

El Ordovícico en el área de Los Barrios de Luna, Cordillera Cantábrica (NW de España)

JOSÉ MARÍA TOYOS¹ Y CARLOS ARAMBURU²

¹ *C/ Cardenal Lorenzana, 6-2.º A, 24001 León, España.
(e-mail: jmtoyos@gmail.com)*

² *Departamento de Geología (Área de Estratigrafía), Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Asturias, España.
(e-mail: carambur@geol.uniovi.es)*

Resumen: El estudio cartográfico y estratigráfico del Ordovícico en el área de Los Barrios de Luna (flanco sur del Sinclinal de Abeltas-Alba), ha permitido reconocer una compleja estratigrafía, condicionada por una tectónica sinsedimentaria, probablemente relacionada con el intenso vulcanismo que se observa algo más al este. Se revisa la estratigrafía de la Fm. Barrios, de edad Cámbrico Medio a Tardío en su mayor parte. Se redenomina una unidad estratigráfica informal (capas de El Ventorrillo), del Ordovícico Temprano?, Medio y Tardío. Se definen formalmente dos formaciones en el Ordovícico Superior-Silúrico basal? (Caliza de La Devesa y Cuarcita de La Serrona), y se precisa la estratigrafía de la unidad informal silúrica capas de Getino. Las costras ferruginosas situadas en la base de las capas de El Ventorrillo y de las capas de Getino se interpretan como originadas por alteración de materiales volcánicos.

Palabras clave: Ordovícico, cartografía, estratigrafía, costras ferruginosas, tectónica sinsedimentaria, *rifting*, Cordillera Cantábrica, Macizo Ibérico.

Abstract: The mapping and stratigraphic study of the Ordovician rocks in Los Barrios de Luna area (southern limb of Abeltas-Alba Syncline), allowed us to recognize a complex stratigraphy, conditioned by a synsedimentary tectonics, probably related to the intense volcanism observed further east. The stratigraphy of the Barrios Fm., mostly Middle to Late Cambrian age, is reviewed. An informal stratigraphic unit (El Ventorrillo beds), of Early?, Middle to Late Ordovician age, is renamed. Two Upper Ordovician-basal Silurian? formations are formally defined (La Devesa Limestone and La Serrona Quartzite), and the stratigraphy of the Silurian informal unit Getino beds is refined. The ferruginous crusts at the base of El Ventorrillo beds and Getino beds are interpreted as a result of alteration of volcanic materials.

Key words: Ordovician, cartography, stratigraphy, ferruginous crusts, synsedimentary tectonics, *rifting*, Cantabrian Mountains, Iberian Massif.

En la Zona Cantábrica (ZC), la unidad litoestratigráfica del Ordovícico más característica y ubicua es la Fm. Barrios (Comte, 1937a), equiparable en facies a la Cuarcita Armoricana de otras regiones del Macizo Ibérico (Hernández Sampelayo, 1942) y del Macizo Armoricano (Rouault, 1851). Su edad abarca desde el Cámbrico

Medio hasta el Ordovícico Temprano (Aramburu, 1989; Aramburu y García-Ramos, 1993). Sobre ella aparecen otras formaciones del Ordovícico Medio y Superior que suelen presentar importantes variaciones de facies y espesor, y que en muchas localidades se encuentran ausentes, situándose a techo de la Fm. Barrios, en paraconformi-

dad o disconformidad, las lutitas negras de la Fm. Formigoso (Comte, 1937a), de edad Silúrico temprano.

En el ámbito de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, se ha supuesto durante mucho tiempo que los afloramientos correspondientes al Ordovícico Medio y Superior tenían un desarrollo muy local, una notable variabilidad y una escasa continuidad lateral. Sin embargo, en los últimos años se han revisado y descrito diversas sucesiones y afloramientos atribuidos al Ordovícico Superior (Bernárdez *et al.*, 2006; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2010), situados principalmente en el Manto de Bodón; e incluso se ha podido constatar la continuidad cartográfica de estas rocas en el sector noroccidental de dicha unidad (Alonso y Rubio, 2009; Toyos *et al.*, 2009).

De acuerdo con esto, se ha considerado la conveniencia de realizar una revisión y estudio sistemáticos de los afloramientos del Ordovícico-Silúrico en la rama sur de la ZC, con el objeto de determinar con precisión las unidades litoestratigráficas presentes, su edad, sus variaciones laterales y sus relaciones mutuas. Este conocimiento detallado resulta imprescindible como paso previo para el establecimiento de modelos interpretativos del contexto geológico y los procesos que han podido intervenir en la formación de estos depósitos y en su actual configuración.

Se ha seleccionado para el inicio de estos estudios el área de Los Barrios de Luna, teniendo presente que en ella se encuentra una sección muy representativa y bien conocida del Paleozoico Inferior, que en el entorno de dicha población se sitúa el estratotipo de la Fm. Barrios, y que en esta zona se localizan también varios afloramientos de rocas del Ordovícico Medio y Superior con niveles fosilíferos bien datados (Leyva *et al.*, 1984; Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1996; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996; Del Moral, 2003).

Situación y rasgos geológicos del área de estudio

El área de estudio se sitúa en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, en el norte de la provincia de León, entre las comarcas de Luna y La Omaña (Fig. 1). Forma una franja alargada en dirección WNW-ESE localizada aproximadamente entre las poblaciones de Salce y La Magdalena, incluyendo

la emblemática localidad de Los Barrios de Luna, situada al pie de la presa que cierra el embalse del mismo nombre. Entre esta última localidad y Salce, el relieve está dominado por la Sierra de la Filera, con una altitud máxima de 1873 m. El valle del río Luna, en el que se encuentran algunos de los mejores afloramientos del Paleozoico de toda la Cordillera, atraviesa la parte central de la zona en dirección N-S y discurre luego, bordeándola, hacia el sureste.

Geológicamente se ubica en el extremo suroccidental de la ZC del Macizo Ibérico, formando parte de la Unidad de Somiedo de Alonso *et al.* (2009) (Fig. 2). Las rocas más antiguas de este sector corresponden al Precámbrico (Neoproterozoico) del núcleo del Antiforme del Narcea. Sobre ellas se apoyan discordantemente rocas del Paleozoico, desde el Cámbrico hasta al Carbonífero inferior, fuertemente inclinadas y orientadas en dirección WNW-ESE, conformando diversas láminas cabalgantes vergentes hacia el nordeste, a las que acompañan grandes pliegues dispuestos longitudinalmente respecto a ellas. Entre estos destaca el Sinclinal de Abelgas-Alba, un pliegue mayor con rocas del Carbonífero en su núcleo, que se extiende a lo largo de toda la rama meridional de la Unidad de Somiedo. El área de estudio se localiza precisamente en el flanco sur de este sinclinal. El Carbonífero Estefaniense, discordante sobre el Paleozoico más antiguo y el Neoproterozoico, aparece en una banda de dirección aproximada E-W, en el entorno de La Magdalena.

Estratigrafía del Sinclinal de Abelgas-Alba

La sucesión estratigráfica de esta región es bien conocida en sus rasgos generales, a partir de la división en formaciones establecida por Comte (1936, 1937a, 1938, 1959), los trabajos de autores holandeses como de Sitter (1962), van den Bosch (1969) y van Staalduinen (1973), y otros estudios posteriores como los de García-Alcalde *et al.* (1979), Rodríguez Fernández *et al.* (1985), Truyols *et al.* (1990) y Aramburu *et al.* (1992), entre otros.

El Neoproterozoico está representado por la Fm. Narcea/Mora, formada por pizarras y areniscas grises afectadas por un metamorfismo de grado bajo a muy bajo, con clivajes más o menos desarrollados y pliegues a diversas escalas generados en los ciclos orogénicos Ca-

domiense y Varisco (Díaz García, 2006). El Cámbrico Inferior se superpone a dicha formación en discordancia angular, bajo la cual las rocas precámbricas suelen presentar una característica banda de rubefacción, producida por alteración, cuyo espesor suele oscilar entre 5 y 30 m.

El Paleozoico, con un espesor total de unos 5500 m, está formado por rocas del Ciclo Varisco, y consta de una Secuencia Preorogénica (Cámbrico al Devónico inclusive) y una Secuencia Sinorogénica (Devónico más alto y Carbonífero). Aunque tradicionalmente el límite entre las secuencias preorogénica y sinorogénica

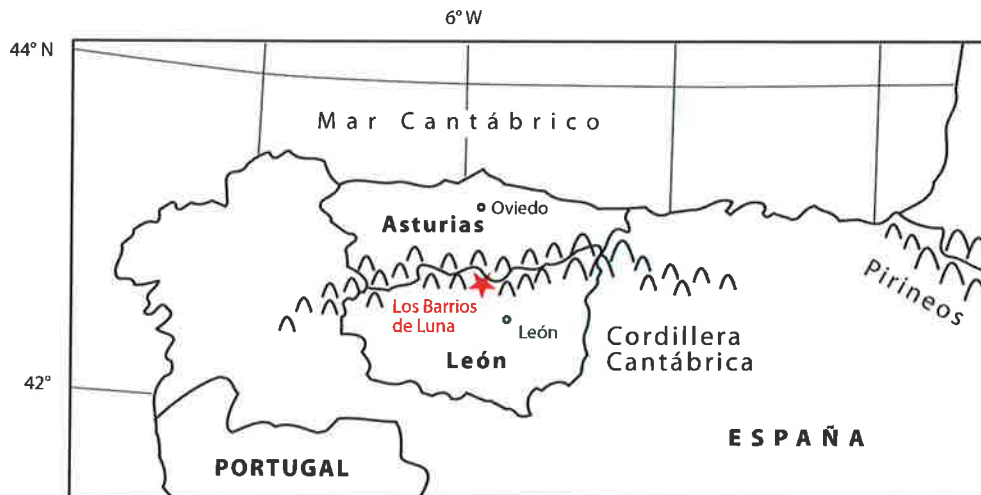
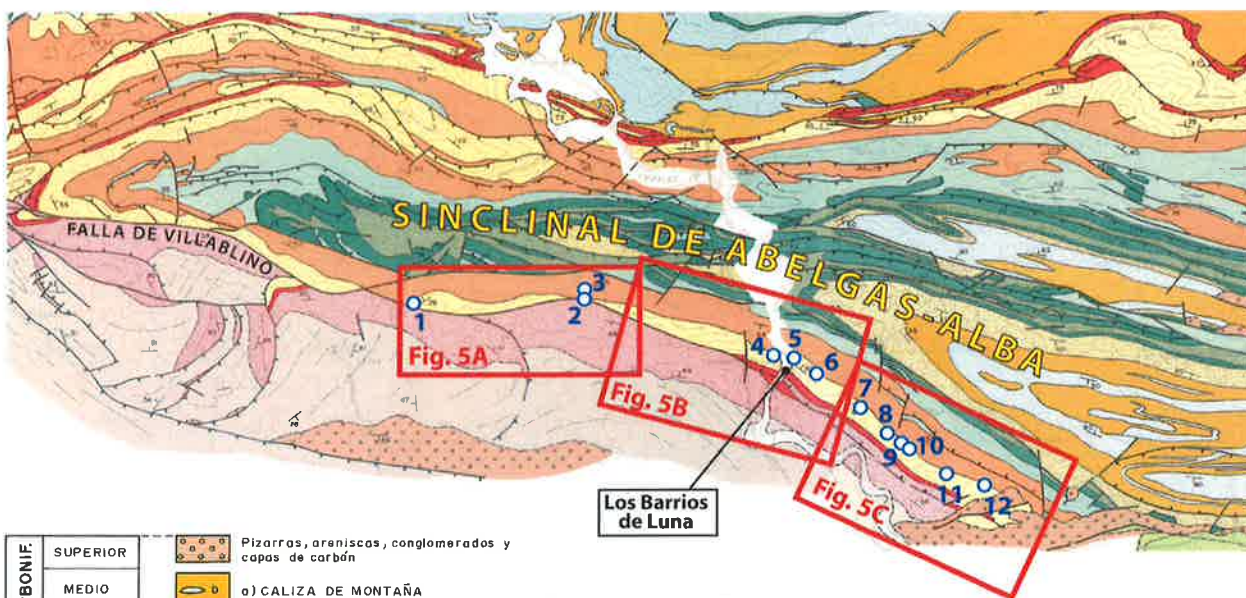
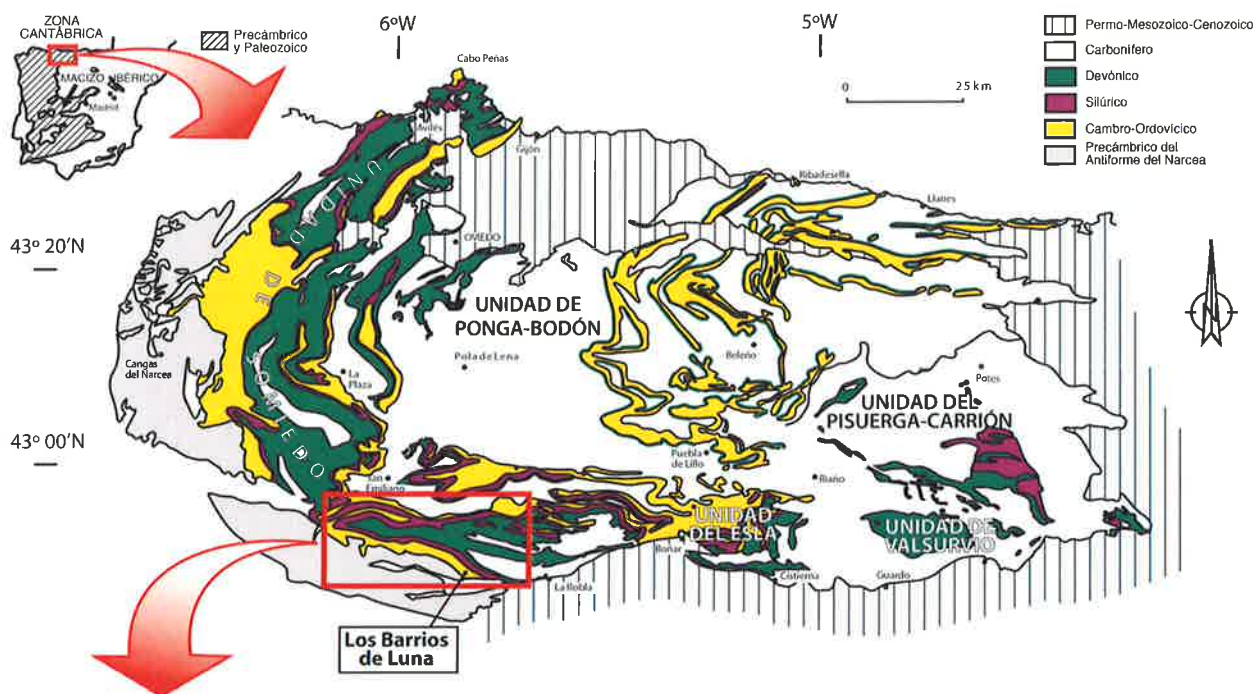


Figura 1. Situación geográfica del área estudiada, señalada por el recuadro rojo en el mapa inferior.



CARBONIF.	SUPERIOR		Pizarras, areniscas, conglomerados y capas de carbón
	MEDIO		a) CALIZA DE MONTAÑA
	INFERIOR		b) Fms CUEVAS Y S. EMILIANO
DEVONICO	SUPERIOR		SUCESION DEL DEVONICO SUPERIOR
	MEDIO		Formación PORTILLA
			Formación HUERGAS
			Formación SANTA LUCIA
	INFERIOR		GRUPO LA VID
SILURICO			Formación SAN PEDRO
			Formación FORMIGOSO
ORDOVICICO			Formación BARRIOS
			Formación OVILLE
CAMBRICO			Formación LANCARA
			Formación HERRERIA
PRECAMBRICO			Pizarras del NARCEA

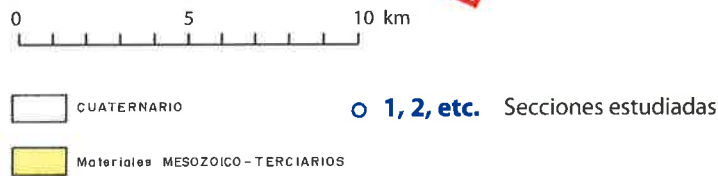


Figura 2. Situación geológica del área de estudio, con localización de las secciones estratigráficas estudiadas. Arriba: mapa de la Zona Cantábrica según Aramburu *et al.* (2004), con distribución de dominios geológicos según Alonso *et al.* (2009). Abajo: mapa geológico del Sinclinal de Abalgas-Alba según Alonso *et al.* (1989).

ca había sido colocado aproximadamente en la base del Carbonífero, parece más lógico suponer que se encuentra en niveles más antiguos del Devónico (Keller *et al.*, 2007, 2008), tal como se representa en la Fig. 3.

La nomenclatura litoestratigráfica del Paleozoico es compleja, con sinonimias resultantes de denominaciones establecidas por separado en Asturias y en León. En este trabajo se han mantenido ambos nombres, colocando en primer lugar la denominación más antigua, que habitualmente es la correspondiente a la región asturiana (Fig. 3).

El Paleozoico Inferior (Fig. 4) está constituido fundamentalmente por areniscas y lutitas, con rocas carbonatadas en torno a límite Cámbrico Inferior-Medio (Fm. Láncara), y lentes ocasionales en el Cámbrico Inferior (base de la Fm. La Herrería) y Ordovícico Superior. Las areniscas aumentan, por término medio, su madurez mineralógica hacia la parte superior del Paleozoico Inferior, con arcosas en la Fm. La Herrería, subarcosas en la Fm. Oville y cuarzoarenitas en las unidades superiores. Resaltan en el relieve las cuarcitas del Cámbrico Medio a Ordovícico (formaciones Barrios y la aquí denominada La Serrona), aunque también se encuentran en la parte alta de las formaciones La Herrería (Cámbrico Inferior) y San Pedro (Silúrico). En el Ordovícico y en el Silúrico basal aparecen localmente costras ferruginosas de poco espesor, mientras que en el Silúrico más alto gran parte de las areniscas son ferruginosas, llegando incluso a *ironstones*.

El Devónico consiste en una alternancia de formaciones siliciclásticas (principalmente areniscas y lutitas) y carbonatadas, a veces de carácter arrecifal.

El Carbonífero comprende unidades tanto siliciclásticas como carbonatadas. El Estefaniense está formado por conglomerados silíceos, litarenitas, lutitas y algunas capas de carbón. Localmente se encuentran brechas polimícticas en la base, rellenando paleovalles.

Rasgos estructurales

Las estructuras de deformación que pueden observarse en la sucesión paleozoica de este sector se han producido fundamentalmente durante la orogenia Varisca, en un régimen de tectónica epidérmica

(*thin-skinned tectonics*) que ha dado lugar a un sistema de cabalgamientos con pliegues asociados.

El sinclinal de Abelgas-Alba es una unidad alóctona que constituye la parte más retrasada del Manto de Correcilla y que se ha interpretado como una estructura de tipo pliegue de flexión de falla (*fault bend fold*) condicionada por la geometría de los cabalgamientos (Alonso *et al.*, 1989): el flanco norte se desarrolla sobre las rampas cabalgadas del autóctono relativo (Unidad de Bodón) y de otras láminas imbricadas frontales, mientras que el flanco sur se considera el resultado del apilamiento antiformal de Villabandín (Alonso *et al.*, 1989; Suárez *et al.*, 1991), situado en la parte septentrional del Antiforme del Narcea. Este flanco meridional del sinclinal de Abelgas-Alba se encuentra modificado por varios cabalgamientos fuera de secuencia más tardíos. Así como los cabalgamientos de la primera generación producen en la cartografía repeticiones de algunas partes de la sucesión estratigráfica, los cabalgamientos fuera de secuencia dan lugar en este sector a la omisión de parte de dicha sucesión (Figs. 2, 5 y 6). La más notoria de estas estructuras en el área de estudio es la denominada Falla de Villablino (Alonso *et al.*, 1989; Suárez *et al.*, 1991).

Todas estas estructuras sufrieron un acortamiento en dirección N-S durante un episodio postestefaniense. Dicho acortamiento dio lugar al reapretamiento del Sinclinal de Alba y a la verticalización de los cabalgamientos relacionados con él (Alonso *et al.*, 1989, su Fig. 19).

Existen además numerosas fallas con disposición transversal a las estructuras anteriormente descritas, que han actuado en su mayoría con posterioridad a estas, en las etapas finales de la orogenia Varisca o en episodios de deformación más modernos.

Metodología de trabajo

La investigación incluye la realización de una cartografía geológica de detalle a escala 1:10 000, elaborada a partir de observaciones y toma de datos sobre el terreno, y del análisis integrado de ortofotografía aérea e imágenes estereoscópicas sintéticas mediante una aplicación SIG. En el mapa (Fig. 5) se han representado, además de las formaciones ordovícicas, otras del Neoproterozoico, Cámbrico, Silúrico, Devónico y Estefaniense, que vienen a completar el contexto geológico en el que se presentan

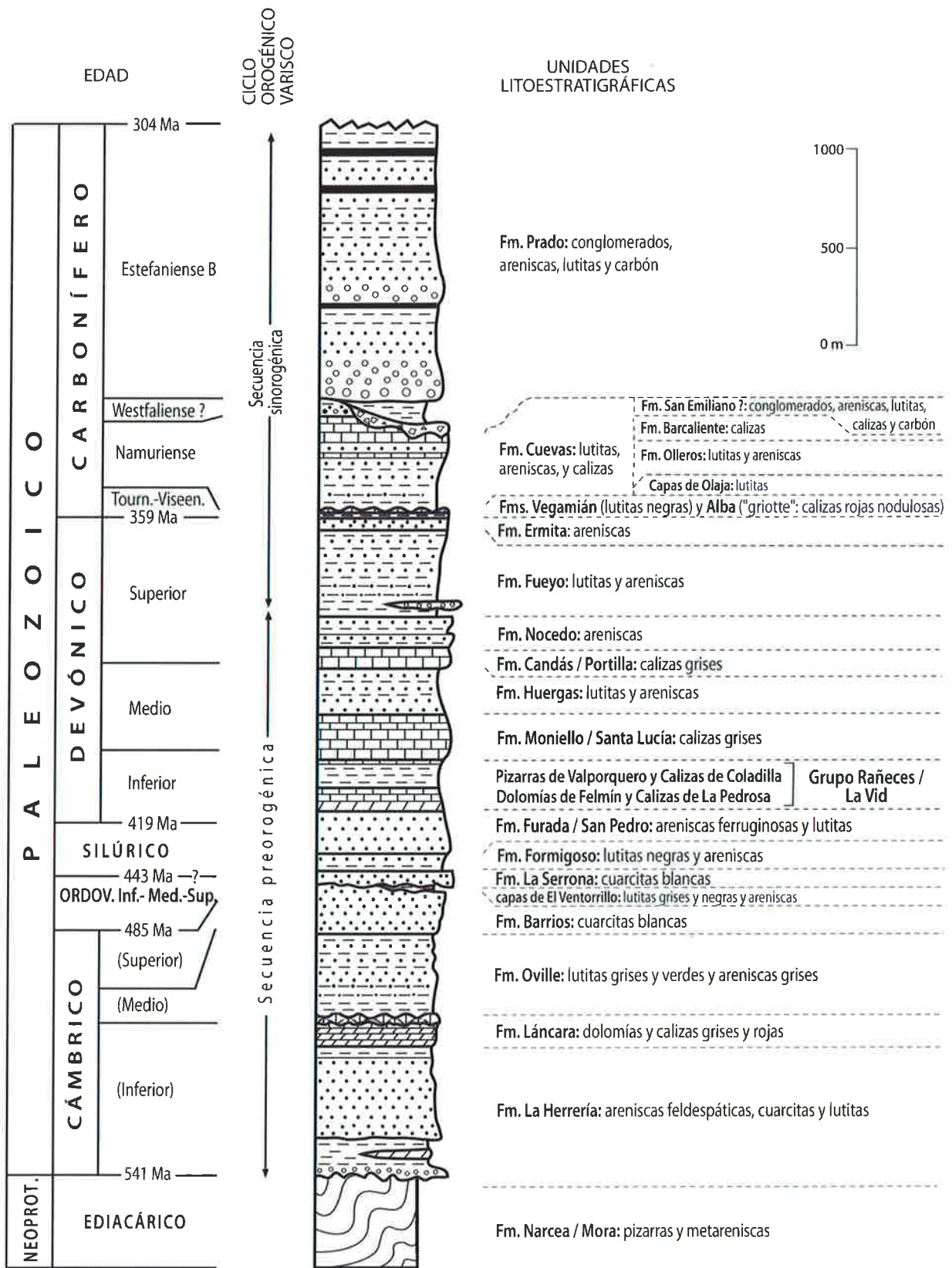


Figura 3. Columna estratigráfica sintética del Paleozoico en el flanco sur del Sinclinal de Abalgas-Alba.



Figura 4. Panorámica de las formaciones del Paleozoico Inferior en torno a Los Barrios de Luna. Norte a la derecha.

las primeras. También se ha procurado representar y diferenciar los distintos depósitos cenozoicos, a tenor de la escala de trabajo y con el objeto de delimitar lo mejor posible los afloramientos del Paleozoico susceptibles de observación. Se han construido tres cortes geológicos para mostrar la estructura del área investigada (Fig. 6).

Para el estudio estratigráfico se han seleccionado doce secciones representativas y con afloramientos aceptables de las unidades del Ordovícico. En ocho de ellas se ha levantado la serie estratigráfica, y en las otras cuatro se han revisado y completado los datos de series ya estudiadas con anterioridad (Aramburu, 1989; Aramburu *et al.* 1996; Gutiérrez Marco *et al.*, 1996). Con estos datos se han construido las correspondientes columnas estratigráficas, para ser posteriormente analizadas y correlacionadas (Figs. 7 y 8).

Terminología

Litologías. Hay discrepancia entre los autores sobre el carácter diagenético o metamórfico, y su grado, del Paleozoico Inferior de la zona estudiada. Así, Aller *et*

al. (1987) encuentran en el entorno de Los Barrios de Luna valores del índice de cristalinidad de la illita (IC) correspondientes a la epizona en la Fm. Narcea y base de la Fm. La Herrería, y de la anquizona en niveles más altos de esa misma unidad, coincidiendo la transición con el frente de clivaje del metamorfismo regional varisco. Keller y Krumm (1992, 1993), según el mismo IC, consideran el Precámbrico correspondiente a la epizona (facies de los esquistos verdes), todo el Cámbrico-Ordovícico a la anquizona, y a partir del Silúrico, a la diagénesis. Del Moral (2003) asigna un valor del CAI en el límite entre la diagénesis y la ancaizona a los conodontos de la aquí denominada Caliza de La Devesa (Ordovícico Superior). Aller *et al.* (2005) y García-López *et al.* (2007) encuentran valores del índice de Kübler de cristalinidad de la illita (KI) propios de la anquizona en el Precámbrico y Cámbrico próximos a la discordancia, y de la diagénesis en el resto del Paleozoico Inferior, en aparente contradicción con valores del índice de alteración de los conodontos (CAI) propios de la ancaizona para el Devónico Inferior.

Debido a las discrepancias aludidas, han sido denominadas provisionalmente en este trabajo “lutitas”

(en realidad “lutitas físis”, *shales*) todas las rocas siliciclásticas de grano muy fino del Paleozoico Inferior, reservando el nombre de pizarras (*slates*) para las del Precámbrico.

El término “cuarcitas” se ha empleado para designar todas las cuarzoarenitas fuertemente cementadas por cuarzo, independientemente de su carácter diagenético o metamórfico, por otra parte muy difícil de diferenciar en el campo, sobre todo cuando este último es de grado muy bajo (anquizona).

Nomenclatura estratigráfica

a) *Unidades cronoestratigráficas y geocronológicas.* Aunque en los trabajos publicados en idioma español suelen usarse los términos “inferior” y “superior” indistintamente para ambos tipos de unidades, se seguirán aquí las recomendaciones de Owen (1987, 2009) y Rawson *et al.* (2002, p. 39), reservando los de “inferior” y “superior” para las unidades cronoestratigráficas, y “temprano” (*early*) y “tardío” (*late*) para las geocronológicas. El término “medio” (*middle*) designa ambos tipos de unidades, aunque en idioma inglés se ha propuesto el uso de *mid* para las geocronológicas (Rawson *et al.*, 2002).

b) *Duplicación de nombres.* Se sigue aquí la terminología empleada por el “North American Stratigraphic Code” (NACSN, 2005) en su artículo 7b, diferenciando sinónimos (diferentes nombres para la misma unidad) y homónimos (mismo nombre para diferentes unidades).

c) *Modificación de unidades estratigráficas.* La terminología sobre modificación de unidades estratigráficas es con frecuencia confusa, y por eso se ha recurrido al artículo 17 del “North American Stratigraphic Code” (NACSN, 2005) y a las indicaciones dadas por Ferguson y Trapp (2001) para establecer la siguiente terminología, adaptada al presente trabajo:

- Unidad estratigráfica “redominada”, cuando supone un cambio en el término geográfico de su denominación, sea formal o informal.
- Unidad estratigráfica “revisada”, cuando se introducen cambios en sus límites o en su rango.

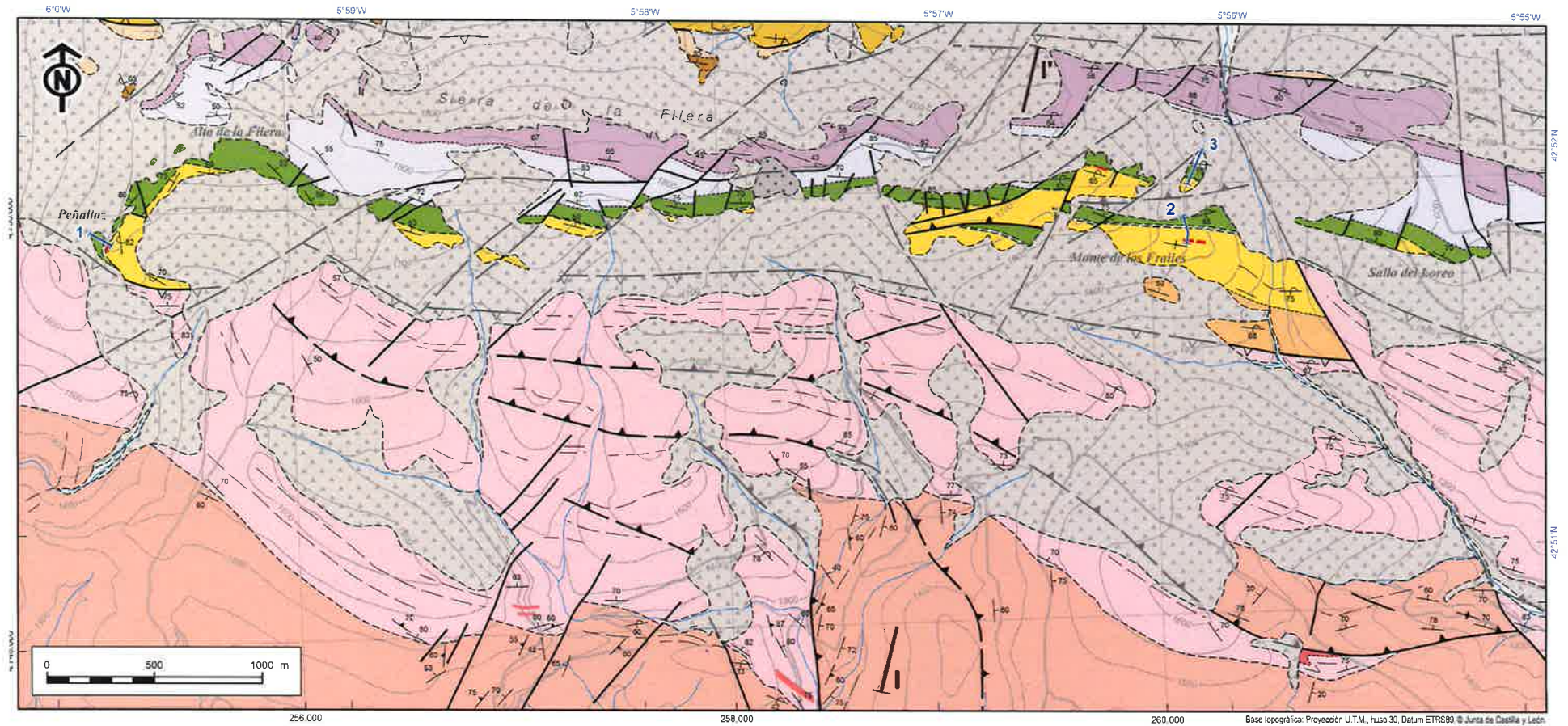
– Unidad estratigráfica “redefinida”, que supone una modificación en el contenido, sin cambiar sus límites o rango.

Estratigrafía del Ordovícico

Tradicionalmente, la Fm. Barrios fue considerada como la única unidad estratigráfica representativa del Ordovícico en la región, asignándosele una edad Ordovícico Temprano a su totalidad. Así, ya Adaro y Junquera (1916) presentan la primera cartografía de un cierto detalle, con una banda de “Siluriano” (actual Ordovícico más Silúrico) inmediatamente al norte de Los Barrios de Luna, entre rocas del “Devoniano”.

Comte (1937a, 1937b, 1938, 1959) establece las bases estratigráficas del Paleozoico en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, definiendo la mayor parte de las unidades estratigráficas utilizadas en la actualidad (Fig. 3), entre ellas las “Quartzites de Barrios”, que describe someramente en el corte del río Luna. Este autor (Comte, 1959, p. 124 y 132-137) atribuye ya la Fm. Barrios al Ordovícico, discutiendo su edad precisa. Sugiere que su base puede tener una edad variable debido a cambios laterales de facies. Respecto a la edad de su techo, propone dos hipótesis por comparación con la sucesión ordovícica de Asturias: que su edad es exclusivamente Arenig (si acaso también la parte alta del Tremadoc en su base), lo que implica una laguna del Ordovícico Medio, Superior y base del Silúrico, hasta la Fm. Formigoso, o bien que la Fm. Barrios abarca todo el Ordovícico, suponiendo un cambio lateral de facies en su techo a los “Schistes de Luarca” en Asturias. Esta última hipótesis le parece, sin embargo, menos probable, y la de la laguna permaneció como una idea ampliamente aceptada por la comunidad científica hasta los años 80 del pasado siglo.

Posteriormente, el corte del río Luna solo volvió a ser motivo de algún estudio en relación con las obras previas a la construcción de la presa del embalse del mismo nombre, cuando Hernández-Sampelayo (1942) y Abollado y Aribau (1944) muestran los primeros cortes geológicos del “Siluriano” del valle del Luna, aunque aquí este se amplía hasta abarcar la mayor parte de la Fm. Oville.



LEYENDA

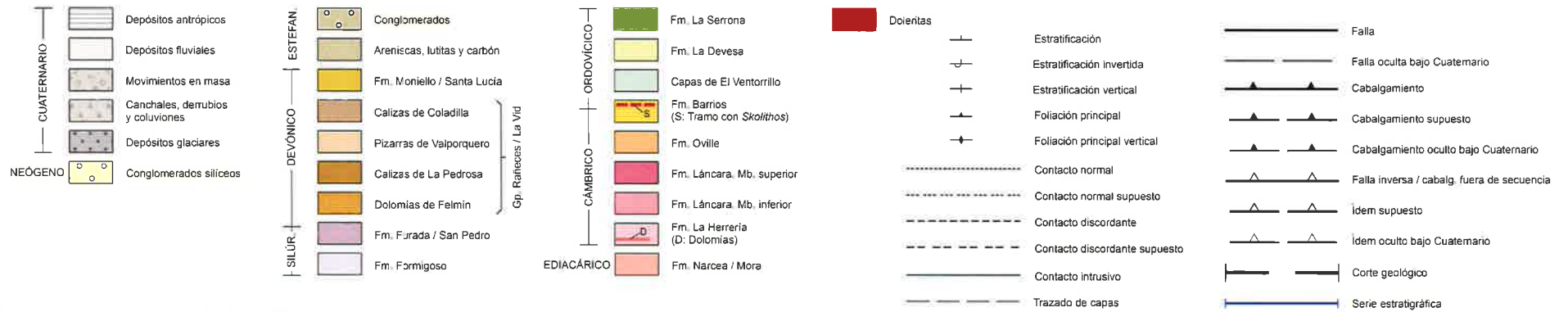


Figura 5A. Mapa geológico del área de Los Barrios de Luna, sector A.

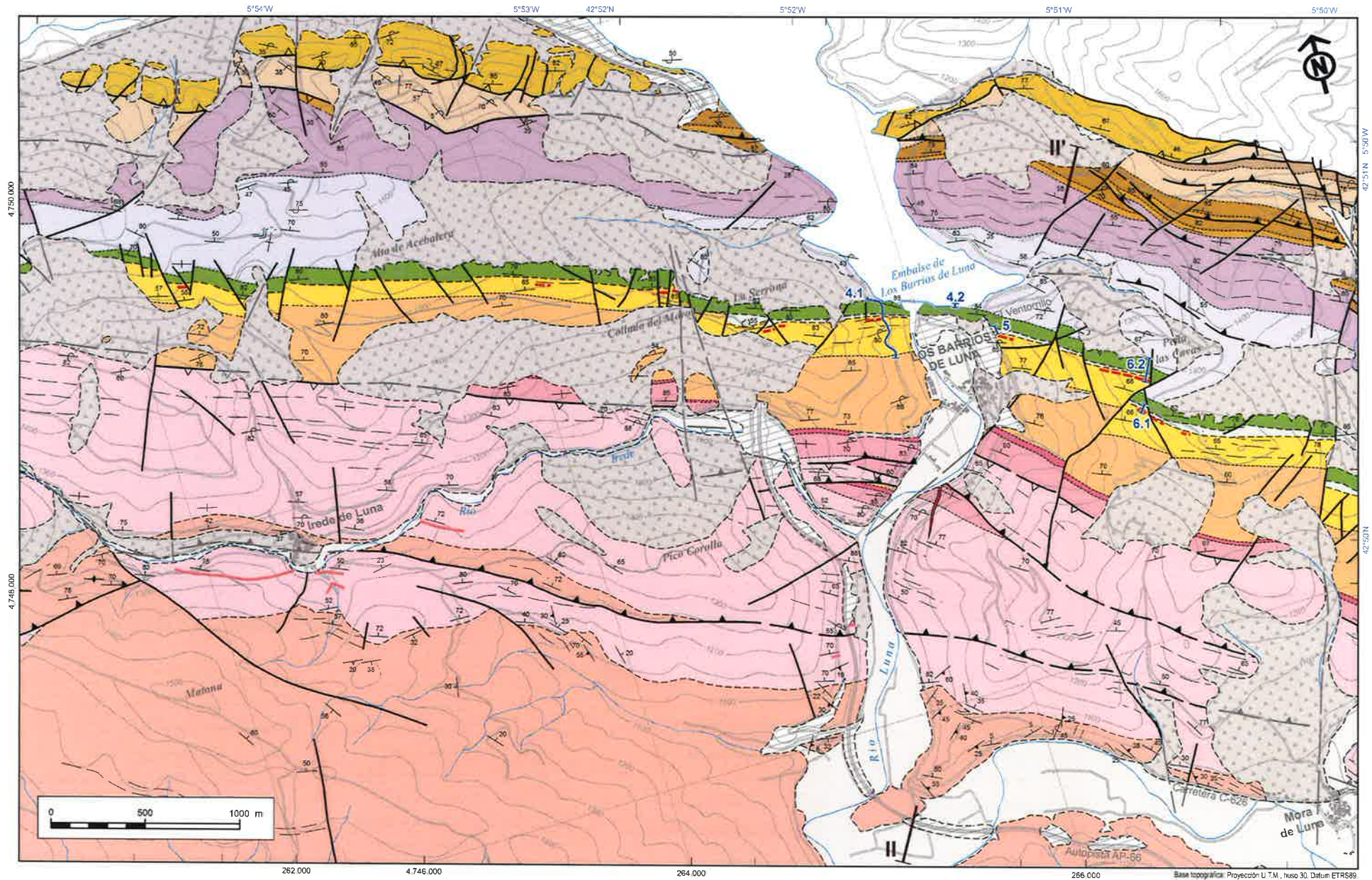


Figura 5B. Mapa geológico del área de Los Barrios de Luna, sector B. Leyenda en la Fig. 5A.

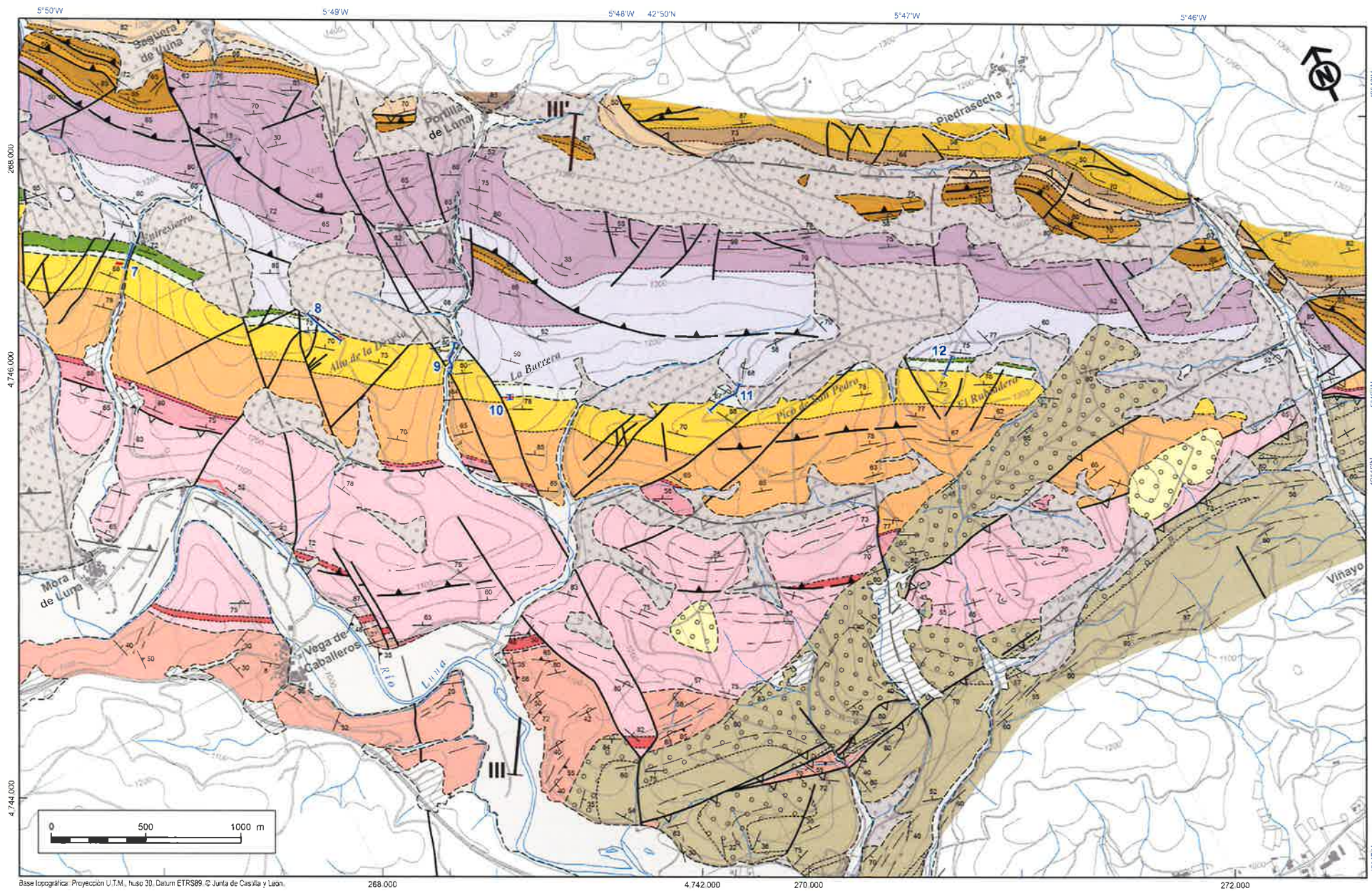


Figura 5C. Mapa geológico del área de Los Barrios de Luna, sector C. Leyenda en la Fig. 5A.

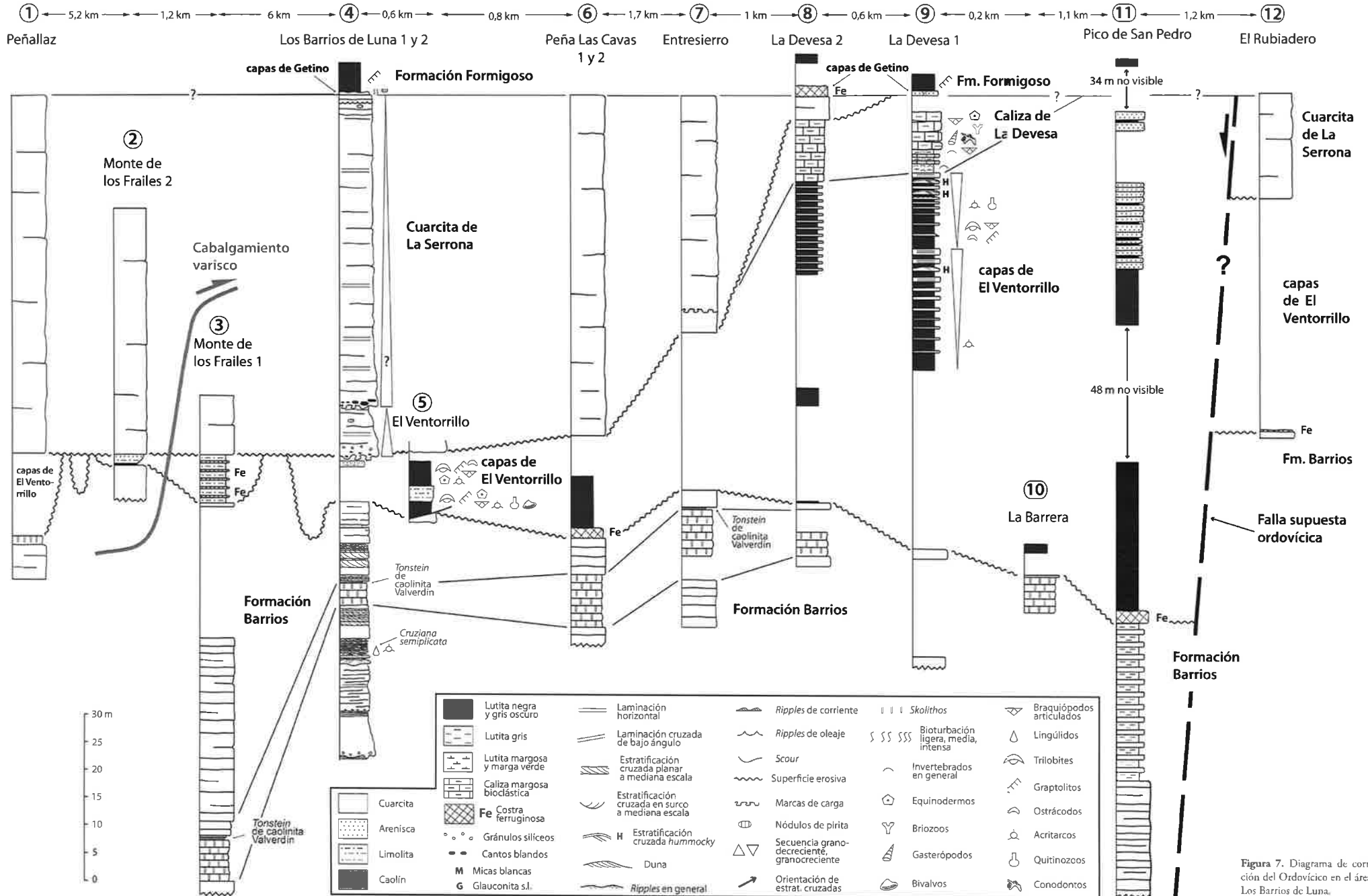


Figura 7. Diagrama de correlación del Ordovícico en el área de Los Barrios de Luna.

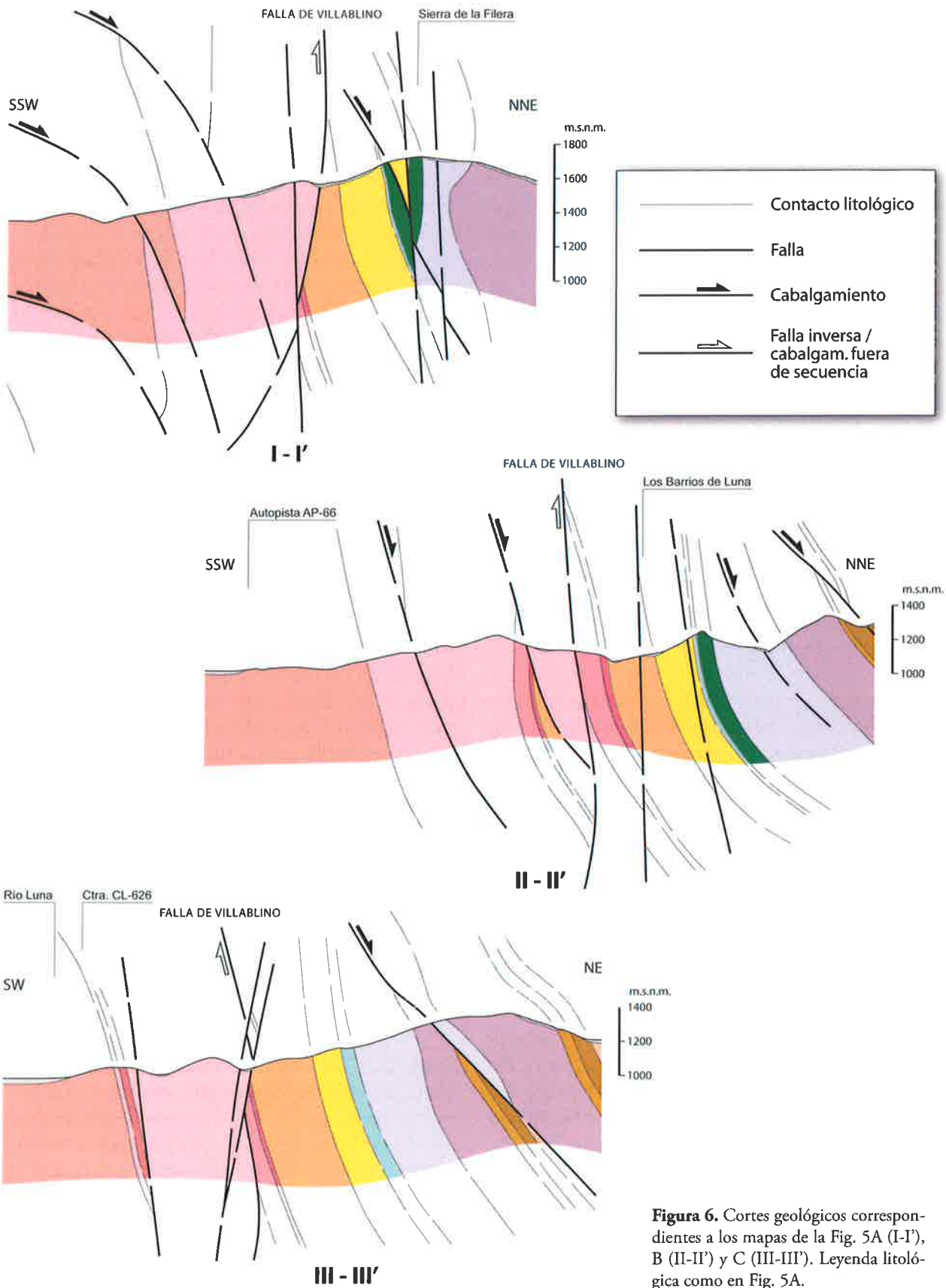


Figura 6. Cortes geológicos correspondientes a los mapas de la Fig. 5A (I-I'), B (II-II') y C (III-III'). Leyenda litológica como en Fig. 5A.

Pero fue sobre todo la escuela holandesa de Leiden, impulsada por de Sitter (1962), quien dio el impulso fundamental al estudio geológico de esta región, lo que permitió disponer de una estratigrafía y cartografía modernas, basadas en las unidades establecidas por Comte (1959). De esta escuela, han de destacarse especialmente los trabajos regionales de van den Bosch (1969) y van Staaldin (1973), y el de Gietelink (1973) sobre la sedimentología de las formaciones Oville y Barrios.

Aramburu (1989) estudió la estratigrafía y sedimentología del Cámbrico Medio a Ordovícico en la ZC, incluyendo una columna estratigráfica de cierto detalle en Los Barrios de Luna. La presencia del Ordovícico Medio y Superior en esta área solo fue reconocida tardíamente (Leyva *et al.*, 1984; Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1996; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996; Del Moral, 2003), habiendo sido reinterpretada recientemente por Bernárdez *et al.* (2006).

Aramburu *et al.* (2006) realizan una síntesis sobre el estado del conocimiento hasta esa fecha de la estratigrafía y paleontología del Paleozoico Inferior en el área de Los Barrios de Luna.

La cartografía y estratigrafía de detalle realizadas en este trabajo permiten presentar una visión más completa de la estructura y características del Ordovícico en esta región. Para ello se efectuarán algunas modificaciones en las unidades litoestratigráficas ya existentes.

Fm. Cuarcita de Barrios (revisada, formal)

Nombre. Propuesto por Comte (1937a), según la localidad de Los Barrios de Luna (León).

Homonimias. Lotze (1961) y Sdzuy (1961) denominaron "Barrios Schichten" a la parte alta de su Fm. Cándana, ahora considerada miembro superior de la Fm. La Herrería, del Cámbrico Inferior. Esta homonimia ya fue rechazada por Parga y Luque (1971).

Estratotipo. En el talud de la carretera de Los Barrios de Luna a Mallo de Luna (LE-CV-102-26), inmediatamente al oeste de Los Barrios de Luna. Fue descrito detalladamente por van den Bosch (1969). La

columna estratigráfica del estratotipo se muestra en la Fig. 9, y corresponde a la sección 4 "Los Barrios de Luna" de las Figs. 7 y 8, y a la 4.1 de la Fig. 5B. La Fig. 10 muestra una panorámica del estratotipo.

Límite inferior. Según van den Bosch (1969), "the lower limit of the formation was drawn below the first thick succession of thick, cross-bedded quartzite beds and above the last major occurrence of glauconite". Se mantiene como base de la formación la primera aparición de una capa espesa de cuarcita, junto con un incremento brusco en la proporción de cuarcitas sobre lutitas. No parecen adecuados los otros criterios de van den Bosch (1969), ya que, por una parte, el techo de la Fm. Oville no contiene glauconita *s.l.*, mientras que sí la contienen algunos niveles de la Fm. Barrios; por otra parte, las primeras capas de la Fm. Barrios no muestran estratificación cruzada en el estratotipo. Coordenadas UTM (ETRS89) de la base de la formación: X = 265 828, Y = 4 747 867.

Límite superior. Van den Bosch (1969), y la mayoría de los autores posteriores, lo sitúan inmediatamente bajo las lutitas de la Fm. Formigoso, pero debe ser modificado a la luz de los datos más recientes de Bernárdez *et al.* (2006), Aramburu *et al.* (2006) y Gutiérrez-Marco *et al.* (2010). El techo de la Fm. Barrios no es visible, pero se situaría aproximadamente unos 15 m por encima de la capa de caolín, sobre las últimas capas de cuarcita visibles antes de un tramo cubierto por derrubios, en las proximidades del anclaje de la presa. Este punto corresponde al techo del miembro C de van den Bosch (1969), y al del miembro D de Gietelink (1973). En el lado este de la presa (Fig. 7, sección 5 "El Ventorrillo"), el techo de la formación está fallado (Fig. 2 de Aramburu *et al.*, 1996). Coordenadas UTM (ETRS89) del techo de la formación: X = 265 810, Y = 4 748 087.

Litología. Cuarzoarenitas blancas y raramente gris claro, fuertemente cementadas por cuarzo (cuarcitas), de grano fino a muy fino, con intercalaciones escasas de lutitas físciles de color gris claro a medio, raramente verdes. Solo ocasionalmente se alcanza el tamaño de grano arena media a gruesa, incluso con gránulos, en algunos niveles de la parte superior de la formación. En la mitad inferior de la formación son comunes las areniscas de grano muy fino con

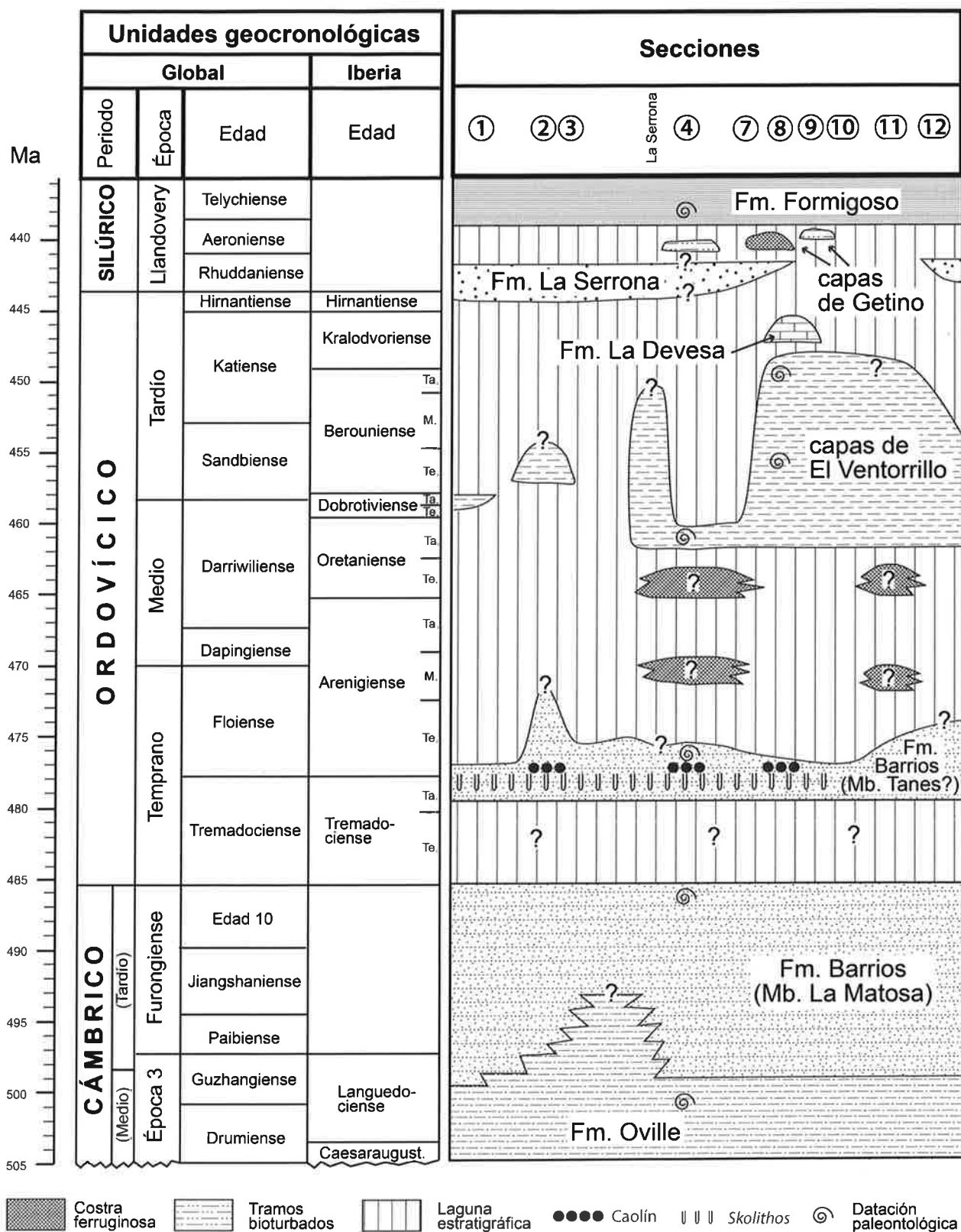


Figura 8. Cuadro de correlación del Ordovícico en los alrededores de Los Barrios de Luna. Escalas de tiempo según Peng *et al.* (2012) para el Cámbrico, y Bergström *et al.* (2009) y Cooper *et al.* (2012) para el Ordovícico.

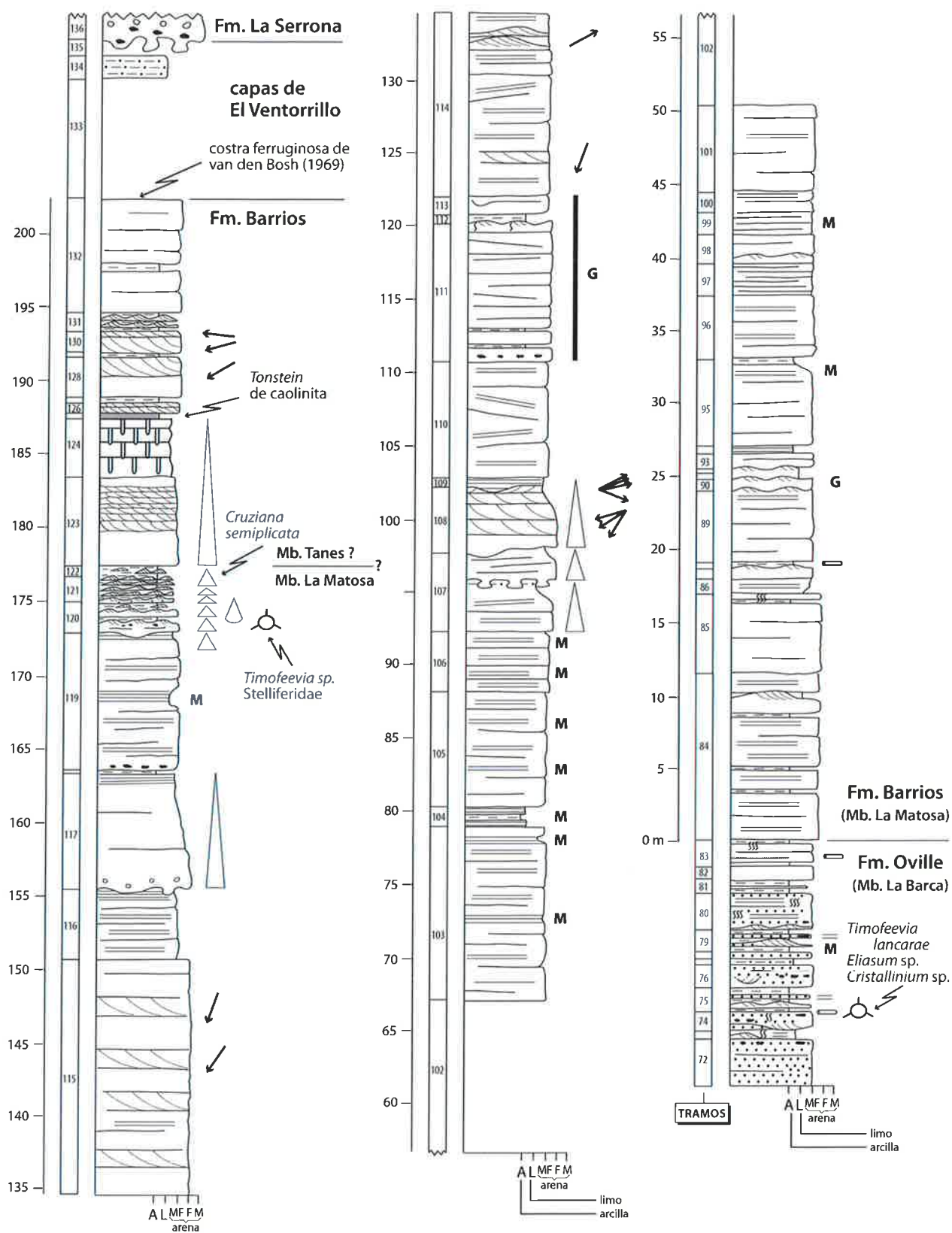


Figura 9. Columna estratigráfica del estratotipo de la Fm. Barrios en Los Barrios de Luna. Leyenda como en la Fig. 7.



Figura 10. Panorámica de la sucesión ordovícica en Los Barrios de Luna. Los números sobre la carretera de Los Barrios de Luna a Mallo de Luna corresponden a los tramos indicados en la Fig. 9. Norte a la derecha.

abundantes micas blancas. También son frecuentes las alineaciones de minerales pesados (turmalina y, menos comúnmente, circón). En la parte baja y hacia la mitad de la formación, se encuentran dos tramos con granos de glauconita *s.l.* dispersos. La estratificación está bien definida, con capas predominantemente de hasta 50 cm de espesor. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. En la mitad superior de la formación son comunes las estratificaciones cruzadas planares a mediana escala, que indican direcciones de paleocorrientes predominantes hacia el SW. Otras estructuras menos frecuentes son *ripples* de oleaje y de corriente, estratificación *flaser*, ondulante y lenticular, cantos blandos, *scours*, pequeñas marcas de carga y bioturbación. En la parte alta de la formación se encuentra, en el estratotipo, un tramo de 5 m de espesor con abundantes *Skolithos* (Fig. 11A), e inmediatamente sobre él, un *tonstein* de caolinita (o K-bentonita) de 30 cm (Capa Valverdín de García Ramos *et al.*, 1984, y Aramburu, 1989; Fig. 11B). Ambos constituyen excelentes capas guía de correlación en toda el área, sobre todo el tramo de *Skolithos*. Baldwin (1977) cita la presencia de *Cruziana* próxima al tramo de *Skolithos*. Algunos tramos de la mitad

superior de la formación muestran secuencias grano y estratodecrecientes hacia el techo.

Miembros. Van den Bosch (1969) dividió la unidad en cinco miembros informales, A a E. Según la presente revisión, solo sus miembros A, B y C corresponden a la Fm. Barrios; el miembro B de van den Bosch (1969) equivale al tramo 102 (cubierto) en las Figs. 9 y 10. Gietelink (1973) la dividió, en el estratotipo, en seis miembros, A a F, de los que solo los A, B, C y D pertenecen a la formación aquí revisada. Más allá del estratotipo, los afloramientos de la Fm. Barrios en el área de este estudio son bastante deficientes, por lo que no se puede apreciar la supuesta continuidad de los miembros definidos por van den Bosch (1969) y Gietelink (1973). Aramburu (1989) divide la Fm. Barrios del estratotipo en los miembros La Matosa y Tanes, pero solo su Mb. La Matosa se corresponde con la Fm. Barrios aquí revisada. Véase más adelante, en el apartado de "Edad", la nueva separación de miembros.

Espesor y extensión lateral. La Fm. Barrios se extiende por toda la zona estudiada, aunque su espesor es variable, con 203 m en el estratotipo, un mínimo de 110 m en el alto de la Acebalera, y un máximo

de 300 m al oeste del Pico de San Pedro. El tramo de *Skolithos* ha sido localizado en la mayoría de las secciones del área de estudio, aunque con espesor variable, desde 4,8 m en el estratotipo a 9,3 m en la Peña Las Cavas, y a diferentes alturas estratigráficas: su techo se encuentra bajo el techo de la formación a 15,35 m en Los Barrios de Luna y a 58,5 m en la sección 3 "Monte de los Frailes 1", o en el mismo techo o muy próximo a él, como en las secciones 1 "Peñallaz" y 10 "La Barrera" (Fig. 7). El *tonstein* de caolinita, sin embargo, solo ha sido localizado en otras dos secciones, además de las del estratotipo: en la 3 "Monte de los Frailes 1", con solo 6 cm de espesor, y en la 7 "Entresierro", con 25 cm. En los tres casos se encuentra inmediatamente sobre el tramo de *Skolithos*, lo que confirma que se trata de una única capa. Partiendo de la consideración del *tonstein* y el tramo de *Skolithos* como capas guía de correlación, se supone que una pequeña parte de las variaciones de espesor arriba citadas en la Fm. Barrios corresponden a la erosión de su techo, mientras que el máximo al oeste del Pico de San Pedro debió de originarse por un aumento en la tasa de sedimentación en relación con un incremento de la acomodación por el movimiento de una falla sinsedimentaria que daría origen a una serie más expandida (Fig. 7). El mínimo de espesor en el alto de La Acebalera podría atribuirse bien a una disminución en la tasa de sedimentación, dando lugar a una serie más condensada, quizás sobre un paleoalto, a la mayor extensión temporal de la laguna del Tremadoc citada más abajo, a la presencia de alguna otra laguna no detectada en el Mb. La Matosa, o a un cambio lateral de facies con la parte alta de la Fm. Oville. Se considera más probable esta última posibilidad, al haberse detectado cartográficamente un aumento de espesor en la Fm. Oville de esta área, aproximadamente equivalente a la disminución en el de la Fm. Barrios, en relación con la sucesión en la sección 4 "Los Barrios de Luna", y así ha sido representado en la Fig. 8.

Contenido paleontológico. Son muy escasos los macrofósiles dentro de la Fm. Barrios. Comte (1959) refiere el hallazgo de algunos ejemplares de *Lingulella heberti* en bloques caídos junto a Los Barrios de Luna, que supone procedentes de las capas del tránsito entre las formaciones Oville y Barrios. Aramburu (1989) encuentra Lingúlidos en cuarcitas

alternantes con lutitas a 28,25 m bajo el techo de la formación, en el estratotipo. En cambio, son frecuentes los acritarcos en las intercalaciones lutíticas (T. Palacios, com. pers.).

Edad. Un nivel de lutitas grises a 10,55 m bajo el techo de la Fm. Oville proporcionó los acritarcos *Timofeevia lancarae*, *Eliasium* sp. y *Cristallinium* sp., indicativos del Cámbrico Medio (determinaciones y atribución de M. Vanguetaine, com. pers., 1985, en Aramburu, 1989). Palacios (en prensa) sitúa el límite entre las formaciones Oville y Barrios, a partir de dataciones de acritarcos, en el piso Languedociense, parte alta de la Serie Cámbrica 3. Precisamente es dentro de dicho piso donde se sitúa el tradicional límite Cámbrico Medio-Superior.

Una muestra de lutitas inmediatamente bajo la lumaquela de Lingúlidos (tramo 120 de la Fig. 9) proporcionó los acritarcos *Timofeevia* sp. y *Stelliferidae*, de probable edad Cámbrico Tardío (determinaciones y atribución cronoestratigráfica según M. Vanguetaine, com. pers., 1985, en Aramburu, 1989). Esta edad parece confirmarse por el hallazgo en niveles cercanos de *Cruziana semiplicata* y *Rusophycus* Forma A (Baldwin, 1977), icnofósiles que, según este autor, cubren el rango Cámbrico Superior a Tremadociense en las Islas Británicas. Estos datos apuntan a una edad Cámbrico Medio y Tardío para la mayor parte de la Fm. Barrios en su estratotipo.

La edad de los 25 metros superiores de la Fm. Barrios en el estratotipo es problemática. Aramburu (1989) los asigna al Cámbrico Tardío, fundamentalmente por su posición estratigráfica y correlación con otras secciones de la ZC. Sin embargo, recientemente T. Palacios (com. pers.) ha hallado abundantes acritarcos en un nivel inmediatamente encima de la capa de caolín en la sección 4 "Los Barrios de Luna", y entre ellos *Cardariola glabra*, especie que, según este autor, es muy frecuente en el Tremadoc, aunque puede llegar al Arenig Inferior. Estos datos constituyen la primera datación bioestratigráfica, a excepción de las obtenidas a partir de icnofósiles, del Ordovícico Inferior en el área de Los Barrios de Luna.

A partir de los datos anteriores se plantean dos hipótesis. De acuerdo con la primera de ellas, se mantendría la opinión de Aramburu (1989) de que

toda la Cuarcita de Barrios aquí revisada corresponde, en el estratotipo, al Mb. La Matosa, aunque su edad alcanzaría al Tremadoc, como este autor sugiere para la parte superior de este miembro en otras localidades (véase la Fig. 2.8 en Aramburu *et al.*, 2004). Entonces, la capa de caolín (Capa Valverdín) seguiría siendo un nivel diferente, más antiguo, que la del caolín asturiano (Capa Pedroso), que se intercala en el Mb. Tanes (miembro superior de la Fm. Barrios). La datación radiométrica de la Capa Pedroso en la sección de La Barca (Asturias central) por Gutiérrez-Alonso *et al.* (2007) en $477,47 \pm 0,93$ Ma corresponde prácticamente a la misma base de la Edad Floiense, cifrada por Cooper *et al.* (2012) en 477,7 Ma (datación mantenida en la reciente “International Chronostratigraphic Chart, v. 2014/02” de la *International Commission on Stratigraphy*), y equivalente a la base del Arenigiense.

En una segunda hipótesis, ambas capas de caolín (Capa Pedroso y Capa Valverdín) serían correlacionables. Se plantea entonces el problema de la posición del Tremadoc. Los tramos 123 y 124 (Fig. 9), comprendidos entre los acritarcos del Cámbrico Superior? y el caolín, forman una secuencia granodecreciente hacia el techo, interpretada como un único pulso transgresivo y, aunque el tramo de *Skolithos* (125) debió de depositarse con una tasa de sedimentación reducida, de ninguna manera puede interpretarse como una serie condensada. La solución más probable sería pensar que en el contacto entre los tramos 122 y 123 se situaría una laguna estratigráfica que abarcaría al menos todo el Tremadoc, es decir unos 8 Ma, aunque no se ha hallado ningún rastro sedimentológico que pueda confirmarlo, tanto de carácter no deposicional, con concentraciones de minerales autígenos (glauconita, etc.), como erosivo. En este caso, el techo de la Fm. Barrios (tramos 123 a 132) correspondería al Mb. Tanes en su estratotipo del oriente de Asturias, de edad fundamentalmente Arenigiense, aunque no se descarta que su base alcance el Tremadociense.

Aun teniendo en cuenta las dificultades aludidas, y a la espera de nuevas dataciones y datos estratigráficos y sedimentológicos, en este trabajo se considera provisionalmente como más probable la segunda hipótesis por la asociación de ambas capas de caolín con

el tramo de *Skolithos* y, en los dos casos, en su parte superior, y así se muestra en las Figs. 8 y 9.

Dado que las “capas de El Ventorrillo”, que se superponen a la Fm. Barrios, tienen, en Los Barrios de Luna, una edad claramente Ordovícico Medio (Oretaniense Tardío) en su parte baja, hay que suponer la existencia entre ambas unidades de otra laguna, que abarcaría la mayor parte del Arenigiense y el Oretaniense Temprano, con un intervalo temporal de unos 15 Ma, aunque variable de unos puntos a otros, a excepción de los delgados y ocasionales depósitos ferruginosos de la base de las capas de El Ventorrillo, que interpretamos como series condensadas (véase más abajo).

Ambiente sedimentario y paleogeografía. Oele (1964), van den Bosch (1969) y Gietelink (1973) indican que el conjunto de las formaciones Oville y Barrios debió de depositarse en un delta destructivo dominado por olas y mareas, representando la Fm. Barrios la parte más somera, con facies de playas y llanuras mareales, y aportes provenientes del NNE para la zona de Los Barrios de Luna. Aramburu (1989) y Aramburu y García-Ramos (1993) lo interpretan como un delta de llanura trenzada (*braidplain delta*), correspondiendo la Fm. Barrios a la parte más somera del delta, formada por depósitos costeros y aluviales distales. En este contexto, las secuencias grano y estratodecrecientes citadas más arriba corresponderían a las mesosecuencias transgresivas de estos últimos autores, originadas por sucesivos aportes aluviales.

Aramburu (1989) y Aramburu y García-Ramos (1993) consideran el tramo con *Skolithos* como depositado en un área marino-litoral durante el inicio de una etapa transgresiva de abandono aluvial, culminando una de las mesosecuencias transgresivas, cuando los aportes continentales a una parte más o menos extensa de la cuenca fueron escasos o inexistentes. Ello permitiría, por otra parte, la preservación de la capa de caolín.

Capas de El Ventorrillo (redenominada, informal)

Se tratará esta unidad como informal, dado que presenta importantes cambios litológicos laterales y no se conoce bien su extensión lateral y correlación con

otras áreas. Morfológicamente, destaca por formar una depresión bien cartografiada entre las cuarcitas de las formaciones Barrios y La Serrona, aunque los buenos afloramientos son escasos a causa de los frecuentes recubrimientos de derrubios procedentes de ambas formaciones cuarcíticas.

Nombre. Según el bar “El Ventorrillo”, situado junto a la presa de Los Barrios de Luna, en el kilómetro 67,1 de la carretera de Villablino a La Magdalena (CL-626). Aramburu (1989) y Aramburu *et al.* (2006) asignan esta unidad a la Fm. Luarca por su litología y edad, aunque no está clara su continuidad con esa formación.

Secciones. La sección que da nombre a esta unidad se encuentra en el talud del aparcamiento del bar El Ventorrillo, donde se han medido 12,2 m de potencia. Esta sucesión es descrita por Aramburu *et al.* (1996) y corresponde a la sección 5 “El Ventorrillo” de las Figs. 5B, 7 y 8. Sin embargo, los recubrimientos antrópicos de estos últimos años han hecho casi desaparecer el afloramiento.

En la margen derecha del valle del Luna, entre los estratotipos de las formaciones Barrios y La Serrona, aparece un tramo cubierto de 10,9 m, correspondiente a las capas de El Ventorrillo; hace unos años eran aún visibles aquí, en su parte superior, algunas lutitas, limolitas y areniscas. Equivale a las lutitas limosas del miembro D de la Fm. Barrios de van den Bosch (1969), más la costra ferruginosa del techo de su miembro C, no visible en la actualidad.

Una excelente sección de la mitad superior de esta unidad se encuentra en la carretera a Portilla de Luna (Fig. 12, sección 9 “La Devesa 1” en las Figs. 5C, 7 y 8). Fue descrita por Gutiérrez-Marco *et al.* (1996) bajo la denominación de “unidad siliciclástica inferior”.

Las demás secciones dentro del área estudiada resultan menos accesibles.

Límite inferior. Neto sobre cuarcitas de la Fm. Barrios. En algunos puntos se encuentra una costra ferruginosa en la misma base, como la antes citada en Los Barrios de Luna. Así, en las secciones 6 “Peña Las Cavas 1 y 2” y 11 “Pico de San Pedro” aparecen

2 m de areniscas ferruginosas, y en el Collado del Moro-La Serrona, 1,5 km al NW de Los Barrios de Luna, el techo de la Fm. Barrios está muy bioturbado por *Skolithos* y otras huellas orgánicas, superponiéndose delgadas lentes ferruginosas de la base de las capas de El Ventorrillo (Figs. 7 y 11C). Coordenadas UTM (ETRS89) de la base de la unidad en El Ventorrillo: X = 266 377, Y = 4 747 823.

Límite superior. Generalmente erosivo, bajo las cuarcitas de la Fm. La Serrona. Localmente neto bajo las calizas margosas de la Fm. La Devesa. Coordenadas UTM (ETRS89) del techo de la unidad en El Ventorrillo: X = 266 373, Y = 4 747 849.

Litología. Predominan las lutitas, con frecuencia limosas, de color gris oscuro, gris medio o negro, entre las que se intercalan a veces limolitas. En las secciones donde alcanza mayor espesor (8 “La Devesa 2”, 9 “La Devesa 1” y 11 “Pico de San Pedro”, Figs. 5C y 7), en la parte superior se intercalan areniscas de grano fino a muy fino. En La Devesa 1, las alternancias de la parte superior se ordenan en secuencias grano y estratocrecientes métricas que, en su parte alta, presentan *ripples* de oleaje y estratificación cruzada *hummocky* (Fig. 12). El conjunto de las capas de El Ventorrillo en la sección 2 “Monte de los Frailes 2” (Figs. 5A y 7) forma una secuencia granocreciente, desde lutitas negras en la base, pasando por limolitas arcillosas hasta areniscas de grano medio. En la cercana sección 3 “Monte de los Frailes 1” está constituida por limolitas arcillosas de color gris oscuro, con varias capas intercaladas de areniscas ferruginosas con probable material volcánico alterado.

Espesor y extensión lateral. El espesor de las capas de El Ventorrillo es muy variable, desde cero hasta los más de 123 m medidos en la sección 11 “Pico de San Pedro” (Fig. 7). Cuando no aparece esta unidad, las cuarcitas de la Fm. La Serrona se apoyan directamente sobre las de la Fm. Barrios, pudiendo llegar a ser muy difícil la separación de ambas. El cambio de espesor de las capas de El Ventorrillo puede ser muy rápido, como ocurre en el sector del Collado del Moro-La Serrona.

Contenido paleontológico. Las capas de El Ventorrillo son especialmente fosilíferas en algunas localidades. En la sección 5 “El Ventorrillo” (Fig. 7) se han halla-

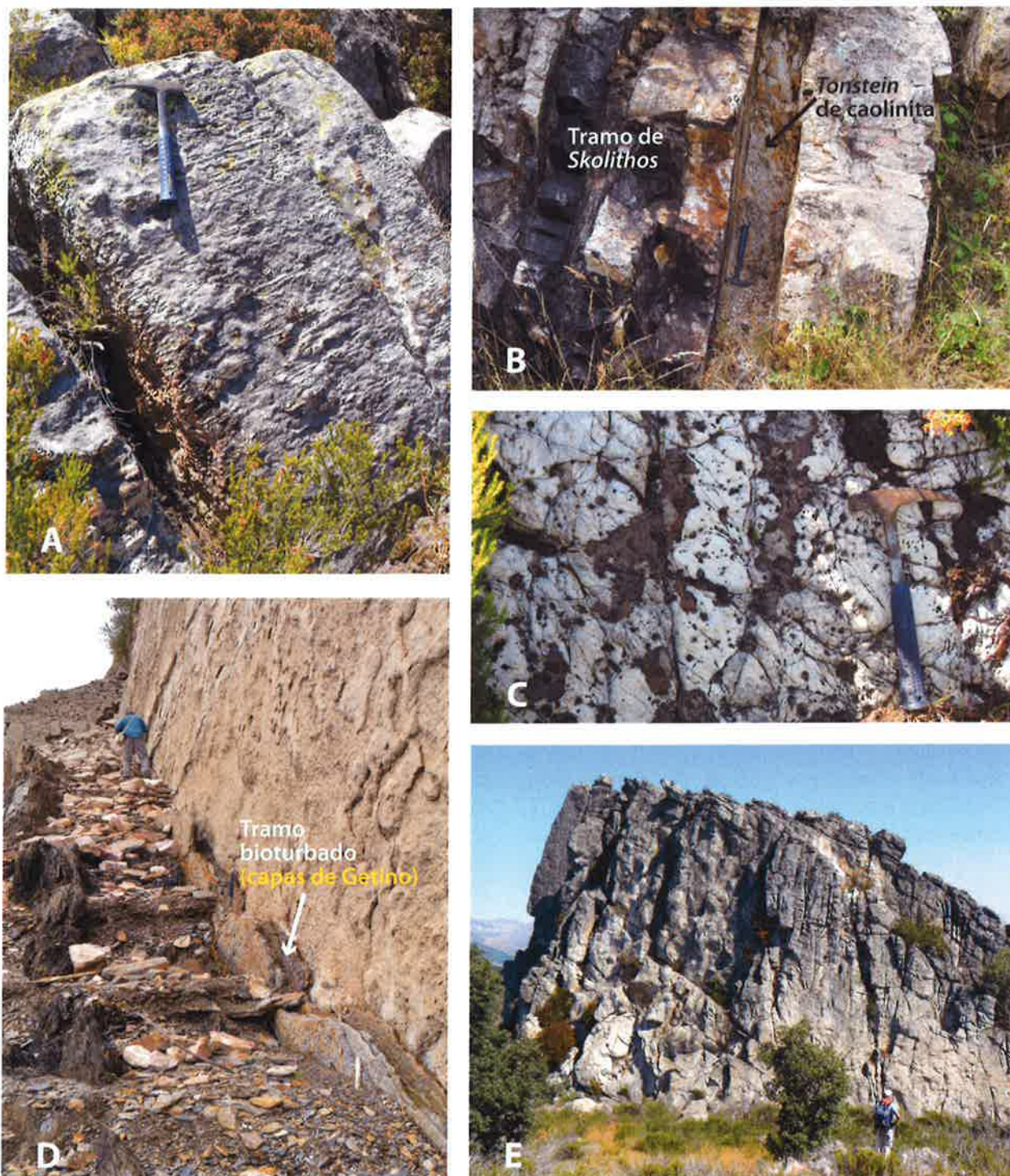


Figura 11. Rasgos destacables del Ordovícico y Silúrico en el área de Los Barrios de Luna. **A:** Cuarzitas con *Skolithos* en el Mb. Tanes? de la Fm. Barrios en el Collado del Moro, 1,6 km al NW de Los Barrios. Techo hacia la derecha. **B:** *Tonstein* de caolinita sobre el tramo de *Skolithos* en el estratotipo de la Fm. Barrios (M. Tanes?). Techo hacia la derecha. **C:** Costra ferruginosa formando lentejones y rellenos de *Skolithos* sobre cuarcitas del techo de la Fm. Barrios en La Serrona. **D:** Contacto entre la Cuarcita de La Serrona y la Fm. Formigoso, con un tramo basal de cuarcitas y lutitas bioturbadas, junto a la presa de Los Barrios. **E:** Grandes marcas de carga (parte izquierda de la foto) en la base de la Cuarcita de La Serrona, en La Serrona. Localización de las fotos A, C y E, en la Fig. 14.

do trilobites, graptolitos, braquiópodos, gasterópodos, bivalvos, equinodermos, ostrácodos, acritarcos y quitinozoos (Aramburu *et al.* 1996, 2006). En la sección 9 “La Devesa 1” (Fig. 7), trilobites, braquiópodos, graptolitos, ostrácodos, acritarcos y quitinozoos. Las lutitas de la base de la unidad en la sección 2 “Monte de los Frailes 2” (Fig. 7) contienen acritarcos (T. Palacios, com. pers.).

Edad. El conjunto de las capas de El Ventorrillo ha sido datado como Oretaniense Tardío (Ordovícico Medio) en El Ventorrillo (Aramburu *et al.* 2006). Todas las demás dataciones de esta unidad corresponden al Ordovícico Tardío. En la sección 9 “La Devesa 1”, Gutiérrez-Marco *et al.* (1996) datan la parte superior de las capas de El Ventorrillo como Caradoc, y Aramburu *et al.* (2006) como Berouniense; estudios preliminares de acritarcos por T. Palacios (com. pers.) asignan una edad Ordovícico Tardío a la parte más baja aflorante de esta unidad en dicha sección, al igual que a su base en la sección 2 “Monte de los Frailes 2”.

Ambiente sedimentario y paleogeografía. El contenido fosilífero indica un ambiente de mar abierto para las capas de El Ventorrillo por encima de la costra ferruginosa.

La secuencia granocreciente del conjunto de la unidad se interpreta como formada por somerización, llegando a sobrepasar el nivel de base del oleaje de tempestad, como lo indica la presencia de estratificación cruzada *hummocky* y *ripples* de oleaje en la parte superior de la unidad.

Las costras ferruginosas en la base de algunas secciones deben de representar series condensadas, con una muy baja tasa de sedimentación, que permite la concentración de minerales autígenos, hematites en este caso. Su posición estratigráfica sobre depósitos predominantemente litorales del techo de la Fm. Barrios y bajo las lutitas fosilíferas de mar abierto de la parte inferior de las capas de El Ventorrillo es compatible al menos con tres interpretaciones: costras ferruginosas continentales de origen hidrotermal-exhalativo (Kimberley, 1989) o no (Nahon, 1971), plintitas (lateritas) edáficas (Reolid *et al.*, 2008), depósitos marinos litorales formados durante una transgresión (Alberti *et al.*,

2013) o de mar abierto sobre *hardgrounds* (Lazăr *et al.*, 2013). Aunque a primera vista podrían descartarse los depósitos continentales de costras no exhalativas y suelos lateríticos, que se forman actualmente exclusivamente en regiones tropicales y subtropicales (Van Houten, 1985; Young, 1989), mientras la Península Ibérica se situaba en una latitud alta en el Ordovícico, el hallazgo de lateritas ordovícicas en el norte de África (Schwarz y Germann, 1999) obliga a pensar en una distribución de cinturones climáticos muy diferente a la actual, dentro de un clima generalmente más cálido durante el Ordovícico (Cocks, 2007). Aún a falta de un estudio petrográfico detallado, no se ha hallado hasta ahora ningún elemento típicamente marino, como podrían ser restos fosilíferos o glauconita, dentro de estas costras ferruginosas, a diferencia de lo que ocurre con las de la base de la Fm. Formigoso (“capas de Getino”). Su edad estaría en relación con uno u otro de los orígenes arriba indicados: en el caso de tratarse de depósitos continentales, hipótesis favorecida aquí, seguramente sería Arenigienense, mientras que, de ser marinos, probablemente se formarían durante las primeras etapas transgresivas en el Oretaniense Temprano (Fig. 8).

El origen del hierro en las *ironstones* es controvertido y con frecuencia relacionado directa o indirectamente con procesos ígneos (Collom, 2001), aunque se han sugerido otras hipótesis (Bekker *et al.*, 2014). La relación genética entre *ironstones* y vulcanismo coetáneo fue ya señalada para el Ordovícico Medio de Suecia, Estonia y Rusia por Sturesson (1988, 1995, 2003) y Sturesson *et al.* (1999, 2000), y en el Devónico Superior de Bélgica por Dreesen (1982, 1989). El hierro provendría bien de la alteración subaérea de rocas volcánicas máficas (García-Ramos *et al.*, 1987; Oggiano y Mameli, 2006), de la alteración atmosférica y/o submarina de cenizas volcánicas (Benítez-Nelson *et al.*, 2003; Duggen *et al.*, 2010; Langmann, 2013), o bien sería de origen exhalativo (Kimberley 1989, 1994; Heikoop *et al.*, 1996). La presencia arriba citada de probable material volcánico alterado en la costra de la sección 3 “Monte de los Frailes 1”, junto con el intenso vulcanismo aproximadamente de la misma edad más al este (Heinz *et al.*, 1985; Gallastegui *et al.*, 1992), del que el *tonstein* de caolinita es un leve indicio en el área de estudio, y relaciones directas de campo entre las costras ferru-

ginosas y depósitos volcanoclásticos observados por los autores de este trabajo en otros puntos del norte de León fuera de la zona aquí estudiada, concuerdan con el origen volcánico del hierro.

Estas costras ferruginosas deben de ser, a su vez, el origen de las *ironstones* oolíticas de edad similar presentes en las formaciones Luarca y Sueve, formadas durante el inicio de la transgresión subsiguiente, como ya fue sugerido por Aramburu (1989) y Aramburu y García-Ramos (1993).

Fm. Caliza de La Devesa (redenominada, formal)

Se define formalmente esta unidad como una formación, a pesar de su reducido espesor y continuidad lateral, por su importancia sedimentológica, estratigráfica y de correlación con otras sucesiones del Ordovícico de Iberia. Corresponde al "tramo B" de Leyva *et al.* (1984) y a la "unidad calcárea superior" de Gutiérrez-Marco *et al.* (1996). Aramburu (1989) la incluyó dentro de su Fm. Viodo.

Nombre. Según el Alto de La Devesa, situado aproximadamente en el punto medio entre Mora de Luna y Portilla de Luna.

Estratotipo. Se propone como sección tipo el afloramiento en el talud de la carretera LE-CV-129-3, que enlaza la CL-626 con Portilla de Luna. Corresponde a la sección 9 "La Devesa 1" de las Figs. 5C, 7 y 8.

Límite inferior. Su límite inferior es neto, sobre la alternancia de lutitas negras y areniscas de las capas de El Ventorrillo. Coordenadas UTM (ETRS89) de la base de la unidad en el estratotipo. X = 269 593, Y = 4 745 066.

Límite superior. No visible en el estratotipo. Coordenadas UTM (ETRS89) aproximadas del techo de la unidad en el estratotipo: X = 269 610, Y = 4 745 087.

Litología. La litología dominante está constituida por calizas margosas bioclásticas, aunque la base de la unidad es lutítica, incrementándose progresivamente hacia arriba el contenido calcáreo. La sucesión del estratotipo es la siguiente, de muro a techo:

1.- 1,5 m de lutitas gris claro, alteradas superficialmente a un característico verde oliva, con laminaciones de areniscas en la base. Bioclastos dispersos en la base, que van siendo más abundantes y de mayor tamaño hacia el techo, constituyendo delgados niveles lumaquéllicos.

2.- 2,6 m de alternancia de calizas margosas *packstone* bioclásticas grises y lutitas gris claro con bioclastos dispersos.

3.- 6,7 m de calizas margosas *packstone* bioclásticas grises con intercalaciones frecuentes lenticulares de lutitas de color gris claro.

4.- 3 m cubiertos.

Por encima aparecen 80 cm de areniscas de grano muy fino a limolitas bioturbadas, que Gutiérrez-Marco *et al.* (1996) incluyen en la "unidad calcárea superior", y que aquí asignamos a la base de la Fm. Formigoso (capas de Getino). Sobre ellas, en contacto neto, se encuentran 30 m visibles de lutitas negras con graptolitos de la Fm. Formigoso.

Espesor y extensión lateral. 10,8 m visibles en el estratotipo, lo mismo que en la sección 8 "La Devesa 2", aunque aquí está formada exclusivamente por calizas margosas bioclásticas muy alteradas. No se conoce ningún otro afloramiento de esta formación, por lo que se interpreta como una cuña, que se adelgaza hasta desaparecer tanto hacia el noroeste como hacia el sureste.

Contenido paleontológico. Abundantes equinodermos, briozoos y braquiópodos, junto a raros trilobites, machaeridios y gasterópodos (Leyva *et al.*, 1984; Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996; Aramburu *et al.*, 2006), además de conodontos (Del Moral, 2003).

Edad. El conjunto de braquiópodos, equinodermos, trilobites y conodontos registrados en la sección 9 "La Devesa 1" indica una edad Kralodvoriense (Katiense) según Gutiérrez-Marco *et al.* (1996) y Del Moral (2003). La Caliza de La Devesa constituye por tanto la única unidad calcárea en el Ordovícico Superior de la ZC. En dicha región solo ha sido hallado otro tramo calcáreo en todo el Ordovícico, el



Figura 12. Alternancia de lutitas y areniscas con estratificación cruzada *hummocky*, *ripples* de oleaje y laminación paralela en la parte superior de las capas de El Ventorrillo de la sección 9 “La Devesa 1”. Norte a la derecha.

pequeño espesor de calizas lumaquéllicas en la parte baja de la Fm. Castro en el Cabo Peñas, asignado al Dobrotiviense (“horizonte B” de Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999).

Ambiente sedimentario y paleogeografía. Las reducidas dimensiones de los afloramientos y el grado de alteración de esta unidad no permiten indicar más que su depósito en una rampa carbonatada, posiblemente formando una secuencia de somerización en su parte baja (Aramburu, 1989, p. 398).

Esta unidad es equivalente en edad y similar en facies a otras calizas del antiguo margen de Gondwana, como la Caliza de la Aquiana en la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL), la Caliza de Cistoides en las Cadenas Ibéricas, la Caliza de Urbana en Sierra Morena, la Fm. Porto de Santa Ana en el centro de Portugal, la Fm. Estana en los Pirineos centrales, la Fm. Rosan en el Macizo Armoricano, etc. (Aramburu, 1989, p. 395; Villas *et al.*, 2002). La mayoría de estas calizas constituyen el único depósito carbonatado en el Ordovícico de las regiones respectivas, originándose en el denominado evento Boda por Fortey y Cocks (2005) y Cocks (2007), quienes lo atribuyeron a un calentamiento global, opinión contestada por Cherns y Wheeley (2007, 2009), quienes las interpretan como calizas de aguas frías formadas en un evento de enfriamiento global. Olsson (2009) discute ambas interpretaciones. Villas

et al. (2002) consideran que el depósito de estas calizas fue un importante factor desencadenante de la glaciación hirnantiense subsiguiente.

Fm. Cuarcita de La Serrona (redenominada, formal)

Esta unidad es definida formalmente aquí por primera vez. Da lugar a algunos de los relieves más prominentes de la zona de estudio, y sus afloramientos suelen formar crestas que resaltan más que los de las cercanas cuarcitas de la Fm. Barrios.

Nombre. Toma su nombre del alto de La Serrona, inmediatamente al noroeste de Los Barrios de Luna.

Sinónimos y homónimos. Aramburu *et al.* (2006) la denominaron informalmente “cuarcita de la presa”, Bernárdez *et al.* (2006), “cuarcita terminal” (sinónimo), Gutiérrez Marco *et al.* (2010) “Luna quartzite” (sinónimo y homónimo) y Bernárdez *et al.* (2014) “Luna Quartzite” (sinónimo). Este último término tiene una grafía incorrecta, puesto que la unidad no había sido definida formalmente y, por tanto, el término litológico debería ser escrito en minúsculas. Además, constituye una homonimia, al haber sido empleado previamente para designar el Grupo Luna, propuesto por Brouwer (1964) para englobar el Paleozoico Inferior del norte de León, pero utilizado posteriormente por otros autores, fundamentalmen-

te de la escuela holandesa de Leiden (Rupke, 1965; van der Meer Mohr, 1969; Evers, 1967; Gietelink, 1973; de Coo, 1974), por lo que debería evitarse.

Estratotipo. En el talud de la carretera de Los Barrios de Luna a Mallo de Luna (LE-CV-102-26), junto a la presa del Embalse de Luna (Fig. 10). Corresponde a la sección 4 “Los Barrios de Luna” de las Figs. 7 y 8, y a la 4.1 de la Fig. 5B.

Límite inferior. En el estratotipo no es visible el contacto con las capas de El Ventorrillo infrayacentes, aunque el fuerte contraste morfológico no deja lugar a dudas en cuanto a su localización. A escala regional aparece como un contacto erosivo, definido por su geometría de paleovalles. Coordenadas UTM (ETRS89) de la base de la unidad en el estratotipo: X = 265 822, Y = 4 748 096.

Límite superior. No es visible en el talud de la carretera del estratotipo, aunque puede observarse bien inmediatamente al este del muro de la presa del Luna, en su cara norte, a principios del otoño, cuando el nivel del agua es excepcionalmente bajo (sección 4.2 de la Fig. 5B). En este punto, sobre las cuarcitas del techo de la Fm. La Serrona aparecen 26 cm de alternancias muy bioturbadas de cuarzoarenitas y lutitas grises, con nódulos de pirita (Fig. 11D), que asignamos a la base de la Fm. Formigoso (capas de Getino), y, por encima, más de 6 m de lutitas negras con graptolitos silíceos. En la sección de La Devesa 2, la base de la Fm. Formigoso está formada por 1,8 m de areniscas ferruginosas de grano medio-fino muy alteradas. Tanto estos niveles ferruginosos como las capas bioturbadas antes citadas se incluirían en las “Transitional beds” de van den Bosch (1969) o “Capas de Getino” de Aramburu (1989), Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu y García-Ramos (1993). Coordenadas UTM (ETRS89) del techo de la unidad en el estratotipo: X = 265 776, Y = 4 748 182.

Litología. En el estratotipo, comienza por cuarcitas de grano medio a grueso con gránulos de cuarzo dispersos, porosidad de cantos blandos y marcas de carga (Fig. 11E). Los nueve primeros metros forman una secuencia granodecreciente, culminando en cuarcitas de grano fino con lentes de lutitas rojas y verdes. Ocasionalmente se observan en este tramo nódulos de pirita, cuya alteración da lugar a especta-

culares anillos de Liesegang. El resto de la sucesión está constituida fundamentalmente por cuarcitas de grano fino, con niveles ocasionales de grano medio y grueso en su parte baja, presentando marcas de carga y grandes cantos blandos en la base. A lo largo de toda la formación es común la laminación paralela. Como características destacables de esta formación, que la distinguen de la Cuarcita de Barrios en todo el área estudiada, se encuentran, además de su estratificación de, en general, mayor espesor, la ausencia de estratificaciones cruzadas de alto ángulo y niveles micáceos, y la presencia de solo raras intercalaciones lutíticas en la parte inferior. Las grandes marcas de carga en la parte baja de la formación, que también pueden observarse en la sección 7 “Entresierro” (Figs. 5B y 7), y en otras localidades fuera del área de estudio, son también un rasgo diferencial importante respecto a la Fm. Barrios. La estratificación es predominantemente muy espesa, excepto en la parte alta, donde se hace más delgada, y muestra ocasionales *ripples* de oleaje y algunos nódulos de pirita. Esta división es equivalente a los tramos “inferior masivo” y “superior en bancos delgados” que Bernárdez *et al.* (2006) realizan en el estratotipo.

Espesor y extensión lateral. El espesor de esta formación varía ampliamente en el área estudiada. Así, no parece estar presente en el sector situado al sur de Portilla de Luna (secciones 9 “La Devesa 1”, 10 “La Barrera”, y 11 “Pico de San Pedro”, Figs. 5C y 7). En la sección 8 “La Devesa 2”, aparece con solo 4 m de espesor. Desde ahí hasta Los Barrios de Luna el espesor aumenta gradualmente hasta alcanzar los 64 m. En el sector entre el Collado del Moro y el Alto de Acebalera presenta potencias algo mayores, en torno a los 90 m. Más al oeste muestra espesores entre 60 y 80 m, y en el sector más occidental del área de estudio, en torno al Alto de la Filería, alcanza la máxima potencia: 135 m. Al suroeste de Piedrasecha, los últimos afloramientos ordovícicos del extremo oriental de la zona también presentan un escaso espesor de Cuarcita de La Serrona, unos 19 m, por encima de las capas de El Ventorrillo (sección 12 “El Rubiadero”, Figs. 5C y 7).

Contenido paleontológico. No se ha hallado ningún resto fosilífero dentro del área estudiada. Más al este, en Valdeteja, Gutiérrez-Marco *et al.* (2010) citan la presencia de la Fauna de *Hirnantia* (braquiópodos)

en la base del “tramo superior en bancos delgados” de su “Luna quartzite”, y Bernárdez *et al.* (2014) encuentran *Eostropheodonta* sp., en la misma localidad y unidad. En este mismo trabajo citan en Argovejo (también en el nordeste de León) un conjunto muy diverso de braquiópodos que asignan a la Fauna de *Hirnantia*, aunque sin especificar su posición estratigráfica. Más al norte del área de estudio, cerca de Caldas de Luna, Bernárdez *et al.* (2006) citan “restos de braquiópodos, probablemente pertenecientes a la Fauna de *Hirnantia* del Ordovícico terminal” en lutitas que posiblemente corresponden a las capas de El Ventorrillo, a tenor de la sucesión descrita en ese trabajo.

Edad. Las rocas que componen esta unidad habían sido clásicamente incluidas en la Fm. Barrios (p. ej. en van den Bosch, 1969; Gietelink, 1973; Baldwin, 1977) y asimiladas al Miembro Tanes de esa formación, de edad Arenigiense, por su posición estratigráfica y similitud de facies (Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992, Aramburu y García-Ramos, 1993; Aramburu *et al.*, 1996). Sin embargo, por su posición estratigráfica entre las formaciones La Devesa y Formigoso en la sección 8 “La Devesa 2” (Fig. 7), su edad debe estar comprendida entre el Kraldovoriense tardío y el Llandovery temprano (Fig. 8). Bernárdez *et al.* (2006) sugieren, por semejanza de facies con cuarcitas de otros puntos de la península Ibérica, que probablemente su “tramo inferior masivo” corresponda al Hirnantense, mientras el “superior en bancos delgados” sería ya Llandovery pre-Telychiense. Gutiérrez-Marco *et al.* (2010) asignan el conjunto de la formación al Hirnantense tardío-Silúrico más temprano.

La Fauna de *Hirnantia* citada por Gutiérrez-Marco *et al.* (2010) en Valdeteja y Argovejo confirmaría las dataciones antes aludidas, aunque actualmente no resulta evidente la correlación de las cuarcitas de esos puntos con las de la Fm. La Serrona en Los Barrios de Luna.

Ambiente sedimentario y paleogeografía. Van den Bosch (1969) y Gietelink (1973) interpretan que los depósitos de esta formación debieron de acumularse en su mayor parte en playas. Aramburu (1989, p. 254 a 260: su asociación de facies E) discute esta interpretación, sugiriendo que más bien debe de tra-

tarse de avenidas aluviales distales, acumuladas en condiciones subaéreas, aunque muy próximas a la costa. El carácter episódico de estos depósitos viene remarcado por las características grandes marcas de carga y superficies erosivas con cantos blandos de la parte baja de la unidad. Además, su tasa de sedimentación fue mucho mayor que la de la Fm. Barrios, con hasta 135 m de roca correspondientes a 2-3 Ma, como mucho (Figs. 7 y 8). Solo la parte más alta de la formación estaría afectada por procesos marinos litorales, como lo prueba la presencia de algunos *ripples* de oleaje, y la bioturbación del techo.

Gutiérrez-Marco *et al.* (2010) consideran esta unidad (su “Luna quartzite”) como depósitos marinos someros formando una cuña transgresiva glacial tardía a postglacial en la última fase del relleno de paleovalles interpretados como *subglacial tunnel valleys*. La geometría de esta formación indica claramente que se trata de un relleno de paleovalles, cortando a distintas alturas de las capas de El Ventorrillo, e incluso de la Fm. Barrios. En este trabajo se considera, sin embargo, que, aunque la geometría y dimensiones son bastante parecidas (Gibling, 2006), al menos en la zona estudiada no representan *tunnel valleys*, sino valles fluviales encajados (*incised valleys*), originados por el descenso eustático debido a la glaciación finiordovícica, modelada por el reajuste tectónico de bloques inmediatamente precedente. Vaher *et al.* (2010) discuten los dos posibles orígenes, como *tunnel valleys* o valles fluviales encajados, de paleovalles cenozoicos en Estonia, señalando que la interpretación glacial de las incisiones debería basarse en la orientación de los paleovalles y en el reconocimiento de estructuras glaciares típicas, como estrías glaciares o tillitas, ninguna de las cuales hemos podido observar en el área de estudio. Clapham y Corsetti (2005) debaten sobre el posible origen glacioeustático o tectónico de una sucesión del Neoproterozoico con características similares a las aquí estudiadas. Las características del relleno del valle (Fm. La Serrona) apuntan hacia un modelo de valle fluvial “sobrealimentado” (*overfilled*), en que el aporte sedimentario iguala o excede la proporción de cambio en el nivel del mar y de creación de acomodación (Simms *et al.*, 2006).

Resulta sorprendente el escaso número de publicaciones en donde se interpretan depósitos de valles

fluviales encajados durante el Ordovícico Tardío, teniendo en cuenta la magnitud del descenso eustático producido por la formación del casquete glacial de Gondwana. Ello puede ser debido a que gran parte de los paleocontinentes Báltica y Laurentia se encontraban en aquella época dominados por plataformas carbonatadas donde, en cambio, se han citado discontinuidades coetáneas con paleokarsts (p. ej. Lafferriere *et al.*, 1986). Como ejemplo de valle fluvial encajado del Ordovícico Superior se encuentra el citado por Wilson (1949) en Tennessee, considerado como uno de los pioneros en el estudio de este tipo de depósitos por Dalrymple *et al.* (1994). En la misma cuenca de Illinois han sido también reconocidos valles fluviales encajados del Ordovícico por Bergström *et al.* (2011) y McLaughlin (2011), así como en la cercana cuenca de los Apalaches (Dennison, 1976). Farley y Desrochers (2007) señalan también estas estructuras en el Hirnantense de Quebec.

Hay que destacar, por último, que en muchas regiones de la península Ibérica, el tránsito entre el Ordovícico y el Silúrico está marcado por formaciones cuarcíticas similares a la Fm. La Serrona, como la Cuarcita de Vega en la ZAOL (Pérez-Estaún, 1978), la Cuarcita de Bar en los Pirineos (Hartevelt, 1970), la Cuarcita de Criadero en Almadén, y equivalentes en la Zona Centroibérica (ZCI) meridional (San José *et al.*, 1992; Gallardo-Millán *et al.*, 1994; Martínez Poyatos *et al.*, 2004), o la Fm. Los Puertos en las Cadenas Ibéricas (Álvaro y Van Vliet-Lanoë, 2009). Tanto en las Cadenas Ibéricas como en la ZCI meridional, estas cuarcitas se disponen sobre formaciones interpretadas como glaciomarinas (“pelitas con fragmentos”, Fm. Chavera, etc. en la ZCI, y Fm. Orea en las Cadenas Ibéricas), que a su vez descansan sobre calizas del tipo La Devesa. Excepcionalmente, sin embargo, las cuarcitas pueden llegar a disponerse erosivamente sobre las calizas en las Cadenas Ibéricas (Álvaro y Van Vliet-Lanoë, 2009).

Capas de Getino (redefinida, informal)

Aramburu (1989) denomina Fm. Getino a una unidad de litología muy variable, aunque predominantemente formada por areniscas, limolitas y lutitas fuertemente bioturbadas, con frecuencia glauconíticas y ferruginosas, y a veces carbonatadas, situa-

da entre las formaciones Barrios y Formigoso, y de espesor muy variable, generalmente de unos pocos metros. Aramburu (1989) advierte que el nombre había sido utilizado previamente por Rác (1964) para designar a la actualmente conocida como Fm. Vegamián y parte inferior de la Fm. Alba del Carbonífero Inferior, aunque esta denominación no fue seguida por autores posteriores. Con frecuencia, esta unidad fue incluida en la Fm. Formigoso (Kegel, 1929; Comte, 1959; Evers, 1967; Vilas, 1971). Van den Bosch (1969) la denominó “Transitional Beds”, y Sarmiento *et al.* (1994), Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu y García-Ramos (1993) utilizan la denominación informal “capas de Getino”.

Aramburu (1989) considera que la edad de las capas de Getino podría variar, según los puntos, entre el Cámbrico Medio y el Llandovery, Aramburu *et al.* (1992), del Arenig al Llandovery, y Aramburu y García-Ramos (1993), del Ordovícico Temprano al Silúrico, sin más precisiones. En todos los casos, se las interpreta como series condensadas, con multitud de lagunas intermedias.

Las investigaciones posteriores por parte de Bernárdez *et al.* (2006), Gutiérrez-Marco *et al.* (2010) y este trabajo obligan a revisar esta unidad. Parece acertado excluir de ella, como sugieren Bernárdez *et al.* (2006), sucesiones como las “diamictitas” de estos autores en Pontedo (norte de León), entre la Fm. Barrios y el Silúrico, y “restringir su uso a las areniscas y capas ferruginosas y carbonáticas ricas en glauconita, previas a las litologías dominantes en la Fm. Formigoso” (Bernárdez *et al.*, 2006). Su edad es, muy probablemente, Silúrico más temprano en el área de Los Barrios de Luna. Sin embargo, no se descarta que en otras áreas pueda alcanzar el Ordovícico, allí donde, estando aparentemente ausentes la Cuarcita de la Serrona y las lutitas de las capas de El Ventorrillo, las “capas de Getino” parecen apoyarse directamente sobre la Fm. Barrios, pudiendo quizás incluso amalgamarse con las costras ferruginosas ordovícicas de la base de las capas de El Ventorrillo. En este trabajo se consideran las capas de Getino como la base de la Fm. Formigoso.

En cualquier caso, el deficiente estado actual de conocimientos sobre una estratigrafía tan compleja aconseja no proponer por ahora ninguna definición formal

para esta unidad, manteniéndola en su *status* actual como “capas de Getino”. Sin embargo, en un futuro sería aconsejable proponer el abandono formal de la primitiva unidad propuesta por Rácz (1964), según las indicaciones dadas en el artículo 20 del “North American Stratigraphic Code” (NACSN, 2005), considerando su nulo uso posterior, y definir formalmente la unidad según los criterios aquí indicados.

Tectónica sinsedimentaria

En el apartado anterior se ha hecho referencia a dos discontinuidades en la sucesión ordovícica de Los Barrios de Luna que constituyen sendos contactos erosivos. La primera de ellas se sitúa en la base de las capas de El Ventorrillo, y la segunda en la base de la Fm. La Serrona. Lateralmente, estas dos discontinuidades pueden llegar a unirse, desapareciendo las capas de El Ventorrillo y situándose la Fm. La Serrona directamente sobre la Fm. Barrios. Tal como se puede apreciar en la cartografía (Fig. 5), ambas discontinuidades poseen en general las características de una disconformidad, aunque localmente pueden ser subparalelas a la estratificación y presentarse como paraconformidades. La primera de ellas tam-

bién puede aparecer localmente como una discordancia angular de bajo ángulo, como ocurre en los afloramientos situados inmediatamente al oeste de la presa de Los Barrios de Luna (Fig. 13), donde se aprecia una diferencia angular de unos 12° entre la estratificación de la Fm. Barrios y el conjunto capas de El Ventorrillo-Cuarcita de La Serrona. En otros puntos se observan a su vez ligeras variaciones de buzamiento entre las capas superiores de la Fm. Barrios y las capas de El Ventorrillo o la Fm. La Serrona.

La presencia local de estas discordancias de bajo ángulo puede ser explicada por la acción de fallas y basculamiento de bloques previamente al depósito de las unidades situadas a techo de la Fm. Barrios.

Tanto en la cartografía (Fig. 5) como en el diagrama de la Fig. 7 se puede apreciar que en algunos lugares del área de estudio se producen bruscas variaciones de espesor en las capas de El Ventorrillo o en la Fm. Barrios. Como se verá a continuación, estos cambios de espesor pueden ser también explicados por la actuación de fallas en parte contemporáneas al depósito de estas unidades. Se pueden destacar dos sectores en los que se aprecian este tipo de estructuras, a los que ahora se hará referencia:



Figura 13. Discordancia de la Cuarcita de La Serrona y capas de El Ventorrillo sobre la Cuarcita de Barrios en Los Barrios de Luna. Norte a la derecha.

Sector del Pico de San Pedro

Se localiza en la parte suroriental del área de estudio (Fig. 5C), en una zona en la que se encuentra ausente la Fm. La Serrona. Al noroeste del Pico de San Pedro aparece una falla de dirección aproximadamente E-W, formando un ángulo de unos 35° con la estratificación, que produce una separación horizontal del contacto inferior de la Fm. Barrios de 290 m. Aunque el contacto superior de dicha formación y los afloramientos de las capas de El Ventorrillo se encuentran en este sector en gran parte recubiertos por derrubios, se puede llegar a apreciar que al norte de la Falla del Pico de San Pedro tiene lugar un brusco incremento del espesor tanto de la Fm. Barrios como de las capas de El Ventorrillo (véanse las Figs. 5C y 7).

De acuerdo con estos datos, la estructura que se observa en este sector puede interpretarse como un *se-migraben* producido por el juego de la Falla del Pico de San Pedro como falla normal con hundimiento del bloque norte, a la vez que tenía lugar el depósito de la Fm. Barrios y las capas de El Ventorrillo. Esta falla habría sido reactivada al menos durante la orogénia Varisca, produciéndose en ella un movimiento principalmente de desgarre izquierdo.

Sector del Collado del Moro

Este segundo sector se sitúa al noroeste de Los Barrios de Luna, muy próximo a La Serrona (Figs. 5B y 14). En esta zona, los afloramientos de la Fm. Barrios, las capas de El Ventorrillo y la Fm. La Serrona se encuentran cortados por diversas fallas transversales. En una de estas fallas, con orientación aproximadamente perpendicular a las capas, se produce un cambio brusco de espesor en las capas de El Ventorrillo: al oeste de la falla dicha unidad tiene tan solo unos 10 m de potencia y se acuña lateralmente hasta llegar a desaparecer a unos 125 m; sin embargo, al este de la mencionada falla las capas de El Ventorrillo presentan un espesor máximo de unos 65 m, y el contacto inferior con la Fm. Barrios muestra una inflexión en forma de sinclinal suave que se extiende lateralmente 270 m, reduciéndose luego el espesor hasta 13 m. Es preciso destacar que en la citada inflexión, la estratificación en las cuarcitas de la Fm.

Barrios se mantiene paralela al contacto con las capas de El Ventorrillo, mientras que el contacto de estas con la Fm. La Serrona es bastante rectilíneo; además, entre las formaciones Barrios y La Serrona existe aquí una diferencia en el buzamiento de 28° (Fig. 14). La separación horizontal que se observa en el techo de la Fm. Barrios en relación con la falla es de 40 m, mientras que la correspondiente al muro de la Fm. La Serrona es de tan solo 8 m. La separación producida en el contacto inferior de la Fm. Barrios y en el techo de la Fm. La Serrona no se puede observar a causa de los recubrimientos cuaternarios.

En este caso, la geometría de esta falla junto con la inflexión sinclinal asociada a ella inducen a interpretar esta estructura como una falla de tipo *transfer* que conectaría entre sí dos fallas normales con movimiento sintético. El movimiento de esta falla se habría producido tras el depósito de la parte inferior de las capas de El Ventorrillo, y también habría sido rejugada con posterioridad.

En definitiva, puede decirse que hay suficientes evidencias del desarrollo de una actividad tectónica sinsedimentaria durante el Cámbrico Tardío y Ordovícico, en un régimen extensional que habría dado lugar a un sistema de fallas normales y al basculamiento de los bloques limitados por ellas. Esta

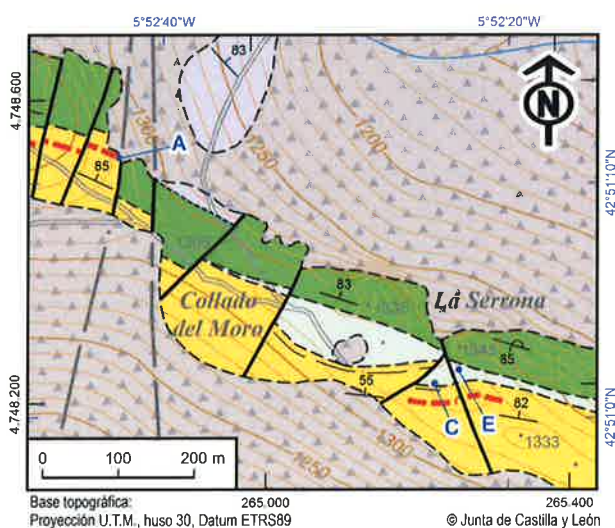


Figura 14. Detalle del mapa geológico en el sector del Collado del Moro-La Serrona. Leyenda como en la Fig. 5A. Se indica la localización de las fotografías que aparecen en la Fig. 11A, C y E.

tectónica sinsedimentaria ha de ser considerada como uno de los factores que controlan la geometría y características de los depósitos cambro-ordovícicos en esta área, tal como se interpreta y sintetiza en la Fig. 15. Todo esto resulta coherente con el contexto regional del *rifting* citado tanto en la ZC (van der Meer Mohr, 1983; Heinz *et al.*, 1985; Keller *et al.*, 2008, y referencias en Aramburu, 1989, p. 405-412), como en la adyacente ZAOL (Pérez-Estaún *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.* 1992; Poulpiquet, 2012).

Conclusiones

El estudio cartográfico y estratigráfico de detalle del Ordovícico en torno a Los Barrios de Luna ha revelado una estructura alejada del modelo clásico de *layer cake* (“tarta de capas/formaciones”) que tradicionalmente se asignaba al Paleozoico precarbonífero en la ZC, con importantes cambios laterales de espesores

y de facies (Fig. 15). Las complejidades estratigráficas se relacionan con una tectónica sinsedimentaria, activa desde el Cámbrico Tardío al Ordovícico Tardío. El importante vulcanismo máfico de la misma edad, que en la zona estudiada solo se manifiesta por un *tonstein* de caolinita, pero que más al este, especialmente en el área entre los ríos Bernesga y Esla, da lugar a numerosos *maars* rellenos por rocas volcánoclasticas y a *sills* de doleritas, es indicio del profundo enraizamiento de las fallas.

Para ordenar la compleja estratigrafía se ha revisado la Fm. Barrios, de edad Cámbrico Medio²-Tardío en su mayor parte (Mb. La Matosa), mientras solo los últimos metros corresponderían al Arenig (Mb. Tanes), con una posible laguna estratigráfica del Tremadoc. Por otra parte, se han redenominado como unidad informal las capas de El Ventorrillo, del Ordovícico Temprano², Medio y Tardío, se han definido formalmente dos formaciones, la Caliza de La Devesa, del Ordovícico Superior prehirnan-

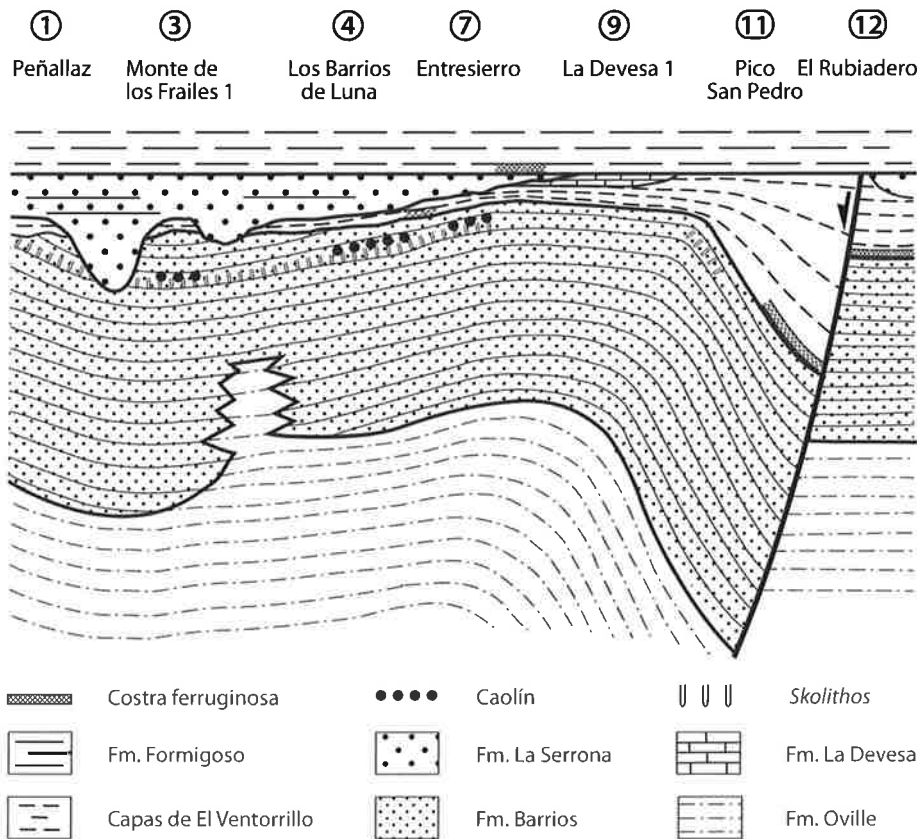


Figura 15. Sección estratigráfica interpretativa del Ordovícico en el área de Los Barrios de Luna. No a escala.

tiense, y la Cuarcita de La Serrona, en el límite Ordovícico Superior-Silúrico, y se ha precisado la estratigrafía de la unidad informal silúrica capas de Getino.

Se ha interpretado la discontinuidad basal de la Cuarcita de La Serrona como originada por causas tecto-eustáticas, debido a una combinación del descenso en el nivel del mar por la formación del casquete polar glacial hirnantiense y el relieve creado por los movimientos tectónicos distensivos previos, constituyendo un antiguo valle fluvial encajado (*fluvial incised valley*).

Se han descrito dos horizontes de costras ferruginosas, en la base de las capas de El Ventorrillo (Arenig?-Oretaniense inferior?) y de la Fm. Formigoso (capas de Getino, Rhudaniense?-Aeroniense?), ambas inmediatamente bajo sucesiones espesas de lutitas negras, las primeras en el Paleozoico de la Cordillera Cantábrica. El origen del hierro en las dos unidades se atribuye a la alteración de materiales volcánicos (descomposición de cenizas o meteorización de rocas volcánicas), aunque su significado sedimentológico puede ser muy diferente: posiblemente depósitos continentales de máxima regresión en el caso de las costras ordovícicas, y marinos someros transgresivos en el caso de las silúricas. No está clara la relación genética entre las costras y las sucesiones de lutitas negras superiores. En cualquier caso, se consideran ambas costras como la principal fuente de los hierros oolíticos ordovícicos (Fms. Luarca y Sueve) y silúricos (Fm. Furada/San Pedro y otros).

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al Dr. Teodoro Palacios Medrano (Universidad de Extremadura) la comunicación de sus determinaciones paleontológicas y dataciones que, aun siendo todavía preliminares, constituyen importantes datos que han enriquecido este trabajo. Asimismo deseamos expresar nuestro agradecimiento a los doctores Juan Luis Alonso Alonso y Miguel Arbizu Senosiain, de la Universidad de Oviedo, por la revisión de este trabajo y sus sugerencias, que han contribuido a mejorarlo notablemente.

BIBLIOGRAFÍA

- ABOLLADO Y ARIBAU, J. (1944): Una mancha de "Cámbrico fosilífero" en la cordillera Cantábrica. Nuevo ejemplar de *Paradoxides*. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 42: 505-511.
- ADARO, L. DE Y JUNQUERA, G. (1916): *Criaderos de Hierro de España. Tomo II: Criaderos de Asturias*. Instituto Geológico de España, Madrid, Memorias, 27, 610 p.
- ALBERTI, M., FÜRSICH, F.T. Y PANDEY, D.K. (2013): Deciphering condensed sequences: A case study from the Oxfordian (Upper Jurassic) Dhosa Oolite member of the Kachchh Basin, western India. *Sedimentology*, 60: 574-598.
- ALLER, J., BASTIDA, F., BRIME, C. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1987): Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of North-West Spain). *Sciences Géologiques, Bulletin*, 40: 255-272.
- ALLER, J., VALÍN, M.L., GARCÍA-LÓPEZ, S., BRIME, C. Y BASTIDA, F. (2005): Superposition of tectono-thermal episodes in the southern Cantabrian Zone (foreland thrust and fold belt of the Iberian Variscides, NW Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176: 487-498.
- ALONSO, J.L., ÁLVAREZ MARRÓN, J. Y PULGAR, J.A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 18: 145-153.
- ALONSO, J.L., MARCOS, A. Y SUÁREZ, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 7: 451-473.
- ALONSO, J.L. Y RUBIO, A. (2009): La estructura geológica de la sección del Túnel de Pajares. En: L.A. Pando, C. López Fernández y L. De la Rubia (eds.). *Jornadas Técnicas Variante de Pajares*. ADIF - Universidad de Oviedo, Oviedo: 29-39.
- ÁLVARO, J.J. Y VAN VLIET-LANOË, B. (2009): Late Ordovician carbonate productivity and glaciomarine record under quiescent and active extensional tectonics in NE Spain. En: M.G. Bassett (ed.). *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*. Geological Society, London, Special Publications, 325: 117-139.
- ARAMBURU, C. (1989): *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 530 p.
- ARAMBURU, C., ARBIZU, M., BERNARDEZ, E., GOZALO, R., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y LIÑÁN, E. (2006): *Paleontología y Estratigrafía del Paleozoico Inferior en Los Barrios de Luna*. XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Guía de campo de la Excursión B. Universidad de León, 75 p.
- ARAMBURU, C., ARBIZU, M., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., MÉNDEZ-BEDIA, I., RÁBANO, I. Y TRUYOLS, J. (1996): Primera identificación de materiales del Ordovícico Medio en la sección de Los Barrios de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, 20: 7-10.

- ARAMBURU, C. y GARCÍA-RAMOS, J.C. (1993): La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, 19: 45-73.
- ARAMBURU, C., MÉNDEZ-BEDIA, I., ARBIZU, M. & GARCÍA-LÓPEZ, S. (2004): Zona Cantábrica. Estratigrafía. La secuencia preorogénica. En: J.A. Vera (ed.). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Ministerio de Educación y Ciencia e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 27-34.
- ARAMBURU, C., TRUYOLS, J., ARBIZU, M., MÉNDEZ-BEDIA, I., ZAMARREÑO, I., GARCÍA-RAMOS, J.C., SUÁREZ DE CENTI, C. y VALENZUELA, M. (1992): El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, Mérida: 397-421.
- BALDWIN, C.T. (1977): The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. En: T.P. Crimes y J.C. Harper (eds.). *Trace Fossils 2*. Geological Journal Special Issue, Liverpool, 9: 9-40.
- BEKKER, A., PLANAVSKY, N.J., KRAPEŽ, B., RASMUSSEN, B., HOFMANN, A., SLACK, J.F., ROUXEL, O.J. y KONHAUSER, K.O. (2014): 9.18. Iron Formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry. En: H. Holland y K. Turekian (eds.). *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed. Elsevier, Amsterdam: 561-628.
- BENITEZ-NELSON, C.R., VINK, S.M., CARRILLO, J.H. y HUEBERT, B.J. (2003): Volcanically influenced iron and aluminum cloud water deposition to Hawaii. *Atmospheric Environment*, 37: 535-544.
- BERGSTRÖM, S.M., CHEN, X., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y DRONOV, A. (2009): The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, 42: 97-107.
- BERGSTRÖM, S.M., KLEFFNER, M. y SCHMITZ, B. (2011): Late Ordovician-Early Silurian $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy in the Upper Mississippi Valley: implications for chronostratigraphy and depositional interpretations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 102 (3): 159-178.
- BERNÁRDEZ, E., COLMENAR, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. y ZAMORA, S. (2014): New peri-Gondwanan records of the Hirnantia Fauna in the latest Ordovician of Spain. En: R. J. Pankhurst, P. Castiñeiras y S. Sánchez (eds.). *Gondwana 15. North meets South. Abstracts Book*, 15.
- BERNÁRDEZ, E., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HACAR, M. (2006): Sedimentos glaciomarineros del Ordovícico terminal en la Zona Cantábrica (NO de España). *Geogaceta*, 40: 239-242.
- BOSCH, W.J. VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 44: 137-225.
- BROUWER, A. (1964): Deux facies dans le Dévonien des Montagnes cantabriques méridionales. *Breviora Geologica Asturica*, VIII (1-4): 3-10.
- CHERNS, L. y WHEELLEY, J.R. (2007): A pre-Hirnantian (Late Ordovician) interval of global cooling – The Boda event reassessed. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeography*, 251: 449-460.
- CHERNS, L. y WHEELLEY, J.R. (2009): Early Paleozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond. En: M.G. Bassett (ed.). *Early Paleozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*. Geological Society, London, Special Publications, 325: 257-278.
- CLAPHAM, M.E. y CORSETTI, F.A. (2005): Deep valley incision in the terminal Neoproterozoic (Ediacaran) Johnnie Formation, eastern California, USA: Tectonically or glacially driven? *Precambrian Research*, 14: 154-164.
- COCKS, L.R.M. (2007): Blowing hot and cold in the Palaeozoic. *Proceedings of the Geologists' Association*, 118: 225-237.
- COLLOM, CH.J. (2001): Ooidal ironstones: products of exhalative paleoenvironments in shallow epeiric seas. En: *Earth System Processes - Global Meeting*, Edinburgh, junio 2001, Session T15, Fluid Seeps and Shallow migration Phenomena at Continental Margins: Impacts Spanning the Lithosphere, Biosphere, and Hydrosphere (Posters).
- COMTE, P. (1936): La série dévonienne du León (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 202: 337-339.
- COMTE, P. (1937a): La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 204: 604-606.
- COMTE, P. (1937b): Les grés rouges de San Pedro (León, Espagne). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 62 (13): 60-68.
- COMTE, P. (1938): La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). *LXXI Congrès de la Société des Savants*, Nice, Section Sciences, 181-183.
- COMTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 60, 440 p.
- COO, J.C.M. DE (1974): *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucía Limestones in Leon, Spain*. Ph.D. Thesis, Leiden University, 87 p.
- COOPER, R.A., SADLER, P.M., HAMMER, O. y GRADSTEIN, F.M. (2012): The Ordovician Period. En: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz y G.M. Ogg (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam: 489-523.
- DALRYMPLE, R.W., BOYD, R. y ZAITLIN, B.A. (1994): History of research, types and internal organization of incised-valley systems: Introduction to the volume. En: R.W. Dalrymple y B.A. Zaitlin (eds.). *Incised-valley systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication, 51: 3-10.
- DEL MORAL, B. (2003): Primeros conodontos kralodvorienses (Ordovícico Superior) de la Zona Cantábrica, Portilla de Luna, León (España). *Revista Española de Micropaleontología*, 35: 275-283.

- DENNISON, J.M. (1976): Appalachian Queenston delta related to eustatic sea-level drop accompanying Late Ordovician glaciation centred in Africa. En: M.G. Bassett (ed.). *The Ordovician System: proceedings of a Palaeontological Association symposium*, Birmingham, septiembre 1974. University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff: 107-120.
- DÍAZ GARCÍA, F. (2006): Geometry and regional significance of Neoproterozoic (Cadomian) structures of the Narcea Antiform, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 163: 499-508.
- DREESSEN, R. (1982): A propos des niveaux d'oolithes ferrugineuses de l'Ardenne et du volcanisme sédimentaire dans le Masif Ardenno-Rhénan au Dévonien Supérieur. Essai de corrélation stratigraphique. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1: 1-11.
- DREESSEN, R. (1989): Oolitic ironstones as event-stratigraphical marker beds within the Upper Devonian of the Ardenno-Rhenish Massif. En: T.P. Young y W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society, London, Special Publications, 46: 65-78.
- DUGGEN, S., OLGUN, N., CROOT, P., HOFFMANN, L., DIETZE, H., DELMELE, P. y TESCHNER, C. (2010): The role of airborne volcanic ash for the surface ocean biogeochemical iron-cycle: a review. *Biogeosciences*, 7: 827-844.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 83-151.
- FARLEY, C. y DESROCHERS, A. (2007): Sediment dynamics and stratigraphic architecture of a mixed carbonate-siliciclastic ramp: The Upper Ordovician (Hirnantian) Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Québec, Canada. *Geological Society of America Denver Annual Meeting*, octubre 2007, Paper 154-2.
- FERGUSON, CH.A. y TRAPP, R.A. (2001): *Stratigraphic Nomenclature of the Miocene Superstition Volcanic Field, central Arizona*. Arizona Geological Survey Open-File Report 01-06, Tucson, 103 p.
- FORTEY, R.A. y COCKS, L.R.M. (2005): Late Ordovician global warming – The Boda event. *Geology*, 33: 405-408.
- GALLARDO-MILLÁN, J.L., HIGUERAS, P. y MOLINA, J.M. (1994): Análisis estratigráfico de la "Cuarcita de Criadero" en el Sinclinal de Almadén. *Boletín Geológico y Minero*, 105 (2): 135-145.
- GALLASTEGUI, G., ARAMBURU, C., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L.P. y CUESTA, A. (1992): Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO de España). En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, Mérida, 435-452.
- GARCÍA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M.A., GARCÍA-LÓPEZ, S. y MÉNDEZ-BEDIA, I., Eds. (1979): *Meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy. Guide-book of the field trip*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 41 p.
- GARCÍA-LÓPEZ, S., BRIME, C., VALÍN, M.L., SANZ-LÓPEZ, J., BASTIDA, F., ALLER, J. y BLANCO-FERRERA, S. (2007): Tectonothermal evolution of a foreland fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Iberian Variscan belt, NW Spain). *Terra Nova*, 19 (6): 469-475.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., ARAMBURU, C. y BRIME, C. (1984): Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, 14: 27-33.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., SUÁREZ DE CENTI, C., PANIAGUA, A. y VALENZUELA, M. (1987): Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2: 38-40.
- GIBLING, M.R. (2006): Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 731-770.
- GIETELINK, G. (1973): Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 125-144.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., CORFU, F., MURPHY, B. y SUÁREZ, M. (2007): U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican Quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography. En: U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft y G. Zulauf (eds.). *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. The Geological Society of America, Boulder, Special Paper, 423: 287-296.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., BERNÁRDEZ E., HACAR RODRÍGUEZ, M., MÉNDEZ-BEDIA, I., MONTESINOS LÓPEZ, R., RÁBANO, I., TRUVOLS, J. y VILLAS, E. (1999): Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional). *Acta Geológica Hispánica*, 34: 3-87.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., MÉNDEZ-BEDIA, I., RÁBANO, I. y VILLAS, E. (1996): Rasgos estratigráficos de la sucesión del Ordovícico Superior en Portilla de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, 20: 11-14.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GHENNE, J.-F., BERNÁRDEZ, E. y HACAR, M.P. (2010): Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe? *Geology*, 38: 279-282.
- HARTEVELT, J.J.A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.
- HEIKOOP, J.M., TSUJITA, C.J., RISK, M.J., TOMASCIK, T. y MAH, A.J. (1996): Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia. *Geology*, 24 (8): 759, 762.

- HEINZ, W., LOESCHKE, J. Y VAVRA, G. (1985): Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geologische Rundschau*, 74 (3): 623-639.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942): *Explicación del nuevo Mapa Geológico de España. El Sistema Siluriano*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 2 (1 y 2), 848 p.
- KEGEL, W. (1929): Das Gorlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 81 (1-2): 35-62.
- KELLER, M., BAILBURG, H. Y REUTHER, C.-D. (2008): The transition from passive to active margin sedimentation in the Cantabrian Mountains, Northern Spain: Devonian or Carboniferous? *Tectonophysics*, 461: 414-427.
- KELLER, M., BAHLBURG, H., REUTHER, C.D. Y WEH, A. (2007): Flexural to broken foreland basin evolution as a result of Variscan collisional events in northwestern Spain. En: R.D. Hatcher Jr., M.P. Carlson, J.H. McBride y J.R. Martínez Catalán (eds.). *4D Framework of Continental Crust*. The Geological Society of America, Boulder, Memoir 200: 489-510.
- KELLER, M. Y KRUMM, S. (1992): Evidence of an Upper Ordovician thermo-metamorphic event in the SW-corner of the Cantabrian Mountains (N-Spain). *Estudios Geológicos*, 48: 289-296.
- KELLER, M. Y KRUMM, S. (1993): Variscan versus Caledonian and Precambrian Metamorphic Events in the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 144: 88-103.
- KIMBERLEY, M.M. (1989): Exhalative origins of Iron Formations. *Ore Geology Reviews*, 5: 13-145.
- KIMBERLEY, M.M. (1994): Debate about ironstone: Has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? *Terra Nova*, 6: 116-132.
- LAFERRIERE, A.P., HATTIN, D.E., FOELL, CH.J. Y ABDULKAREEM, T.F. (1986): *The Ordovician-Silurian unconformity in southeastern Indiana*. State of Indiana, Department of Natural Resources. Geological Survey Occasional Paper, 53, 12 p.
- LANGMANN, B. (2013): Volcanic ash versus mineral dust: Atmospheric processing and environmental and climate impacts. *International Scholarly Research Notices, Atmospheric Sciences*, 2013, Article ID 245076, 17 p.
- LAZĂR, I., GRĂDINARU, M. Y PETRESCU, L. (2013): Ferruginous microstromatolites related to Middle Jurassic condensed sequences and hardgrounds (Bucegi Mountains, Southern Carpathians, Romania). *Facies*, 59: 359-390.
- LEYVA, F., MATAS, J., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., GARCÍA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M., GARCÍA-LÓPEZ, S. Y LORENZO ARIAS, P. (1984): *Mapa Geológico de España E. 1:50:000, hoja n.º 129 (La Robla), segunda serie*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- LOTZE, F. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 6: 1-216 (283-498). (Trad. al español: *El Cámbrico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1970, Memorias, 75, 256 p.).
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., HACAR RODRÍGUEZ, M.P., VILLAR ALONSO, P., PÉREZ-ESTAÚN, A. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81 (2): 545-560.
- MARTÍNEZ POYATOS, D., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., PARDO ALONSO, M.V., RÁBANO, I. Y SARMIENTO, G. (2004): Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estratigrafía. La secuencia paleozoica postcámbrica. En: J.A. Vera (ed.). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Ministerio de Educación y Ciencia e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 81-83.
- MCLAUGHLIN, P.I. (2011): Unraveling the Ordovician-Silurian boundary interval in the Upper Midwest – Integrated facies analysis and high-resolution carbon isotope stratigraphy in a sequence stratigraphic framework. *Geological Society of America Annual Meeting in Minneapolis*, octubre 2011, Paper 254-8.
- MEER MOHR, C.G. VAN DER (1969): The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 43: 233-316.
- MEER MOHR, C.G. VAN DER (1983): The lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrión Province in the Cantabrian zone of northwest Spain. *ITC Journal*, 1983 (3): 205-213.
- NAHON, D. (1971): Genèse et évolution des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès: exemple du massif de Ndias (Sénégal Occidental). *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 24 (4): 219-241.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (2005): North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, 89 (11): 1547-1591.
- OELE, E. (1964): Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic Formations in the northern part of the Province of León (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 30: 1-100.
- OGGIANO, G. Y MAMELI, P. (2006): Diamicite and oolitic ironstones, a sedimentary association at Ordovician-Silurian transition in the North Gondwana margin: New evidence from the inner nappe of Sardinia Variscides (Italy). *Gondwana Research*, 9: 500-511.
- OLSSON, H. (2009): *Climate archives and the Late Ordovician Boda Event*. Bachelor Thesis, Department of Geology, Lund University, Berggrundsgeologi, 244, 23 p.
- OWEN, D.E. (1987): Commentary: Usage of stratigraphic terminology in papers, illustrations, and talks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (2): 363-372.

- OWEN, D.E. (2009): How to use stratigraphic terminology in papers, illustrations, and talks. *Stratigraphy*, 6 (2): 106-116.
- PALACIOS, T. (en prensa): Acritarch assemblages from the Oville and Barrios Formations, northern Spain: A pilot proposal of a Middle Cambrian (Series 3) acritarch biozonation in northwestern Gondwana. *Review of Palaeobotany and Palynology*.
- PARGA, J.R. y LUQUE, C. (1971): Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica. *Boletín Geológico y Minero*, 82 (3-4): 94-104 (310-320).
- PENG, S, BABCOCK, L.E. y COOPER, R.A. (2012): *The Cambrian Period*. En: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz y G. Ogg (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, 437-488.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): *Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 92, 149 p.
- 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*. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 92-102.
- POULPIQUET, J. DE (2012): L'arc magnétique ibéro-armoricaine est-il la trace d'un rift avorté d'âge cambro-ordovicien. *Trabajos de Geología*, 32: 76-86.
- RÁCZ, L. (1964): Carbonifereous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (prov. León, NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 31: 1-112 p.
- RAWSON, P.F., ALLEN, P.M., BRECHLEY, P.J., COPE, J.C.W., GALE, A.S., EVANS, J.A., GIBBARD, P.L., GREGORY, F.J., HAILWOOD, E.A., HESSELBO, S.P., KNOX, R.W. O'B, MARSHALL, J.E.A., OATES, M., RILEY, N.J., SMITH, A.G., TREWIN, N. y ZALASIEWICZ (2002): *Stratigraphical Procedure*. Geological Society Professional Handbook, Geological Society, London, 57 p.
- REOLID, M., ABAD, I. y MARTÍN GARCÍA, J.M. (2008): Palaeoenvironmental implications of ferruginous deposits related to a Middle-Upper Jurassic discontinuity (Prebetic Zone, Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 203: 1-16.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., GARCÍA-ÁLCALDE, J.L. y MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J.R. (1985): La sucesión del Devónico superior y Carbonífero inferior en el Sinclinal de Alba (León, NO de España). En: J.L. Escobedo, L.F. Granados, B. Meléndez, R. Pignatelli, R. Rey y R.H. Wagner (eds.). *Compte Rendu du Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Madrid 12-17 septembre 1983*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 133-144.
- ROUAULT, M. (1851): Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découverte dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2ème série, 7: 724-744.
- RUPKE, J. (1965): The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 32: 1-74.
- SAN JOSÉ, M.A., RÁBANO, I., HERRANZ, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992): El Paleozoico Inferior de la Zona Centroibérica meridional. En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, Mérida, 505-521.
- SARMIENTO, G., MÉNDEZ-BEDIA, I., ARAMBURU, C., ARBIZU, M. y TRUYOLS, J. (1994): Early Silurian conodonts from the Cantabrian Zone, NW Spain. *Geobios*, 27 (4): 507-522.
- SCHWARZ, T. y GERMANN, K. (1999): Weathering surfaces, laterite-derived sediments and associated mineral deposits in north-east Africa. En: M. Thiry y R.S. Coincon (eds.). *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publications International Association of Sedimentologists, 27: 367-390.
- SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 7-8: 217-408 (499-690).
- SIMMS, A.R., ANDERSON, J.B., TAHA, Z.P. y RODRÍGUEZ, A.B. (2006): Overfilled versus underfilled incised valleys: Examples from the Quaternary Gulf of Mexico. En: R.W. Dalrymple, D.A. Leckie y R.W. Tillman (eds.). *Incised Valleys in Time and Space*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 85: 117-139.
- SITTER, L.U. DE (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections scale 1:100.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 26: 255-264.
- STAALDUINEN, C.J. VAN (1973): Geology of the area between the Luna and Torio rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 167-205.
- STURESSON, U. (1988): Lower Ordovician ferriferous ooids from the Siljan district, Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, N.S., 12: 109-121.
- STURESSON, U. (1995): Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. *Chemical Geology*, 125: 45-60.
- STURESSON, U. (2003): Lower Palaeozoic iron oolites and volcanism from a Baltoscandian perspective. *Sedimentary Geology*, 159: 241-256.
- STURESSON, U., DRONOV, A. y SAADRE, T. (1999): Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Stonia: a clue to the origin of iron oolites? *Sedimentary Geology*, 123: 63-80.
- STURESSON, U., HEIKOOP, J.M. y RISK, M.J. (2000): Modern and Palaeozoic iron ooids – a similar volcanic origin. *Sedimentary Geology*, 136: 137-146.
- SUÁREZ, A., HEREDIA, N., LÓPEZ DÍAZ, F., TOYOS, J.M., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., GUTIÉRREZ, G., BARDAJÍ,

- T., SILVA, P.G., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L.P., GALLASTEGUI, G., PANIAGUA, A. Y GALÁN, L. (1991): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja n.º 102 (Los Barrios de Luna), segunda serie*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 130 p.
- TOYOS, J.M., SUÁREZ, M.A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. Y SERRANO, L. (2009): Perfil geológico a lo largo del trazado de los Túneles de Pajares. En: L.A. Pando, C. López Fernández y L. de la Rubia (eds.). *Jornadas Técnicas Variante de Pajares*. ADIF - Universidad de Oviedo, Oviedo: 41-52.
- TRUYOLS, J., ARBIZU, M.A., GARCÍA-ALCALDE, J.L., GARCÍA-LÓPEZ, S., MÉNDEZ-BEDIA, I., SOTO, F. Y TRUYOLS-MASSONI, M. (1990): Cantabrian and Palentian Zones. Stratigraphy. The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 10-19.
- VAHER, R., MIIDEL, A., RAUKAS, A. Y TAVAST, E. (2010): Ancient buried valleys in the city of Tallin and adjacent area. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59 (1): 37-48.
- VAN HOUTEN, F.B. (1985): Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic paleogeography. *Geology*, 1: 722-724.
- VILAS, L. (1971): *El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 80, 169 p.
- VILLAS, E., VENNIN, E., ÁLVARO, J.J., HAMAN, W., HERRERA, Z. Y PIOVANO, E.L. (2002): The late Ordovician carbonate sedimentation as a major triggering factor of the Hirnantian glaciation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173: 569-578.
- WILSON, CH.W. (1949): Channels and channel-filling sediments of Richmond age in south-central Tennessee. *Bulletin of the Geological Society of America*, 59: 733-766.
- YOUNG, T.P. (1989): Phanerozoic ironstones: an introduction and review. En: T.P. Young y W.E.G. Taylor (eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publication 46: IX-XXV.