en el NO de la península Ibérica. En primer lugar, cuando se incorpora el modelo representado en la Figura 13 a una sección aproximadamente E-O del orógeno desde la Zona Cantábrica hasta el Complejo de Cabo Ortegal la estructura profunda resulta coherente con los datos geológicos de superficie (Figura 18). Así, el apilamiento en profundidad de los cabalgamientos basales del Manto de Mondoñedo y del Dominio del Navia y alto Sil (*CBM* y *CBN*, en la Figura 18) explica la generación por flexión de los amplios pliegues del antiformal del Domo de Lugo y del sinforme de Bretoña. El brusco cambio paleogeográfico existente entre el Dominio del Manto de Mondoñedo y la Zona Centroibérica -en particular en lo referente a la sucesión del Ordovícico inferior- hace necesario suponer la existencia de un cabalgamiento que aproxime ambas unidades (*CBC* en la figura 18), dado que la falla de Vivero por si sola no soluciona el problema de la relación estructural entre ambas unidades.

Los tres grandes cabalgamientos representados en la figura 18 (*CBC*, *CBM* y *CBN*) se interpretan aquí como los límites de tres grandes láminas cabalgantes a escala cortical desarrolladas en la placa inferior. Este apilamiento de láminas se produciría como una respuesta a la convergencia tectónica una vez alcanzado el límite de enterramiento de la corteza continental de la placa inferior bajo la superior (Coward, 1994). Al O de la sección representada en la figura, cabe suponer que estos cabalgamientos terminen por enraizar en la base de la corteza o en partes más profundas dentro del manto litosférico.

En segundo lugar, el modelo satisface los requerimientos establecidos por los datos geofísicos existentes. Así, la estructura profunda del Domo de Lugo es coherente con los modelos propuestos por Aller (1984) y Aller et al. (1994) y con los datos de sísmica de refracción de Córdoba et al. (1987, 1988, 1998) y Córdoba y Banda (1988), explicando satisfactoriamente las anomalías magnéticas existentes en la zona, al relacionar el denominado *cuerpo EGMA* de estos autores con la prolongación en profundidad del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (*EGMA* y *CBM* en las Figuras 13 y 18). Del mismo modo, muchos de los reflectores que se observan en la sección ESCI-N3.3 de sísmica de reflexión (Martínez Catalán et al., 1995; Pérez-Estaún et al., 1995; Álvarez Marrón et al., 1996; y Ayarza et al., 1998) (Figura 18) adquieren pleno significado. A este respecto, llama particularmente la atención la existencia de un alineamiento de reflectores inclinados hacia el E en una posición que coincide con la prolongación en profundidad de la Falla de Areoura (Figura 19).

En el Orógeno varisco la etapa de colisión debió comenzar hacia los 370 Ma (Devónico tardío), tal como se deduce de la edad del metamorfismo de *HP* y *BT* en rocas de los complejos de Galicia (Van Calsteren et al., 1979; Dallmeyer et al., 1997; Rodríguez et al., 2003; Abati et al., 2012), en la Zona de Ossa-Morena (Macizo de Évora, Moita et al., 2005) y en el Macizo Armoricano francés (Île de Groix y Champtoceaux complex, Bosse et al., 2000, 2005) (Figura 20 B). La convergencia tectónica y el desarrollo de estructuras en relación con la colisión debió proseguir en las partes internas del orógeno (ZCI y

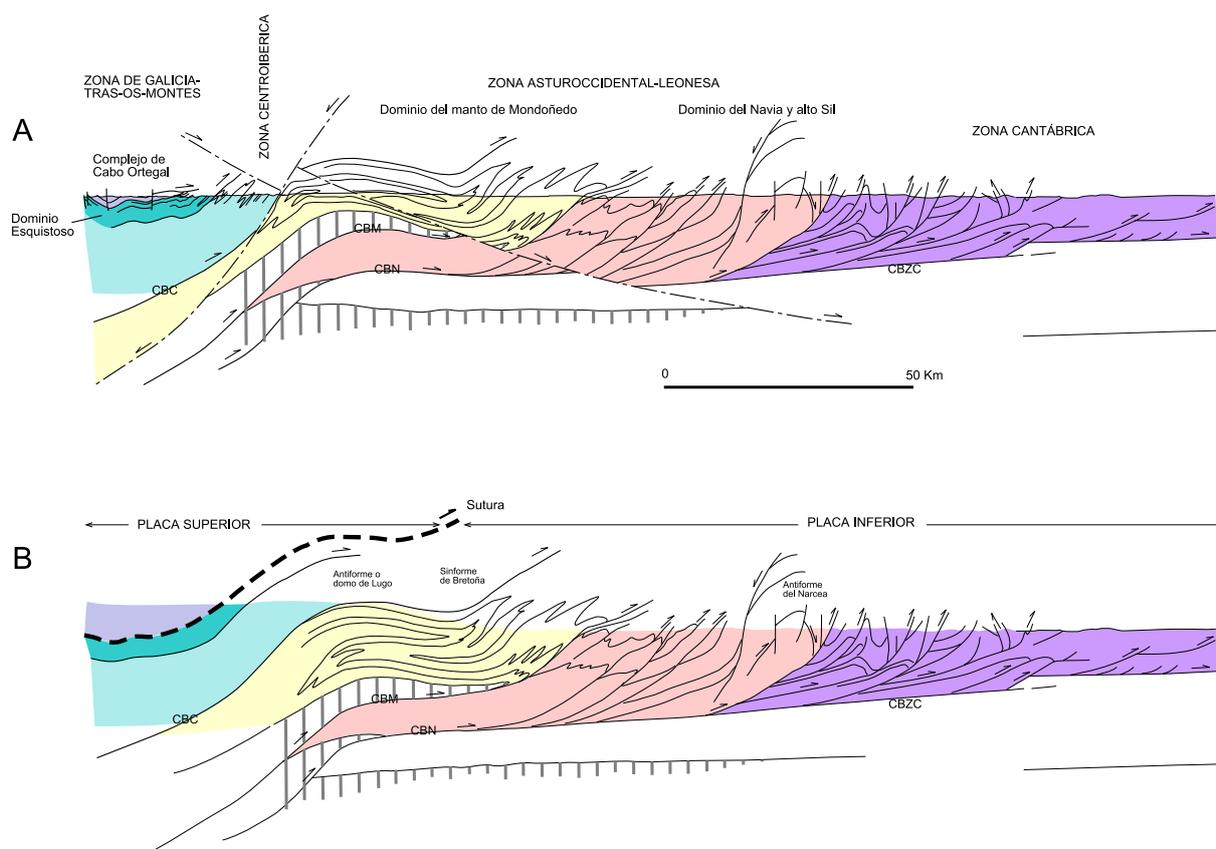


Figura 18. A) Sección transversal desde Cabo Ortegal a la Zona Cantábrica. CBC, CBM, CBN y CBZC, cabalgamientos basales de la Zona Centroibérica, del Manto de Mondoñedo, del Dominio del Navia y Alto Sil y de la Zona Cantábrica, respectivamente. Basada en datos propios y en Marcos y Farias (1999) para el entorno de Cabo Ortegal; Martínez Catalán (1985) y Bastida et al. (1984) para el Dominio del Manto de Mondoñedo; Marcos (1973), Pulgar (1980) y Alonso et al. (in litt.) para el Dominio del Navia y Alto Sil; y Alonso et al. (2009) para la Zona Cantábrica. Para el establecimiento de la estructura en profundidad se han considerado los datos geofísicos y modelos de Aller (1984), Córdoba et al. (1987,1988, 1998), Córdoba y Banda (1988), Aller et al. (1994), Martínez Catalán et al. (1995), Pérez-Estaún et al. (1995), Álvarez Marrón et al. (1996), Ayarza et al. (1998) y Fernández-Viejo et al. (2000). No se han representado las rocas graníticas para una mejor visualización de la estructura. B) Restauración aproximada de la sección con anterioridad al juego de las fallas extensionales de Vivero y Areoura.

ZAOL) al menos hasta aproximadamente los 340 Ma (Viseense, Mississipiense medio) (Dallmeyer et al., 1997), coincidiendo con el apilamiento de las láminas cabalgantes de la placa inferior (Figura 20 D) y aún con posterioridad durante la etapa de replegamiento general.

El desarrollo de fallas normales hacia los 295 Ma (Pérmico temprano) acompañado por un importante magmatismo en las zonas internas del orógeno indicaría que en este momento la parte basal de la placa inferior se encontraba ya demasiado caliente y débil como para soportar el peso de la corteza engrosada y comenzaría a adelgazarse provocando la

formación de fallas extensionales (Coward, 1994). El lapso de tiempo transcurrido entre los eventos de engrosamiento y adelgazamiento de la corteza (unos 55 Ma) es coherente con el observado en otros orógenos (entre los 50 y 70 Ma para el Himalaya y el O de Norteamérica, según Sonder et al., 1987).

En este contexto, las fallas de Vivero y Areoura se interpretan aquí como estructuras extensionales relacionadas con el adelgazamiento de una corteza engrosada. Este etapa de adelgazamiento se produciría al final del ciclo orogénico debido a la disminución de la resistencia a la deformación de las rocas situadas en la base de la placa inferior como

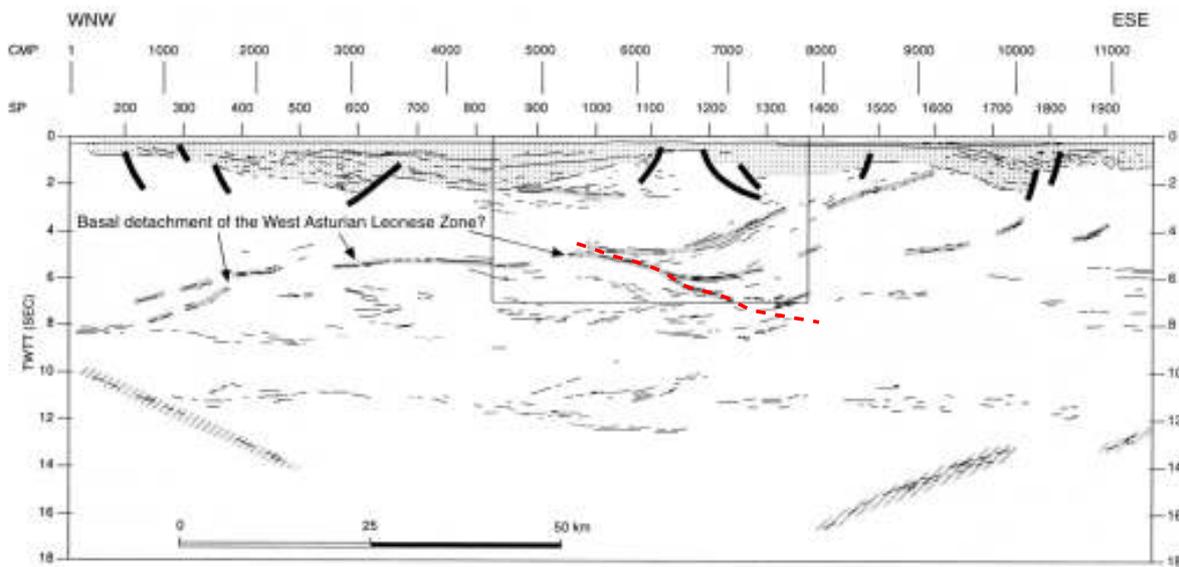


Figura 19. Interpretación del perfil ESCIN3.3 (migrado) según Martínez Catalán et al. (1995). La línea roja destaca la alineación de reflectores que podrían interpretarse como la expresión de la falla de Areoura.

consecuencia de su calentamiento y fusión parcial (Llana Fúnez y Marcos, 2007). Ambas fallas son conjugadas, produciendo la primera un desplazamiento de las rocas hacia las zonas internas y la segunda hacia el antepaís, dando lugar al levantamiento del horst limitado por ambas. En la Figura 18 la falla de Areoura se ha representado hundiéndose profundamente en la corteza, pero también podría proseguirse hacia el E siguiendo el despegue basal de la Zona Cantábrica (CBZC), de un modo semejante a lo que se observa en los modelos propuestos por Dahlen y Suppe (1988) para la evolución frontal de una cuña tectónica.

Conclusiones

La realización de una nueva cartografía geológica de la parte septentrional del domo de Lugo permite observar una distribución de las rocas paleozoicas y precámbricas diferente a la aceptada hasta el presente. Las secciones realizadas sobre este mapa a través del Manto de Mondoñedo muestran que el cabalgamiento basal de esta gran estructura no alcanza la superficie topográfica y que el sector occidental del manto forma parte de la terminación occidental del sinclinal de Villaodrid, uno de los grandes pliegues acostados que caracterizan el Manto de Mondoñedo. Este sector del manto, considerado

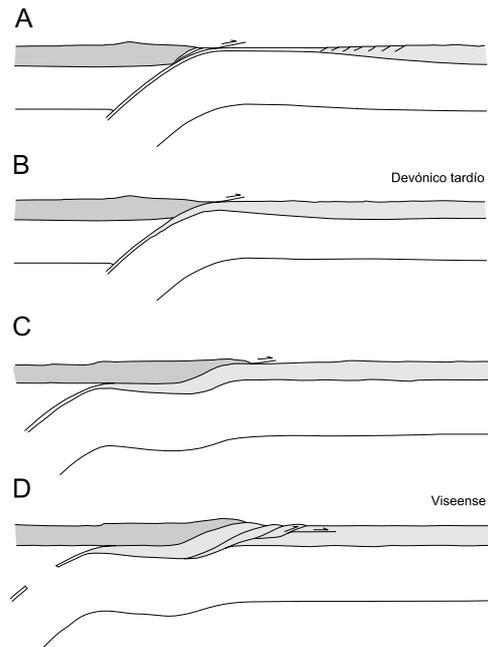


Figura 20. Esquemas mostrando el desarrollo progresivo de estructuras a escala cortical en el Orógeno varisco. A) Etapa pre-colisional (subducción de corteza oceánica y formación de un prisma de acreción); B, C y D) Etapa colisional, con subducción restringida de corteza continental (B); duplicación de la corteza continental debido a la flotabilidad de la corteza continental de la placa inferior y formación de una meseta elevada en la placa superior (C); y formación de láminas cabalgantes en la placa inferior en respuesta al acortamiento (D). Las flechas indican los cabalgamientos activos. Modelo inspirado en la evolución de los orógenos de colisión propuesta por Coward (1994).

previamente como una ventana tectónica, constituye una elevación del basamento limitada por dos fallas normales: las fallas de Vivero y Areoura. Esta última, considerada tradicionalmente como el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, se interpreta aquí como una falla extensional con un desplazamiento hacia el antepaís. La distribución general del metamorfismo y magmatismo es coherente con esta interpretación.

El enterramiento del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo permite interpretar el antiformal del domo de Lugo como una culminación producida por el apilamiento en profundidad de las láminas

cabalgantes de este manto y del dominio del Navia y alto Sil. La estructura profunda deducida satisface de un modo sencillo los condicionantes impuestos por los datos geofísicos existentes y permite reconstruir satisfactoriamente la estructura del Orogéno varisco en el NO de la península ibérica.

Las fallas extensionales de Vivero y Areoura poseen características cinemáticas similares y forman un sistema conjugado desarrollado hacia los 295 Ma, al final del ciclo orogénico, debido probablemente a la disminución de la resistencia mecánica de la parte inferior de la corteza como consecuencia de su calentamiento tardivarisco.

Agradecimientos

Hacia el año 2000, el Dr. Daniel Arias -profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo- me comunicó que en el transcurso de la realización de un estudio geológico detallado de prospección minera entre Abadín y Montouto (al NE de Vilalba), había llegado a la conclusión de que los materiales que allí se consideraban tradicionalmente precámbricos debían pertenecer en realidad a las Pizarras de Cándana del Cámbrico inferior. Daniel Arias apoyaba esta interpretación en el análisis de numerosos testigos de sondeos realizados en los alrededores de Montouto, en los que potentes niveles de para-anfibolitas aparecían intercalados en esquistos oscuros ricos en biotita; hacia Abadín, a medida que disminuía el grado de metamorfismo, estas rocas pasaban a esquistos grises o verdosos con intercalaciones de rocas carbonatadas cuya posición estratigráfica dentro del Grupo Cándana se encontraba fuera de toda duda. Este hecho, planteaba la duda de la asignación de estas rocas al precámbrico y la posibilidad de que al menos una parte de los Esquistos de Villalba fueran en realidad cámbricos. Intrigado por ello, en el año 2002 comencé el levantamiento de una cartografía geológica de dicha zona; pero lo que en principio parecía un problema local que no debería resultar difícil de resolver fue complicándose a medida que progresaban los trabajos de campo hasta convertirse en un problema muy complejo, donde cada avance en el conocimiento llevaba aparejado un nuevo interrogante. Por ello, el levantamiento cartográfico fue ampliándose hasta ocupar una ancha franja que se extiende desde las inmediaciones de Baamonde hasta la costa cantábrica. Debo pues agradecer, en primer lugar, al Dr. Arias el estímulo para emprender el estudio de la zona. También es obligado agradecer especialmente la aportación realizada por los autores de la cartografía preexistente a escala 1:50.000 y 1:200.000; el poder contar con una cartografía geológica de base y el conocimiento de los rasgos geológicos generales constituye un buen punto de partida para la detección de áreas problemáticas y la obtención de nuevos mapas. La existencia de una amplia bibliografía sobre la zona, que en los últimos tiempos ha dado lugar a interpretaciones geológicas altamente sofisticadas apoyadas en una geología regional poco consistente, terminó por

convertir el trabajo de investigación en la resolución de un caso con múltiples errores y responsables, comparable en términos de novela policiaca al *Asesinato en el Orient Express* de Agatha Christie en la que, como es sabido, todos los personajes implicados -entre los que, en nuestro caso, habría que incluir al propio detective- eran responsables del crimen. Desde la fecha de inicio de los trabajos, algunos colegas del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo me acompañaron esporádicamente en las observaciones sobre el terreno, principalmente el propio Daniel Arias y los Drs. Sergio Llana y Marco Antonio López (entonces becario de investigación). Poder contrastar opiniones con ellos sobre los propios afloramientos fue siempre provechoso. Con el Profesor Francisco J. Martínez, del Departamento de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona, realicé también numerosas campañas, manteniendo interminables discusiones que resultaron claves para quebrar mis ideas preconcebidas, contribuyendo así al progreso de las investigaciones. Este artículo se ha beneficiado así mismo de la revisión crítica realizada por los doctores del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo Sergio Llana Fúnez, Juan Luis Alonso y Javier Álvarez Pulgar (esta última especialmente valiosa por proceder de un investigador directamente implicado en el establecimiento de la tectónica de la zona) y por el Dr. Francisco J. Martínez (arriba citado). Particularmente útiles han sido también las recomendaciones realizadas por los revisores designados por esta revista, la Dra. María Luisa Arboleya y un revisor anónimo, y por su Editor, el Dr. Josep Poblet. Todas sus sugerencias han contribuido no poco a mejorar la versión original. Por último, debo señalar que a finales del año 2012, prácticamente acaba ya la elaboración del manuscrito, y gracias a los buenos oficios de mis colegas la Dra. Gloria Gallastegui y el Dr. Luis Quintana, he tenido la oportunidad de examinar el manuscrito y mapa correspondientes a una nueva edición de la Hoja nº 9 (Foz) del Mapa Geológico de España e. 1:50.000 (*vid.* Gómez Barreiro et al., 2005); aunque sin duda ésta proporciona nuevos datos para la interpretación de la zona, no me ha parecido oportuno considerarlos en esta publicación. La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la financiación obtenida en el marco de los proyectos de investigación FICYT PB02-069, MEC CGL2006-08822, MICINN CGL2010-14890 y CONSOLIDER-INGENIO CSD2006-00041.

Bibliografía

- Abati, J., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M. J., Díez Fernández, R. (2012): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 122 (1-2): 219-235.
- Aller, J. (1984): Una hipótesis sobre la estructura geológica profunda causante de la anomalía magnética regional de una parte del área del Manto de Mondoñedo. *Breviora Geológica Astúrica*, 28(1-2): 4-12.
- Aller, J. y Bastida, F. (1993): Anatomy of the Mondoñedo Nappe basal shear zone (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 15: 1405-1419.
- Aller, J., Zeyen, H. J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A. y Parés, J. M. (1994): A 2.5D interpretation of the eastern Galicia magnetic anomaly (northwestern Spain): geodynamical implications. *Tectonophysics*, 237: 201-213.
- Alonso, J. L., Marcos, A. and Suárez, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrust: The Leon Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 7(4): 451-473.
- Alonso, J. L., Marcos, A., Heredia, N. y García Sansegundo, J. (in litt.): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 9 (Cangas del Narcea) del Mapa Geológico de España, a escala 1/200.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Álvarez Marrón, J., Pérez Estaún, A., Dañobeitia, J. J., Pulgar, J. A., Martínez Catalan, J. R., Marcos, A., Bastida, F., Ayarza Arribas, P., Aller, J., Gallart, J., González Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M. C. and Cordoba, D. (1996): Seismic structure of the Northern Continental Margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264: 153-174.
- Andeweg, B. (2002): *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis doctoral Univ. Amsterdam, 178 p.
- Aranguren, A. y Tubía, J. M. (1992): Structural evidence for the relationship between thrust, extensional faults and granite intrusions in the Variscan belt of Galicia (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14: 1229-1237.
- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J. M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A. and Casas-Ponsati, A. (2003): Granite lacolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Tojiza pluton (NW Spain). *Journal of the Geological Society (London)*, 160: 435-446.
- Arenas, R. and Martínez Catalan, J. R. (2003): Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365: 143-164.
- Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J. y Álvarez Menéndez, J. M. (1973): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 23 (07-04) (Puentes de García Rodríguez)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1975), 32 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Arce Duarte, J. M. y Fernández Tomás, J. (1976): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 8 (07-03) (Vivero)*. Memoria explicativa por Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J. y López García, M. J. (1976), 45 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V. (1977a): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 2 (07-02) (Cillero)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1977), 47 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V. (1977b): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 24 (08-04) (Mondoñedo)*. Memoria explicativa por Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J., Monteserín López, V. y López García, M. J. (1978), 32 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Ayarza, P. and Martínez Catalan, J. R. (2007): Potential field constraints on the deep structure of the Lugo gneiss dome (NW Spain). *Tectonophysics*, 439: 67-87.
- Ayarza, P., Martínez Catalan, J. R., Gallart, J., Pulgar, A. and Dañobeitia, J. J. (1998): Estudio sísmico de la Corteza Ibérica Norte 3.3: A seismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif. *Tectonics*, 17(2): 171-186.
- Balk, R. (1937): *Structural Behavior of Igneous Rocks*. Geological Society of America, Memoir 5, 177 pp.
- Barrois, Ch. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. *Memoires de la Société Géologique du Nord*, 2: 1-630.
- Bastida, F. (1980): *Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10: 75-124.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquín, J., Martínez Catalan, J.R., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. (1984): *Mapa Geológico de España e. 1:200.000, Hoja no. 1 (08-04) (La Coruña)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1984), 155 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

- Bastida, F., Martínez Catalán, J. R. and Pulgar, J. A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 8: 415-430.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J. J. and De Jong, K. (2000): Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geological Journal*, 35: 297-325.
- Bosse, V., Feraud, G., Ballèvre, M., Peucat, J. J. and Corsini, M. (2005): Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Île de Groix (Armorican Massif, France): Implications for closure mechanism in isotopic systems. *Chemical Geology*, 220 (1-2): 21-25.
- Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P. and Bacelar, J. (1996): Onshore cenozoic strike-slip basins in NW Spain. In: *Tertiary basins of Spain* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, 247-253.
- Capdevila, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Montpellier, 430 p.
- Córdoba, D. y Banda, E. (1988): Evidencia de una estructura profunda bajo e Manto de Mondoñedo. *Comunicaciones del Congreso Geológico de España*, 2: 211-214.
- Córdoba, D., Banda, E. y Ansoorge, J. (1987): The Hercynian crust in northwestern Spain: A seismic survey. *Tectonophysics*, 132: 312-333.
- Córdoba, D., Banda, E. y Ansoorge, J. (1988): P-wave velocity-depth distribution in the Hercynian crust of the northwestern Spain. *Physical Earth and Planetary International*, 51: 236-248.
- Córdoba, D., Dañoibeitia, J. J. y Grupo de Trabajo ESIGAL-97 (1998): Estudio sísmico de la corteza desde el NW del Macizo Ibérico hasta la Cuenca Interior de Galicia. Proyecto ESIGAL-97. *Jornadas Científicas en San Fernando*, 17-18 Septiembre.
- Coward, M. (1994): Continental Collision. In: Hancock, P. L., *Continental Deformation*. Pergamon Press, 264-288.
- Dahlen, F. A. and Suppe, J. (1988): Mechanics, growth and erosion of mountain belts. *Special Paper Geological Society of America*, 218: 161-178.
- Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarquchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. and Aller, J. (1997): Diachronous variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- De Vicente, G. (Editor) (2004): Estructura alpina del antepaís ibérico. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid, 589-634.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerá, J., Muñoz Martín, A., Martín Velazquez, S., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L. R., González Casado, J. M., Cloetingh, S., Andeweg, B., Álvarez, J. Y Olaiz, A. (2004): Evolución geodinámica cenozoica de la placa ibérica y su registro en el antepaís. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid, 597-602.
- De Sitter, L. U. (1961): Le Précambrien dans la Chaîne Cantabrique. *Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France*, 9: 253
- De Sitter, L. U. (1962): El Precambriano de la Cadena Cantábrica. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 67: 145-146.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., De Pablo-Maciá, J. G. y Rodríguez-Fernández, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias do Porto* 1: 411-431.
- Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V. (1977): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 3 (08-02) (San Ciprián). Memoria explicativa por los mismos autores (1977), 14 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G., Jenner, J. A. and Gutiérrez Alonso, G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of the granitoids. *Journal of the Geological Society (London)*, 157: 565-576.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J. A., Córdoba, D. and Dañoibeitia, J. J. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and the Duero basin. *Journal of Geophysical Research*, 105: 3001-3018.
- Galán, G. (1987): Las rocas graníticas del macizo de Vivero en el sector norte (Lugo, NO de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2ª Serie. 3: 1-376.
- Gómez Barreiro, J. G., Martínez Catalán, J. R., González Menéndez, L., Gallastegui, G. y Rodríguez García, A. (2005): *Hoja del Mapa Geológico de España Escala 1: 50.000 nº 9 (Foz)*, 2ª Serie Magna, 2ª edición. Memoria explicativa por los mismos autores, 65 pp. Fondo Documental Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- González Lodeiro, F. (1983): La estructura del Antiforme del Olló de Sapo. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos (J. A. Comba, Coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 408-420.

- González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J. R., De Pablo Maciá, J. G. y Pérez González, A. (1978): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 48 (08-05) (Meira)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1979), 32 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- González Lodeiro, F., Hernández Urroz, J., Klein, E., Martínez Catalán, J. R., y Pablo Maciá, J. G. de (1983): *Mapa Geológico de España, a escala 1/200.000, Hoja no. 8 (Lugo)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1982). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Hernández Sampelayo, P. (1922): *Hierros de Galicia*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, 466 p.
- Julivert, M. (1983): La estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos (J. A. Comba, Coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 381-408.
- Julivert, M. y Truyols, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos (J. A. Comba, Coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 192-246.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 pp.
- Llana Fúnez, S. y Marcos, A. (2007): Convergente in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, 19: 393-400.
- López Sánchez, M. A. (2007): Estudio geológico de la falla de Vivero y estructuras asociadas en la región de Guntín (Lugo, NO de la Península Ibérica). *Trabajos de Geología*, 27: 97-157.
- López Sánchez, M. A. (2013): *Análisis tectónico de la falla de Vivero (Galicia, NO de España)*. Tesis doctoral, Univ. de Oviedo.
- López Martínez, N., Fernández, M. T., Peláez, P. y de la Peña, A. (1993): Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 19-28.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. Traducción española por J. M. Ríos (1950): Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publicaciones Extraordinarias Geología de España*, 5: 149-166.
- Lotze, F. (1956): Das Präkambriums Spaniens. *Neues Jb. Geol. Paläont.*, 8: 373-380. Traducción española por J. Gómez de Llerena (1960): El Precámbrico de España. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 60: 227-240.
- Lotze, F. and Sdzuy, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Literat. Abb. Math. naturwiss. Kl.*, 6-8: 1-411. Traducción española por J. Gómez de Llerena (1970): El Cámbrico de España. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 75: 1-256.
- Macpherson, J. (1883): Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, 12: 341-378.
- Macpherson, J. (1884). Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. (Continuación). *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, 13: 365-418.
- Macpherson, J. (1886): Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, 15: 165-203.
- Marcos, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6: 3-113.
- Marcos, A. (Coordinador) (2004): Zona Asturoccidental-leonesa. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 49-68.
- Marcos, A. y Bastida, F. (1980): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No.10 (09-03) (Ribadeo)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1980), 26 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Marcos, A. y Farias, P. (1999): La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología*, 21: 201-218.
- Marcos, A. y Pérez-Estaún, A. (1980): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 25 (09-04) (Vegadeo)*. Memoria explicativa por Marcos, A., Pérez-Estaún, A. y Martínez, F. J. (1980), 25 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Marcos, A. y Pérez-Estaún, A. (1981): La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Trabajos de Geología*, 11: 89-94.
- Marcos, A. y Philippot, A. (1972): Nota sobre el Silúrico del Occidente de Asturias (NW de España). *Breviora Geológica Astúrica*, 16: 39-42.
- Marcos, A., Martínez-Catalán, J. R., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (2004): Características generales de la estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 54-55.
- Marcos, A., Bastida, F., Martínez-Catalán, J. R., Gutiérrez-Marco, J. C. y Pérez-Estaún, A. (2004): Estratigrafía y paleogeografía de la Zona Asturoccidental-leonesa. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 49-54.

- Martín-González, F. y Heredia, N. (2011a): ¿Podrían ser las cuencas terciarias del NO peninsular restos de la Cuenca del Duero?. En: *Documentos sobre el terciario de Iberia a inicios del siglo XXI* (Ruiz Sánchez, F. J. y Santiesteban, C. Eds.), 25-28.
- Martín-González, F. and Heredia, N. (2011b): Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37(2):103-120.
- Martínez, F. J., Carreras, J., Arboleya, M. L. and Dietsch, C. (1996) Structural and metamorphic evidence of local extension along the Vivero fault coeval with bulk crustal shortening in the Variscan chain (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 18: 61-73.
- Martínez, F. J., Reche, J. and Arboleya, M. L. (2001) P-T modelling of the andalusite-kyanite-andalusite sequence and related assemblages in high-Al graphitic pelites. Prograde and retrograde paths in a late kyanite belt in the Variscan Iberia. *Journal of Metamorphic Geology* 19: 661-677.
- Martínez Álvarez, J. A., Torres-Alonso, M. y Gutiérrez Claverol, M. (1977): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 9 (08-03) (Foz)*. Memoria explicativa por los mismos autores (1977), 44 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Martínez Catalán, J. R. (1979): La prolongación del Manto de Mondoñedo en la zona occidental del Domo de Lugo (Galicia, España). *Breviora Geológica Astúrica*, 23: 17-22.
- Martínez Catalán, J. R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª Serie), 2: 1-291.
- Martínez Catalán, J. R. (1990): West Asturian-leonese Zone: Introduction. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 91.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R. y Díez Balda, M. A. (2003): Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 25: 1815-1839.
- Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D. y Bea, F. (2004): Zona Centroeibérica. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 68-133.
- Martínez Catalán, J. R., Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J. A. y Marcos, A. (1990): West Asturian-Leonese Zone: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 103-114.
- Martínez Catalán, J. R., Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J. A. y Marcos, A., (1992).- La Zona Asturoccidental-Leonesa: estructura. In: J. G. Gutierrez Marco, J. Saavedra y I. Rabano (Eds), *Paleozoico inferior de Ibero-América*, 464-468. Univ. de Extremadura.
- Martínez Catalán, J. R., Ayarza Arribas, P., Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Gallart, A., Marcos, A., Bastida, F., Alvarez-Marrón, J., González Lodeiro, F., Aller, J., Dañobeitia, J. J., Banda, E., Córdoba, D. and Comas, M. (1995): Results from the ESCI-N3.3 marine deep seismic profile along the Cantabrian continental margin. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(4): 341-345.
- Matte, P. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44: 1-128.
- Moita, P., Munhá, J. M., Fonseca, P. E., Pedro, J., Tassinari, C. C. G., Araújo, A. and Palacios, T. (2005): Phase equilibria and geochronology of Ossa-Morena eclogites. In: Proceedings XIV semana de geoquímica, Univ. Aveiro.
- Nissen, H. V. (1960): *Deformation und kristallisation in Nord-west Spanischen Küstengebirge bei Vivero*. Diss. Math. Naturwiss. Fak Univ Münster, 174 pp.
- Parga, J. R. (1969a): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, 37: 1-15
- Parga, J. R. (1969b): Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massif. *Geologische Rundschau*, 59(1): 323-336.
- Parga Pondal, I. (1967): *Carte Géologique du nord-ouest de la péninsule Ibérique (Hercynien et ante-Hercynien), échelle 1:500.000*. Serviços Geológicos de Portugal. Instituto Geográfico y Cadastral de Portugal (1969), Lisboa.
- Parga-Pondal, I. y Aleixandre, T. (1966): La arenisca ortocuarcítica del Gistral (Lugo). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 87: 59-90.
- Parga Pondal, I., Parga Peinador, J. R., Vegas, R. y Marcos, A. (1982): *Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico escala 1:500.000*. Publ. Área Xeol. Min. Seminario de Estudos Galegos, Edicios do Castro, A Coruña.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F. and Martínez Catalán, J. R. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- Pérez-Estaún, A., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1992): Estratigrafía de la Zona Asturoccidental-Leonesa. In: J. G. Gutierrez Marco, J. Saavedra y I. Rabano (Eds), *Paleozoico inferior de Ibero-América*, 454-461. Univ. de Extremadura.

- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalan, J. R., Gutierrez Marco, J. C., Marcos, A. and Pulgar, J. A. (1990): Westasturian-leonese Zone: Stratigraphy. In: Dallmeyer and Martínez García (Eds), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*, 92-102. Springer Verlag, Alemania.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Álvarez-Marrón, J. y ESCI-N Group. (1995): Crustal structure of the Cantabrian Zone: seismic image of a Variscan foreland thrust and fold belt. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 307-319.
- Pulgar, J. A. (1980): *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante la fase de replegamiento en la Zona Asturoccidental-Leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Tesis doctoral, Univ. Oviedo, 334 pp.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J. G. and Hubert, M. I. (1987): *The techniques of modern Structural Geology, 2 (Folds and fractures)*, Academic Press, London, 700 pp.
- Reche, J., Martínez, F. J. and Arboleya, M. L. (1998a): Low- to medium-pressure Variscan metamorphism in Galicia (NW Spain). In: *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* (Treolar, P. J. & O'Brien, P. J., eds) Special Publications Geological Society (London), 138: 61-79.
- Reche, J., Martínez, F. J., Arboleya, M. L., Dietsch, C. and Briggs, D. (1998b): Evolution of a kyanite-bearing belt within a HP-LP orogen: the case of NW Variscan Iberia. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 379-394.
- Ribeiro (1970): Position structural des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 54:115-138.
- Ries, A. (1979): Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NW Spain. *Journal of the Geological Society (London)*, 136: 89-103.
- Rodríguez, J., Cosca, M. A., Gil Ibarguchi, J. I. and Dallmeyer, R. D. (2003): Strain partitioning and preservation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain). *Lithos*, 70: 111-139.
- Sánchez de la Torre, L. (1966): *Estratigrafía y tectónica de la región de Foz (Norte de Lugo)*. Tesis doctoral, Univ. Oviedo.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas Terciarias Gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 19: 57-71.
- Santanach, P., Ferrús, B., Cabrera, L. and Sáez, A. (2005): Origin of a restraining bend in an evolving strike-slip system: The Cenozoic As Pontes basin (NW Spain). *Geológica Acta*, 3: 225-239.
- Santos-Zalduegui, J., Pin, C., Aranguren, A. and Gil-Ibarguchi, J. I. (1996): Application of specific extraction chromatographic methods to the Rb-Sr, Sm-Nd isotope study of geological samples: The Hombreiro-Santa Eulalia Granite (Lugo, NW Spain). *Geogaceta* 20: 495-497.
- Schulz, G. (1835): *Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país*. 52 pp. Imprenta de los herederos de Collado, Madrid.
- Simancas, J. F. y Pérez-Estaún, A. (Coord.), Arenas, R., Azor, A., Ayarza, P., Bastida, F., Bea, F., Carbonell, R., Díaz García, F., González Lodeiro, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R. y Martínez Poyatos, D. (2004): Evolución tectónica del Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 597-602.
- Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P. and Christiansen, R. L. (1987): A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: Coward, M. P., Dewey, J. F. and Hancock, P. L., *Continental Extensional Tectonics*. Special Publications Geological Society (London), 28: 187-202.
- Tena-Dávila Ruiz, M. de (1973): *Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja No. 47 (07-05) (Villalba)*. Memoria explicativa por el mismo autor (1973). Instituto Geológico y Minero de España, 34 pp., Madrid.
- Truyols, J. y Julivert, M. (1983): El Silúrico en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos (J. A. Comba, Coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 246-265.
- Van Calsteren, P. W. C., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Den Tex, E., Verdurmen, E. A. T. H. and Verschure, R. H. (1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle plume. *Chemical Geology*, 24: 35-56.
- Walter, R. (1965): Die unterschiedliche enwicklung des Alt Paläozoicums östlich und westlich (Nordwest Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 12: 740-753.
- Walter, R. (1966): Resultado de investigaciones geológicas en el Noreste de la Provincia de Lugo (NO España). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 89: 7-16.
- Walter, R. (1968): Die Geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27: 3-70.
- Zamarreño, I. (1983): El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos (J. A. Comba, Coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 117-191.