

El Ordovícico Temprano en la Sierra de Famatina (La Rioja, Argentina)

Susana B. ESTEBAN¹

Abstract: *THE EARLY ORDOVICIAN IN THE FAMATINA RANGE (LA RIOJA, ARGENTINA).*- Bodenbender (1911) reported the occurrence of Early Ordovician rocks in the Famatina Range for the first time. He described graptolitic black shales at Peña Negra, and limestones and schists containing trilobites and brachiopods at Río Volcancito (Bodenbender, 1911, 1916). These outcrops were formally assigned to the Lower Tremadoc Volcancito Formation by Harrington (in Harrington and Leanza, 1957). Subsequently, Alderete (1968) described additional fossiliferous sediments at the Portezuelo de La Alumbra Creek, in the southern part of the Famatina Range. Recent stratigraphic and paleontologic analyses have demonstrated that the Peña Negra/Río Volcancito outcrops clearly differ from those of the southern Famatina Range. The marls, sandstones and black shales from the type locality belong to the Volcancito Formation, whereas the fine grained sandstones, siltstones and mudstones from the Portezuelo de La Alumbra Creek are referred to as Bordo Atravesado Formation.

Resumen: *EL ORDOVÍCO TEMPRANO EN LA SIERRA DE FAMATINA (LA RIOJA, ARGENTINA).* Bodenbender (1911) fue el primero en mencionar la presencia de rocas del Ordovícico temprano en la sierra de Famatina. Los afloramientos corresponden a pizarras negras graptolíticas halladas en la Peña Negra y a calizas y esquistos con trilobites y braquiópodos del Río Volcancito (Bodenbender, 1911 y 1916). Las secciones mencionadas por Bodenbender, fueron definidas por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) bajo la denominación de Formación Volcancito del Tremadociano inferior. Sedimentitas fosilíferas de la misma edad fueron halladas con posterioridad en la quebrada del Portezuelo de La Alumbra, extremo sur de la sierra de Famatina (Alderete, 1968). Estudios estratigráficos y paleontológicos de detalle demostraron que los afloramientos de la región Peña Negra-Río Volcancito difieren de los del extremo sur de la sierra de Famatina. Esto ha permitido separar a los mismos como dos unidades litoestratigráficas diferentes. Se mantiene el nombre de Formación Volcancito para las margas, areniscas y pelitas negras de la localidad tipo, mientras que las sedimentitas fosilíferas de la quebrada del Portezuelo de La Alumbra son definidas como Formación Bordo Atravesado.

Key words: Early Ordovician. Volcancito Formation. Bordo Atravesado Formation. La Rioja. Argentina. Stratigraphy. Paleoenvironment.

Palabras clave: Ordovícico temprano. Formación Volcancito. Formación Bordo Atravesado La Rioja. Argentina. Estratigrafía. Paleambiente.

Introducción

Rocas del Ordovícico temprano en la sierra de Famatina se conocen desde comienzos del Siglo XX cuando Bodenbender mencionó la presencia de esquistos negros con *Dictyonema flabelliformis* y *Staurogaptus dichotomus* (Bodenbender, 1911). Con posterioridad, durante el estudio del Nevado de Famatina citó esquistos graptolíticos en el “Peñón negro” y calizas portadoras de trilobites y braquiópodos (*Agnostus* y *Obolus*) en el valle del río Volcancito (Bodenbender, 1916). La fauna presente, permitió a Bodenbender asignar estos niveles al “cambriano superior o siluriano inferior” y determinar que las capas con trilobites se encontraban en un nivel estratigráfico más inferior a los estratos con graptolitos.

¹ Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina. E-mail: insugeo@unt.edu.ar

La sección de río Volcancito fue descrita muchos años después por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) y considerada el perfil tipo de la Formación Volcancito. En dicho perfil Harrington diferenció un tramo inferior de pizarras limosas, margas y calizas con una importante asociación de trilobites, y un tramo superior constituido exclusivamente por lutitas negras ricas en graptolitos. Destacó además que las pizarras negras con graptolitos estaban presentes también en la localidad de Peña Negra tal como lo mencionara muchos años antes Bodenbender (1911).

Una década más tarde, Alderete (1968) describió la presencia de rocas portadoras de trilobites tremadocianos en la quebrada del Portezuelo de La Alumbra (extremo sur de la sierra de Famatina). Este pequeño afloramiento fue asignado por Alderete a la Formación Volcancito, en base a la fauna presente.

Estudios estratigráficos y sedimentológicos detallados realizados en los últimos años por la autora, han documentado la diversidad de los afloramientos asignados a la Formación Volcancito (Esteban, 1989, 1996, 1999; Gutiérrez-Marco y Esteban, 2003, en prensa; Tortello y Esteban, 1995, 1997, 1999, 2003a). Esto ha permitido separar a los mismos en dos unidades litoestratigráficas diferentes y restringir el nombre de Formación Volcancito, como fuera definida originalmente, a la sección de Río Volcancito – Peña Negra.

En el presente trabajo se da a conocer la estratigrafía propuesta para los depósitos del Ordovícico temprano del Sistema de Famatina a la luz de los nuevos hallazgos.

Estratigrafía del Ordovícico temprano de la sierra de Famatina

FORMACIÓN VOLCANCITO (HARRINGTON, EN HARRINGTON Y LEANZA, 1957)

A partir de las investigaciones recientes se ha optado por restringir el nombre de Formación Volcancito, a los depósitos aflorantes en el flanco oriental de la sierra de Famatina (región de Río Volcancito-Peña Negra) y dividirlos en dos miembros en base a las características litológicas (Figs. 1 a y b; 2A, B y C). Las sedimentitas epiclásticas y carbonáticas que afloran exclusivamente en el cauce profundo del Río Volcancito, 1500 m aguas abajo del puesto Volcancito, son definidas como el Miembro Filo Azul. En tanto que las pelitas negras graptolíferas que se le superponen, que afloran tanto en el Río Volcancito como en la Peña Negra del Río Achavil, son definidas como Miembro Peña Negra (Esteban, 1999; Albanesi *et al.*, 2005).

En esta región, la Formación Volcancito se dispone en una faja larga y angosta, de orientación meridiana que se extiende desde la Peña Negra del Río Achavil (en el norte) hasta el filo Azul (en el sur) (Fig. 1a). Esta faja está representada por asomos aislados ubicados preferentemente en ambas márgenes del Río Volcancito y en el valle superior del Río Achavil. El resto se encuentra cubierto por material de acarreo y morenas cuaternarias de la pampa de la Peña Negra.

En su definición original, no fue caracterizado ningún perfil tipo para la Formación Volcancito, aunque su espesor fue estimado en 350 m. Estudios posteriores han demostrado que los niveles de pelitas negras con graptolitos de Río Volcancito y Peña Negra son complementarios y que la sección de Río Volcancito incluye los niveles más modernos (Gutiérrez-Marco y Esteban, en prensa). Teniendo en cuenta esto, se puede estimar el espesor de la Formación Volcancito, para el área tipo, en aproximadamente 610 m.

La Formación Volcancito está en contacto tectónico con la subyacente Formación Negro Peinado, contacto que puede ser observado aguas abajo del Río Volcancito (Toselli, 1975; Esteban, 1999). En cuanto al techo, una discordancia la separa de las sedimentitas neopaleozoicas en el tramo superior del río antes mencionado (Esteban, 1999).

MIEMBRO FILO AZUL

El área tipo del Miembro Filo Azul se ubica sobre el flanco oriental de la sierra de Famatina en la región de Río Volcancito. El estratotipo se ha definido sobre la margen izquierda del Río Volcancito, 1500 m aguas abajo del puesto homónimo, donde queda expuesta una sucesión de alrededor de 170 m de espesor (Esteban, 1999; Albanesi *et al.* 2005) (Fig. 2a). (1b)

La base de este miembro se ubica por encima de la falla que separa estas rocas de las metamorfitas de la Formación Negro Peinado. El límite superior se dispone donde los potentes paquetes de lutitas negras lamosas del Miembro Peña Negra, reemplazan a las pelitas y areniscas del Miembro Filo Azul.

Si bien este miembro está constituido por afloramientos de distribución relativamente restringida, se han detectado exposiciones a ambos lados del Río Volcancito donde estos depósitos comprenden margas (Facies A) y pelitas (Facies E) generalmente laminadas con areniscas muy finas limosas (Facies B), areniscas carbonáticas medianas a gruesas masivas (Facies C) y areniscas carbonáticas y limolitas con estratificación entrecruzada hummocky (Facies D) interestratificadas.

Estas facies se han reunido en dos asociaciones que representan dos subambientes dentro de un sistema de plataforma. La asociación de facies 1 está integrada por margas finamente laminadas (Facies A) o pelitas masivas y laminadas (Facies E) con intercalaciones delgadas de areniscas muy finas limosas masivas y/o laminadas (Facies B), que corresponden a una plataforma externa. La asociación de facies 2 incluye pelitas masivas y laminadas (Facies E) y delgados bancos de areniscas medianas a gruesas masivas (Facies C) y areniscas y limolitas con estratificación entrecruzada hummocky (Facies D) representando una zona con caracteres transicionales hacia una plataforma interna.

La asociación de plataforma externa está constituida principalmente por estratos de grano muy fino son el tramo inferior de la secuencia casi exclusivamente carbonáticos (Facies A), en tanto que en el tramo superior predominan los sedimentos pelíticos epiclásticos (Facies E). La disposición de las facies en la asociación 1 sugiere que la depositación del material en suspensión, fue interrumpida por depósitos más gruesos de génesis episódica que recuerdan a los originados por corrientes de turbidez inducidas por tormenta. Los depósitos típicos de tormenta están ausentes en esta asociación y los únicos depósitos de génesis episódica corresponden a las areniscas limosas masivas y/o laminadas de la facies B.

En el tramo inferior del perfil de Río Volcancito, los depósitos de la plataforma externa muestran un color oscuro reflejo de un ambiente pobre en oxígeno. La falta de una buena oxigenación en el fondo marino es corroborada por la presencia de elementos de la Biofacies de Olénidos, la cual según Fortey (1985) representa un ambiente caracterizado por un bajo contenido de oxígeno. Hacia el techo de la secuencia, estos depósitos cambian a un color verdoso indicando un aumento en el nivel de oxigenación de la cuenca.

La asociación de plataforma con caracteres transicionales se encuentra representada principalmente en la parte media del perfil en donde aumenta el contenido de sedimentos de grano más grueso y los niveles pelíticos han quedado reducidos a capas muy delgadas. El rasgo más distintivo de esta asociación es la presencia de bancos arenosos con estratificación entrecruzada hummocky y areniscas medianas a gruesas con fragmentos de braquiópodos y trilobites. En este sector de la plataforma se intercalan los primeros depósitos con caracteres distintivos de tempestitas, aunque la estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo, el delgado espesor de los bancos y la ausencia de amalgamación entre capas permite considerar a estos depósitos mayormente distales y ligeramente por encima de la base de olas de tormenta. Asociados a las tempestitas distales, aparecen los primeros depósitos de flujos en masa portadores de abundantes fragmentos fósiles constituyendo bancos de tipo coquinoideos (Facies C).



Fig. 2. **A.**- Vista del perfil tipo del Miembro Filo Azul de la Formación Volcancito aflorante sobre la margen izquierda del Río Volcancito. **B.**- Vista del perfil tipo del Miembro Peña Negra de la Formación Volcancito en la región del Río Achavil. **C.**- Afloramiento del Miembro Peña Negra en la región de Río Volcancito mostrando los niveles superiores de dicho miembro. **D.**- Vista del perfil tipo de la Formación Bordo Atravesado en el tramo medio de la quebrada del Portezuelo de La Alumbreira.

MIEMBRO PEÑA NEGRA

El área y el perfil tipo del Miembro Peña Negra se ubican en la comarca homónima, localizada sobre la margen izquierda del Río Achavil en su tramo superior (Fig.2B y C). El perfil tipo tiene un espesor de 260 m, mientras que en las cercanías de puesto Volcancito se ha medido un espesor de alrededor de 180 m.

El límite inferior del Miembro Peña Negra puede observarse en el cauce profundo del Río Volcancito, donde las lutitas negras lamosas apoyan sobre las pelitas y areniscas del tope del Miembro Filo Azul. Por su parte, el límite superior está cubierto por depósitos cuaternarios.

Este miembro está representado en su mayoría por lutitas arcillosas gris oscura a negras muy finamente laminadas (Facies A) con fangolitas masivas (Facies B) muy subordinadas, interpretadas como depositadas en un ambiente más profundo (Fig. 1b). De acuerdo a la asociación graptolítica presente en las lutitas negras se ha considerado que dichos sedimentos se habrían acumulado en el talud superior de un sistema marino abierto (Gutiérrez-Marco y Esteban, en prensa).

La asociación de facies muestra una depositación del material fino por decantación y una sedimentación episódica a partir de corrientes de turbidez fangosas, que acumulan depósitos de grano más grueso de manera muy subordinada.

La presencia de estas facies por encima de depósitos típicos de plataforma, estaría indicando una profundización de la cuenca, la cual viene acompañada por una disminución en el contenido de oxígeno en la interface agua-sedimento. La deficiencia de oxígeno queda evidenciada por la coloración oscura de las rocas y la preservación de la fina laminación ante la ausencia de fauna bentónica capaz de perturbar el sedimento. De acuerdo al esquema de biofacies relacionadas con el oxígeno de Bottjer y Savrda (1993) y teniendo en cuenta las características de la facies A, se puede considerar a la misma

dentro de la biofacies exaeróbica. No obstante, recientemente se ha considerado que la depositación del Miembro Peña Negra coincide con áreas de *upwelling* donde afloran corrientes oceánicas profundas y disaeróbicas, muy ricas en nutrientes (Gutiérrez-Marco y Esteban, en prensa.)

Paleontología y edad de la Formación Volcancito

El perfil tipo del Miembro Filo Azul ha proporcionado en su tramo basal una importante asociación de trilobites agnóstidos y olénidos perteneciente a la Biozona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* (Harrington y Leanza, 1957). A partir de nuevas colecciones, Tortello y Esteban (1997) asignaron los niveles inferiores de la sección de Río Volcancito al Cámbrico Superior tardío. Por otra parte, el hallazgo hacia el techo de la secuencia del trilobite *Jujuyaspis keideli* y graptolitos del grupo de *Rhabdinopora flabelliformis* han permitido asignar dicho tramo al Tremadociano basal (Tortello y Esteban, 1998, 1999).

La presencia de trilobites diagnósticos del Cámbrico cuspidal en el tramo inferior y graptolitos y trilobites característicos del Ordovícico basal en el tramo superior, convierte a la sección del Miembro Filo Azul en un referente bioestratigráfico de importancia regional para la transición Cámbrico-Ordovícico (Tortello y Esteban, 1998, 1999).

Una aproximación más precisa de dicho límite ha sido realizada a partir de la fauna de conodontes hallada en la sección de Río Volcancito, en donde se ha podido reconocer una sucesión de cinco biozonas: *Cordylodus proavus*, *C. "intermedius"*, *C. lindstromi*, *Iapetognathus* y *Cordylodus angulatus* (Albanesi *et al.*, 1999). El límite ha sido tentativamente ubicado a 85 m de la base del perfil de Río Volcancito coincidente con la primera aparición del conodonte *Iapetognathus aengensis* (Albanesi *et al.*, 1999, 2000a).

Además de los microfósiles mencionados, Astini (2001) ha descrito para distintos niveles de la sección de Río Volcancito la presencia de algas calcáreas asignadas a los géneros *Nuia* y *Girvanella*.

Con respecto al Miembro Peña Negra, las lutitas negras son portadoras de una abundante fauna de graptolitos, acompañada solo en unos pocos niveles por restos de esponjas hexactinélidas correspondientes al género *Protospongia* (Esteban y Rigby, 1998).

Entre los graptolitos, las formas dendroideas constituyen el elemento exclusivo, en donde el género *Rhabdinopora* tiene una importante presencia a veces asociado con anisograptidos. En base a la graptofauna, se asigna el tramo inferior del perfil tipo del Miembro Peña Negra al Tremadociano inferior alto (biozonas de *Anisograptus matanensis* y *Rhabdinopora flabelliformis anglica*), mientras que el tramo superior se correlaciona probablemente con la parte basal del Tremadociano superior (Biozona de *Adelograptus*) (Gutiérrez-Marco y Esteban, 2003; en prensa).

Formación Bordo Atravesado (Esteban, 2002)

Las diferencias litológicas y faunísticas existentes entre las rocas ordovícicas del extremo sur de la sierra de Famatina y las aflorantes en la región de Río Volcancito-Peña Negra, ha permitido separar a estos afloramientos como dos unidades diferentes.

En un primer momento, el afloramiento de la quebrada del Portezuelo de La Alumbra (extremo sur de la sierra de Famatina) fue asignado por Alderete (1968) a la Formación Volcancito, por contener trilobites del Tremadociano inferior. Esteban (1999) propuso incluir estas rocas como el miembro superior de la Formación Volcancito, para lo cual extendió la edad de esta unidad hasta el Tremadociano superior. Recientemente, se ha separado a los afloramientos de la quebrada del Portezuelo de La Alumbra como una unidad diferente, ubicada estratigráficamente por encima de la Formación Volcancito (= Formación Bordo Atravesado, Esteban, 2002).

La Formación Bordo Atravesado corresponde a un paquete sedimentario de 160 m de espesor de rocas siliciclásticas de grano fino y color oscuro, que han sido afectadas por metamorfismo de muy bajo grado. Dicha unidad no constituye una faja continua sino por el contrario está caracterizada por lomadas bajas con afloramientos discontinuos, los cuales se encuentran intruidos por numerosos cuerpos porfíricos de composición riolíticos-dacíticos asignados al Ordovícico medio (Toselli *et al.*, 1996). La base de la Formación Bordo Atravesado se encuentra en contacto tectónico con andesitas terciarias (Alderete, 1968) mientras que su techo está separado por una discordancia de las sedimentitas neopaleozoicas del Grupo Paganzo (Esteban, 1989).

La sección tipo de esta unidad ha sido definida en el tramo medio de la quebrada y sobre su margen derecha, donde está expuesta la sección estratigráfica más completa (Figs. 1 c y d; 2D). En el perfil tipo se han reconocido cuatro facies sedimentarias constituidas por limolitas arcillosas masivas o laminadas (Facies A), cuplas arena fina/limo (Facies B), limolitas y areniscas con estratificación entrecruzada hummocky (Facies C) y areniscas limosas masivas (Facies D). Dichas facies han sido reunidas en dos asociaciones que representan dos subambientes dentro de un sistema de mar abierto.

La asociación de facies 1 está presente en gran parte del perfil tipo de la Formación Bordo Atravesado y comprende mayormente limolitas arcillosas (Facies A) portadoras de una fauna dominada por trilobites ciclopígidos (Esteban, 1996; Tortello y Esteban 2003a). Interestratificados a las limolitas están los bancos de areniscas/limolitas (Facies B) y areniscas limosas masivas (Facies D). La distribución de facies sugiere una depositación a partir de la caída de material en suspensión sobre una plataforma relativamente profunda, la cual fue interrumpida por aportes episódicos de material más grueso relacionado a corrientes de turbidez generadas por tormentas y a flujos de deslizamiento gravitatorio. No fue observada en esta asociación la presencia de estructuras físicas que evidencien el retrabajo por parte de las olas.

Los datos sedimentológicos y paleontológicos sugieren que la asociación de facies 1 registra depositación en una plataforma externa, por debajo de la base de olas de tormenta. La abundancia en la misma de sedimentos oscuros finamente laminados, así como la presencia de organismos planctónicos (ciclopígidos y filocáridos) asociados a una biota bentónica caracterizada por formas ciegas o casi ciegas, sugieren una depositación en un ambiente marino profundo, deficiente en oxígeno. Sin embargo, la presencia dentro de la facies A de niveles verdosos mostrando una escasa bioturbación (*Trichichnus*, *Gyrophyllites* y *Tomaculum*, Esteban, 2001), podría estar indicando un mejoramiento relativo en las condiciones de oxigenación con respecto al resto de la secuencia.

La asociación de facies 2 incluye limolitas arcillosas masivas o laminadas (Facies A) con bancos delgados de areniscas y limolitas con estratificación entrecruzada hummocky (Facies C). Esta asociación está presente en la parte inferior y superior de la secuencia en donde constituye paquetes de 10 m y de 20 m de potencia respectivamente. El rasgo más distintivo de esta asociación es la presencia de capas con estratificación entrecruzada hummocky que evidencian la acción de tormentas. Teniendo en cuenta el delgado espesor (5 cm) de las capas de tormenta así como la fina litología y la ausencia de amalgamiento de los bancos, se interpreta a estos depósitos como tempestitas distales dentro del área de influencia de las olas. La presencia de pequeñas valvas desarticuladas dentro de la facies C, indicando un origen mecánico de acumulación, es una evidencia más para interpretar a esta facies como producto de una rápida depositación dentro de la plataforma.

La asociación de facies 2 estaría indicando la alternancia de periodos de sedimentación normal, con suspensión de material fino, y breves episodios de tormentas en un área de la plataforma ubicada ligeramente por encima de la base de olas tormentas.

Paleontología y edad de la Formación Bordo Atravesado

Los primeros trabajos llevados a cabo en las sedimentitas ordovícicas de la quebrada del Portezuelo de La Alumbra, mencionan el descubrimiento de escasos trilobites fragmentarios, los cuales fueron referidos al Tremadociano temprano (De Alba 1956; Alderete 1968). En la última década, material paleontológico adicional ha provisto mayor información bioestratigráfica: los registros del género de ciclopígidos *Degamella* (Esteban 1996) junto con *Corrugatagnostus* (Tortello y Esteban, 1995) y diversos filocáridos (Aceñolaza y Esteban, 1996) han sugerido una edad más joven que el tremadociano temprano para estos afloramientos.

La edad de la Formación Bordo Atravesado ha sido precisada mediante el hallazgo de una asociación de conodontes, de baja abundancia y diversidad, cerca de la base del perfil tipo. Esta fauna ha sido asignada a la Biozona de *Paltodus deltifer* del Tremadociano tardío (Albanesi *et al.*, 2000b). Una edad similar ha sido propuesta por Tortello y Esteban (2003a) a partir del estudio de una asociación de trilobites obtenida en el tramo superior de la secuencia. En esta última asociación, constituida tanto por formas pelágicas como bentónicas, los ciclopígidos son el elemento dominante y comprenden la biofacies de ciclopígidos más temprana del registro (Tortello y Esteban, 2003a).

Recientemente, se descubrieron en la Formación Bordo Atravesado restos de graptolitos planctónicos (*Kiaerograptus* spp. y *Paradelograptus* spp.) asignados a la Zona de *Kiaerograptus* del Tremadociano tardío (Albanesi *et al.*, 2005) y un graptolito bentónico resedimentado citado como *Dictyonema?* cf. *D. cordillerensis* (Gutiérrez-Marco y Esteban, en prensa).

Marco tectónico y paleogeográfico de las formaciones Volcancito y Bordo Atravesado

El significado geotectónico de la Formación Volcancito es un tema mucho más complejo que el de las unidades ordovícicas más jóvenes del Sistema de Famatina, con clara influencia volcánica. Aunque algunos autores interpretan la presencia de un arco volcánico ya en el Ordovícico basal para la región de Famatina (Clemens, 1993; Mannheim, 1993; Benedetto y Astini, 1993 y Astini *et al.*, 1995), las evidencias en favor del mismo no son en principio contundentes.

Si bien Pankhurst *et al.* (1998) confirmaron una actividad magmática tremadociana (SHRIMP data 490 +/- 5Ma) relacionada a una zona de subducción en el margen gondwánico protoandino, estudios posteriores llevados a cabo en las sedimentitas del Ordovícico temprano del Famatina (formaciones Volcancito y Bordo Atravesado) han demostrado que no existen fragmentos máficos o volcánicos en estas rocas (Zimmermann y Esteban, 2002). Por otra parte, la fauna graptolítica hallada en el Miembro Peña Negra de la Formación Volcancito revela que la sedimentación de esta unidad tuvo lugar en un ambiente profundo y oceánico previo a la emersión del arco volcánico que definió la cuenca arenigiana famatiniana (Gutiérrez-Marco y Esteban, en prensa). Además, la presencia de trilobites ciclopígidos en la Formación Bordo Atravesado indican que durante el Tremadociano superior la Cuenca de Famatina representaba una cuenca marina abierta. De acuerdo a Fortey (1985) y Fortey y Owens (1987), los ciclopígidos están asociados a lugares continentales periféricos con acceso libre a los océanos abiertos (Fortey y Owens, 1987).

Desde el punto paleogeográfico, en los últimos años se viene postulando al Famatina como un terreno independiente a Gondwana, acrecionado al margen protoandino antes de la formación y colisión de la Precordillera (Astini *et al.*, 1995, Ramos 1999, 2000). Esta hipótesis ha sido sustentada por datos biogeográficos, en especial la caracterización de asociaciones de conodontes, trilobites y braquiópodos interpretadas como de aguas cálidas a templadas, cuyas afinidades implicarían co-

nexiones con las faunas de Precordillera y Laurentia (Benedetto, 1998), y el reciente hallazgo de algas calcáreas (*Nuia* y *Girvanella*) en el Miembro Filo Azul de la Formación Volcancito indicativas de una depositación en aguas cálidas (Astini, 2001). Este último hallazgo ha permitido postular para el Famatina una posición en bajas latitudes, al menos durante el Cámbrico tardío - Tremadociano temprano (Astini, 2001). Sin embargo, las asociaciones de conodontes del perfil de Río Volcancito (Miembro Filo Azul) no incluyen ninguno de los elementos característicos de la provincia del Continente Medio, propio de aguas cálidas y someras como las cuencas epicratónicas de Laurentia o las facies carbonáticas de la Precordillera (Albanesi *et al.*, 1999). Por el contrario, resultan ser comparables a las de otras localidades contemporáneas de la Cordillera Oriental (formaciones Lampazar y Cardonal) asignadas a los ambientes de “transición” (Transitional Faunal Realm) entre aguas frías y cálidas a lo largo del margen gondwánico (Albanesi *et al.* 1999, 2000a). Así también, la fauna de trilobites del mencionado perfil, asignada a la Biozona de *Parabolina (N.) frequens argentina* muestra una marcada afinidad con las de la Formación Lampazar en la sierra de Cajas (Cordillera Oriental) indicando un intercambio fluido entre comunidades coetáneas a través del margen gondwánico sudamericano (Tortello y Esteban, 1999, 2003b). Otra evidencia faunística, acerca de la posición de la Cuenca de Famatina en el margen gondwánico para el Ordovícico basal, es la presencia de una genuina biofacies de trilobites ciclopígidos en la Formación Bordo Atravesado (Tortello y Esteban, 2003a). Durante el Ordovícico temprano esta facies fue confinada a altas latitudes en zonas marginales del Gondwana (Fortey y Owens, 1987).

Consideraciones finales

Bodenbender fue el primero en observar rocas del Ordovícico temprano en el Sistema de Famatina. La presencia del graptolito *Dictyonema flabelliformis* en los esquistos del Peñón Negro, permitió a dicho autor considerar a estas rocas del Cambriano o Siluriano (en esa época el Siluriano correspondía al Ordovícico). Posteriormente, comprobó que las rocas de esa edad en la sierra de Famatina comprendían los esquistos negros con graptolitos y rocas carbonáticas con trilobites (“*Agnostus*”, “*Obolus*”) las cuales posiblemente eran más antiguas que los esquistos con graptolitos.

En la actualidad, bajo los nuevos estudios estratigráficos y paleontológicos se ha podido reconstruir la estratigrafía del Ordovícico temprano del Sistema de Famatina. La unidad más antigua corresponde a la Formación Volcancito cuyo perfil tipo comprende la sección de Río Volcancito tal como lo mencionara Harrington (en Harrington y Leanza, 1957). Las diferencias litológicas y paleontológicas observadas, ya desde la época de Bodenbender, en las rocas del Famatina han permitido definir formalmente dos miembros dentro de la Formación Volcancito. El más antiguo corresponde al Miembro Filo Azul y está representado por los depósitos siliciclásticos y carbonáticos con trilobites, graptolitos y conodontes del Cámbrico tardío-Tremadociano inferior. El más moderno ha sido denominado Miembro Peña Negra y está constituido casi exclusivamente por pelitas negras con una abundante fauna de graptolitos del Tremadociano inferior tardío a posiblemente Tremadociano superior temprano.

Los afloramientos de la quebrada del Portezuelo de La Alumbra (extremo sur de la sierra de Famatina) constituyen depósitos más jóvenes que los del Río Volcancito-Peña Negra y de acuerdo a su fauna de conodontes, trilobites y graptolitos representan al Tremadociano superior. El rango litoestratigráfico de estas rocas ha sido reformulado recientemente pasando a constituir la denominada Formación Bordo Atravesado.

Referencias

- Aceñolaza, F.G. y Esteban, S. B. 1996. Filocáridos (Crustácea) en el Tremadociano del Sistema de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *XII Congreso Geológico Boliviano, Memorias* 1: 281-288.
- Albanesi, G. L., Esteban, S.B. y Barnes, C.R., 1999. Conodontes del intervalo del límite Cámbrico-Ordovícico en la Formación Volcancito, Sistema de Famatina, Argentina. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26: 521- 526.
- Albanesi, G.; Barnes, C. y Hünicken, M. 2000a. Conodont paleobiogeography of the Iapetus Ocean in the Cambrian-Ordovician boundary interval. *31st International Congress, Rio de Janeiro, Brazil, Abstracts*, CD.
- Albanesi, G.L.; Esteban, S.B.; Hunicken, M. y Barnes, C.R. 2000b. Las biozonas de conodontes de la Formación Volcancito (Cámbrico tardío-Ordovícico temprano), Sistema de Famatina, noroeste de Argentina. *Ameghiniana Suplemento* 37 (4): 145.
- Albanesi, G.L.; Esteban, S.B.; Ortega, G.; Hunicken, M.A. y Barnes, C.R. 2005. Bioestratigrafía y ambientes sedimentarios de las Formaciones Volcancito y Bordo Atravesado (Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior), Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja, Argentina. En: Dahlquist, J.; Rapela, C. y Baldo, E. (eds.) *Geología de la Provincia de La Rioja (Precámbrico-Paleozoico Inferior)*. Publicación Especial de la Asociación Geología Argentina, Serie D; Publicación Especial 8: 41-64.
- Alderete, M. 1968. *Geología de la quebrada del Portezuelo de La Alumbra, Cuesta de Miranda, La Rioja*. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito. 31 pp.
- Astini, R. 2001. Las algas calcáreas *Nuia* y *Girvanella* a través de la transición cambro-ordovícica (Formación Volcancito) en el Famatina: significado paleoambiental y paleogeográfico. *Ameghiniana*, 38: 243-255.
- Astini, R.; Benedetto, L. y Vaccari, N. 1995. The early paleozoic evolution the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Bulletin of the Geological Society America*, 107: 253-273.
- Benedetto, J.L. y Astini, R.A. 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. *Second International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, 501-504.
- Benedetto, J.L. 1998. Early Paleozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 57-83.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 19 (1): 5-221.
- Bodenbender, G. 1916. El Nevado de Famatina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 21: 100-182.
- Bottjer, D. y Savrda, C. 1993. Oxygen-related mudrocks biofacies. *Sedimentology Review*/1, 92-102.
- Clemens, K. 1993. Sedimentología, proveniencia y desarrollo geotectónico del Sistema de Famatina en el Noroeste de Argentina durante el Paleozoico Inferior. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 1: 310-320.
- De Alba, E. 1956. Acerca de la edad del granito de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11: 76-79.
- Esteban, S.B. 1989. *Geología de la región de Bordo Atravesado, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán, 1- 155 (inédita).
- Esteban, S.B. 1996. Los primeros trilobites ciclopípidos en el Ordovícico de Argentina (Formación Volcancito, Sistema de Famatina). *Ameghiniana*, 33 (1): 57-64.
- Esteban, S.B. 1999. *Estratigrafía, geología sedimentaria y Paleontología del Ordovícico basal del Sistema de Famatina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán, 1-189 (inédita).
- Esteban, S.B. 2001. Estructuras biogénicas en facies de grano fino del Tremadociano Superior (Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina). *IV Reunión Argentina de Icnología y Segunda Reunión de Icnología del Mercosur, Resúmenes*: 40.
- Esteban, S.B. 2002. The early Ordovician in the Sistema de Famatina: stratigraphic and geotectonic framework. En: Aceñolaza, F.G. (ed.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Serie Correlación Geológica, 16: 27-40.
- Esteban, S. y Rigby, J. K. 1998. Hexactinellid sponges from the Lower Tremadocian Volcancito Formation, Famatina Range, Northwestern Argentina. *Brigham Young University Geology Studies*, 43: 1-7.
- Fortey, R.A. 1985. Pelagic trilobites as an example of deducing the life habits of extinct arthropods. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 76: 219-230.
- Fortey, R.A. y Owens, R.M. 1987. The Arenig Series in South Wales: stratigraphy and palaeontology. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 41: 69-307.
- Gutiérrez-Marco, J.C. y Esteban, S.B. 2003. Reappraisal of the Tremadocian graptolite sequence of the Famatina System, NW Argentina. En: Ortega, G. y Aceñolaza, G.F. (eds.) *Proceedings of the 7th International Graptolite Conference, Serie Correlación Geológica*, 18: 39-44.
- Gutiérrez-Marco, J.C. y Esteban, S.B. en prensa. Graptolitos del Tremadociense (Ordovícico Inferior) de la Formación Volcancito, Sistema de Famatina (La Rioja, Argentina). *Revista Española de Paleontología*.
- Harrington, H. y Leanza, A., 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Department of Geology University of

Kansas, Special Publication 1, 276 pp.

Mannheim, R. 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema del Famatina. Noroeste de Argentina.

XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 147-155.

Pankhurst, R.; Rapela, C.; Saavedra, J.; Baldo, E.; Dahlquist, J.; Pascua, I. y Fanning, C. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 181-217.

Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Anales del Instituto de Geología y Recursos Naturales, 29: 715-784.

Ramos, V.A. 2000. The Southern Central Andes. En: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, 561-604.

Tortello, M. F. y Esteban, S. B. 1995. Un trilobite agnóstico en el Ordovícico de la región de Bordo Atravesado (Cuesta de Miranda), Provincia de La Rioja, Argentina. *VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 271-275.*

Tortello, M. F. y Esteban, S. B. 1997. Significado bioestratigráfico de una asociación de trilobites del tramo basal de la Formación Volcancito (Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina). *Ameghiniana*, 34 (3): 265-270.

Tortello, M. F. y Esteban, S. B. 1998. La transición Cámbrico-Ordovícica en la Formación Volcancito (Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina). *VII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes*, 93.

Tortello, M. F. y Esteban, S. B. 1999. La transición Cámbrico-Ordovícica en la Formación Volcancito (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). *Ameghiniana*, 36 (4): 371-387.

Tortello, M.F. y Esteban, S. 2003a. Lower Ordovician stratigraphy and trilobite faunas from the southern Famatina Range, La Rioja, Argentina. *Special Papers in Palaeontology*, 70: 213-239.

Tortello, M.F. y Esteban, S.B. 2003b. Trilobites del Cámbrico tardío de la Formación Lampazar (sierra de Cajas, Jujuy, Argentina). Implicancias bioestratigráficas y paleoambientales. *Ameghiniana*, 40 (3): 323-344.

Toselli, G. 1975. *Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito, Sierra de Famatina, provincia de La Rioja*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 1-170 (inérita).

Toselli, A.; Durand, F.; Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 443-462.*

Zimmermann, U. y Esteban, S. 2002. Provenance and facies of the Volcancito Formation, Famatina Range (Northwestern Argentina). *XV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 786-791*. Buenos Aires.

Recibido: 23 de agosto de 2004

Aceptado: 14 de octubre de 2004

