

Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales

Stratigraphic unconformity at the uppermost Ordovician in the South Central Pyrenees

I. Gil-Peña (*), A. Barnolas (*), J. Sanz-López (**), J. García-Sansegundo (***) y J. Palau (****)

(*) Área de Estudios Geológicos, ITGE, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. E-mail: i.gil@itge.mma.es

(**) Área de Paleontología, Fac. CC Educación, Univ. de A Coruña, Paseo de Ronda 47, 15011 A Coruña

(***) Dep. de Geología, Univ. de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

(****) RSE, Aplicaciones territoriales S.A., Príncipe Jordi 21-23, A Entresol 3, 08014-Barcelona

ABSTRACT

The Upper Ordovician stratigraphic sequence from the Pyrenean Axial Zone starts at a basal conglomerate, known as the Rabassa Fm in the Central and Eastern Pyrenees, that overlies unconformably an undated siliciclastic sequence. The vertical stacked facies of that sequence include, over the basal conglomerate layer, greywackes, siltstones and claystones with brachiopod and bryozoan fauna of the Upper Caradoc to Lower Ashgill age, reported in the Cava Fm from the Central Pyrenees; micritic and crinoidal limestones dated as Ashgill, the Estana Fm; and, finally, slates with a poorly fossil contents attributed to the Ashgill, the Ansovell Fm. The sequence ends at an unconformity, described in this work, that is overlaid by a discontinuous conglomerate including pebbles of previous Upper Ordovician stratigraphic units. That unconformity and the conglomerate layer are attributed to the erosion of the top of the Upper Ordovician sequence caused by the sea level fall of the glacial Hirnantian stage. The overlain transgressive quartzite, Bar Fm, preludes the well dated black carbonaceous slates of Silurian age and it is attributed to the sea level rise that mark the end of the glacial Hirnantian event.

Key Words: Upper Ordovician, Hirnantian, Pyrenees.

Geogaceta, 29 (2001), 57-60

ISSN: 0213683X

Introducción

El final del Ordovícico viene marcado por una importante glaciación, durante la que se desarrolló un casquete glaciar sobre el continente de Gondwana, situado en el polo sur geográfico (Berry and Boucot, 1973, Caputo and Crowell, 1985, Hambrey, 1985). Esta glaciación fue de corta duración y tuvo lugar durante el Hirnantense (Brenchley, 1988; Brenchley *et al.*, 1991). Piso de la Serie Ashgill con una duración aproximada de 0,5 Ma (Harland *et al.*, 1990). Alrededor de Gondwana y en los sedimentos pertenecientes al Ordovícico final, se constata la presencia de *drowstones* y diamictitas interpretados como producto de la caída de clastos transportados por icebergs procedentes del casquete polar (Destombes, 1968; Robardet & Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991). Asociado a esta glaciación se registra una caída generalizada del nivel del mar cuyo orden de magnitud ha sido estimado en ~45 m por Crowley and Baum (1991), basándose en la estimación del volumen de hielo acumulado en el

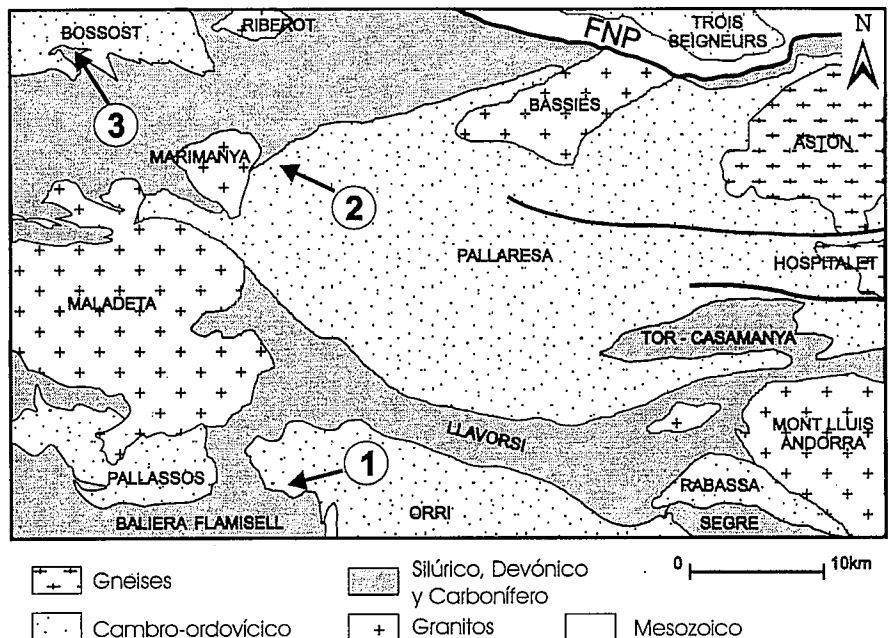


Fig. 1.- Esquema geológico de situación de los afloramientos descritos. 1: Sector occidental del domo del Orri; 2: Zona de Isil, domo de La Pallaresa; 3: Sector de las minas de Liat, domo de Bossost.

Fig. 1.-Geological sketch showing the described outcrops location. 1: Western sector of the Orri Dome; 2: Isil Zone, Pallesera Dome; 3: Liat Mines, Bossost Dome

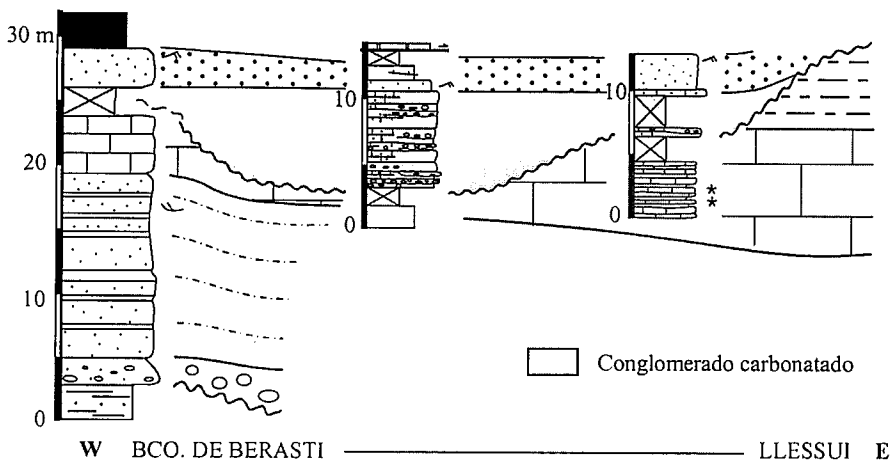


Fig. 2.- Secciones estratigráficas del Ordovícico superior del margen occidental del domo de Orri.

Fig. 2.-Upper Ordovician stratigraphic sections in the west margin of the Orri Dome.

casquete glaciar, o entre 32 y 36 m por Long (1993) sobre la base del estudio de la plataforma carbonatada del margen norte del océano Iapetus (St Lawrence platform, Este del Canadá). El crecimiento y la fusión posterior del casquete polar sobre Gondwana quedó reflejado por cambios globales en la temperatura y composición del agua marina que se manifiestan por las variaciones en los isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C (Marshall and Middleton, 1990; Breachley *et al.*, 1994; Marshall *et al.*, 1997). El periodo glacial coincide con dos importantes eventos de extinción faunística (Brenchley, 1988).

En la rama oriental de la cordillera hercínica la presencia de diamictitas en la parte superior de la secuencia del Ordovícico Superior ha sido ampliamente descrita tanto en la Península Ibérica (Zona Centroibérica, Zona Cantábrica y Celtiberia) como en el Macizo armoricano (Robardet & Doré, 1988). En este trabajo se presentan las primeras evidencias, ya parcialmente documentadas en Gil-Peña *et al.* (2000), de la existencia de una importante discontinuidad sedimentaria en la parte superior del Ordovícico Superior de los Pirineos centrales (Fig. 1). Esta discontinuidad, se manifiesta por una importante superficie de erosión sobre la que se disponen localmente conglomerados con presencia de abundantes clastos de las formaciones infrayacentes. Esta discontinuidad ha sido interpretada como originada por la erosión subsiguiente a la caída del nivel del mar que se produjo como consecuencia de la glaciación hirnantense y constituye la primera evidencia descrita sobre este evento en la Zona Axial pirenaica.

Secuencia estratigráfica del Ordovícico Superior

La sucesión litoestratigráfica vertical del Ordovícico Superior tiene marcados elementos comunes a lo largo de la Zona Axial pirenaica, aunque presenta importantes variaciones laterales de facies. En general, el Ordovícico Superior se inicia con un conglomerado que marca una discontinuidad importante con los materiales subyacentes y que ha sido descrito como discordante (Laumonier, 1988; García-Sanseguindo & Alonso, 1989). En los afloramientos orientales del domo de Orri, en el domo de La Rabassa y al sur del domo de La Pallaresa, donde fue definido como Fm Rabassa por Hartevelt (1970), presenta facies similares. Éstas corresponden a un conglomerado heterométrico, con cantos de cuarzo, esquistos, cuarcitas y gneises, y con abundante matriz, siendo frecuentes los tramos en que los cantos son soportados por la matriz. Estas características se mantienen en un área amplia de los Pirineos centrales y orientales e incluso de las Cadenas Costeras Catalanas (Santanach, 1974; Barnolas y García-Sanseguindo 1992).

Sobre el conglomerado se dispone una unidad formada por areniscas (*grauwackas*), limolitas y lutitas que Hartevelt (1970) definió como Fm Cavà y que lateralmente y hacia el norte se hace más lutítica. En los Pirineos orientales y en las Cadenas Costeras Catalanas esta unidad está formada por esquistos cuarzofeldespáticos derivados de rocas volcánicas ácidas y volcánico-sedimentarias (Cavet, 1957; Robert & Thiebaud, 1976; Barnolas y García-Sanseguindo 1992). En las fa-

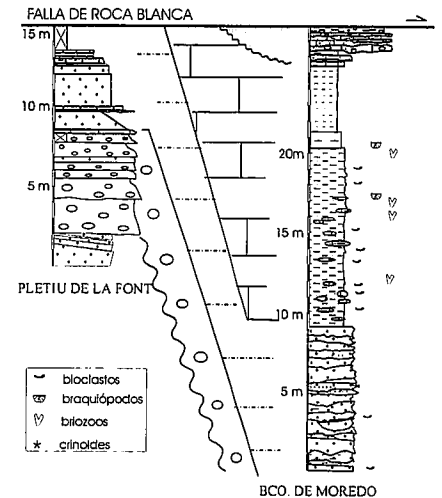


Fig. 3.- Secciones estratigráficas del Ordovícico superior de la zona de Isil.

Fig. 3.-Upper Ordovician stratigraphic sections of the Isil Zone.

cies lutíticas aparecen los primeros braquiópodos que fueron atribuidos a la parte alta del Caradoc por Spjeldnaes (*in* Hartevelt, 1970).

El techo de la Fm Cavà viene determinado por la presencia de un tramo poco potente de calizas micríticas y calizas biocásticas con abundantes restos de crinoides y briozoos, que Hartevelt definió como Fm Estana. Hacia el este, en los Pirineos orientales y en las Cadenas Costeras Catalanas (Cavet, 1957; Barnolas y García-Sanseguindo, 1992) este tramo aparece englobado entre facies de esquistos oquerosos, por disolución de nódulos de carbonato, normalmente fósiles (briozoos ramosos, braquiópodos, etc.), que Cavet (1957) denominó como *schistes troués*. Las determinaciones de braquiópodos (Spjeldnaes *in* Hartevelt, 1970) y de conodontos (Boersma *in* Hartevelt, 1970) permiten asignar esta unidad al Caradoc terminal – Ashgill inferior. En este sentido, Sanz y Sarmiento (1995), atribuyeron algunas faunas de conodontos de esta unidad en el Pirineo oriental a la Zona de *Amorphognathus ordovicicus*, que corresponde al intervalo Puschillense superior – Hirnantense inferior (Ashgill).

Sobre las calizas de la Fm Estana se encuentran facies de esquistos lutíticos y limolíticos, esporádicamente con alguna intercalación cuarcítica de muy poco espesor, que Hartevelt (1970) definió como Fm Ansovell (Fm Ansovell en el original). En ausencia de datos bioestratigráficos precisos esta unidad viene siendo atribuida al Ashgill.

El tránsito a las facies ampelíticas del Silúrico viene precedida localmente por la presencia de un tramo cuarcítico deno-

minado Cuarcita de Bar por Hartevelt (1970). Esta cuarcita puede alcanzar los 14 m de espesor en el área estudiada por Hartevelt y se hace más delgada hasta desaparecer en dirección norte. En la base y ocasionalmente en la parte central de la formación, se encuentran conglomerados con cantos de calizas, cuarcita y esquistos con fósiles procedentes de las unidades previas del Ordovícico Superior (Villas, comunicación personal). La tendencia general de la unidad es positiva, con areniscas finas y lutitas intercaladas con *ripples* a techo y transición rápida a las facies de lutitas y limolitas negras carbonosas del Silúrico. Esta unidad ha sido atribuida al Ordovícico superior y/o Silúrico por los autores previos (ver Hartevelt, 1970). Por su secuencia de facies y su carácter tabular ha sido interpretada como una unidad transgresiva cuyas facies responden a una sedimentación somera, en un medio de playa según Brouwer (*in* Hartevelt, 1970).

La unidad de conglomerados carbonatados

Recientemente y en tres sectores de los Pirineos centrales (Fig. 1), se ha detectado la presencia de un conglomerado carbonatado sobre erosiones locales de elevada importancia y por debajo de la cuarcita y/o arenisca que da paso al Silúrico.

En el sector occidental del domo del Orri (Gil-Peña *et al.*, 2000), este conglomerado puntualmente alcanza hasta 8 m de potencia y se apoya mediante contacto erosivo sobre la Caliza de Estaña (Fig. 2). Es un depósito mal clasificado compuesto por areniscas de grano grueso, microconglomerados carbonatados y niveles lenticulares de conglomerados. Contiene cantos de hasta 15 cm de longitud para el eje mayor, aunque dominan los de 2-3 cm que flotan en una matriz rica en restos bioclásticos reelaborados de la unidad infrayacente. En general, los clastos están bien redondeados y son de composición muy variada, dominando los cantos de cuarcita aunque también abundan los de caliza, pizarra y cuarzo y, en menor proporción, de esquistos cuarzo-feldespáticos.

A techo se encuentra un nivel de cuarcita de 3 m de espesor que presenta una secuencia claramente positiva, con intercalaciones pelíticas y estratificación *flaser* y *linsen* en su mitad superior, y sobre el que se disponen por falla las facies de pizarras negras ampelíticas del Silúrico. Esta cuarcita podría ser correlacionable con la Fm Bar.

En el domo de la Pallaresa -zona de Isil- sobre los esquistos calcáreos y calizas del Ordovícico Superior (según los braquiópodos determinados en localidades

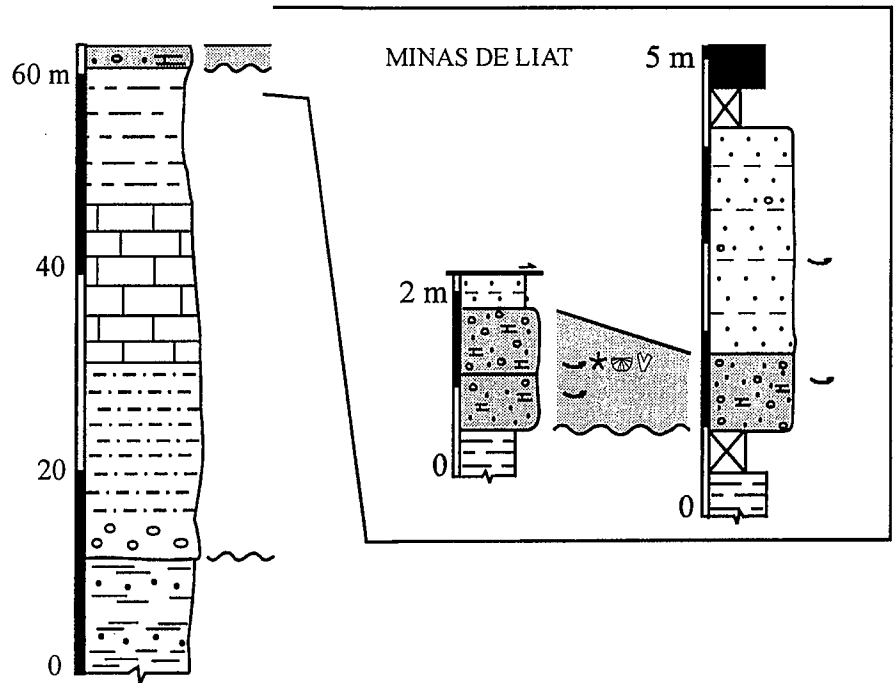


Fig. 4.- Columna general del Ordovícico superior de Liat y secciones estratigráficas del conglomerado carbonatado.

Fig. 4.-Upper Ordovician stratigraphic section of the Liat area. Detailed sections of the calcareous conglomerate unit.

próximas por Havlicek *in* Dommanget, 1977) se reconoce un conglomerado carbonatado (Sanz *et al.*, en prensa) de características muy similares a las del domo del Orri. El conglomerado, de 2.5 m, está compuesto por varios episodios granodecrecientes de conglomerado, microconglomerado y de arenisca de grano grueso, todos ellos con cemento carbonatado. Los cantos, redondeados a subredondeados, tienen una composición variada (cuarcita, cuarzo, pizarra, micaesquisto) y un tamaño de algunos centímetros. Algunos niveles contienen clastos angulosos de calizas, con formas tabulares, que llegan a alcanzar 40 cm de longitud. Este horizonte se encuentra directamente en contacto por falla con las pizarras y calizas silúricas (Fig. 3).

En el domo de Garona (zona de Liat), sobre las pizarras y areniscas grises de las capas de Liat (equivalente lateral de la Fm Ansovell) se encuentra un conglomerado carbonatado (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo & Alonso, 1989) (Fig. 4). Se trata de un nivel de 1.3 m de potencia con cierta continuidad lateral y estructura tabular. Su contacto basal generalmente es neto, reconociéndose puntualmente su carácter erosivo. Se trata de conglomerados, microconglomerados y areniscas de grano medio-grueso con cemento calcáreo, y algunas intercalaciones pizarrosas que en general no presentan una secuencia definida. Los conglomerados contienen cantos de hasta 2 cm

de cuarzo, caliza, pizarra, cuarcita y restos bioclásticos acumulados en determinados niveles. La matriz es muy abundante y el contenido en carbonato generalmente aumenta hacia la parte alta de la unidad.

A techo del conglomerado se encuentra una unidad de areniscas grises con granos de cuarzo de grano medio-grueso que intercala niveles de pizarras grises. Las areniscas contienen niveles de cantos y restos fósiles milimétricos disueltos y escaso cemento carbonatado. Por encima se encuentran las ampelitas silúricas en las que se desarrolla un importante despegue tectónico (García-Sansegundo, 1992).

Interpretación

La presencia de una importante superficie de erosión situada entre la Fm Ansovell y la Fm cuarcita de Bar sobre la que se depositaron de forma discontinua conglomerados con clastos procedentes en gran medida de las unidades del Ordovícico Superior erosionadas (Fms Ansovell y Estaña principalmente) pone de manifiesto la influencia ejercida por la Glaciación hirmantiense en el segmento de la rama oriental de la cordillera hercínica exhumado en la Zona axial pirenaica.

Si bien tanto el Ordovícico Superior como su transición al Silúrico están muy pobremente documentados en cuanto a la bioestratigrafía de la Zona Axial pirenaica, existen argumentos paleontológicos sufi-

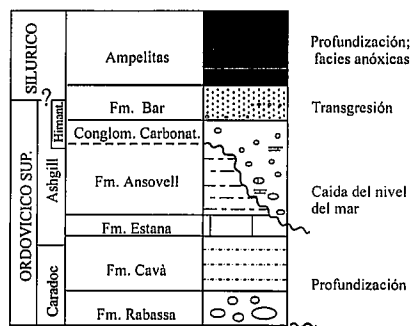


Fig. 5.- Esquema interpretativo de la sucesión del Ordovícico superior observada y su significado secuencial.

Fig. 5.- Interpretative sketch of the observed Upper Ordovician section and its sequential meaning.

cientes para situar correctamente los eventos estratigráficos aportados por el análisis secuencial. Los materiales mas modernos datados de la secuencia estratigráfica ordovícica pertenecen a la Fm Estana. Esta unidad es análoga a las calizas de cistoideos ampliamente representadas en el Ordovícico superior del Hercínico ibérico y cuya edad Ashgill medio está bien establecida (Vennin *et al.*, 1998). Por otra parte, las faunas mas bajas descritas para las ampelítas silúricas corresponden a graptolites del Rhuddaniense superior-Aeroniense, no habiéndose caracterizado la presencia del Rhuddaniense inferior (Dégardin, 1988). Por consiguiente el Hirnantiano y el límite Ordovícico – Silúrico se encuentran entre la Fm Ansovell y las ampelítas silúricas.

No se han encontrado, ni han sido descritas en el Pirineo, diamictitas en las facies lutíticas y limolíticas de la Fm Ansovell. Por este motivo, y dada la posición de este sector de la Cordillera hercínica con relación al continente de Gondwana, hay que suponer que la Fm Ansovell corresponde a sedimentos previos al Acontecimiento glaciar del Hirnantiano. La sucesión descrita aquí, entre la Fm Ansovell y las ampelítas silúricas (Fig. 5) responde fielmente a una sucesión sencilla de eventos alrededor de la Glaciación hirnantiana. El Ordovícico Superior corresponde a un ciclo de segundo orden (Ross & Ross, 1992) cuyo inicio se situaría en la transgresión del Caradoc Inferior. Este ciclo se caracteriza por una subida generalizada del nivel del mar hasta el Ashgill final (Hirnantiano) donde concluye por una caída y subida sucesiva del nivel del mar de corta duración y de origen climático (glaciación). En este contexto, la superficie de erosión que afecta, por lo menos, a la Fm Ansovell y a la Fm Estana, y con una excavación superior a los 20 m, se correspondería con la caída del nivel del mar provocada por la glaciación del Hirnantiano Inferior

en el sentido de Marshall *et al.* (1997). Los cuerpos de conglomerados carbonatados rellenarían parcialmente los surcos erosivos, ya que su presencia sólo ha sido constatada cuando la serie del Ordovícico Superior es poco potente y la Fm Ansovell está muy adelgazada o ausente. Las cuarcitas y pizarras del sector del Orri, que preceden a la sedimentación de facies ampelíticas, corresponderían con una unidad transgresiva relacionada con la subida del nivel del mar posterior al evento glaciar y que se situarían aún en el Hirnantiano.

No existen argumentos paleontológicos definitivos sobre la edad de la Cuarcita de Bar aunque por los motivos anteriormente expuestos, por la ausencia de evidencias paleontológicas del Rhuddaniense en las facies ampelíticas y la falta de constatación de una discontinuidad sedimentaria en la base del Silúrico, se puede pensar que dicha cuarcita contiene al límite Ordovícico – Silúrico. De hecho, Sanz y Sarmiento (1995) han obtenido conodontos del Llandovery en una sucesión de cuarcitas, areniscas y pizarras, aunque en un contexto estructural complicado. Por otra parte, la Cuarcita de Bar puede interpretarse mediante el desarrollo local de facies arenosas durante la regresión y la posterior transgresión ligadas a la Glaciación Hirnantiana. En otras áreas del Macizo Iberoarmórico, las facies de cuarcitas frecuentemente suceden a las típicas formaciones diamictíticas y en Almadén (cuarcita de Criadero) contienen en los niveles basales fauna Hirnantiana (Villas *et al.*, 1999).

Agradecimientos

Los resultados expuestos han sido obtenidos durante la realización de la cartografía geológica 1:50.000 (MAGNA) y son una contribución al Proyecto DGE-PB98-1558.

Referencias

Barnolas, A. y García-Sanseguno, J. (1992): *Bol. Geol. y Minero*, 193, 1: 94-108.
 Berry, W.B.N. & Boucot, A.J. (1973): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 275-284.
 Branchley, P.J. (1988): *Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, 43: 377-385.
 Branchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A.F., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L. & Anderson T.F. (1994): *Geology*, 22, 4: 295-298.
 Branchley P.J., Romano M., Young T.P. & Storch P. (1991): In: *Advances in Ordovician geology*. Barnes C.R. & Williams S.H. (Eds.), *Geological Survey of Canada Pap.*: 325-336.
 Cavet, P. (1957): *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 254, 55: 303-518.

Caputo, M.V. & Crowell, J.C. (1985): *Bull. Geol. Soc. Am.*, 96: 1021-1036.
 Crowley T.J. & Baum S.K. (1991): *Journal of Geophysical Research*, 96: 22597-22610.
 Dégardin, J.M. (1988): *Société Géologique du Nord, Publ.*, 15: 525 p.
 Destombes, J. (1968): *C.R.Acad. Sci. Paris*, 267: 684-686.
 Dommanget A. (1977): *These 3 cycle*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 229 p.
 García-Sanseguno, J. (1992): *Publ. Especiales del Bol. Geol. y Minero*, 167 p.
 García-Sanseguno, J. & Alonso, J.L. (1989): *Geodinamica Acta (Paris)*, 3, 2: 127-134.
 Gil-Peña, I.; Sanz-López, J.; Barnolas A. y Clariana, P. (2000): *Geotemas*, 1 (2): 187-190.
 Hambrey, M.J. (1985): *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 51: 273-289.
 Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Smith A.G. & Smith D.G. (1990): *A geological time scale*, Cambridge Univ. Press: 263 p.
 Hartevelt, J.J.A. (1970): *Leidse Geol. Meded.*, 45: 167-236.
 Kleinsmiede W.F.J. (1960): *Leidse Geol. Meded.*, 25: 129-245.
 Laumonier, B. (1988): *Hercynica*, 4, 1: 25-38.
 Long D.G.F. (1993): *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* 18: 487-499.
 Marshall J.D., Branchley P.J., Mason P., Wolff G.A., Astini R.A., Hints L. & Meidla T. (1997): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132, 1-4: 195-210.
 Marshall, J.D. & Middleton P.D. (1990): *Journal of Geol. Soc. London*, 136: 137-145.
 Robardet, M. & Doré, F. (1988): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66: 19-31.
 Robert, J.F. & Thiebaut, J. (1976): *C.R.Acad. Sci. Paris*, 282: 2049-2050.
 Ross J.R.P. & Ross C.A. (1992): In Webby, B.D. & Laurie J.R. Eds., *Global perspectives on Ordovician geology*: Rotterdam, Netherlands, Balkema: 327-336.
 Santanach, P. (1974): *Fundació Salvador Vives Casajuana*, Barcelona: 133 p.
 Sanz J., Palau, J. y Cabra, P. (in press).- *Memoria de la Hoja nº 149 (Isil) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA)*, ITGE, Madrid.
 Sanz, J. & Sarmiento, G.N. (1995): *XI Jornadas de Paleontología*: 157-160.
 Vennin, E., Alvaro, J.J. & Villas, E. (1998): *Geological Journal*, 33: 121-140.
 Villas E., Lorenzo S. & Gutierrez-Marco J.C. (1999): *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 89, 3: 187-197.