

Estratigrafía y estructura del Antiforme del Olo de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña (Provincia de Orense, NO de España): nuevos datos sobre la posición estratigráfica de la Formación porfiroide Olo de Sapo

D. Arias, P. Farias y A. Marcos

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

Correspondencia: arias@geol.uniovi.es

Resumen: La realización de una cartografía geológica de calidad en el área de Viana do Bolo–A Gudiña ha permitido establecer la sucesión estratigráfica del Paleozoico inferior y la estructura del Antiforme del Olo de Sapo en este sector. La sucesión estratigráfica está representada por varias unidades correlacionables con las formaciones descritas en la Zona Asturoccidental-leonesa, y se extiende de modo continuo desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico superior. La Formación porfiroide Olo de Sapo se encuentra intercalada en la Serie de los Cabos, lo que es coherente con las edades de ca. 480 Ma obtenidas por medios isotópicos en otras localidades. El antiforme está constituido por varios pliegues abiertos de escala cartográfica, algunos de ellos con geometría de domos. Estos pliegues, desarrollados durante la etapa final de replegamiento varisca, deforman a otros más apretados y acostados relacionados con una primera fase de deformación. Todas las rocas se encuentran afectadas por un episodio de metamorfismo regional al que se superpone otro de baja presión y alta temperatura ligado a la intrusión de granitos variscos, que da lugar a la aparición de migmatitas en la parte sur y oeste del área.

Palabras clave: Cordillera Varisca, Galicia, Antiforme del Olo de Sapo, Formación Olo de Sapo.

Abstract: Detailed mapping of the Viana do Bolo-A Gudiña area furnished new data on the stratigraphy and structure of the Olo de Sapo Antiform in the sector located between the Verín and Truchas synclines. The stratigraphic sequence is formed by several mappable lithological units that can be correlated with the Lower Cambrian-Upper Ordovician succession in the West Asturian-leonese Zone. The Olo de Sapo formation is interbedded within the Upper Cambrian-Lower Ordovician Cabos Series, which is consistent with the ca. 480 Ma isotopic ages recently obtained in other localities. The general structure of this antiform is characterized by the existence of kilometre-scale open folds with related subvertical crenulation cleavage, developed during the last variscan refolding event. These folds deform previous overturned and N-vergent folds, related with the first variscan deformation event. The whole area is affected by different variscan metamorphic and magmatic events. The strongest one is the high-*T* metamorphism associated with the intrusion of S-type two-mica granites that lead to partial melting in the metasediments and metavolcanics.

Key words: Variscan Orogen, Galicia, Olo de Sapo Antiform, Olo de Sapo Formation.

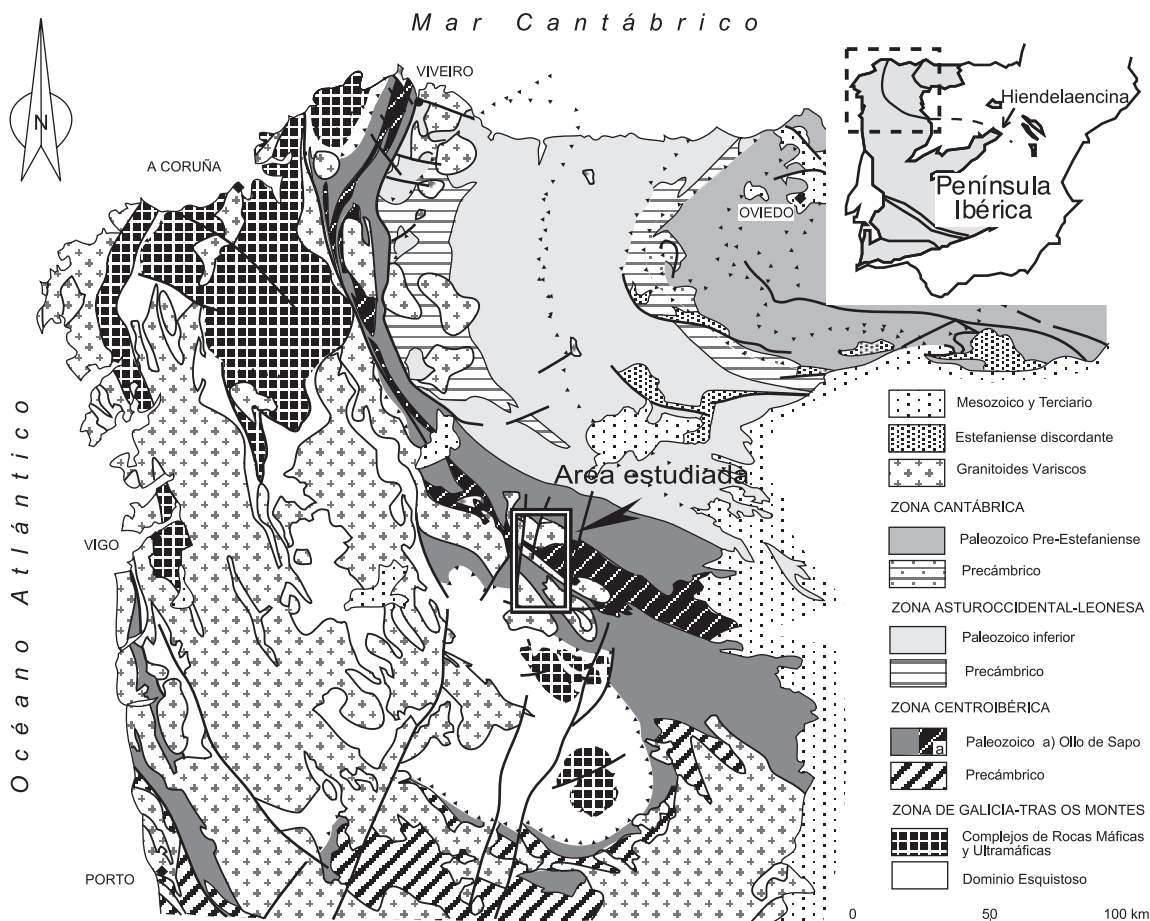


Figura 1. Situación del área estudiada en el mapa de las unidades tectonoestratigráficas del noroeste de la Península Ibérica (basado en Julivert et al., 1974 y Farias et al., 1987).

El Antiforme del Olla de Sapo constituye una estructura compleja que se extiende a lo largo de casi 300 km desde la costa cantábrica, al N, hasta la provincia de Zamora, donde queda oculto bajo los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero, siguiendo el trazado arqueado de las estructuras variscas en el NO de la Península Ibérica. Otros afloramientos de esta estructura se localizan aún al otro lado de la Cuenca del Duero, en el sector de Hien dela Encina (Fig. 1). Esta estructura se ha considerado tradicionalmente como límite entre las zonas Asturoccidental-leonesa (ZAOL) y Centroibérica (ZCI) del Macizo Ibérico (Julivert et al., 1974). En el núcleo del Antiforme del Olla de Sapo aflora un conjunto volcánico ácido, con lavas (riodacitas), tufs y rocas subvolcánicas, denominado Olla de Sapo (Parga Pondal, 1960; Riemer, 1963; Capdevila et al., 1964; Parga Pondal et al., 1964;

Barrera Morate et al., 1989; Ortega et al., 1996). En el campo, estas rocas muestran un aspecto porfiríode, con fenocristales blancos de feldespato, que llegan a tener tamaño centimétrico, y cuarzos azules milimétricos dispersos en una matriz cuarzo-filítica.

Sobre la Formación Olla de Sapo se sitúan, en continuidad estratigráfica, las rocas siliciclásticas del Ordovícico inferior: las Capas de los Montes (Riemer, 1963, 1966) o Formación Puebla (Martínez García, 1971, 1973), a las que se superponen las cuarcitas culminantes o 'Cuarcita Armoricana' (Riemer, 1963, 1966; Matte, 1968).

Los datos más consistentes referidos a los materiales situados por debajo de la Formación Olla de Sapo proceden de las regiones de Viana del Bollo-Puebla de Sanabria y de Hien dela Encina (Fig. 1).

En la primera se ha descrito por debajo de la Formación Olló de Sapo una sucesión metasedimentaria, la Serie de Viana (Ferragne, 1968) o Serie de Porto (Martínez García, 1973), formada por paragneises, esquistos, rocas calcosilicatadas y mármoles; esta serie es considerada precámbrica por Ferragne (op. cit.) y cámbrica inferior por otros autores, sobre la base de su semejanza con los materiales de esta edad situados en áreas próximas (Martínez García y Corretgé, 1970; Martínez García, 1971, 1973, 1975; Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982). Una secuencia comparable parece existir en la región de Hiendelaencina (Schäfer, 1969; González Lodeiro, 1980), aunque allí el contacto con la Formación Olló de Sapo se ha considerado de tipo tectónico (González Lodeiro, 1980).

En estas condiciones, la edad de la Formación Olló de Sapo ha sido objeto de controversia, siendo considerada precámbrica (ver, entre otros, Parga Pondal et al., 1964; Riemer, 1966; Ferragne, 1968; Matte, 1968; Martínez Catalán et al., 1977; Ortega et al. 1996; Azor et al., 1992; y referencias en Capote, 1983 y Díez Balda et al., 1990), cámbrica (Martínez García, 1973; Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982; Martínez García y Quiroga, 1993) e incluso ordovícica superior (Fernández Suárez et al., 1999) y silúrica (Díaz García, 2000). Los datos radiométricos proporcionan una edad de ca. 480 Ma (Ordovícico inferior) (Gebauer et al. 1993; Valverde Vaquero y Dunning, 2000), consistente con la edad de los materiales situados inmediatamente por encima.

El objeto de este trabajo es el reconocimiento de la estratigrafía y estructura de las rocas situadas en el núcleo del Antiforme del Olló de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña (Figs. 1 y 2). El levantamiento de una cartografía geológica de calidad ha permitido: i) establecer la posición estratigráfica de la Formación Olló de Sapo en el contexto de la sucesión paleozoica, y ii) definir la estructura del antiforme en este sector y establecer su relación por el S con la Zona de Galicia-Trasos-Montes (ZGTM) (Farias et al., 1987) y por el N con el Sinclinal de Truchas, en la ZAOL (Pérez Estaún, 1978).

La geología del Antiforme del Olló de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña

La región estudiada se sitúa en la parte meridional del Antiforme del Olló de Sapo (Fig. 1). Su extremo septentrional coincide con el flanco S del Sinclinal de Truchas y la parte más profunda del antiforme aflora en el entorno de Viana do Bolo (Fig. 2). El reconocimiento de las características litológicas y estratigráficas de la secuencia sedimentaria se ve dificultado por el metamorfismo (que alcanza condiciones de alto grado) y la intrusión de granitoides variscos y prevariscos. Así, al N de Viana do Bolo (Fig. 2) se diferencia un granitoide prevarisco (ca. 465 Ma, Lancelot et al., 1985), denominado Ortogneis de Viana; se trata de ortogneises mesoglandulares con biotita, de composición granodiorítica (Anthonioz y Ferragne, 1967; Ferragne, 1968, 1972; Iglesias et al., 1981; Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982). Esta roca ocupa el núcleo de una estructura antiformal y encaja en las rocas metasedimentarias del Cámbrico inferior, de modo que las características del afloramiento sugieren una geometría tabular o de tipo sill. Otros afloramientos menores situados al E del cuerpo principal intruyen en la Formación Olló de Sapo. El resto de las rocas graníticas (granitos de dos micas y granodioritas) son claramente variscas. Los granitoides de dos micas se encuentran representados principalmente al SO de la falla de Chandoiro y en dos afloramientos al este de Viana do Bolo. Estas intrusiones son las responsables del metamorfismo regional de alta temperatura, que alcanzó su clímax después de la primera fase de deformación varisca. En el área estudiada, el grado metamórfico aumenta de Norte a Sur desde las facies de los esquistos verdes hasta alcanzar la isograda de la sillimanita-feldespato potásico, de modo que en el tercio sur las migmatitas están ampliamente extendidas. El tercio norte del mapa se encuentra ocupado en gran parte por la granodiorita de Veiga, un granitoide biotítico intruido en relación con los últimos episodios de deformación varisca (Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982; Román Berdiel et al., 1995).

La aportación de las cartografías geológicas previas al conocimiento geológico de esta zona es muy desigual (Martínez García, 1973; Arce Duarte et al., 1981; Iglesias Ponce de León y

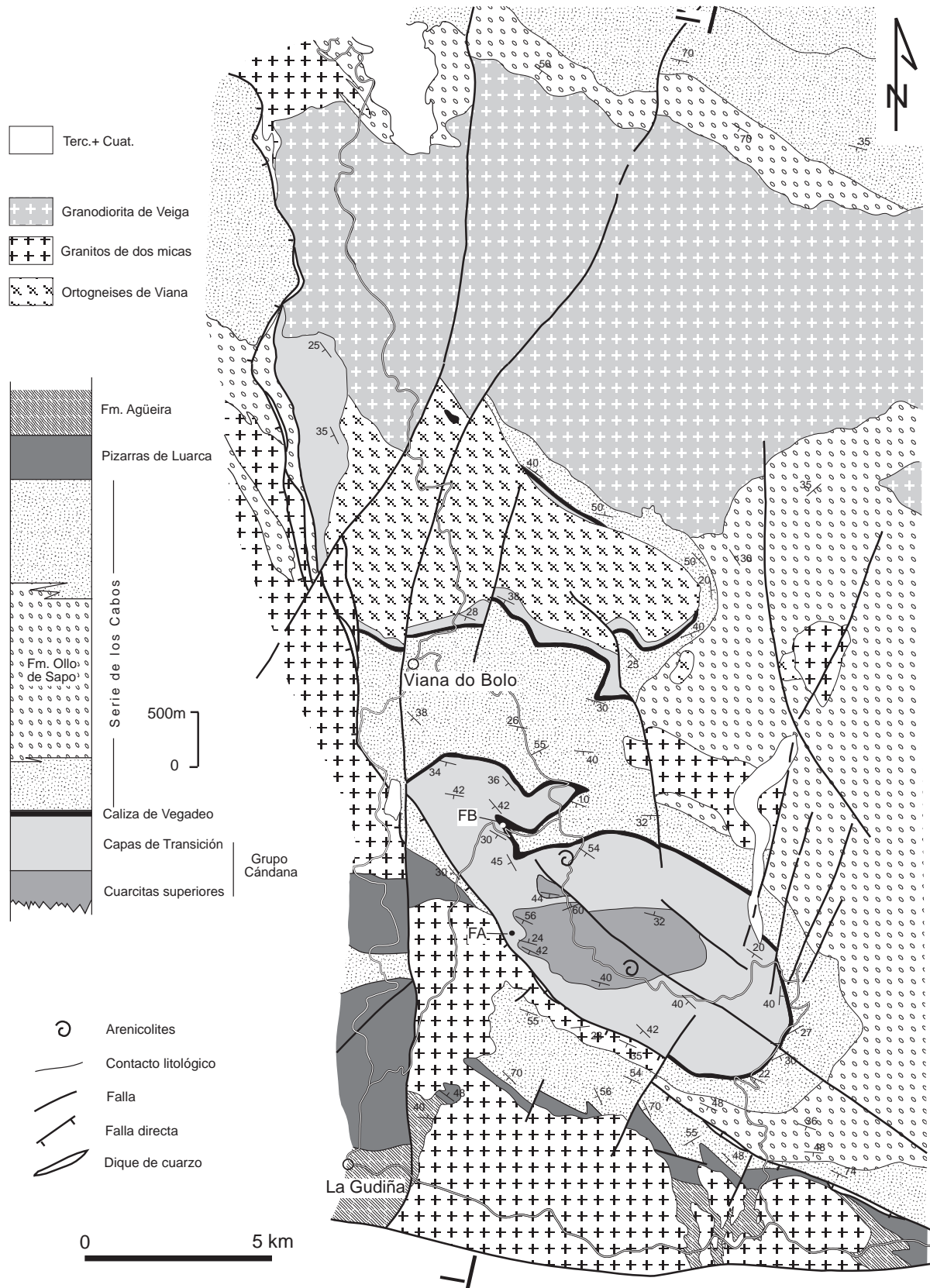


Figura 2. Mapa geológico y columna estratigráfica del área de Viana do Bolo-A Gudiña.

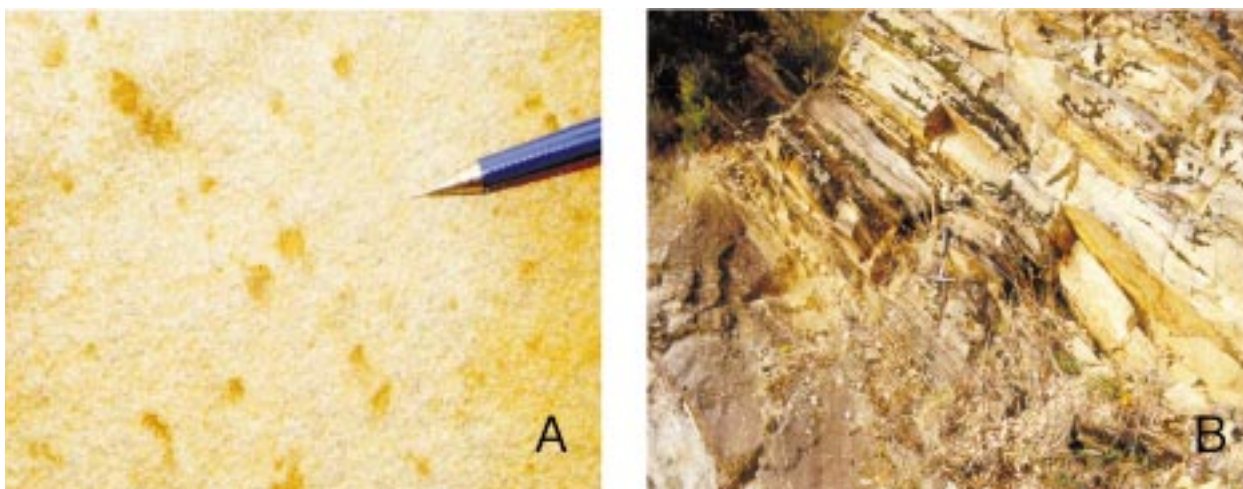


Figura 3. A) *Arenicolites* sp. en niveles cuarcíticos de las Capas de Transición (Grupo Cándana). Nótese la agrupación en pares de las perforaciones en la roca (localidad situada en el mapa geológico). B) Calizas de la Fm. Vegadeo, parcialmente transformadas a jasperoides (localidad GU-5 en figura 4).

Varea Nieto, 1982). Los datos más relevantes son los proporcionados por Iglesias Ponce de León y Varea Nieto (1982), en cuya cartografía se pueden observar aspectos muy relevantes de la estratigrafía y estructura de la zona, tales como las relaciones de los ortogneises de Viana con su encajante y la posición de la Formación Ollo de Sapo entre los metasedimentos del Ordovícico inferior y otra secuencia metasedimentaria (Serie de Viana) que consideran semejante a la del Cámbrico inferior de regiones vecinas.

Estratigrafía

La sucesión estratigráfica está formada por un conjunto de unidades litológicas cartografiadas en toda el área (Fig. 2), que son, en su mayor parte, correlacionables con la sucesión Cambro-Ordovícica descrita en la vecina ZAOL (ver síntesis en Pérez Estaún et al., 1990).

La parte más baja de la sucesión está formada por un conjunto bien estratificado de areniscas feldespáticas, cuarcitas y microconglomerados, con una potencia mínima de 200 m. Las capas son tabulares, de espesor centimétrico a decimétrico, y muestran abundantes criterios de polaridad (laminación cruzada y granoclasificación). También se han observado algunos niveles con icnofósiles (*Arenicolites* sp.) (ver situación en Fig. 2). Por encima de estos niveles se disponen 500 m de filitas y esquistos grises con algunos bancos de areniscas y cuarcitas

de espesor métrico, en las que asimismo se aprecia la existencia de *Arenicolites* sp. (Fig. 3A). Estas unidades son correlacionables con la parte alta del Grupo Cándana del Cámbrico inferior, es decir, con las Cuarcitas Superiores de Cándana y las Capas de Transición respectivamente (Walter, 1966a; 1968). Al igual que sucede en los afloramientos de la ZAOL, los niveles tabulares cuarcíticos de las Cuarcitas Superiores de Cándana han sido aquí explotados en diversos puntos para la obtención de lajas para la construcción.

Por encima de las rocas siliciclásticas del Grupo Cándana se dispone un nivel de unos 50 m de calizas, dolomías y rocas calcosilicatadas. La existencia de estos niveles fue puesta de manifiesto previamente por distintos autores, si bien todos ellos aluden a afloramientos de carácter discontinuo y aislado (Martínez García, 1973; Arce Duarte et al., 1981; Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982). En realidad se trata de un nivel continuo que puede trazarse por encima del Grupo Cándana a lo largo de toda el área, aunque su reconocimiento está dificultado en muchos lugares por el hecho de que las calizas se encuentran total o parcialmente silicificadas y transformadas en jasperoides. Estos jasperoides son rocas silíceas de tipo chert en las que la calcita se encuentra reemplazada por calcedonia o cuarzo criptocristalino (Fig. 3B).

Con el fin de determinar la afinidad geoquímica de los jasperoides, se ha determinado la composición isotópica del Carbono y Oxígeno en cinco mues-

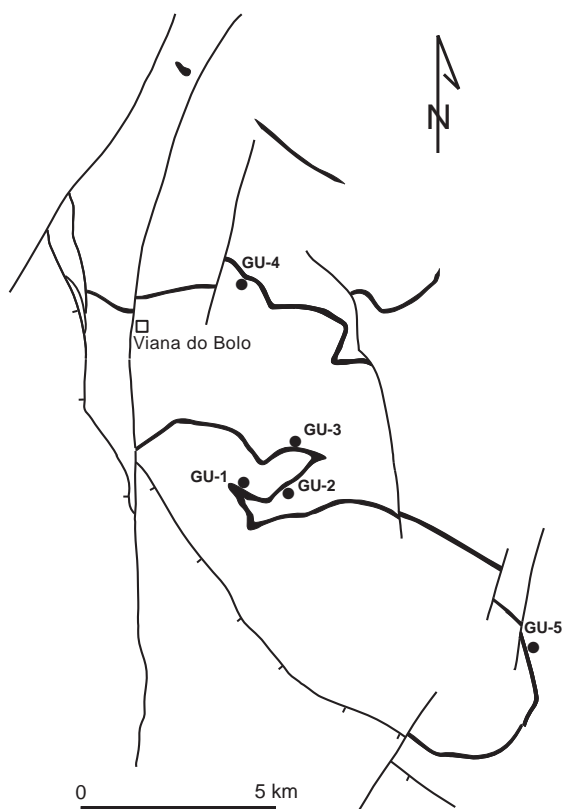


Figura 4. Esquema mostrando los afloramientos atribuidos a la Formación Vegadeo y la situación de las muestras de calizas analizadas para la determinación de isótopos de Carbono y Oxígeno.

tras (Fig. 4 y Tabla I). En cuatro de ellas (GU-1 a 4), la calcita se caracteriza por presentar valores pesados de O y ligeros de C, muy próximos a los valores medios obtenidos para los carbonatos en equilibrio con el agua marina durante el Cámbrico ($\delta^{18}\text{O} = 21.6 \pm 2.3\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -0.4 \pm 2.4\text{‰}$; Veizer y Hoefs, 1976). Así mismo, los resultados son comparables a los obtenidos en muestras de la Caliza de Vegadeo en la ZAOL (Tornos et al., 1996) y de la Caliza de Láncara en la Zona Cantábrica (Cepedal et al., 1998) (Fig. 5). La muestra GU-5 presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros que los correspondientes a los carbonatos marinos cámbricos, habiéndose recogido en una zona donde las calizas aparecen intensamente silicificadas por la acción de fluidos hidrotermales; esta muestra se localiza en el campo de los carbonatos hidrotermales definido por Tornos et al., (1996) para las mineralizaciones de Pb-Zn asociadas a la Caliza de Vegadeo en la ZAOL. De los datos isotópicos obteni-

Tabla i. Composición isotópica de las calizas del área de Viana do Bolo – A Gudíña. Situación de las muestras en Fig. 4.

N.º muestra	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
GU-1	17.9	2.3
GU-2	18.7	-1.4
GU-3	20.5	0.1
GU-4	18.9	-1.6
GU-5	12.3	-5.8

dos también se deduce que a pesar del alto grado metamórfico de la zona, las calizas mantienen la signatura isotópica cámbrica.

Considerando los datos isotópicos y las características generales de la serie, estos niveles de calizas podrían corresponder bien a la Caliza de Vegadeo, bien a los niveles carbonatados situados en la parte baja del Grupo Cándana (ver Walter, 1966 a; 1968), que se disponen siempre sobre niveles detríticos muy groseros (Cuarcita inferior de Cándana). En el caso que nos ocupa, las calizas se disponen sobre una unidad constituida esencialmente por filitas y esquistos, tal como se ha indicado anteriormente. La gran similitud de estos materiales con las Capas de Transición del Grupo Cándana y de los situados a muro con la Cuarcita Superior del mismo grupo, obligan a optar sin muchas dudas por la correlación de dichos niveles carbonatados con la Caliza de Vegadeo (Fig. 2).

A techo de la Formación Vegadeo se dispone una sucesión de areniscas, cuarcitas y pizarras alternantes en capas centimétricas a decimétricas, cuyo espesor varía entre 200 y 450 m. En tránsito gradual con estos niveles de rocas detríticas se sitúa la Formación Olló de Sapo, constituida por neises glandulares félsicos, con cristales de cuarzo azulado de tamaño milimétrico a centimétrico y megacristales de feldespato, que en su parte superior aparecen interestratificados con neises microglandulares y niveles metasedimentarios (filitas y cuarzoesquistos, principalmente); su espesor disminuye de N a S de 2.600 a 1.200 m. Por encima de la Formación Olló de Sapo y en tránsito gradual se disponen nuevos niveles de pizarras y areniscas que culminan con un horizonte cuarcítico: se trata de

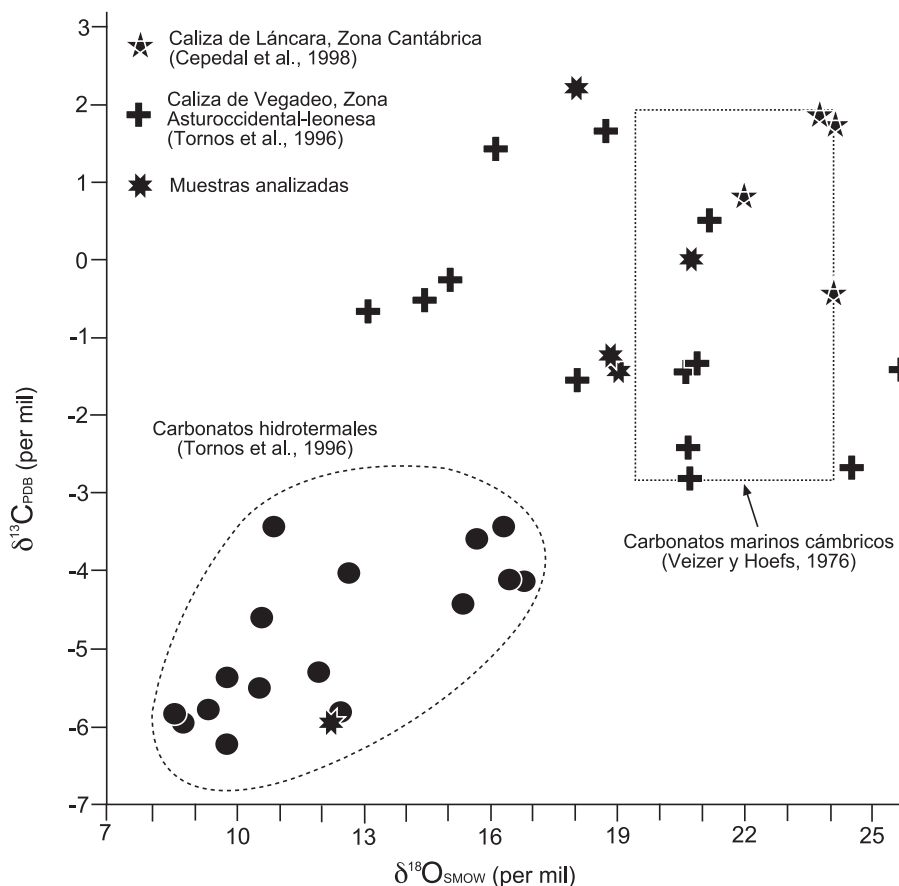


Figura 5. Composición isotópica de Carbono y Oxígeno en rocas carbonatadas procedentes de diferentes zonas del Macizo Ibérico en el noroeste de la Península ibérica.

las Capas de los Montes y de la ‘Cuarcita Armoricana’ de Riemer (1963, 1966) (equivalentes a las formaciones Puebla y Culebra de Martínez García, 1971, 1973). El espesor total de esta secuencia de rocas siliciclásticas superpuesta a la Formación Olló de Sapo supera los 1.000 m en el extremo N de la región estudiada, decreciendo hasta ca. 400 m en el S. Para facilitar su descripción y representación, en este trabajo se incluye dentro de la Serie de los Cabos toda la secuencia de rocas situada por encima de la Formación Vegadeo que se acaba de describir, dado que, con la sola excepción de la presencia de las rocas volcánicas y vulcanodetríticas de la Formación Olló de Sapo, sus características litológicas generales son comparables a las descritas para esta unidad en la ZAOL (Lotze, 1958; Marcos, 1973). De acuerdo con esto, el espesor total de la Serie de los Cabos en este sector varía de N a S entre más de 1.200 y 800 m.

Los términos más modernos de la sucesión metasedimentaria afloran en el sector meridional de la región estudiada, al sur de la falla de Chandoiro, rodeados por intrusiones graníticas y en ocasiones parcialmente migmatizados (Fig. 2). Se trata de pizarras negras satinadas, correspondientes a la Formación Luarca (Ordovícico medio) y de areniscas, limolitas pizarras alternantes de la Formación Agüeira (Ordovícico superior), y son comparables a las descritas al N de la región estudiada, en el sinclinal de Truchas, ya dentro de la ZAOL (Pérez Estaún et al., 1990).

De acuerdo con estos datos, la sucesión estratigráfica del Paleozoico inferior del área de Viana do Bolo–A Gudiña es, en conjunto, comparable a la que existe más al N, en la ZAOL. Así, pueden reconocerse las unidades litoestratigráficas del Cámbrico inferior (la parte alta del Grupo Cándana y la Caliza de Vegadeo). La principal diferencia estriba

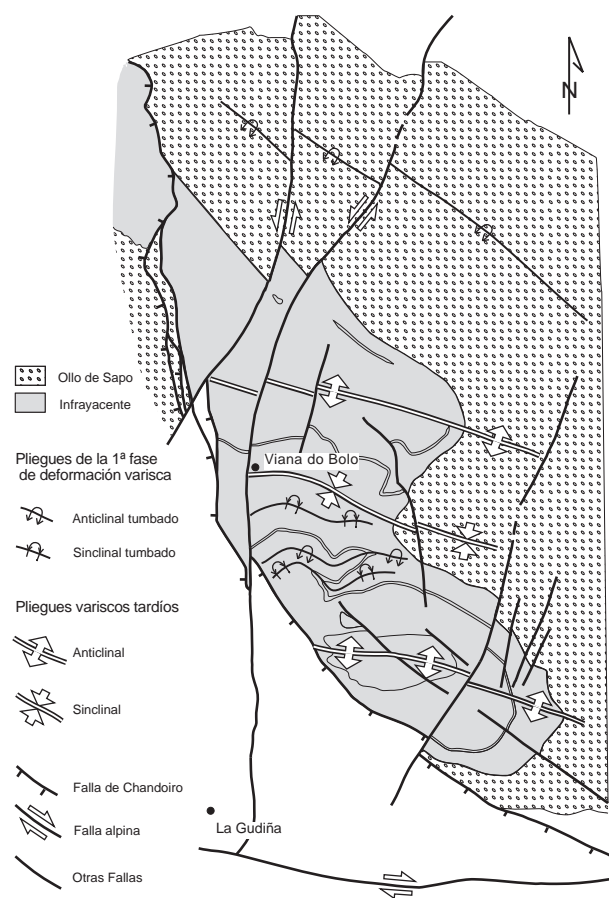


Figura 6. Esquema estructural mostrando la disposición de los principales pliegues y fallas en la región estudiada. Las rocas graníticas han sido eliminadas para una mejor comprensión.

en la presencia de rocas de origen volcánico y vulcanosedimentario (Formación Ollo de Sapo) intercaladas en la Serie de los Cabos; la parte alta de esta serie y las formaciones superpuestas (Formaciones Luarca y Agüeira) son de nuevo comparables a la que existe en la ZAOL.

Estructura

Las rocas metasedimentarias situadas por debajo de la Formación Ollo de Sapo delimitan un gran domo compuesto limitado al Oeste por una falla directa (Falla de Chandoiro) (Figs. 2 y 6). Este domo está definido por pliegues muy abiertos de traza axial ONO-ESE y superficie axial subvertical, formados durante la fase de replegamiento general al final de la orogénesis varisca (Figs. 6 y 7A). Presentan un clivaje de crenulación asociado que sobre el terreno muestra una distribución irregular, estando particularmente bien desarrollado en relación con el anticlinal más meridional, donde llega a ser la foliación tectónica dominante. Con anterioridad a estos pliegues, se reconocen pliegues más apretados, prácticamente homoaxiales con los que se acaban de describir (Fig. 6), y con superficie axial suavemente inclinada al S o acostados (Fig. 7B); estos pliegues tienen también expresión cartográfica y forman parte del flanco normal de un gran anticlinal vergente al norte (Fig. 8). Asociado a ellos se forma un clivaje pizarroso. Por sus características se relacionan con los pliegues desarrolla-



Figura 7. A) Pliegues abiertos de plano axial vertical formados en relación con la tercera fase de deformación varisca. Pizarras de las Capas de Transición, Grupo Cándana. B) Pliegues tumbados de escala métrica desarrollados sobre las calizas de la Formación Vegadeo, formados en relación con la primera fase de deformación varisca. (Localización: FA y FB en mapa geológico de la figura 2).

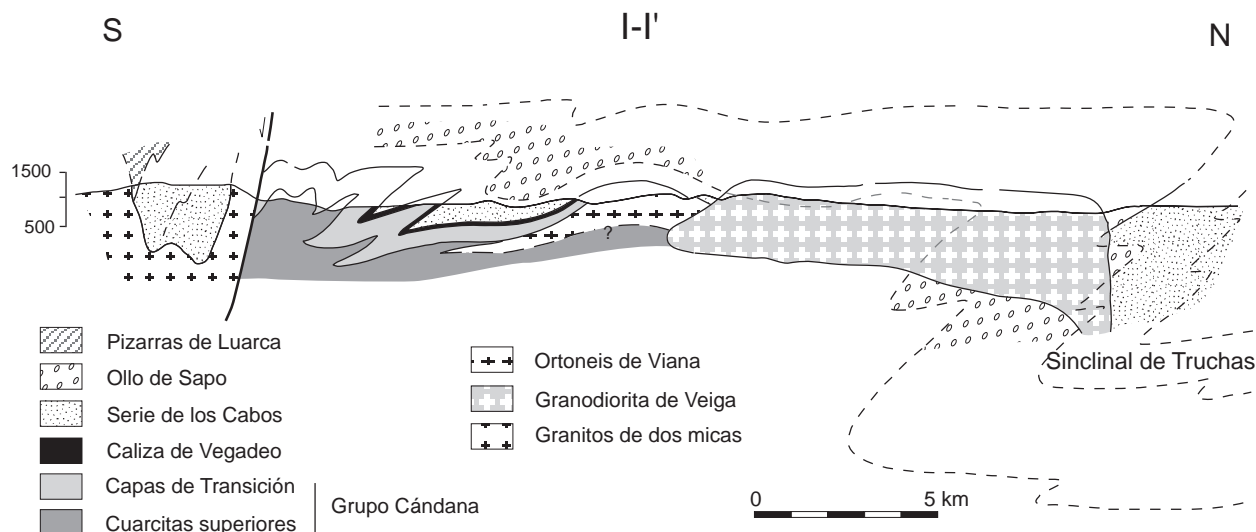


Figura 8. Corte geológico (sección I-I' localizada en Fig. 2). La geometría de la granodiorita de Veiga está obtenida de Román Berdiel et al. (1995).

dos durante la primera fase de deformación varisca en el noroeste de la Península (Matte, 1968; ver también Díez Balda et al., 1990 y Martínez Catalán et al., 1990 y artículos allí reseñados). De acuerdo con esto, la estructura del Antiforme del Olló de Sapo en el sector estudiado corresponde a un gran pliegue vergente al este cuyo flanco normal se encuentra suavemente deformado por pliegues posteriores (Fig. 8).

El trazado de estas estructuras está modificado por fallas más tardías. Entre ellas destaca una importante falla normal de dirección aproximada NO-SE y trazado curvado que con una inclinación de unos 70° produce el hundimiento del bloque suroeste. Esta falla era ya conocida en la mitad norte del área estudiada con el nombre de Falla de Chandoiro (Iglesias Ponce de León y Varea Nieto, 1982). A lo largo de su trazado se localizan potentes diques de cuarzo que se explotan en algunas canteras. De acuerdo con Iglesias Ponce de León y Varea Nieto (1982) y Roman Berdiel et al. (1995) debe tratarse de una falla directa tardivarisca, ya que el enfriamiento de la granodiorita de Veiga tuvo lugar durante su movimiento. El resto de las fallas muestran un trazado general N-S o E-O y son fallas de strike-slip subverticales (Fig. 6), claramente postvariscas y posiblemente alpinas. Las fallas N-S muestran una componente de desplazamiento levógiro en la horizontal, mientras que

la falla E-O, situada en el extremo meridional de la zona estudiada, posee un sentido de desplazamiento dextrógiro.

Conclusiones

De acuerdo con los datos previos, la sucesión estratigráfica del Paleozoico inferior en el área de Viana do Bolo–A Gudiña es comparable a la que existe en la ZAOL. La realización de una cartografía de calidad de las rocas previamente incluidas en las denominadas Serie de Viana o Serie de Porto y situadas por debajo de la Formación Olló de Sapo, permite su división en unidades litoestratigráficas cartografiables y perfectamente asimilables desde el punto de vista litológico a la parte alta del Grupo Cándana, a la Caliza de Vegadeo y a la parte baja de la Serie de los Cabos. La única diferencia entre la sucesión estratigráfica de este sector y la de la ZAOL es la presencia de una potente unidad volcánica y vulcanodetrítica, la Formación Olló de Sapo, incluida en la parte media de la Serie de los Cabos. Esta posición estratigráfica de la Formación Olló de Sapo es consistente con las edades radiométricas obtenidas en otras localidades (ca. 480 Ma, Gebauer et al. 1993; Valverde Vaquero y Dunning, 2000).

La estructura del Antiforme del Olló de Sapo en el sector estudiado corresponde al flanco normal de

un gran pliegue vergente al E, originado durante la primera etapa de deformación varisca, suavemente deformado por pliegues posteriores que condicionan la formación del gran domo central en cuyo núcleo afloran los materiales más antiguos.

Bibliografía

- Anthoiz, P. M. y Ferragne, A. (1967): Sur la presence d'orthogneiss en Galice Moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *Comte Rendue Academia Sciences Paris*, 265: 848-851.
- Arce Duarte, J. M., López-Prado Teixeira, J., y Del Moral Crespo, J. (1981): Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000 (MAGNA). Hoja n.º 266 (La Gudiña). *Instituto Geológico y Minero de España*.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R. y Pérez Estaún, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo. In: J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, 469-483.
- Barrera Morate, J. L., Farias, P., González Lodeiro, F., Marquín, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., del Olmo Sanz, A. y De Pablo Maciá, J. G. (1989): Mapa y memoria de la Hoja n.º 17-27 (Orense-Ve-rín) del Mapa Geológico de España, E. 1/200.000. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Capdevila, R., Matte, Ph. y Parga Pondal, I. 1964. Sur la présence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne. *Comte Rendue Sommaire Séances Societe Géologique France*, 7: 249-250.
- Capote, R. 1983. El Precámbrico de la Zona Centro-Ibérica y su borde oriental. Formaciones porfiroides. In: Libro jubilar J. M. Ríos, *Geología de España*. 1: 84-91.
- Cepedal, A., Martín-Izard, A., Reguilón, R., Fuertes, M., Pevida, L. R., Maldonado, C., Spiering, E., González, S. y Varela, A. (1998): Stable isotopic study of the El Valle-Boinás copper-gold deposits. Genetic evolution and hydrothermal evolution. In: Arias, D; Martín-Izard, A. & Paniagua, A, editores, *Gold exploration and mining in NW Spain*, 59-64.
- Díaz García, F. (2000): The Barquero Igneous Complex (Olla de Sapo): a record of Upper Ordovician to Lower Silurian plutonism, vulcanism, metamorphism and extension in the Gondwana margin. Variscan belt, NW Spain. In: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. Program and Abstracts Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, 7.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990): Structure of the Central-Iberian Zone. In: R. D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin, 172-188.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquín, 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 Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G. A. y Tubrett, M. N. (1999): Crustal sources in Lower Palaeozoic rocks from NW Iberia: insights from laser ablation U-Pb ages of detrital zircons. *Journal Geological Society London*, 156: 1065-1068.
- Ferragne, A. (1968): sur l'existence d'un socle précambrien dans la region de Viana del Bollo (Galice meridionale, Nord-ouest de l'Espagne). *Comte Rendue Academia Sciences Paris, Ser D*, 266: 2375-2379.
- Ferragne, A. (1972): *Le Précambrien et la Paléozoïque de la province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)*. *Stratigraphie-tectonique-métamorphisme*. Thèse Université Bordeaux, 1-249.
- Gebauer, D., Martínez García, E., y Hepburn, J. C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo Augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Annual Meeting Geological Societe America, Boston, Abstracts with Programs*, A-342.
- González Lodeiro, F. (1980): La estructura del anticlinorio del Olla de Sapo en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central español). *Cuadernos Geología Ibérica*, 7: 535-545.
- Iglesias, M., González Lodeiro, F., Díez Balda, M. A. y Martínez Catalán, J. R. (1981): Some examples of orthogneisses in Central Galicia. *Abstract. Leidse Geol. Meded.* 52: 1-117.
- Iglesias Ponce de León, M. y Varea Nieto, R. (1982) Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000 (MAGNA). Hoja n.º 228 (Viana del Bollo). *Instituto Geológico y Minero de España*, 1-26.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1/1.000.000. *Instituto Geológico y Minero de España* (1974).
- Lancelot, J. R., Allegret, A. e Iglesias Ponce de León, M. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 325-337.
- Lotze, F. (1958): Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, 7 (3-6): 727-750. (Trad. J. Gómez de Llerena. *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, 61: 131-164).
- Marcos, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*. 6: 1-113.
- Martínez Catalán, J. R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geol. Gallaciae* (2.ª serie), 2: 1-291.
- Martínez Catalán, J. R., González Lodeiro, F., Iglesias, M. y Díez Balda, M. A. (1977): La estructura del Domo de Lugo y del Anticlinorio del "Olla de Sapo". *Svdia Geologica, Universidad de Salamanca*, 12: 109-122.
- Martínez Catalán, J. R., Pérez Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J. A. y Marcos, A. (1990): Structure of the West Asturian-Leonese Zone. In: R. D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin, 103-114.
- Martínez García, E. (1971): Esquema geológico del Noroeste de la provincia de Zamora. *Actas del 1.º Congreso Hispano Americano de Geología Económica*, Sección I, 1: 273-286.
- Martínez García, E. (1973): Deformación y Metamorfismo en la zona de Sanabria. *Svdia Geologica, Universidad de Salamanca*, 5: 7-108.
- Martínez García, E. (1975): Edad de la Formación Olla de Sapo en la zona de Sanabria (NO de España). *I Centenario Real Sociedad Española Historia Natural (Noviembre 1971)*, 1: 301-310.
- Martínez García, E. y Corretgé, G. (1970): Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (prov. de Zamora-Orense). *Studia Geologica, Universidad de Salamanca*, 1: 47-58.
- Martínez García, E. y Quiroga de la Vega, J. L. (1993): Estructura de la antiformal del Olla de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 18: 27-35.
- Matte, Ph. (1968): La structure de la virgation hercinienne de Galicie (Espagne). *Geologie Alpine*, 44: 1-228, Grenoble.
- Ortega, L. A., Carracedo, M., Larrea, F. J. y Gil Ibarguchi, J. I. (1996): Geochemistry and tectonic environment of Volcanosedimentary rocks from the Olla de Sapo Formation (Iberian Massif, Spain). In: Demaiffe, D. (Ed.) *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot*. Université Libre de Bruxelles, Royal Museum for Central Africa (Tervuren), 277-290.
- Parga Pondal, I. (1960): Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 59: 333-358.
- Parga Pondal, I., Matte, Ph. y Capdevila, R. (1964): Introduction à la géologie de "l'Olla de Sapo", formation porphyroïde antelilurienne du nordouest de l'Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76: 119-154.
- Pérez Estaún, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental-leonesa. Tesis Doctoral. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 92: 1-150.
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez Marco, J. C., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1990): West Asturian-Leonese Zone:

- Stratigraphy. In: R. D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin, 92-102.
- Riemer, W. (1963): Entwicklung des Paläozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien). *Abh. Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie*, 117 (1-3): 273-285.
- Riemer, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 81: 7-20.
- Román Berdiel, T., Pueyo Morer, E. L. y Casas Sainz, A. M. (1995): Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga massif (NW Spain). *Journal Structural Geology*, 17: 1689-1706.
- Schäfer, G. (1969): Geologie und Petrographie im östlichen Hauptscheibgebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münsters. Forsch. z. Geol. U. Paläont.*, 10: 1-207.
- Tornos, F., Ribera, F., Shepherd, T. J. y Spiro, B. (1996): The geological and metallogenic setting of stratabound carbonated-hosted Zn-Pb mineralizations in the West Asturian-Leonese Zone, NW Spain. *Mineralium Deposita*, 31: 27-40.
- Valverde-Vaquero, P. y Dunning, G. R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal Geological Society*, 157: 15-26.
- Veizer, J. y Hoefs, J. (1976): The nature of O18/O16 and C13/C12 secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 40: 1387-1395.
- Walter, R. (1966): Resultado de las investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO de 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.

