

Los cantos volcánicos del conglomerado basal de la Fm. Herrería: Evidencias de un Volcanismo Neoproterozoico en la base del Cámbrico.

The volcanic clasts from the basal conglomerate of Herrería Fm: Evidences of a Neoproterozoic volcanism in the lower Cambrian.

A. Rubio Ordóñez ⁽¹⁾, P. Barba ⁽²⁾, A. Cuesta ⁽¹⁾, G. Gallastegui ⁽³⁾, O. Suárez ⁽¹⁾, J.M. Ugidos ⁽²⁾ y M.I. Valladares ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca

⁽³⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Parque Científico, Avda. Real 1, 24006 León

ABSTRACT

In the East limb of the Narcea Antiform (Iberian massif) outcrops siliciclastic Cambrian materials with unconformity disposition over the Neoproterozoic Narcea Slates. The lower Cambrian Herrería Fm. in the Cantabrian Zone includes a conglomeratic unit that it's interpreted like a cohesive debris flow and braided channels. Most clasts in the considered sections are tuffaceous and ignimbritic volcanic rocks. This paper introduced a new set of data that confirms an acidic composition: mainly rhyolites and minor amounts of trachytes and andesites. Authors interpreted that this volcanic clasts are Neoproterozoic in age and with similar characteristics to the acidic volcanic rocks in the ZAOL from the Narcea Antiform. Probably it represents the last volcanic episode of the Cadomian cycle and its different from the Cambro-ordovician alkaline-type volcanism.

Key words: Neoproterozoic and lower Cambrian, Narcea Antiform, Tuffaceous and ignimbritic rocks, Iberian massif

Geogaceta, 36 (2004), 11-14 r
ISSN:0213683X

Introducción

En el Antiforme del Narcea, situado en el límite entre las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa del Macizo Ibérico, afloran materiales de edad Proterozoico de la Fm. Pizarras de Narcea (Lotze, 1956). En el flanco este del antiforme, rocas sobre todo siliciclásticas de la Fm. Herrería (Compte, 1937) aparecen discordantes sobre la Fm. Pizarra de Narcea (Lotze, 1961). La discordancia está acentuada por una zona de meteorización roja, que afecta a las rocas precámbricas, de varios metros de espesor (Bosch van den, 1969).

Aramburu *et al.* (1992) hacen una síntesis en la que dividen de manera informal la Fm. Herrería en tres miembros. El miembro inferior son 350 a 600 m de areniscas a veces glauconíticas, lutitas y dolomías alternando con intercalaciones frecuentes de conglomerados en la base. Este miembro corresponde a las tres formaciones informales inferiores de Parga y Luque (1971): Fenosa, Sorriba y Pilo-tuerto, de muro a techo. La Fm. Fenosa sólo aparece entre el S de Cudillero y la

Espina. Así, en las proximidades de Mieldes, aparece la Fm. Sorriba discordante sobre las Pizarras de Narcea; está constituida por un conglomerado basal con cantos de cuarcita y pizarra en una matriz arenosa o pizarrosa que sigue con areniscas ferruginosas y microconglomerados; hacia arriba aparecen cuarcitas rojas en bancos potentes con un espesor de 200 m (Parga y Luque, 1971). Esta unidad según indican estos autores sólo aparece en el flanco este del Antiforme de Narcea en Asturias.

Aquí se estudian los caracteres estratigráficos, petrológicos y geoquímicos de los 100 m basales de la Fm. Herrería en las proximidades de Mieldes que pertenecen al conglomerado basal de la Fm. Sorriba de Parga y Luque (1971) (Fig. 1). En la zona de Mieldes-Ridera, Parga y Luque (1971) señalan, en los conglomerados basales, la presencia de cantos muy redondeados de riolita, cuarzo y cuarcita, y angulosos de pizarra. Su espesor máximo es de 40 m en La Ridera, donde el centil de los cantos es de 30 cm, adelgazándose rápidamente hacia el sur hasta desaparecer; hacia el norte

también disminuye tanto el espesor como el centil de los cantos; por ello estos autores interpretan esta formación como un gran cono de sedimentación. En un estudio petrológico de la Fm. Herrería en el río Narcea, situado al N de Mieldes, se indica la presencia de cuarzo volcánico y fragmentos de rocas efusivas en la Fm. Sorriba (Argüelles, 1972).

En cuanto a la edad de esta unidad, aunque Aramburu *et al.* (1992) atribuyen al miembro inferior una edad Precámbrica (Ediacariense), datos paleontológicos recientes indican una edad Cámbrico Inferior (Cordubiense-Ovetiense inferior) para la base de la Fm. Herrería (Palacios y Vidal, 1992; Sdzuy y Liñán, 1993; Liñán *et al.*, 2002).

Estratigrafía y sedimentología

En el flanco este del Antiforme del Narcea, en Mapa Geológico E. 1:50.000 (Belmonte de Miranda) se ha levantado una serie estratigráfica, de algo más de 100 m, de la base de la Fm. Herrería en la carretera de Mieldes a Tabladiello, desde el contacto con las pizarras y areniscas de

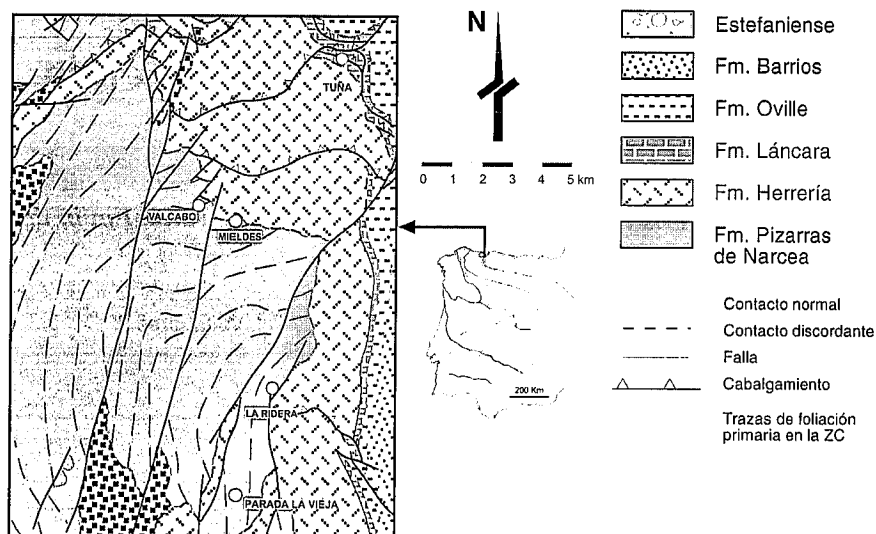


Fig. 1.- Esquema geológico de localización extraído, simplificado y modificado a partir de Gutiérrez Alonso (1992).

Fig. 1.- Geological sketch map of location zone, after Gutiérrez Alonso (1992).

la Fm. Narcea, que en sus 5 m superiores presenta una zona de meteorización roja. En la sucesión de muro a techo se pueden diferenciar tres tramos (Fig. 2):

Tramo I: Son paraconglomerados polimícticos en capas de más de 2 m de espesor, masivos y desorganizados, localmente con granoselección normal. La matriz es pelita o arenisca de grano grueso, de color rojo burdeos y zonas verdes. Los clastos, muy redondeados tienen centiles de 8 a 15 cm, y son sobre todo de rocas volcánicas, cuarcita y lidita y en menor medida cantos blandos de pizarra roja. Se intercalan capas decimétricas, también de color rojo, de arenisca de grano grueso, masivas. Paraconglomerados y areniscas con estos caracteres se han interpretado como debris flows cohesivos, mientras que la presencia ocasional de gradación en la cola gruesa sugiere flujos algo diluïdos y turbulentos (Collinson, 1996). El color rojo de la matriz de los conglomerados y de las areniscas indica condiciones oxidantes.

Tramo II: Comienza con un nivel de 4,5 m de arenisca de grano muy grueso, color gris claro, masiva, excepto en el techo que presenta laminación paralela; Tiene en su interior paraconglomerados polimícticos de hasta 60 cm de espesor, pero en general son alineaciones de cantos, sin que haya planos de estratificación entre arenisca y conglomerado. El centil de los clastos aumenta hacia el techo de 5 a 8 cm; son muy redondeados sobre todo los de cuarcita y volcánicos, y angulosos los de pizarra roja. Todos los cantos presentan envueltas ferruginosas de hasta 3 mm de espesor. El resto del tramo sigue

teniendo color claro y son secuencias granodecrecientes de hasta 1,5 m de espesor. Cada secuencia tiene base erosiva planar sobre la que aparecen ortoconglomerados polimícticos que pasan hacia arriba a paraconglomerados con matriz arenosa y finalmente arenisca de grano muy grueso a medio con laminación paralela, en capas de 10-50 cm con base planar y techo ondulado, separadas por pasadas de 1 mm a 10 cm de pizarra verde en la parte alta del tramo. Los cantos, muy redondeados, son de rocas volcánicas sobre todo en la parte inferior y de cuarcita y pizarras angulosas, con centiles de 12 cm hacia la base y 3 cm a techo del tramo. Ocasionalmente, los cantos están orientados en algunos ortoconglomerados. En la parte superior, las secuencias tienen las mismas características descritas, pero no aparecen los ortoconglomerados y la secuencia del techo termina en arenisca de grano muy fino con laminación de ripples de corriente. La eficacia de la segregación de cantos en niveles o alineaciones en la parte inferior de este tramo, fundamentalmente arenosa masiva, y la regularidad de las capas sugiere un retrabajamiento del sedimento por la acción del oleaje (Clifton, 1973). Las secuencias granodecrecientes del resto del tramo debido a su base erosiva planar y a su aspecto masivo excepto en el techo de las secuencias sugiere sedimentación rápida desde suspensión durante inundaciones dentro de canales; los ortoconglomerados representan la carga residual de los canales, mientras que la presencia de laminación paralela y de ripples en el techo de las secuencias, en

la parte superior del tramo, indica velocidad decreciente de los flujos (Collinson, 1996).

Tramo III: Son areniscas de grano medio a grueso en capas de 30-60 cm de espesor en la parte inferior y de 10-30 cm en la superior del tramo. Comienzan teniendo color blanco y rápidamente pasan a rojo burdeos, separadas por pasadas milimétricas de pizarra, verde en los 20 m inferiores y roja en el resto. Las areniscas tienen base erosiva planar y techo ondulado y con frecuencia tienen alineaciones de cantos de cuarcita de 1-4 cm en el interior de las capas; también hay cantos blandos angulosos de color rojo burdeos. Con frecuencia las areniscas presentan laminación cruzada planar de bajo ángulo y en surco y más raramente laminación paralela. A 26 m de la base del tramo se intercala un nivel de 90 cm de alternancia de arenisca de grano fino en capas de 10 cm de espesor y pizarra de color rojo burdeos con estratificación lenticular y ondulada. El pequeño espesor (<0,6 m) de los sets con laminación cruzada planar y en surco separados por parting de pelita, se interpreta como la migración de dunas de cresta recta y tridimensional (Collinson, 1996). De nuevo la presencia de lineaciones de cantos en algunos de los sets sugiere retrabajamiento de algunos de estos sedimentos por el oleaje (Clifton, 1973). La alternancia arenisca-pizarra con estratificación ondulada y lenticular indica la alternancia de sedimentación por tracción y decantación, lo cual sugiere una acción mareal hacia la parte alta del tramo.

Petrografía

Se estudian 129 muestras de clastos extraïdos en Mielde y en Valcabo, separadas alrededor de 1km (Fig. 1). En su mayoría (70%) los cantos son rocas volcánicas silíceas: **riolitas, riodacitas y dacitas**, con fenocristales de cuarzo de morfologías volcánicas y feldespatos totalmente sericitizados y a veces silicificados. Se consideran riolitas si el porcentaje de fenocristales de cuarzo > feldespato y dacitas en caso contrario. En una proporción <10 % aparecen rocas sin fenocristales de cuarzo que composicionalmente corresponden a **andesitas y traquititas - traquiandesitas**. El resto corresponde a tobas volcánicas (Fig. 3A), hialoclastitas y alguna turmalinita. La característica común a todas es la ausencia de evidencias de deformación tectónica así como su intenso estado de alteración que ha modificado su mineralogía original y, parcialmente, su textura.

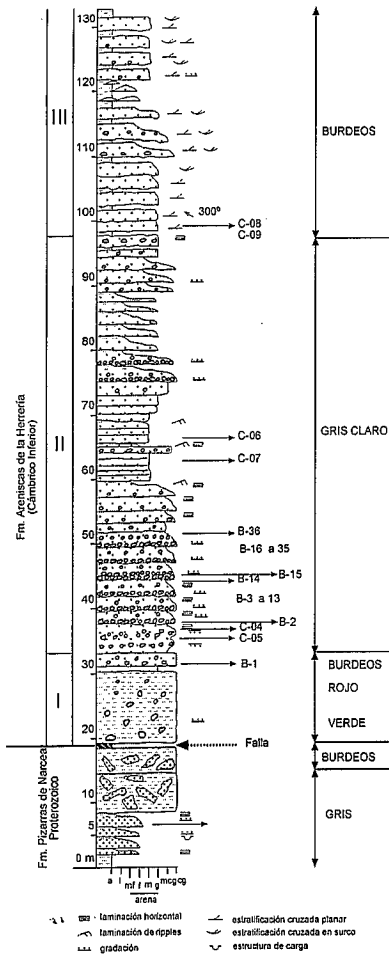


Fig. 2.- Columna estratigráfica de la sección de Miedles

Fig. 2.- Stratigraphic logs of the Miedles section.

Riolitas - dacitas. Este grupo muestra gran variación petrográfica con: 1) *Porcentaje y tamaño de los fenocristales:* desde altos contenido próximos al 30 % a rocas afíricas y vitrofídicas y tamaños de hasta 6-8 mm de longitud. 2) *Textura:* a veces masiva y sin orientación o bien bandeada y fluidal. Se reconocen texturas relictas relativamente bien conservadas incluyendo perlíticas y esferulíticas. Muy bien representadas aparecen otras, típicas de ignimbritas, incluyendo formas en "shard", aplastamiento y coalescencia de vesículas y de fragmentos vítreos y fuerte orientación fluidal. Finalmente hay rocas de texturas clásticas o brechoideas. Este conjunto de rocas ácidas corresponde a tres tipos litológicos diferentes: lavas, ignimbritas y tobas y alguna posible hialoclastita. Las más abundantes son las riolitas masivas y las ignimbritas; estas últimas con texturas vitroclásticas y formas lenticulares extraordinariamente finas y elongadas con disposición

subparalela y orientadas en torno a los fenocristales (Fig. 3D, E y F).

Andesitas. Tienen alto contenido en fenocristales (entre 40-50 %) de tamaño fino (< 2-3 mm) y texturas seriadas, ocasionalmente glomeroporfídicas, incluidos en una mesostásis felsítica-microfídica. Los fenocristales de feldespato están pseudomorfizados por sericita \pm cuarzo y los minerales máficos por óxidos de hierro y clorita \pm cuarzo y sericita. La presencia de un zonado concéntrico en los pseudomorfos de feldespatos los identifica como plagioclasa cálcica; los pseudomorfos máficos tienen morfologías típicas de piroxeno (Fig. 3B).

Traquitas. Los fenocristales, generalmente escasos, son de hábito tabular propio de feldespatos alcalinos que aparecen en una mesostásis traquítica o de tipo felsítico muy rica en granos o formas aciculares de óxidos de hierro (Fig. 3C).

Procesos de desvitrificación y alteración. Todos los cantos estudiados han sufrido diversos procesos de desvitrificación, alteración y brechificación. La desvitrificación es de tipo felsítico y las mesostásis de muchas de las riolitas masivas, originalmente vitrofídicas, es felsítica. En las riolitas bandeadas o con texturas fluidales aparecen niveles, bandas o lentejones de naturaleza felsítica con variaciones de tamaño de grano notables. Silicificación y sericitización son las alteraciones comunes en rocas volcánicas de naturaleza silícea (Moorhouse, 1959; Shelley, 1993) y están muy desarrolladas en los cantos volcánicos estudiados. La silicificación es el proceso más importante en todas las rocas de naturaleza riolítica; incluye el desarrollo de cuarzo secundario en la mesostásis hasta el reemplazamiento casi completo de la roca, junto con el relleno de fracturas en cantos brechificados. El reemplazamiento de las texturas originales es patente en las ignimbritas en donde los esferulitos están reemplazados por cuarzo. Los casos más extremos corresponden a: 1) rocas porfídicas con pseudomorfos de cuarzo policristalino reemplazando feldespatos y coexistiendo con cuarzos volcánicos ameboides monocristalinos y, 2) rocas con vidrio vesicular en donde las vesículas aparecen rellenas por cuarzo. En casos más raros se observa también formación de ópalo. La sericitización afecta totalmente a los fenocristales de feldespato impidiendo identificar su naturaleza excepto en algunas andesitas; por su parte, los minerales máficos aparecen pseudomorfizados y sustituidos por cuarzo y sericita, junto a los óxidos de hierro y clorita.

Geoquímica

Se han hecho 24 análisis químicos de los cantos. Excepto la porción de material reservada para petrografía se ha analizado la totalidad del canto, cuyo tamaño medio es de 9 cm. Para su clasificación se ha utilizado el diagrama Nb/Y frente Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) y se han recalculado los análisis en base anhidra considerando el estado de alteración que presentan las muestras (Fig. 3G y H). Para comparar estas rocas con las rocas volcánicas neoproterozoicas del Antiforme del Narcea (Cudillero y Tineo) y cambro-ordovícicas de la Zona Cantábrica (ZC) y Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), se incluye también el diagrama Zr/TiO₂ frente a SiO₂ (Winchester y Floyd, 1977). En las Figs. 3G y 3H, la mayoría de los cantos se proyectan en los campos correspondientes a riolitas y riodacitas/dacitas y rara vez en el campo de andesitas. De acuerdo con esta clasificación los cantos de la base de la Fm. Herrería parecen representar un episodio volcánico esencialmente ácido. Debe tenerse en cuenta que en el estudio petrográfico se ha identificado cierto número de muestras de naturaleza andesítica y que en el estudio del microconglomerado que, con frecuencia, constituye la matriz de los cantos se han identificado fragmentos de rocas volcánicas de naturaleza intermedia a básica. Por tanto, debe considerarse la posibilidad de que el muestreo presente cierto sesgo derivado del comportamiento ante la alteración mecánica y química de las rocas según su naturaleza; ello podría generar la acumulación preferente de aquellas litologías más resistentes a la meteorización y alteración química.

Dada la ubicación de los cantos, englobados en los niveles más bajos del Cámbrico y casi inmediatamente por encima del contacto con los materiales precámbricos, asumimos que proceden de un episodio volcanogénico de edad Neoproterozoica. Por ello se han proyectado en los diagramas las composiciones de las rocas volcánicas procedentes del volcanismo Neoproterozoico situado en la ZAOL del antiforme del Narcea (en Tineo y Cudillero) (Cuesta *et al.*, 2004) y las composiciones de las rocas volcánicas de edad cambro-ordovícica situadas en ZC y ZAOL (Fig. 3G y H). La situación de los cantos volcánicos sobre el diagrama permite considerar que la naturaleza de los cantos es comparable y similar a la de las rocas riolíticas de Cudillero y Tineo, con las que guardan parecido petrográfico, y bastante diferente de la de

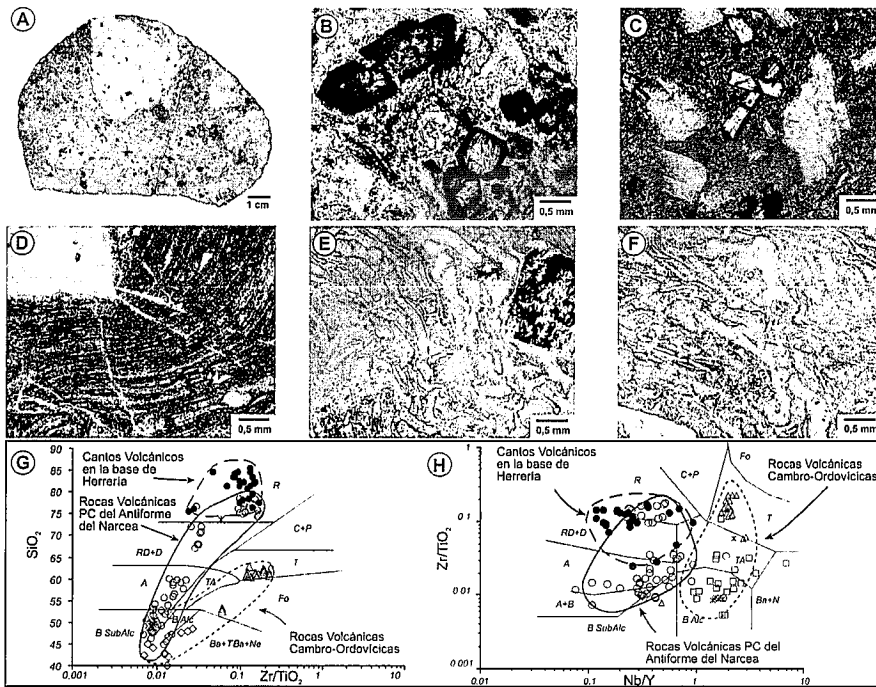


Fig. 3.- A) Macrofotografía de un canto de una brecha volcánica. B) Microfotografía de roca básica con pseudomorfos de minerales máficos. C) Microfotografía de una roca andesítica. D) Riolita con una foliación ignimbrítica. E) Riolita ignimbrítica con matriz vítrea ligeramente soldada. F) Riolita ignimbrítica con matriz ligeramente soldada constituida por fragmentos, "shards", vítreos. G) Diagrama SiO₂ vs. Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977). (Círculos negros) Cantos volcánicos de la base de Herrería; (Círculos blancos) Rocas Volcánicas Precámbricas del Antiforme del Narcea (Cuesta *et al.*, 2004); (Cuadrados blancos) Rocas volcánicas incluidas en la Fm. Luarca; (Aspas) Rocas Basálticas del Cabo Peñas (Suárez *et al.* 1993); (Triángulos) Traquita del Farandón (Barrero y Corretgé, 2002); (Rombos) Rocas volcánicas incluidas en las series Cambro-Ordovícicas de la Zona Cantábrica, (Loeschke y Zeidler, 1982; Gallastegui *et al.*, 1992). H) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977). Los símbolos son los mismos que en el apartado anterior

Fig. 3.- A) Macrophotography of a volcaniclastic breccia clast. B) Microphotograph of a basic rock with pseudomorphized mafic minerals. C) Microphotograph of an andesitic rocks. D) Rhyolitic rock with an ignimbritic flow foliation. E) Slightly welded glassy rhyolitic ignimbrite. F) Ignimbritic rhyolite with a slightly welded glassy shards. G) SiO₂ vs. Zr/TiO₂ diagram, Winchester & Floyd (1977). (Black rounds) Volcanic clast from the Herrería formation; (White rounds) Precambrian volcanic rocks from Narcea Antiform (Cuesta *et al.*, 2004); (White Squares) Volcanic rocks included in Luarca formation; (Crosses) Basaltics rocks from Cabo Peñas (Suárez *et al.* 1993); (Triangles) Farandón traquite (Barrero & Corretgé, 2002); (Rhombos) Volcanic rocks included in the Cambro-Ordovician series from Cantabrian Zone, (Loeschke & Zeidler, 1982; Gallastegui *et al.* 1992). H) Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram, Winchester & Floyd (1977). Symbols are the same than in the previous section.

las rocas volcánicas de edad cambro-ordovícica y afinidad alcalina, en donde los términos composicionales básicos están mejor representados.

Conclusiones

De acuerdo con los datos presentados, la sedimentación de la base de la Fm. Herrería se produjo en un medio aluvial que evolucionó a canales braided, reflejándose localmente la acción de olas y hacia la parte alta de mareas, lo que reflejaría los primeros impulsos de la transgresión del Cámbrico Inferior.

Los cantos volcánicos de la Fm. Herrería podrían representar los restos de un volcanismo arrasado, subaéreo y esen-

cialmente ácido similar a los equivalentes ácidos conocidos en el Antiforme del Narcea, cuya edad, según Gutierrez Alonso *et al.* (2003), es en torno a 560 Ma. Representarían, por tanto, un volcanismo finiprecámbrico, quizás asociado al ciclo Cadomiense, y previo al volcanismo de edad cambro-ordovícica y naturaleza alcalina que representa un cambio de escenario geodinámico con respecto al aquí tratado.

Agradecimientos

Trabajo realizado en el marco de los proyectos MCT-02-BTE04241-C0201 y MCT-02-BTE04241-C0202 (Ministerio de Ciencia y Tecnología)

Referencias

Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. (1992). In Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. (eds) Paleozoico Inferior de Ibero-América, Univ. Extremadura, 397-421.

Argüelles, M.C. (1972): *Brev. Geol. Asturica*, XVI, 2, 25-32.

Barrero, M. y Corretgé, L. G. (2002): *Geogaceta*, 32, 135-138.

Bosch, W.J. van den (1969): *Leidse Geol. Meded.*, 44, 137-225.

Clifton, H.E. (1973): *Sedimentology*, 20, 173-187.

Collinson, J.D. (1996): In Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Sci., 37-82.

Compte, P. (1937): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 202, 337-341.

Cuesta, A., Gallastegui, G., Suárez, O. y Rubio, A. (2004): *Geogaceta*, 30, 15-18

Gallastegui, G., Aramburu, C., Barba, P., Fernández, L.P. y Cuesta, A. (1992). In Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. (eds) Paleozoico Inferior de Ibero-América, Univ. Extremadura, 435-452.

Gutiérrez-Alonso, G. (1992): Tesis doctoral. Univ. de Oviedo, 317pp.

Gutiérrez-Alonso, G, Fernández-Suárez, J. y Jeffries, T. E. (2004): *Geogaceta* 35.

Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A. Ugidos, J.M. y Mayoral, E. (2002) in Gibbons, W. Y Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*, Geol. Soc. London, 17-29.

Loeschke, J. Y Zeidler, N. (1982). *N.Jb.Geol.Palaönt.Mh.* H7, 419-439.

Lotze, F. (1956): *N. Jahr. Geol. Palaeont.*, 8, 373-380.

Lotze, F. (1961): *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Nat. Kl.*, 6, 1-216.

Moorhouse, W.W. (1959): Harper & Row Publ., 514pp.

Palacios, T. Y Vidal, G. (1992): *Geol. Mag.*, 129, 421-436.

Parga, J.R. y Luque, C. (1971): *Bol. Geol. Min.*, 83, 310-320.

Sdzuy, K. Y Liñán, E. (1993): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18, 189-215.

Shelley, D. (1993): Chapman & Hall Publ., 445pp.

Suárez, O., Gallastegui, G., Cuesta, A., Corretgé, L.G. y Tarrio, L. (1993): V Congreso de Geoquímica de España, 42-47.

Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1977): *Chem. Geol.*, 20, 326-348.