

Evidencias de la temprana exhumación Varisca del manto de Cabo Ortegal (noroeste de España)

Evidences for early Variscan exhumation of the Cabo Ortegal nappe (northwest Spain)

F.J Fernández¹, P. Castiñeiras², J. Gómez-Barreiro³ and P. Valverde-Vaquero⁴

¹Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, Spain

²Departamento de Petrología y Geoquímica-Instituto de Geología Económica (CSIC), Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain

³Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, Spain

⁴Área de laboratorios, Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Spain

Resumen: Hemos analizado las relaciones estructurales en el borde oriental del Complejo de Cabo Ortegal en una secuencia de eclogitas derivadas de basaltos de dorsales centro-oceánicas comunes (N-MORB), gneises migmatíticos de alta presión y temperatura y paragneises de presión intermedia, ambos derivados de grauwacas. Los gneises migmatíticos incluyen bloques de eclogitas en su matriz y fueron intruidos por diques leucodioríticos. Los paragneises están dispuestos mecánicamente sobre los gneises migmatíticos mediante un contacto sustractivo. La secuencia fue heterogéneamente deformada, formándose una foliación compuesta retrógrada (S_1). Los diques leucodioríticos han sido datados mediante U-Pb ID-TIMS en monacita en 480 ± 5 Ma. La edad de eclogitización de un bloque incluido en los gneises migmatíticos obtenida mediante U-Pb SHRIMP-RG es de $390,4\pm 1,2$ Ma. Estas edades sugieren la presencia de dos eventos metamórficos de alto grado: una granulitización y fusión parcial (485-480 Ma) y una eclogitización en condiciones de alta temperatura (390 Ma). Puesto que la foliación principal S_1 transecta los pliegues isoclinales delineados por los diques leucodioríticos y bordea concordantemente los bloques de eclogitas en los gneises migmatíticos, hemos concluido que la deformación progresiva impuesta en toda la secuencia representa la evidencia estructural de la temprana exhumación Varisca (ca. 390 Ma) de una lámina cortical subducida.

Palabras clave: Exhumación Varisca, manto de Cabo Ortegal, orógeno Varisco Ibérico.

Abstract: We have studied the structural relationships at the eastern border of the Cabo Ortegal Complex in a rock sequence formed by normal-mid ocean ridge basalt (N-MORB) eclogites, high-pressure and high-temperature (HP-HT) migmatitic gneisses and metasedimentary gneisses of intermediate-pressure, both derived from greywackes. The migmatitic gneisses include eclogite blocks-in-matrix and were intruded by leucodioritic dykes. Moreover, the metasedimentary gneisses are mechanically overlying the migmatitic gneisses by a subtractive shear zone. The whole sequence was heterogeneously deformed and is characterised by a retrograde composite foliation (S_1). U-Pb -ID-TIMS in monazite dated the intrusion of the leucodioritic dykes at 480 ± 5 Ma. U-Pb SHRIMP-RG zircon ages from an eclogite block-in-matrix dated the eclogitization at 390.4 ± 1.2 Ma. These ages suggest the occurrence of two high-grade metamorphic events: partial melting and granulitization at 480-485 Ma; and high temperature eclogitization at 390 Ma. The main foliation S_1 transects the isoclinal folds formed in the leucodioritic dykes, and concordantly surrounds the eclogite blocks. We conclude that the progressive deformation imprinted on the whole sequence represents the structural evidence for early Variscan exhumation (ca. 390 Ma) of a subducted crustal slice..

Key words: Eo-variscan inversion, Cabo Ortegal nappe, Iberian Variscan orogen.

INTRODUCCIÓN

El complejo de Cabo Ortegal es un terreno poliorogénico alóctono que se encuentra emplazado sobre el NO de la placa Ibérica. El manto de Cabo Ortegal es su unidad superior y está compuesto por rocas afectadas por un metamorfismo de alta temperatura y presión. Se correlaciona con unidades de

alta presión y alta temperatura de los otros complejos alóctonos del NO peninsular y están superpuestos sobre las unidades ofiolíticas y las basales (Fig. 1). Toda esta pila estructural de material sedimentario y oceánico se puede reconocer total o parcialmente en cada uno de los cinco complejos alóctonos del NO de Iberia (Martínez-Catalán et al., 2007).

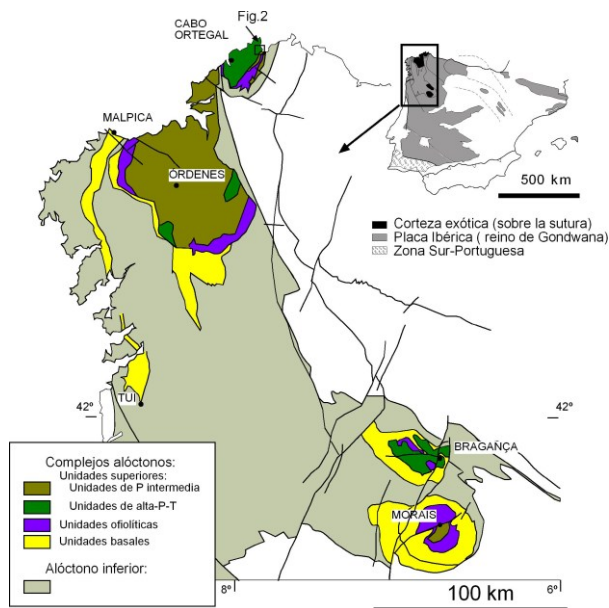


FIGURA 1. Esquema geológico del Mapa del NO del Macizo Ibérico, en el que se muestra la localización de los complejos alóctonos y sus unidades principales tectono-metamórficas (Martínez-Catalán et al. 2007)

Debido a su compleja evolución polimetamórfica, numerosos estudios han conducido a la controversia respecto a su evolución geocronológica y tectono-metamórfica. Con el objeto de aportar datos concluyentes acerca de las relaciones estructurales entre las eclogitas y los gneises cuarzo-feldespáticos y la edad de eclogitización del manto de Cabo Ortegal, hemos estudiado en detalle la península de Masanteo, situada en su borde E, puesto que su línea de costa ofrece afloramientos continuos de la parte superior de la secuencia litológica (Fig. 2) y permite hacer observaciones directas de las relaciones estructurales discutidas en anteriores trabajos, y su muestreo.

El manto de Cabo Ortegal está compuesto por una delgada secuencia (aprox. 2 km) que en la base progresa desde gneises cuarzo-feldespáticos, eclogitas, granulitas máficas hasta peridotitas. El tipo y el orden de las unidades sugiere que la secuencia litológica se encuentra invertida. En detalle se diferencian dos láminas superpuestas tectónicamente con una secuencia litológica similar, aunque la superior, denominada lámina de la Capelada, está menos adelgazada y retrogradada. En ambas unidades se puede observar, a escala de afloramiento, una foliación compuesta penetrativa y muy heterogénea que afecta al conjunto de la secuencia, por lo que se ha denominado también foliación principal (Fernández, 1997; Marcos et al., 2002). La foliación principal presenta estructuras asociadas tales como pliegues no cilíndricos y zonas de cizalla anastomosadas que bordean cuerpos romboidales internamente foliados pero con menor gradiente de deformación. La foliación es tectónica y se sobrepone a un bandeo composicional previo. Por lo tanto se la considera la primera foliación

tectónica (S_1) y se ha utilizado como superficie de referencia para la reconstrucción estructural de la deformación progresiva que afecta a toda la pila tectónica. La deformación dúctil asociada a la S_1 , registró el adelgazamiento progresivo de la secuencia durante una evolución retrógrada desde las condiciones de más alto grado, granulíticas o eclogíticas, hasta su convergencia en la facies de las anfibolitas en unas condiciones próximas a los 900 MPa y los 600° C (Fernández, 1997; Galán y Marcos, 2000). Durante su desarrollo se produjo la orientación cristalográfica preferente del cuarzo y feldespato en los gneises (Fernández, 1997), del clinopiroxeno onfácico y las plagioclasas en las eclogitas y retroeclogitas, respectivamente (Engels, 1972; Ábalos, 1997; Llana-Fúnez et al., 2005) y del olivino en las peridotitas (Ben Jamaa, 1988). Todas estas fábricas son de tipo S o L-S y se han relacionado con aplastamiento bajo un régimen de flujo coaxial.

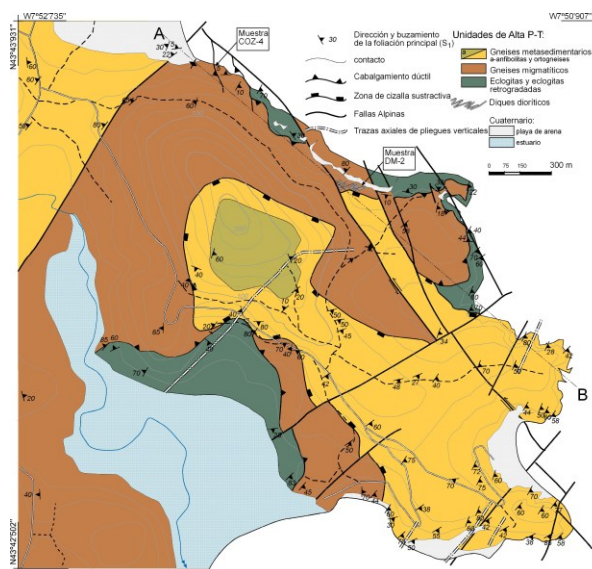


FIGURA 2. Mapa geológico de detalle de la península de Masanteo.

LA PENÍNSULA DE MASANTEO

La península de Masanteo (Fig.2) se sitúa en el extremo oriental de la lámina de la Capelada y en ella aflora la parte superior de la secuencia litológica. Ésta se ordena desde su base con eclogitas y retroeclogitas en contacto con gneises migmatíticos que incluyen bloques de eclogitas, sobre los que se sitúa una serie de gneises que preservan un bandeo composicional, en el que alternan capas samíticas y pelíticas, con niveles de anfibolitas y ortogneises. La cartografía sólo evidencia la estructura tardía, modificada en parte por el desplazamiento de las fallas Alpinas. Esta estructura consiste en un antiforme cilíndrico derecho horizontal cuya traza axial se orienta N20E y se inclina ligeramente hacia el noreste. Sin embargo a la escala de afloramiento, las estructuras que acompañan el desarrollo de la foliación principal S_1 están bien preservadas y su afloramiento continuo permite la

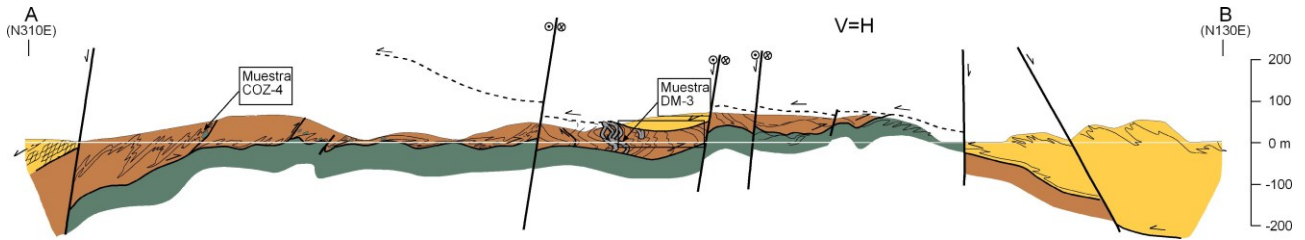


FIGURA 3. Corte geológico del borde norte de la península de Masanteo reconstruido sobre la base de los afloramientos continuos que ofrecen los acantilados sobre la línea de costa.

reconstrucción precisa de las relaciones estructurales entre las distintas unidades tectono-estratigráficas.

La S_1 se observa como una foliación blastomilonítica que evoluciona desde bandas de cizalla anastomosadas hasta planares, donde se pliega, produciendo pliegues menores asimétricos de escala métrica. La asimetría es consistente con un flanco normal en el borde noroeste de la península, mientras que en el extremo noreste está dispuesta de acuerdo a un flanco inverso basculado de un sinclinal recumbente y vergente hacia el sureste (Fig. 3). El desarrollo heterogéneo de la S_1 ha provocado además la partición de la deformación. Su intensificación a lo largo del contacto entre las eclogitas y los gneises migmatíticos provocó el desarrollo de numerosas estructuras menores, tales como pliegues en vaina, filonitización de las bandas restíticas a las que se sobrepone localmente un clivaje de crenulación, estructuras de interferencia de superposición de pliegues no cilíndricos y estructuras rotacionales en manto a distintas escalas, entre las que se incluyen la imbricación de bloques de eclogitas dentro de los gneises migmatíticos. En conjunto el contacto se ha interpretado como un cabalgamiento dúctil retrógrado de compleja cinemática rotacional que evoluciona

desde N20E hasta N130E y produjo la mayor parte de la deformación dúctil que registran los gneises migmatíticos en sus estructuras menores a escala de afloramiento. Los gneises migmatíticos están intruidos por diques leucodioríticos de escasa potencia (entre centimétrica y métrica). Estos diques son anteriores a la D_1 , puesto que la S_1 transecta los pliegues isoclinales que desarrollan los diques en la sección. Tres fracciones de monacita concordantes entre 475 y 485 Ma datadas por U-Pb ID-TIMS proporcionan una intercepción superior de 480 ± 6 Ma. Además se determinó la edad de eclogitización en una muestra de un bloque incluido dentro de los gneises migmatíticos y próximo a la superficie de cabalgamiento dúctil. La edad obtenida mediante SHRIMP-RG y utilizando 17 análisis en circon es de $390,4 \pm 1.2$ Ma. Aunque el zonado de los circones es mayoritariamente oscilatorio y las relaciones Th/U son mayores de 0,1, la geoquímica de elementos traza de todos los circones datados confirma que crecieron en condiciones eclogíticas ($Eu/Eu^* \approx 1,0$; $Yb/Gd \geq 1,0$). Puesto que la foliación principal S_1 bordea concordantemente el bloque de eclogitas se interpreta que la edad máxima de la foliación principal es la misma que la edad de eclogitización.

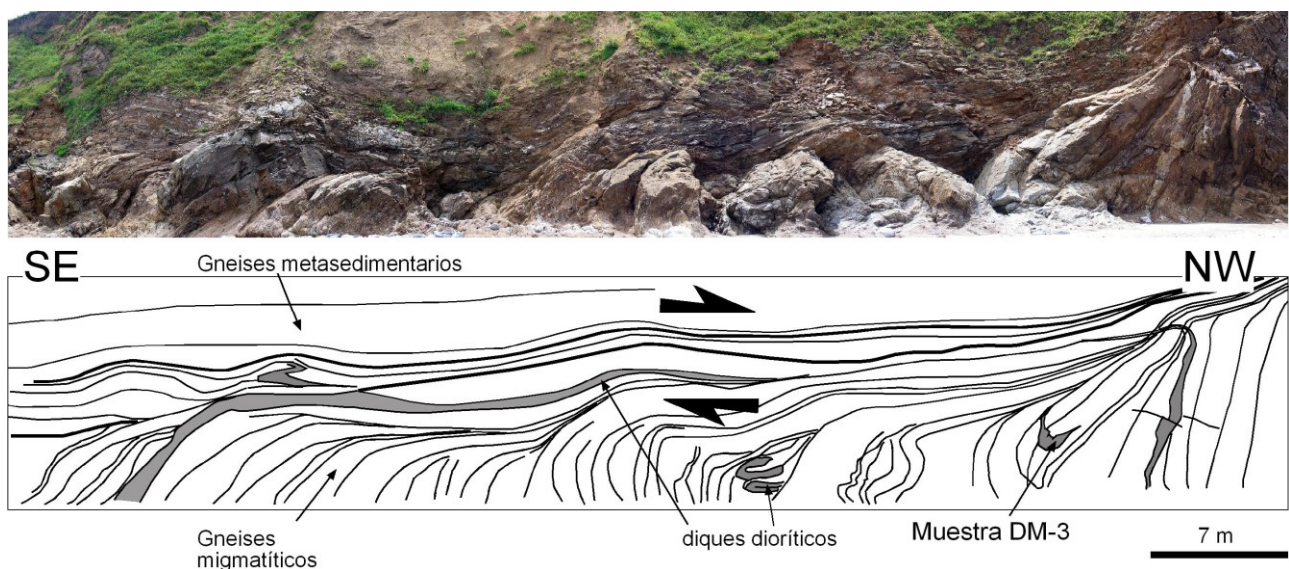


FIGURA 4. Detalle del contacto sustractivo que superpone los paragneises sobre los gneises migmatíticos del acantilado de la playa del Serrón y esquema explicativo.

A pesar de que la foliación principal está también desarrollada sobre los gneises metasedimentarios de presión intermedia de forma intensa y penetrativa, en el acantilado de la playa del Serrón, en el borde septentrional de la península, se puede observar con claridad una zona de cizalla que pone en contacto estos gneises sobre los gneises migmáticos. Su cinemática es clara y apunta techo en sentido noroeste (Fig. 4) y se interpreta como un contacto de tipo sustractivo. Se desarrolló durante la convergencia de la secuencia de más alto grado con los paragneises de presión intermedia en condiciones de la facies de las anfíbolitas durante el proceso de exhumación tectónica.

DISCUSIÓN Y MODELO TECTÓNICO

Los datos aportados en este trabajo, concuerdan con geocronología previa que indica que el manto de Cabo Ortegal registró al menos dos eventos de alto grado (e.g. Fernández-Suárez et al., 2002). En este trabajo se constató que el evento más antiguo (M_0 ; ca. 480 Ma) está documentado exclusivamente en las granulitas máficas y en los gneises cuarzo-feldespáticos y es anterior al desarrollo de la S_1 , mientras que el evento Eo-Varisco (M_1 ; ca. 390 Ma) parece relacionado con la eclogitización parcial de la secuencia y la fusión parcial del manto litosférico. Además también se conoce la edad de enfriamiento (ca. 382 Ma) del metamorfismo retrógrado que acompañó el desarrollo de la S_1 (Valverde-Vaquero y Fernández, 1996; Santos Zalduegui, 1996). Por lo tanto, contrariamente a todas las hipótesis propuestas, el escenario tectónico es el de una rápida inversión Eo-Varisca de una lámina subducida, en la que eclogitización y fusión parcial del manto estuvieron condicionados por la dinámica de la raíz litosférica que condujo al desarrollo de un canal de exhumación en el que las unidades de alta presión y temperatura convergieron con las unidades de presión intermedia. A partir del cual la pila tectónica presumiblemente evolucionó de acuerdo con la tectónica y cinemática Varisca de las unidades infrayacentes (Marcos et al., 2002).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los siguientes proyectos de investigación: "Topo-Iberia" project (Ref. CSD2006-0041) CONSOLIDER-INGENIO 2010, CGL2010-14890 y CGL2011-23628.

REFERENCIAS

Ábalos, B. (1997): Omphacite fabric variation in the Cabo Ortegal eclogite (NW Spain): Relationships

with strain symmetry during high-pressure deformation. *Journal of Structural Geology*, 19: 621-637.

Bem Jamaa, N. (1988): *Les peridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cap Ortegal (Espagne): Approche petro-structurale*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris VII, 203 p.

Engels, J. P. (1972): The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain): A structural and petrographic study. *Leidse Geologische Mededelingen*, 48: 83-133.

Fernández, F.J. (1997): *Estructuras desarrolladas en gneises bajo condiciones de alta P y T (gneises de Chímparra, Cabo Ortegal)*. Serie Nova Terra, 13, A Coruña, 249 p.

Fernández-Suárez, J. et al. (2002): U-Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP-HT units of the NW Iberian Massif, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143: 236-253.

Galán, G. y Marcos A. (2000): The metamorphic evolution of the high pressure mafic granulites of the Bacariza formation (Cabo Ortegal Complex, Hercynian belt, NW Spain). *Lithos*, 54: 139-171.

Llana-Fúnez, S., Marcos, A. y Kunze, K. (2005): Strain geometry in Concepenido eclogites during widespread HP deformation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Tectonophysics*, 401: 198-216.

Marcos, A., Farias, P., Galán, G., Fernández, F.J y Llana-Fúnez, S. (2002): Tectonic framework of the Cabo Ortegal Complex: A slab of lower crust exhumed in the Variscan orogen (northwestern Iberian Peninsula). En: *Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the Late Paleozoic Basement*, (J.R. Martínez Catalán et al., eds.). Geological Society of America, Special Paper, 364: 143-162.

Martínez Catalán, J. R., et al. (2007): Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the Variscan belt. En *4-D Framework of Continental Crust*, (R. D. Hatcher et al., eds.). Geological Society of America Memoir, 200: 403-423.

Santos Zalduegui, J. F., Schärer, U., Gil Ibaruchi and J. Peucat, J. I. (1996): Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic-mafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data. *Chemical Geology*, 129: 281-304.

Valverde-Vaquero, P y Fernández, F. J. (1996): Edad de enfriamiento U/Pb en rutilos del Gneis de Chímparra (Cabo Ortegal, NO de España). *Geogaceta*, 157: 475-478.