

Evolución metamórfica de los esquistos de AP/BT de Ceán (Unidad de Malpica-Tui, NW del Macizo Ibérico)

Metamorphic evolution of the HP/LT Ceán schists (Malpica-Tui Unit, NW Iberian Massif)

A. López Carmona ⁽¹⁾, J. Abati ⁽¹⁾ y J. Reche ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain. alcarmona@geo.ucm.es, abati@geo.ucm.es

⁽²⁾ Unitat de Petrología y Geoquímica, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain. joan.reche@uab.es

ABSTRACT

Metapelitic schists from the upper structural levels of the Malpica-Tui Unit contain an initial blueschist facies mineral assemblage that appears mainly preserved as micro-inclusions in garnet, albite and chloritoid porphyroblasts defining a S_1 foliation. The main foliation (S_2) represents an evolution of the S_1 to slightly higher temperature and lower pressure, but it is still developed in blueschist facies conditions. Post- S_2 deformations include restricted development of spaced C' shear bands, tight and straight D_3 folds and a later gentle subhorizontal crenulation formed in greenschists facies conditions. Garnet-phengite thermometry and GRIPS and GASP barometry calculations, using micro-inclusion compositions, indicate peak conditions around $P=19-22$ Kbar and $T=430-500$ °C. The same calculations using the S_2 fabric minerals yield approximate values of $P=16-19$ Kbar and $T=440-515$ °C.

Key words: Variscan Belt, Allochthonous Complexes, Malpica-Tui Unit, Blueschists facies, thermobarometry

Geogaceta, 43 (2007), 3-6
ISSN: 0213683X

Introducción

La presencia de rocas de alta presión (AP) y baja temperatura (BT) en los cinturones orogénicos constituye el principal marcador de paleozonas de subducción. La subducción de los márgenes continentales marca el comienzo de la colisión continental, por ello, el estudio de la evolución metamórfica de dominios continentales subducidos es de extrema importancia para caracterizar este proceso. La Unidad de Malpica-Tui es un buen ejemplo de margen continental subducido por ser la unidad alóctona basal que mejor preserva las evidencias del metamorfismo de AP y BT de todas las existentes en los Complejos Alóctonos del NW peninsular. En este contexto se ha estudiado la evolución metamórfica de los esquistos de alta presión de Ceán, para tratar de establecer una trayectoria P-T detallada con el fin de aportar nuevos datos a la caracterización de los procesos de subducción en el margen norte de Gondwana durante la orogénia Varisca.

Contexto Geológico y características generales

La Unidad de Malpica-Tui es la unidad alóctona basal más oriental de todas

las presentes en los Complejos Alóctonos que afloran en el NW del Macizo Ibérico. Define una estructura alargada con orientación N-S que se extiende desde Malpica, en A Coruña, hasta Tui, en Pontevedra. El Sinforme de Pazos (Alonso y González, 1982) es una pequeña estructura ubicada en el sector costero de esta unidad (Fig.1). Desde el punto de vista estructural se sitúa en la parte más alta y está compuesto por dos estructuras sinformales de diferentes proporciones que representan un tren de pliegues vertical originado durante las fases tardías de la deformación varisca. La totalidad de la estructura está compuesta por los materiales que constituyen la denominada serie de Ceán-Razo (Ortega, 1980) o Grupo Superior (Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985), formado por anfíbolitas y esquistos. El tránsito entre ambas litologías es gradual (Arps, 1981), observándose localmente pequeños niveles en los que aparecen intercaladas. Los Esquistos de Ceán comprenden los dos núcleos del Sinforme de Pazos. Están constituidos por una sucesión bastante monótona de micaesquistos pelíticos, con un espesor mínimo aparente de 170 metros (Llana Fúnez, 2001), que se disponen por encima de las anfíbolitas. En la base de la serie dominan los esquistos con

porfiroblastos de albita que gradualmente van desapareciendo dando paso a los esquistos micáceos con granate.

En el tramo superior de la secuencia metasedimentaria los esquistos son menos micáceos, de grano más fino y no contienen granate. Desde este tramo en adelante, se observa un importante incremento gradual, tanto de los niveles cuarcíticos, como de las fases opacas.

Petrografía de los Esquistos de Ceán

Los Esquistos de Ceán son rocas de composición pelítica caracterizadas por la asociación granate, albita, cloritoide, mica blanca, glaucofana, clorita, rutilo, ilmenita, epidota, clinozoisita, cuarzo y cantidades menores de apatito, turmalina, esfena, carbonatos, sulfuros, sericita y estilpnomelana.

Presentan una textura porfirolepidoblástica de grano medio y una fábrica planar-planolinear muy desarrollada, con deformación generalmente fuerte que en algunas zonas transita hacia tipos miloníticos. Esta fábrica se encuentra frecuentemente afectada por el desarrollo de bandas de cizalla C' con espaciados centimétricos, que cortan y desplazan los planos de foliación previos. En los planos C' crecen minerales retrógrados, como

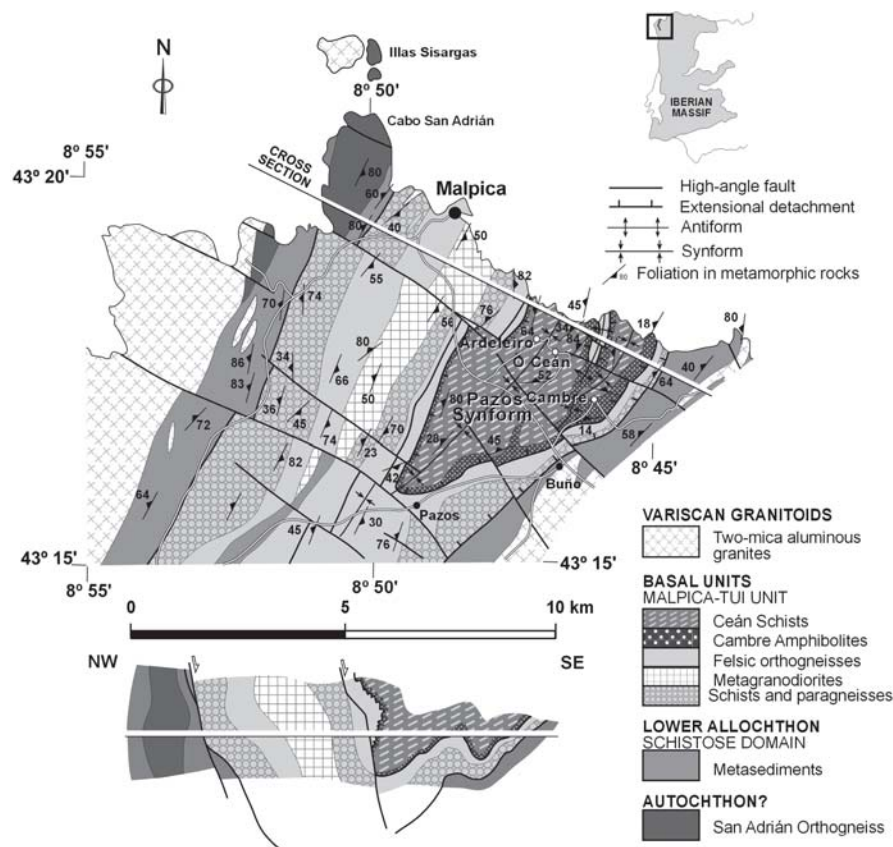


Fig 1.- Mapa y sección geológica del Sinforme de Pazos. Los mapas incluyen datos de Alonso y González (1982), Llana Fúnez (2001), Rodríguez Aller (2005) y Martínez Catalán *et al.* (2007).

Fig 1.- Geological map and cross section of the Pazos Synform. The maps include data from Alonso and González (1982), Llana Fúnez (2001), Rodríguez Aller (2005) and Martínez Catalán *et al.* (2007).

clorita, estilpnomelana y sericita, que indican desarrollo en condiciones de muy bajo grado y facies esquistos verdes.

Los porfiroblastos más abundantes son los de granate, plagioclasa y cloritoide (Fig.2) que presentan una esquistosidad interna (S_1) con frecuentes relaciones de corte con la esquistosidad externa. Por tanto la fábrica regional es al menos una S_2 , y las bandas C' llegan a definir en algunas zonas una S_3 .

Las microinclusiones que definen la S_1 forman una asociación mineral característica de facies esquistos azules, conteniendo como minerales principales Grt, Phn, Chl, Ab, Ctd, Ep, Rt, Qtz y en ocasiones excepcionales Gln. Este último mineral es de especial importancia, pues es un mineral diagnóstico de facies de los esquistos azules, no es demasiado común en rocas pelíticas, y no había sido descrito previamente en esta formación sedimentaria.

La fábrica S_2 se desarrolla todavía en condiciones de alta presión con una paragénesis formada por Grt, Phn, Chl, Ab, Ctd, Ep/Czo, Rt/Ilm y Qtz como minerales principales.

Química Mineral

Los análisis químicos de los minerales de interés termobarométrico se realizaron mediante microsonda de electrones en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid.

Los porfiroblastos de granate tienen tendencia idiomorfa y gran tamaño (4-7 mm). Presentan texturas complejas que reflejan al menos dos etapas de crecimiento: una zona central idiomorfa repleta de finas inclusiones y un grueso recrecimiento que refleja un desarrollo sincinemático con la S_2 . Son de composición almandínica, siendo la composición media de sus términos finales $Alm_{60} Prp_3 Grs_{30} Sps_9$ en los centros, y $Alm_{73} Prp_5 Grs_{20} Sps_2$ en los bordes (Tabla I). La pauta general de las curvas de zonado en los perfiles de granate (Fig.3) refleja un zonado de crecimiento normal y progrado (Hollister, 1966), caracterizado por centros ricos en grosularia y espertarina y bordes con mayor contenido en almandino y piropo. Las variaciones del contenido en grosularia y piropo en los núcleos de los granates se interpretan como un incremento en la presión y la temperatura desde las zonas centrales hasta las áreas próximas al borde del núcleo del granate, lo que refleja una trayectoria prograda y compresiva. La evolución que experimentan posteriormente (disminución en X_{Ca} y aumento en X_{Mg}) indica una trayectoria prograda y descompresiva. Por tanto el crecimiento del núcleo de los granates se produjo a

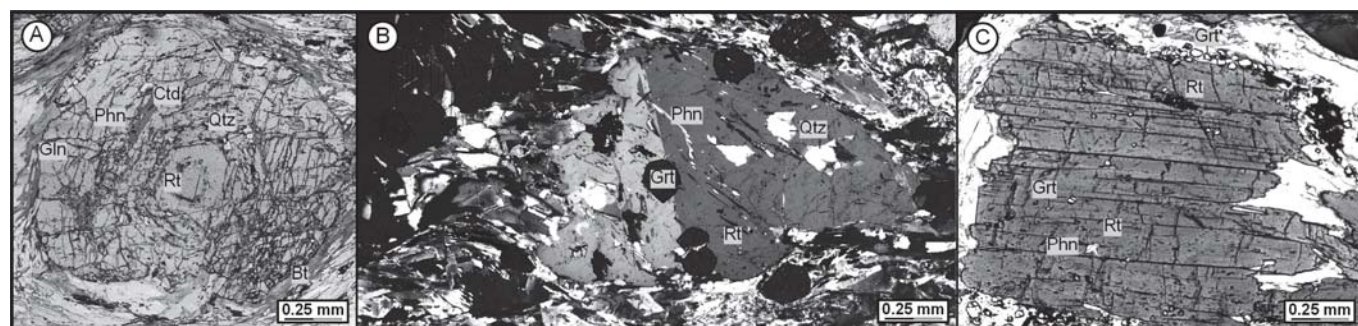


Fig 2.- Microfotografías de los Esquistos de Ceán; A) Porfiroblasto de granate que muestra una esquistosidad relicta compuesta por Ctd, Chl, Phn, Gln, Rt y Qtz. B) Porfiroblasto de albita con microinclusiones de Grt, Phn, Rt y Qtz que definen una esquistosidad sigmoidal. C) Porfiroblasto de cloritoide con microinclusiones de Grt, Rt, Phn y Qtz que definen una esquistosidad recta.

Fig 2.- Thin section images of the Ceán Schists; A) Garnet porphyroblast containing a relict schistosity composed by Ctd, Chl, Phn, Gln, Rt and Qtz. B) Albite porphyroblast containing Grt, Phn, Rt and Qtz micro-inclusions that define a sigmoidal schistosity. C) Chloritoid porphyroblast with Grt, Rt, Phn and Qtz microinclusions defining a straight schistosity.

Fig. 3.- Perfil químico de un porfiroblasto de granate.

Fig. 3.- Chemical profile of a garnet porfiroblast.

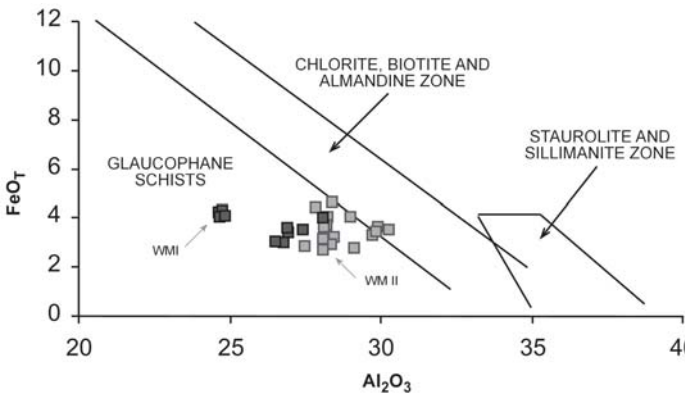
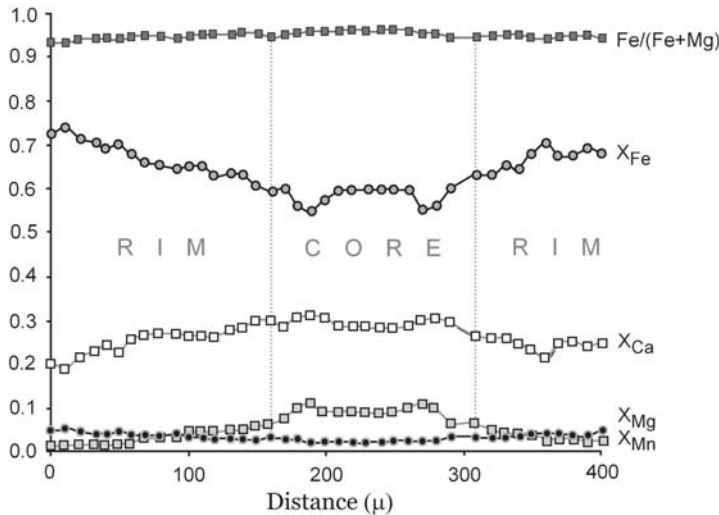


Fig 4.- Diagrama de clasificación de micas blancas (Miyashiro, 1973). WM I, mica blanca tipo I; WM II, mica blanca tipo II.

Fig 4.- White mica classification diagram (Miyashiro, 1973). WM I, white mica type I; WM II, white mica type II.

mayores presiones que el borde, que creció probablemente a temperaturas ligeramente superiores.

La mica blanca de la S₁ aparece como finos cristales subidiomorfos de entre 0.25-0.75 mm definiendo la esquistosidad interna de los porfiroblastos de Grt, Pl y Ctd, mientras que la mica blanca de la S₂ forma lepidoblastos de tamaño variable. Ambos tipos presentan elevados contenidos en SiO₂, MgO y FeO, y una baja relación Na/(Na+K), lo que indica que contienen una elevada proporción de componente celadónico (Holdaway *et al.*, 1988), por lo que se trata de micas de composición fengítica (Tabla I). La composición de las micas blancas de la S₂ es más rica en MgO y FeO y ligeramente más pobre en SiO₂. Su proyección en el diagrama de Miyashiro (1973) se representa en la figura 4.

Las plagioclasas son albitas puras (Tabla I) que aparecen como porfiroblastos subidiomorfos (4-8 mm), observándose una variación mínima entre centros y bordes, con tendencia al aumento del componente anortítico hacia el borde, hecho que sugiere una ligera progradación. La composición media de los centros es Ab₉₉An₁Or_{0,16}, y la de los bordes Ab₉₆An₄Or_{0,42}.

Tabla I.- Análisis químicos de los minerales de interés termobarométrico.

Table I.- Chemical analyses of the thermobarometric interest minerals.

Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Phn	Phn	Ab	Ab
Muestra	106340/167B	106340/168B	106340/180C	106340/181C	106340/4	108289/33	106340/41B	108301/85C
SiO ₂	37.27	37.59	37.64	37.45	50.92	49.98	67.77	67.25
Al ₂ O ₃	22.12	22.10	22.10	21.79	27.44	28.09	20.49	19.87
FeO _T	32.75	32.71	26.34	24.39	3.51	4.14	0.05	0.03
MnO	0.63	0.50	2.24	2.84	0.03	0.05	0.00	0.03
MgO	1.41	1.29	0.69	0.74	2.35	2.75	0.00	0.00
CaO	6.12	6.75	9.97	10.24	0.00	0.00	0.81	0.06
Na ₂ O	0.00	0.03	0.01	0.01	0.28	0.29	11.16	10.92
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	10.20	10.48	0.08	0.03
TiO ₂	0.04	0.00	0.10	0.08	0.19	0.15	0.05	0.00
NiO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00
Total	100.4	101.1	99.13	97.54	94.95	95.96	100.41	98.20
Si	2.98	2.99	3.03	3.06	3.45	3.34	2.96	3.00
Al ^{IV}	0.02	0.01	0.00	0.00	0.55	0.66	0.04	0.00
Al ^{VI}	2.07	2.06	2.10	2.09	1.63	1.55	1.01	1.05
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.19	2.17	1.77	1.66	0.20	0.18	0.00	0.00
Mn	0.04	0.03	0.15	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.17	0.15	0.08	0.09	0.24	0.27	0.00	0.00
Ca	0.52	0.57	0.86	0.89	0.00	0.00	0.04	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.94	0.95
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.89	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	6.99	6.99	5.00	5.00
Alm	0.75	0.74	0.62	0.58	-	-	-	-
Prp	0.06	0.05	0.03	0.03	-	-	-	-
Grs	0.18	0.20	0.30	0.31	-	-	-	-
Sps	0.01	0.01	0.05	0.07	-	-	-	-
Anortita	-	-	-	-	-	-	3.84	0.28
Albita	-	-	-	-	-	-	95.74	99.57
Ortosa	-	-	-	-	-	-	0.42	0.16
Fe/(Fe+Mg)	0.93	0.93	0.96	0.95	-	-	-	-
Na/(Na+K)	-	-	-	-	0.04	0.04	-	-

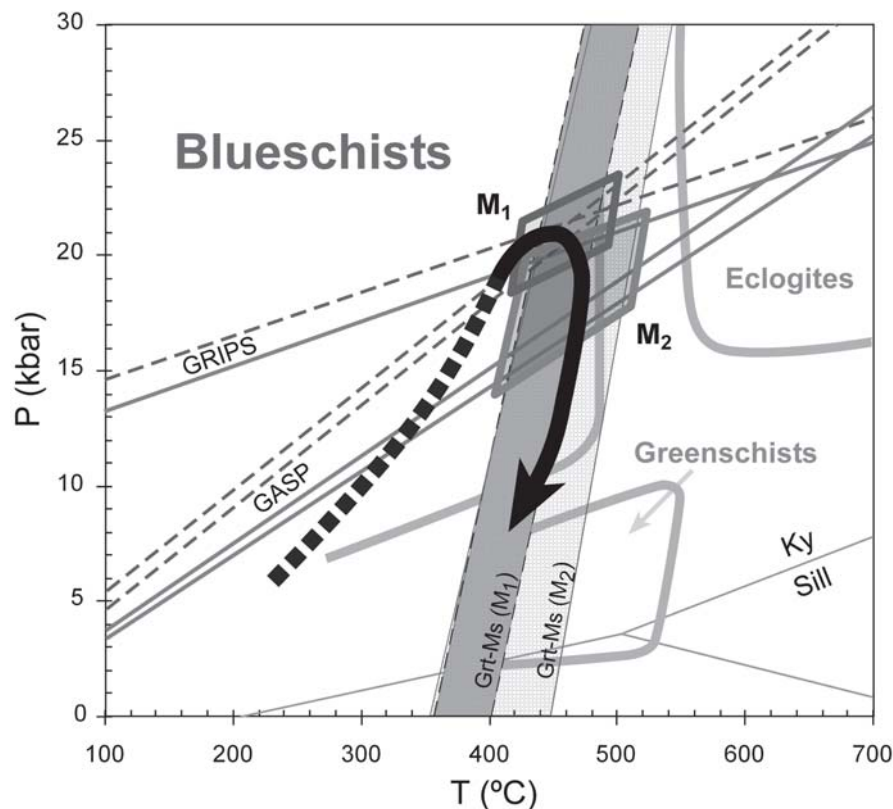


Fig 5.- Termobarometría y trayectoria P-T de los Esquistos de Ceán.

Fig 5.- Thermobarometry and P-T path for the Ceán Schists.

Geotermobarometría y Evolución P-T

Para la cuantificación de los episodios M_1 y M_2 se emplearon el termómetro granate-moscovita (Hynes y Forest, 1988) y los barómetros GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986) y GASP (Kozioł, 1989; Holdaway, 2001). Los valores obtenidos para el episodio M_1 intersectan en una región que indica unas condiciones P-T de 21 kb a los 430 °C, mientras que la intersección de los distintos calibrados para el episodio M_2 proporciona unas condiciones P-T de 19 kb a los 480 °C.

La evolución metamórfica de los Esquistos de Ceán es bastante parecida a las restantes trayectorias P-T propuestas para las diferentes unidades basales presentes en el resto de los Complejos Alóctonos (Martínez Catalán *et al.*, 1996), aunque se desarrolla a presiones significativamente superiores. Su trayectoria reflejaría un enterramiento de aproximadamente 70 Km que alcanzaría el pico bórico durante el episodio M_1 , seguido de una exhumación casi isotérmica (Fig.5).

Conclusiones

El cambio gradual que se produce en pocas centenas de metros en las características litológicas de los esquistos entre el muro y el techo se interpreta como un descenso brusco en las condiciones metamórficas que sugiere una condensación significativa de isogradas. Este hecho unido a que las paragénesis descritas en el sector más septentrional de la unidad de Malpica-Tui, en los materiales de la serie de Ceán-Razo que afloran el Sinforme de Pazos, evidencian la existencia de un metamorfismo en facies de esquistos azules, mientras que en el resto de la unidad las paragénesis descritas en las demás litologías indican un metamorfismo en facies de las eclogitas (Rodríguez Aller, 2005), se atribuye a la existencia de un despegue extensional entre ambos conjuntos.

Agradecimientos

Este trabajo ha contado con el apoyo económico del proyecto «Los terre-

nos peri-gondwánicos del NW peninsular» (CGL2004-04306-CO2/BTE).

Referencias

- Alonso, J.L. y González, J.C. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 44 (Sisargas-Carballo)*. IGME.
- Arps, C.E.S. (1981). *Leidse Geologische Mededelingen*, 52, 57-71.
- Bohlen, S. R. y Liotta, J.J. (1986). *Journal of Petrology*, 27, 1025-1034.
- Gil Ibarra, J. I. y Ortega Gironés, E. (1985). *Chemical Geology*, 50, 145-162.
- Holdaway, M.J., Dutrow, B.L. y Hinton, R.W. (1988). *American Mineralogist*, 73, 20-47.
- Holdaway, M.J. (2001). *American Mineralogist*, 86, 1117-1129.
- Hollister, L.S. (1966). *Science*, 154, 1647-1651.
- Hynes, A. y Forest, R. C. (1988). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 297-309.
- Kozioł, A.M. (1989). *EOS*, 70, 15, 493.
- Llana Fúnez, S. (2001). *La estructura de la unidad de Malpica-Tui (cordillera Varisca en Iberia)*. IGME, 295p.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996). *Tectonics*, 15, 106-121.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez-Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J. y Valle Aguado, B. (2007). En: *Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt* (Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. y Martínez Catalán, J.R. Eds.). Geological Society of America Memoir, 200 p.
- Ortega, E. (1980). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 1, 177-186.
- Miyashiro, A. (1973). *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen and Unwin Publications, 492p.
- Rodríguez Aller, J. (2005). *Recristalización y deformación de litologías supracorticales sometidas a metamorfismo de alta presión (Complejo de Malpica-Tui. NO del Macizo Ibérico)*. Nova Terra, 29, 410p.