

ESTRATIGRAFIA, PALEONTOLOGIA Y EDAD DE LA FORMACION LAS VENTANAS (NEOPROTEROZOICO, URUGUAY)

Gonzalo BLANCO¹ y Claudio GAUCHER²

¹Department of Geology, University of Johannesburg, Auckland Park 2006, Johannesburg, South Africa.
blancogonzalo2@yahoo.com.ar

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay.
gaucher@chasque.apc.org

Resumen: Se analiza la estratigrafía, paleontología y edad de la Formación Las Ventanas (FmLV). El área tipo de afloramiento de la FmLV corresponde a un gran sinclinal (Sinclinal del Cerro Las Ventanas) con eje buzante al S20W. Se describe la litoestratigrafía para la FmLV separándola en los siguientes miembros (de base a tope): Miembro La Rinconada, Miembro Quebrada de Viera, y Miembro El Perdido. El Miembro La Rinconada se compone principalmente de coladas basálticas y brechas volcánicas. El Miembro Quebrada de Viera se caracteriza por potentes depósitos de conglomerados polimícticos y areniscas subordinadas. El tope de la FmLV (Miembro El Perdido) lo ocupan pelitas con laminación conspicua y mostrando evidencias de ambiente disóxicos en la cima. Por primera vez se correlacionan afloramientos en torno a la ciudad de Minas con la FmLV, mostrando una evolución de facies proximales a distales de sur a norte y de oeste a este. La formación representa una secuencia grano y estrato decreciente, evolucionando de un ambiente continental dominado por abanicos aluviales a un ambiente marino somero con la ocurrencia de tempestitas. La paleopendiente fue importante, como lo indican las estructuras sedimentarias y la petrografía de conglomerados y areniscas. Una asociación de microfósiles de pared orgánica ocurre en la FmLV, a saber: *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. minutissima*, *Lophosphaeridium* sp., *Soldadophycus bossii*, *S. major*, *Soldadophycus* sp. y *Vendotaenia* sp. La asociación se destaca por su baja diversidad, abundancia de *Leiosphaeridia* y el gran tamaño de los esferomorfo (hasta 400 μ m). Se describen asimismo estructuras de biomasas (*wrinkle structures*) del Miembro El Perdido. En base a los microfósiles se le asigna a la FmLV una edad más probable Ediacareense (Vendiano inferior, ca. 600 Ma). La Formación Playa Hermosa puede ser una facies lateral de la FmLV, o bien encontrarse estratigráficamente por encima de la misma. De acuerdo al contenido micropaleontológico de la FmLV, se postula una cercanía temporal con el Grupo Arroyo del Soldado, posiblemente anterior al mismo. El ambiente geotectónico más probable para la FmLV es extensional, y específicamente de rift. En favor de esta hipótesis se cita el vulcanismo bimodal sinsedimentario, las fuertes paleopendientes, importantes espesores de depósitos psefíticos y la evolución de ambientes continentales a marinos. Se asocian a este evento extensional el haz de diques máficos de Nico Pérez (581 \pm 13 Ma) y el Batolito de Puntas del Santa Lucía (633 \pm 10 Ma), indicando que el régimen tectónico imperante en el Terreno Nico Pérez entre 633 y 580 Ma fue claramente extensional.

EXTENDED ABSTRACT

Stratigraphy, paleontology and age of Las Ventanas Formation (Neoproterozoic, Uruguay)

Las Ventanas Formation (FmLV), defined and mapped by Midot (1984), is composed by a thick, fining-

and thinning-upward sequence covering an area in excess of 120 km² of the southern Nico Perez Terrane, Uruguay (Fig. 1). The structure in its type area corresponds to an ample syncline (Cerro Las Ventanas Syncline) with an axis oriented S20W (Figs. 2, 7f). Las Ventanas Formation is here subdivided into the following members: La Rinconada Member, Quebrada de Viera

Member and El Perdido Member (Figs. 2, 4-5). La Rinconada Member is made up of basic volcanics, mainly basalts, vulcanoclastic breccias and subordinate basic tuffs, reaching 500 m in thickness (Fig. 6). It is overlain with erosional unconformity by the Quebrada de Viera Member, which is composed by polymictic conglomerates, grading to conglomerate-sandstone intercalations up section (Fig. 7a-d). Maximum thickness reaches 3800 m. Lithoclast composition shows provenance from a mixed volcanic (basic and acid) and granitic source area (Fig. 8a-b). Whereas basalt clasts are more common at the base, rhyolitic clasts and intercalated rhyolitic tuffs occur at the top of the Quebrada de Viera Member (Fig. 5). The overlying El Perdido Member (600 m measured thickness) is characterized by laminated siltstones and shales (Figs. 7e-f, 9), showing reddish colours at the base and green and grey colours at the top. Abundant pyrite at the top of this Member indicates disoxic or anoxic conditions (Fig 7e-8d). Thus, Las Ventanas Formation represents a deepening-upward sequence, recording evolution from an alluvial fan-dominated environment to shallow marine conditions with occasional storms indicated by hummocky cross stratification at the top of Quebrada de Viera Member (Fig. 9). Petrography shows compositional and textural immaturity of conglomerates and sandstones which together with sedimentary structures point to a steep palaeorelief.

Las Ventanas Formation is intruded by syenites of the Sierra de Animas Formation, which yielded a Rb-Sr age of 520 ± 5 Ma, and also by the Pan de Azúcar Granite (559 ± 28 Ma, Rb-Sr). K-Ar datings of 572 ± 7 Ma obtained for synkinematic muscovites crystallized along the Puntas del Pan de Azúcar Thrust, suggest a minimum Vendian age for the unit (Figs. 1-2).

A number of organic-walled microfossils is described for the first time, namely: *Leiosphaeridia tenuissima*, *Leiosphaeridia minutissima*, *Lophosphaeridium* sp., *Soldadophycus bossii*, *Soldadophycus major*, *Soldadophycus* sp., *Vendotaenia* sp (Fig. 11). The assemblage is characterized by its low diversity, abundance and large size (up to $400 \mu\text{m}$) of *Leiosphaeridia*. Wrinkle structures occur in the upper El Perdido Member (Fig. 9). Based on the microfossils and the available datings, we assign Las Ventanas Formation to the Ediacaran (lower Vendian, ca. 600 Ma). The Playa Hermosa Formation is in tectonic contact with Las Ventanas Formation, and can be interpreted as a lateral facies or -alternatively- be younger than the latter unit (Fig. 12). On the basis of their microfossil assemblages,

we envisage that Las Ventanas Formation immediately predates the Arroyo del Soldado Group which represent a thick shelf succession deposited in the upper Ediacaran between 580 and 535 Ma.

An extensional geotectonic setting, possibly a rift, is postulated for Las Ventanas Formation. In favour of this hypothesis argue the bimodal (rhyolitic and basaltic), synsedimentary volcanism, steep palaeorelief, great thickness of alluvial fan conglomerates with more than 3500 m of psephitic sediments and the evolution from continental to open marine environments. A number of magmatic units may be associated to this extensional event, including the Nico Pérez Dyke Swarm (581 ± 13 Ma) and the Puntas del Santa Lucía Batholith (633 ± 10 Ma).

Palabras clave: Neoproterozoico, Vendiano, Ediacaran, acritarcas, Uruguay.

Keywords: Neoproterozoic, Vendian, Ediacaran, acritarchs, Uruguay.

INTRODUCCION

La Formación Las Ventanas (FmLV) fue definida por Midot (1984) para designar una serie potente de conglomerados y brechas con clastos principalmente de granito, vulcanitas básicas y ácidas, que afloran en el Cerro de Las Ventanas al norte y suroeste de la ciudad de Pan de Azúcar, Uruguay. Constituye el subsuelo de al menos 120 km^2 del sector Sur del Terreno Nico Pérez, mayormente en los fotoplanos Las Animas y Piriápolis (Fig 1). Bossi y Navarro (1991) consideran a la FmLV como parte de un extenso paquete psefítico ubicado dentro del Grupo Lavallega y generado en ambiente distensivo. Sánchez Betucci y Pazos (1993) presentan columnas estratigráficas para la unidad, la cual agrupan con la secuencia de Playa Hermosa, y asignan a un ambiente distensivo *strike-slip*. Sánchez Betucci y Pazos (1996) asignan la unidad al Ordovícico, principalmente basados en la supuesta ocurrencia en los conglomerados de clastos sieníticos de la Formación Sierra de Animas, datada Rb-Sr en 520 ± 5 Ma por Bossi *et al.* (1993). Datos geocronológicos que permitan acotar la edad de la FmLV son escasos. Dataciones K-Ar de muscovitas sincinemáticas del plano de cabalgamiento Puntas del Pan de Azúcar, que superpone a litologías del Grupo Carapé sobre la FmLV, arrojaron valores de 572 ± 7 Ma (Cingolani, en Bossi y Campal, 1992). El Granito Pan de Azúcar intruye a la FmLV (Fig. 1) y fue datado por Rb-Sr en 559 ± 28 Ma (Preciozzi *et al.*, 1993). La



Figura 1. Esquema geológico del área tipo de la FmLV, indicando posición de cortes geológicos AA' y BB' (Fig. 2), así como de los afloramientos más importantes. Sistema de coordenadas según el datum Yacaré, utilizado en cartas topográficas de Uruguay.

Figure 1. Geological sketch map of the type area of Las Ventanas Formation, showing the location of the geological sections AA' and BB' (Fig. 2), as well as the most important outcrops. Coordinates according to the Yacaré datum, which is used in Uruguayan topographic maps.

Formación Sierra de Animas (520 ± 5 Ma: Bossi *et al.*, 1993), también intruye a la unidad (Figs. 1-2).

Estos datos, aunque sujetos a cierta incertidumbre, sugieren una edad mínima Ediacarensis para la FmLV. Blanco (2004) y Blanco y Gaucher (2004) reportan por

primera vez la existencia de fósiles en la FmLV, permitiendo confirmar la edad Neoproterozoica sugerida por las escasas dataciones disponibles. En este trabajo se discuten los argumentos bioestratigráficos y se presenta un esquema litoestratigráfico basado en el levantamiento de ocho columnas estratigráficas de la unidad y el estudio de numerosos afloramientos aislados (Blanco, 2004).

GEOLOGIA ESTRUCTURAL Y BASAMENTO

La FmLV en su área tipo se encuentra plegada conformando un gran sinclinal (Sinclinal del Cerro Las Ventanas) con eje buzando suavemente al S 20 W (Figs. 1-2). El rumbo dominante es NNE, variando el buzamiento entre 25 y 80°. En la zona de Piriápolis (Cº de los Burros, Parque La Cascada y en la costa) el rumbo es N80E, buzando 50° al N (Fig. 1). Esto podría representar el cierre de la estructura sinclinal. En la costa se expresan una serie de fallas de rumbo N20W que desplazan los estratos y a los diques de traquita que intruyen tanto a la FmLV como a la Formación Playa Hermosa. El contacto entre la Formación Playa Hermosa (Masquelín y Sánchez Bettucci, 1993) y la FmLV es tectónico. En la zona NW una falla transcurrente sinistral de rumbo N30E pone en contacto a la FmLV con metamargas y metaareniscas (Figs. 1-2), cortando la estructura sinclinal y generando milonitización en las rocas encajantes. El flanco E del Sinclinal de Las Ventanas se encuentra afectado por el cabalgamiento Puntas de Pan de Azúcar (Oyhantçabal *et al.*, 2001). La FmLV se apoya con discordancia angular y erosiva sobre el Grupo Mina Verdún en el área tipo (cantera Burgueño, Nueva Carrara; Gaucher *et al.*, 2004b) y al W de Minas (Mina CUCPSA; Fig. 3). Las calizas de dicha unidad en la cantera Burgueño evidencian karstificación previa a la depositación de la FmLV (G. Germs, com. pers. 2001), marcando un importante hiato depositacional. Asimismo, un paleokarst sobre calizas del Grupo Mina Verdún y relleno de litologías asignables a la FmLV se observa en la Mina CUCPSA (Poiré, com. pers. 2005). En la falda del Cerro Betete aflora un macizo granítico deformado de edad incierta (Fig. 1), reconocido por Bossi y Navarro (1991) como basamento de la FmLV. El granito está constituido por 47% oligoclasa, 26% microclina y 25% cuarzo (Pecoits, 2002), coincidiendo con la composición de clastos graníticos en la FmLV. En las centenas de afloramientos estudiados y decenas de láminas delgadas de conglomerados analizadas no pudo confirmarse la existencia de clastos sieníticos o

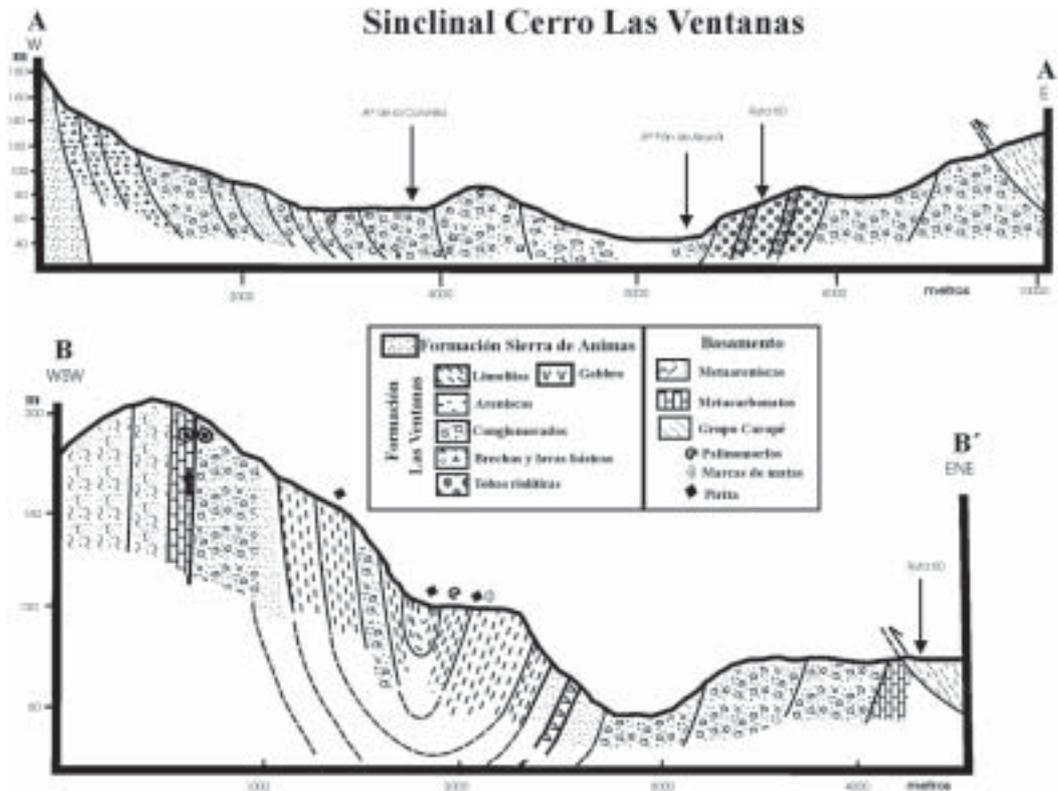
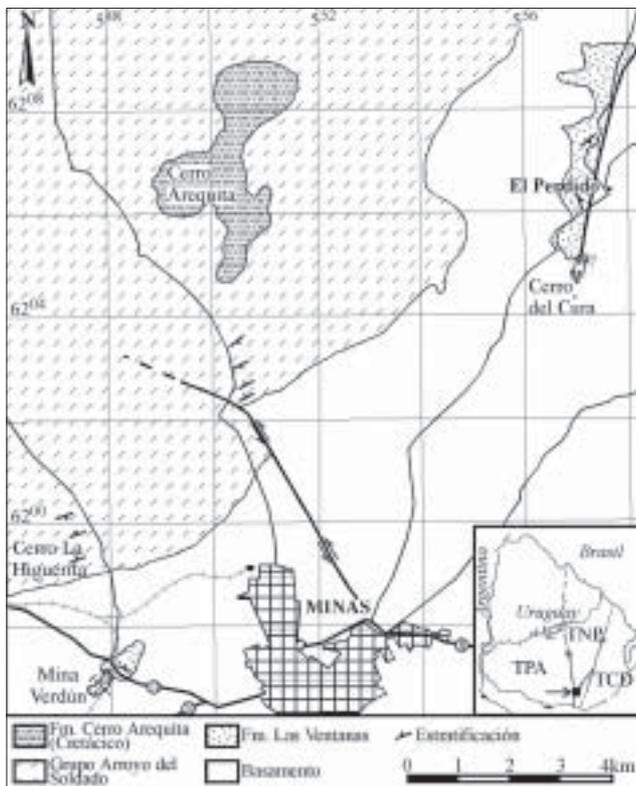


Figura 2. Cortes geológicos del Sinclinal Cerro Las Ventanas en su parte sur (AA') y norte (BB', Fig. 1). En las Figs. 5 y 9 se muestran las columnas estratigráficas correspondientes.

Figure 2. Geological sections of Cerro Las Ventanas Syncline in its southern (AA') and northern (BB') parts. Figures 5 and 9 show the corresponding stratigraphic columns.



traquíticos asignables a la Formación Sierra de Animas, contra lo expresado anteriormente por Sánchez Betucci y Pazos (1996). Como se dijo más arriba, existen claras relaciones intrusivas de las sienitas de Sierra de Animas respecto a las litologías asignadas a la FmLV, por ejemplo en el Cerro de los Burros y en la Cañada Colorada (al NW de Gerona). Finalmente, cabe destacar que no es claro que el Grupo Fuente del Puma (Bossi *et al.*, 1998) constituya parte del basamento de la FmLV si se siguen los criterios de separación adoptados por Gaucher *et al.* (2004a), ya que los carbonatos de Mina CUCPSA,

Figura 3. Bosquejo geológico de los alrededores de Minas, mostrando los afloramientos asignados aquí a la FmLV. TPA: Terreno Piedra Alta, TNP: Terreno Nico Pérez, TCD: Terreno Cuchilla Dionisio.

Figure 3. Geological sketch map of the area around Minas, showing the location of outcrops here assigned to Las Ventanas Formation. TPA: Piedra Alta Terrane, TNP: Nico Pérez Terrane, TCD: Cuchilla Dionisio Terrane.

Cantera Burgueño, y posiblemente también los del Paso del Molino (Figs. 1-2) pertenecen al Grupo Mina Verdún (Poiré *et al.*, 2003; Gaucher *et al.*, 2004b).

LITOSTRATIGRAFIA

Utilizando criterios litoestratigráficos, Blanco y Gaucher (2004) separan a la FmLV en cuatro unidades informales, de la base al tope: a) Vulcanitas básicas y brechas; b) Conglomerados polimícticos; c) Areniscas y conglomerados, y d) Pelitas laminadas. La litoestratigrafía propuesta por Pecoits (2003), si bien correcta en su parte inferior, adolece del error que el autor agrega un paquete superior que es una imagen especular del subyacente, por no haber reconocido la duplicación estratigráfica derivada del plegamiento. Se definen aquí tres miembros para la FmLV, que son de base a techo: Miembro La Rinconada, Miembro Quebrada de Viera y Miembro El Perdido (Fig. 4).

Miembro La Rinconada

Corresponde a la unidad de vulcanitas básicas y brechas de Blanco (2004) y Blanco y Gaucher (2004). Esta unidad tiene una potencia de unos 500 m (Fig. 5), con una buena exposición en la falda del Cerro Betete en la estancia "La Rinconada" (Fig. 1), donde se encuentra el área y estratotipo. Allí se observa la transición a la unidad sobreyacente, pero la base del miembro no está expuesta. Las litologías predominantes son una intercalación de coladas basálticas y brechas volcánicas básicas, siendo intruída por las microsienitas de Sierra de Animas.

Los basaltos son vacuolares, las vacuolas están rellenas por clorita en agregados radiales, calcita en forma de corona rodeando la clorita y epidoto (Fig. 6b). Poseen una matriz subofítica de plagioclasa y piroxenos alterados a calcita y clorita, con fenocristales de plagioclasa alterados a calcita y/o sausriritizados a epidoto, siendo verdaderas espilitas (Fig. 6b).

Las brechas tienen clastos angulosos con diámetros de hasta 3 cm, originándose a partir de los basaltos descritos anteriormente por procesos principalmente piroclásticos (Fig. 6c). Intercalados con brechas y lavas básicas ocurren tobas básicas laminadas muy finas (punto PIR 8, Fig. 1), con esferulitas rodeadas de clorita y "shards" alargados (Fig. 6a). Se observa una transición bastante rápida entre las brechas y los conglomerados polimícticos con clastos de brecha y basalto del miembro suprayacente.

Miembro Quebrada de Viera

Esta unidad es la más potente (más de 3800 m) y la más extendida (Figs. 1, 4). Corresponde a las unidades de conglomerados polimícticos y de areniscas y conglomerados de Blanco (2004) y Blanco y Gaucher (2004). Se encuentra intruída por las traquitas del Complejo Sierra de Animas y por el Granito de Pan de Azúcar. Su estratotipo se ubica en el camino con dirección EW que corre paralelo a la Quebrada de Viera (Fig. 1). Litológicamente, está compuesto principalmente por potentes ciclos métricos de conglomerados estrato y granodecrecientes, que culminan en areniscas y pelitas (Figs. 5, 7). Esta unidad se apoya en discordancia erosiva sobre el Miembro La Rinconada (Fig. 5), como se observa en la falda del Cerro Betete, encontrándose clastos de lavas y brechas en los conglomerados (Fig. 8 a-b). Donde el Miembro La Rinconada está ausente, los conglomerados polimícticos se apoyan directamente sobre el basamento. El Miembro Quebrada de Viera es sobreyacido concordantemente por pelitas del Miembro El Perdido.

Los conglomerados, inmaduros composicional y texturalmente, son generalmente clastosoportados, con clastos subangulosos a subredondeados, mal seleccionados. Ocasionalmente poseen estratificación cruzada planar de mediano porte. La composición de los clastos es variada, conteniendo granito, lavas básicas, tobas

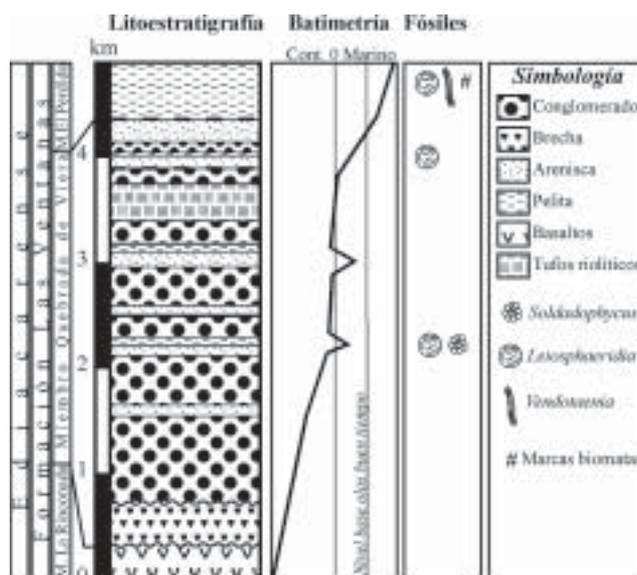


Figura 4. Columna estratigráfica sintética, bioestratigrafía y paleobatimetría de la FmLV.

Figure 4. Synthetic stratigraphic column, biostratigraphy and paleobathymetry of Las Ventanas Formation.

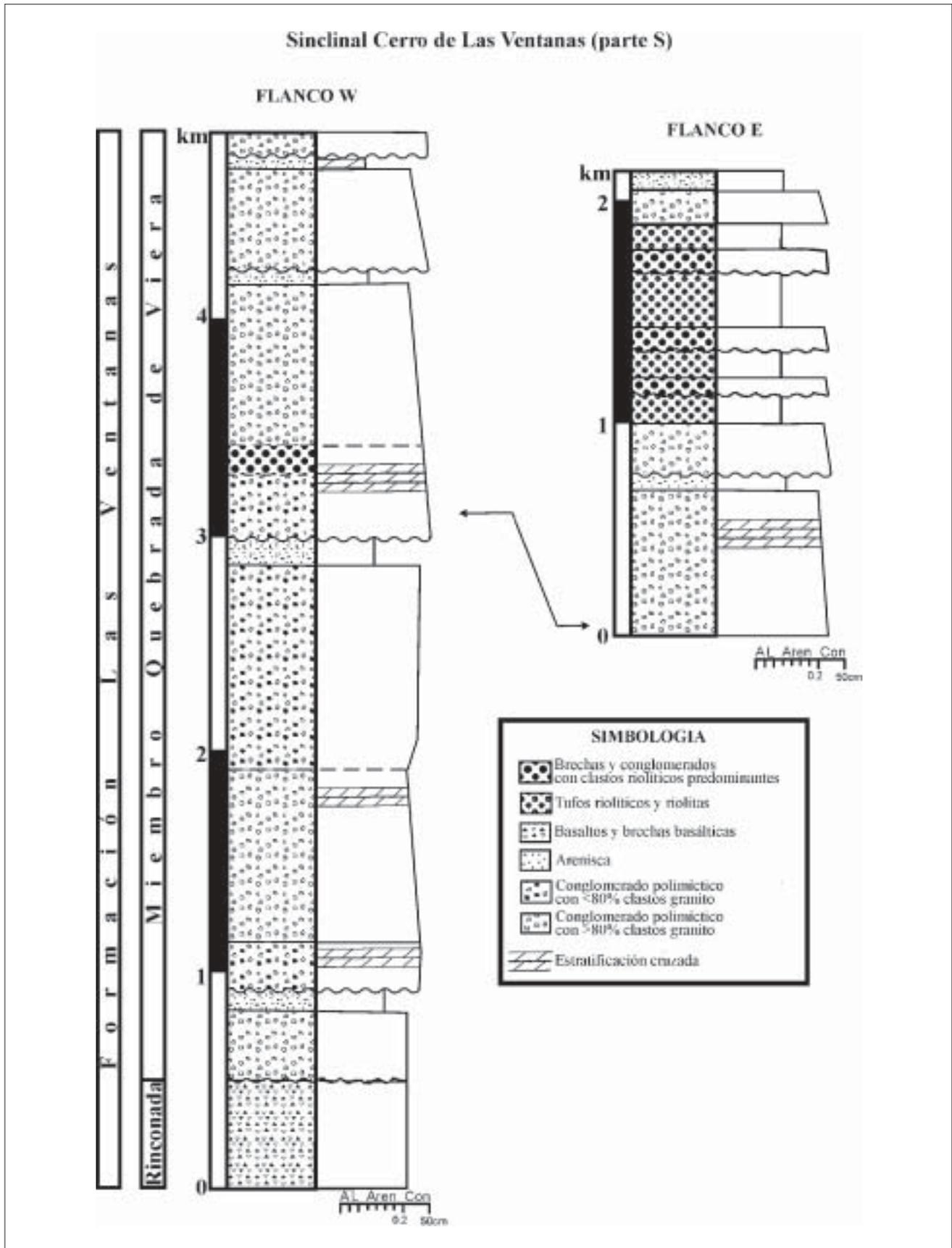


Figura 5. Columna estratigráfica de la FmLV en el sur del Sinclinal del Cerro Las Ventanas, sección AA' (Figs. 1-2).

Figure 5. Stratigraphic column of Las Ventanas Formation in the southern Cerro Las Ventanas Syncline, section A-A' (Figs. 1-2).

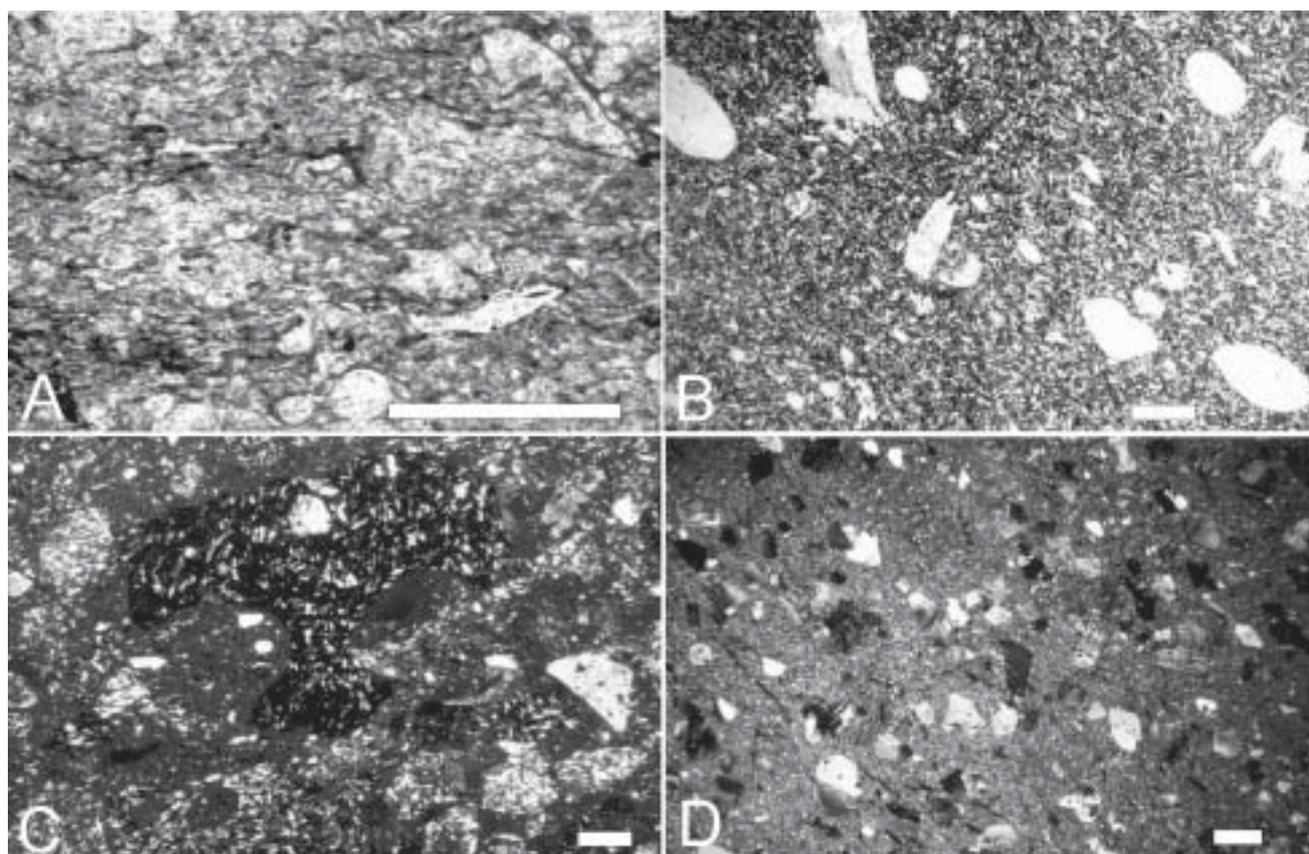


Figura 6. Microfotografías de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la FmLV. a) Toba de composición básica con shards alterados a clorita, en nícoles paralelos (NP). b) Basalto con vacuolas rellenas de clorita, epidoto y calcita (NP). c) Brecha con clastos angulosos de vulcanitas básicas, en nícoles cruzados (NC). d) Toba riolítica con fenocristales de cuarzo β (NC). Escala gráfica representa 1mm para todas las fotografías.

Figure 6. Microphotographs of volcanic and volcanoclastic rocks of Las Ventanas Formation. a) Tuff of basic composition, showing shards altered to chlorite, parallel nicols (PN). b) Basalt showing vesicles filled with chlorite, epidote and calcite basic (PN). c) Breccia composed of angular clasts of basic volcanic rocks, crossed nicols (CN). d) Rhyolitic tuff showing β -quartz crystals (CN). Scale bars represent 1mm for all photographs.

riolíticas, cuarzo, metaarenisca, metagabbro, metalavas y pelitas. La matriz arenosa posee clastos subangulosos de cuarzo, plagioclasa, microclina, ortoclasa y líficos, con cantidades variables de clorita y sericita que le dan un color verde característico (Fig. 8 a-b). Ocasionalmente se presentan niveles diamictíticos de unos pocos centímetros hasta algunos metros de espesor entre los conglomerados polimicticos clastosoportados. Conteos de clastos en conglomerados polimicticos arrojaron los siguientes valores: granito 30-85%; riolita 0-38%, cuarcita 0-38%, lavas básicas 0-37% y pelitas 0-31%. Las areniscas intercaladas con los conglomerados son arcosas a wackes arcósicos, presentando a veces estratificación cruzada planar. La composición de los clastos, subangulosos y mal seleccionados es: plagioclasa, cuarzo, ortoclasa y litoclastos de vulcanitas básicas. También se intercalan en esta unidad tobas riolíticas

con una potencia importante (Figs. 4-5). Estas poseen fenocristales de plagioclasa y cuarzo β con golfos de corrosión, así como fracturas en perlas con el vidrio alterado a biotita y clorita en matriz muy fina cuarzosa (Fig. 6d). Existe una alternancia de estratos de tobas e ignimbritas con brechas y conglomerados mono- a oligomicticos, compuestos de clastos de vulcanitas y piroclastitas ácidas. Todo ello indica la ocurrencia de un importante vulcanismo explosivo en el tope del Miembro Quebrada de Viera.

Hacia el tope ocurre un intervalo con una potencia de unos 300 m donde los depósitos psamíticos constituyen hasta 70% del perfil (Fig. 9). Se trata de arcosas, composicional y texturalmente inmaduras, con clastos principalmente de plagioclasa y cuarzo (Fig 8c), presentando estratificación cruzada, en algunos casos tipo hummocky. Se intercalan conglomerados polimicticos

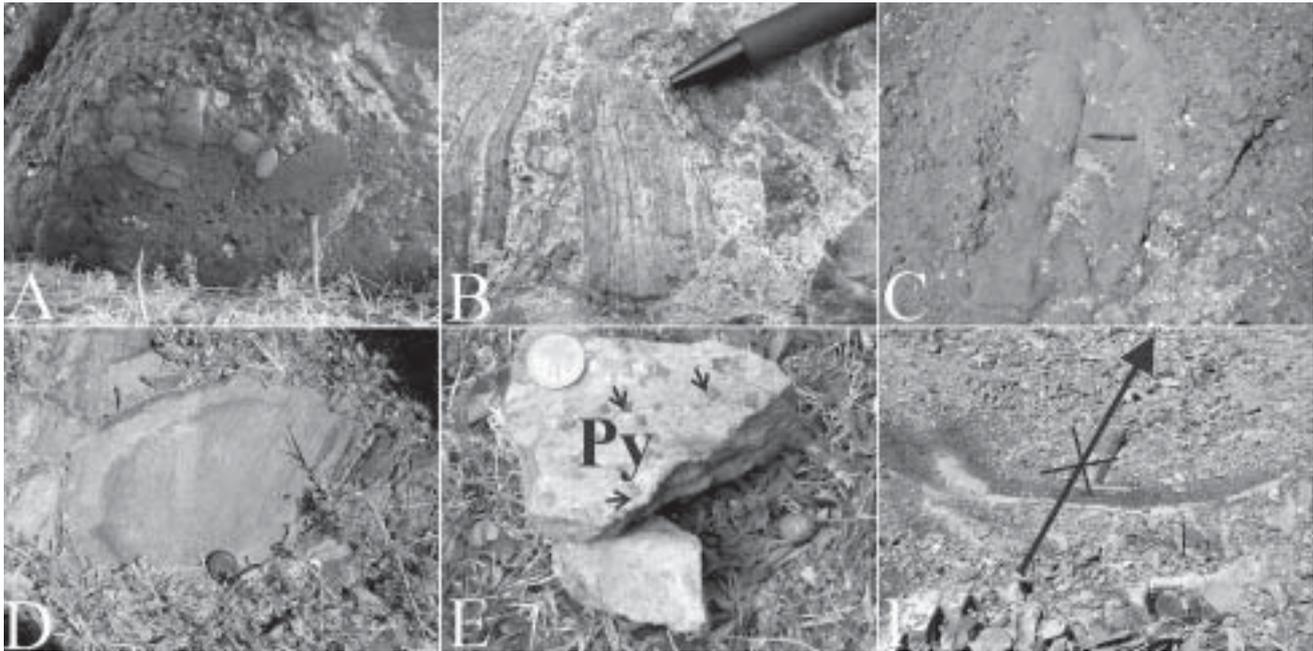


Figura 7. Afloramientos representativos de la FmLV. a) Conglomerados polimícticos del Miembro Quebrada de Viera. b) Clasto de toba riolítica en conglomerado polimíctico, Miembro Quebrada de Viera. c) Lentes de arcosas intercaladas en los conglomerados polimícticos del Miembro Quebrada de Viera. d) Estratificación cruzada planar en arcosas. e) Limolitas laminadas con pirita automorfa abundante (Py), Miembro El Perdido. f) Mesopliegue en pelitas del Miembro El Perdido coincidente con la megaestructura, mostrando eje buzando aproximadamente 30° al S20W (Sinclinal Cerro Las Ventanas).

Figure 7. Representative outcrops of Las Ventanas Formation. a) Polymictic conglomerate of the Quebrada de Viera Member. b) Rhyolitic tuff clast in polymictic conglomerate, Quebrada de Viera Member. c) Arkose lenses intercalated with polymictic conglomerates, Quebrada de Viera Member. d) Planar cross-stratification in arkoses; e) Laminated silstones showing abundant, euhedral pyrite (Py), El Perdido Member. f) Mesoscale fold in pelites of El Perdido Member, coincident with the megastructure (Cerro Las Ventanas Syncline), and showing a fold axis dipping ca. 30° to S20W.

clastosoportados, con clastos subredondeados de granito, lavas básicas, tufos riolíticos, cuarzo, metarenisca, metagabro, metalavas y pelitas en matriz arenosa cuarzo-feldespática (Fig. 6c). Un posible sill de gabro de unos 30 m de potencia intruye subconcordantemente en las areniscas (Figs. 2, 9).

En este trabajo se correlaciona por primera vez a los conglomerados de la Formación Las Palmas de Poiré *et al.* (2003), expuestos inmediatamente al N de la Mina Verdún (Fig. 3), con el Miembro Quebrada de Viera. Trátase de conglomerados polimícticos predominantes y estratos decimétricos de areniscas intercalados. Los clastos son de areniscas violáceas, limolitas laminadas verdes y púrpura, cuarcitas, granito de grano medio a grueso, gneiss muscovítico, tufos rosados y posibles riolitas. Estos conglomerados se apoyan allí con evidente discordancia angular y erosiva sobre litologías del Grupo Mina Verdún, inclusive rellenando un paleokarst desarrollado en el tope de los carbonatos de dicho Grupo. Las litologías aflorantes son idénticas a

la parte superior del Miembro Quebrada de Viera en su área tipo, salvo por la menor potencia que exhiben cerca de Minas, producto de un acuñamiento de la Formación Las Ventanas hacia el norte. Se incluyen también dentro del Miembro Quebrada de Viera a conglomerados polimícticos con abundantes clastos de riolitas púrpura que afloran en el cauce del Arroyo del Perdido, a la altura del puente cercano al paraje de El Perdido (fotoplano Minas; Fig. 3).

En general puede afirmarse que la potencia del Miembro Quebrada de Viera pasa de más de 3800 m en el sur (área tipo) a unos pocos cientos de metros en el área de Minas, denotando una rápida variación lateral de facies. Midot (1984) ya había constatado una evolución hacia términos más finos hacia el N, corroborando esta tendencia.

Miembro El Perdido

Corresponde a la unidad de pelitas laminadas de Blanco (2004) y Blanco y Gaucher (2004). Su área tipo

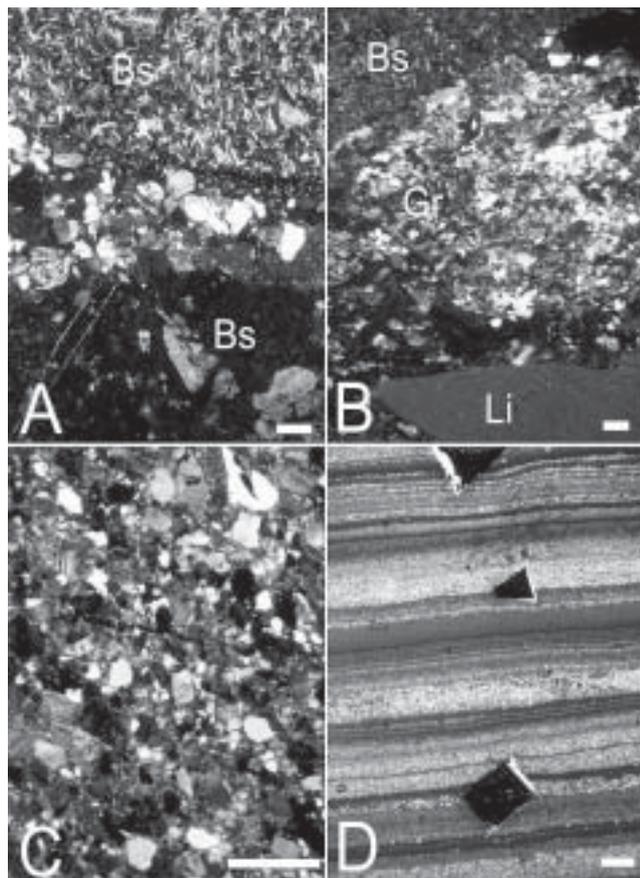


Figura 8. Microfotografías de rocas sedimentarias de la FmLV. a) Conglomerado polimíctico con clastos de basalto (Bs) y matriz de arcosa (NC), Miembro Quebrada de Viera inferior. b) Conglomerado polimíctico con clastos de basalto (Bs), granito (Gr) y limolita (Li), Miembro Quebrada de Viera (NC). c) Arcosa del tope del Miembro Quebrada de Viera, con clastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (NC). d) Limolitas laminadas del Miembro El Perdido, mostrando ritmicidad de pares limolita-arcillita y cristales automorfos de piritita cortando la laminación conspicua (NP). Escala gráfica representa 1mm para todas las fotografías.

Figure 8. Microphotographs of sedimentary rocks of Las Ventanas Formation. a) Polymictic conglomerate with basalt clasts (Bs), lower Quebrada de Viera Member (CN). b) Polymictic conglomerate with granite (Gr), siltstone (Li) and basalt (Bs) clasts, Quebrada de Viera Member (CN). c) Arkose from the top of the Quebrada de Viera Member, showing quartz, plagioclase and potassium feldspar clasts (CN). d) Laminated siltstones showing rhythmicity of siltstone-shale pairs and euhedral pyrite crystals crosscutting lamination (PN). Scale bars represent 1mm for all photographs.

se ubica en el paraje El Perdido (Fig. 3). Buenas exposiciones existen también a lo largo del camino que une el Paso del Molino con el establecimiento "Cañadón de Palma" en el fotoplano Las Animas (Fig. 1: sección BB'). Se apoya concordantemente sobre el Miembro Quebrada

de Viera, presentando hasta 600 m de potencia (Fig. 4). El techo no se encuentra expuesto. Está compuesta en la base por areniscas muy finas a limolitas, que gradan a limolitas finas con laminación milimétrica característica (Fig. 8d). Los colores varían de violeta en la base a gris amarillento y verde en el tope (Fig. 3). Las pelitas de color verde del tope poseen cristales automorfos de piritita cortando la laminación original, indicando ambientes deficientes en oxígeno (Figs. 7e y 8d). La ausencia de paragénesis metamórfica, recristalización de las arcillas y esquistosidad indica como máximo condiciones anquimetamórficas. Es de destacar que la unidad tiene un desarrollo importante al norte del fotoplano Las Animas y en las cercanías de la ciudad de Minas. En la región de Minas y El Perdido (Fig. 3), se observa la siguiente secuencia de base a tope:

- Basamento compuesto por a) metamorfitos correlacionables con el Complejo La China y Complejo Las Tetras (Hartmann *et al.*, 2001); b) areniscas cuarzosas del Cerro El Perdido y Cerro del Cura, y c) carbonatos del Grupo Mina Verdún (Poiré *et al.*, 2003).

- Conglomerados con clastos de areniscas cuarzosas, metapelitas verdes, riolitas púrpura, granitoides y cuarcitas, que pasan gradualmente a areniscas gruesas a finas violáceas. Esta unidad se correlaciona con el Miembro Quebrada de Viera.

- Limolitas violáceas y ritmitas limolita-arenisca fina, que se apoyan concordantemente sobre las litologías anteriores. Pasan hacia el tope a limolitas laminadas verdes y grises, a veces piritosas. Esta unidad corresponde al Miembro El Perdido.

La secuencia estratigráfica en el área de El Perdido y en el fotoplano Las Animas es por tanto idéntica, permitiendo la correlación litoestratigráfica planteada supra. Algunas muestras de pelitas del área de El Perdido fueron procesadas palinológicamente pero no proporcionaron fósiles, impidiendo el uso de herramientas bioestratigráficas para apoyar la correlación con los afloramientos en el sur.

PALEONTOLOGIA, BIOESTRATIGRAFIA Y EDAD

La primera mención de microfósiles en el Precámbrico del Uruguay provino del Grupo Arroyo del Soldado (GAS, Gaucher y Schipilov, 1994; Gaucher *et al.*, 1996, 1998; Gaucher, 2000). Blanco (2004) reporta por primera vez la ocurrencia de microfósiles de pared orgánica (palinomorfos) y estructuras producidas por matas de algas en la Formación Las Ventanas, hacién-

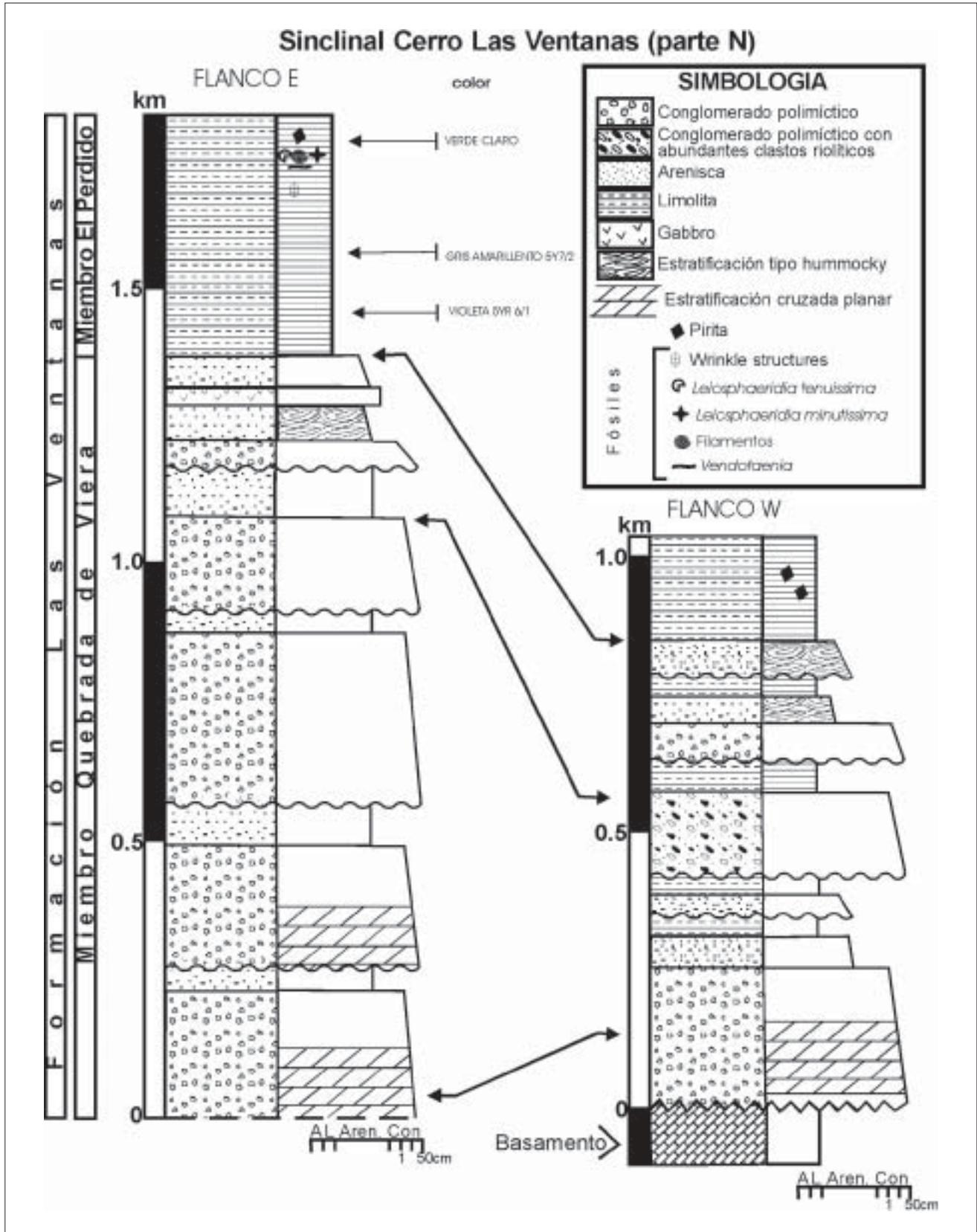


Figura 9. Columnas estratigráficas de la FmLV en el norte del Sinclinal del Cerro Las Ventanas, sección B-B' (Figs. 1-2). Nótese clara secuencia estrato y granodecreciente, así como acuñamiento de litofacies hacia el Este.

Figure 9. Stratigraphic column of Las Ventanas Formation at the northern Cerro Las Ventanas Syncline, section B-B' (Figs. 1-2). Note clear thinning- and fining-upward sequence, and wedging of lithofacies toward the East.

dose mención de estos hallazgos en Blanco *et al.* (2003, 2004) y Blanco y Gaucher (2004). En este trabajo se resumen los resultados y se analizan las consecuencias bioestratigráficas de los fósiles hallados.

Palinomorfos

Una asociación de palinomorfos de relativamente baja diversidad aparece en maceraciones de 4 muestras de pelitas (de un total de 14 analizadas) de la FmLV. Las mismas provienen del Miembro El Perdido al norte del Cerro Las Ventanas (punto LAN 63, Figs. 1, 9), así como en pelitas intercaladas en el tope del Miembro Quebrada de Viera (Cerro de Los Burros, PIR 22 y Cañada Azucarera, LAN 31, Figs. 1, 10).

La asociación se compone principalmente de acritarcas esferomorfas, distinguiéndose las siguientes especies: *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova) Jankauskas, *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, *Lophosphaeridium* sp., *Soldadophycus bossii* Gaucher *et al.* (1996), *Soldadophycus major* Gaucher (2000), *Soldadophycus* sp. y *Vendotaenia* aff. *V. antiqua* (Fig. 11). Domina la asociación *Leiosphaeridia tenuissima* (Fig. 11a-b), que presenta diámetros principalmente alrededor de 200 μm , alcanzando ocasionalmente los 400 μm . El género *Soldadophycus* (Fig. 11c, e-f) es importante en algunas muestras y está representado no sólo por las especies que ocurren en el GAS (Gaucher, 2000), sino también por una forma nueva caracterizada por colonias planas de esferoides con arreglo radial (Fig. 11c). La asociación de baja diversidad de microfósiles de la FmLV sugiere una edad Ediacareense temprano dado que:

- 1) La asociación es radicalmente diferente de microfloras de acritarcas del Cámbrico-Ordovícico (Vergel *et al.*, 2002) o del Neoproterozoico pre-Ediacareense (Vidal y Moczydlowska, 1997).
- 2) Asociaciones de baja diversidad como la de la FmLV aparecen según Vidal y Moczydlowska (1997), Knoll (2000) y Grey *et al.* (2003) en el Marinoano o en el período inmediatamente siguiente (entre 630 y 580 Ma), así como en el Vendiano/Ediacareense superior (Kotlin-Rovno), separadas por una palinoflora de mayor diversidad, que ocupa la franja de 580 a 570 Ma. La ausencia de *Bavlinella faveolata*, las diferencias con la asociación del GAS (ver abajo) y la presencia de esferomorfos grandes hacen una edad Ediacareense superior poco probable.
- 3) *Leiosphaeridia* es el elemento dominante de las palinofloras del Marinoano y post-Marinoano (Vidal

y Moczydlowska, 1997; Grey *et al.*, 2003).

- 4) *Soldadophycus* sólo se ha encontrado en rocas del Ediacareense (Vendiano) de Uruguay (Gaucher, 2000; Gaucher *et al.*, 2004c), Brasil (Gaucher *et al.*, 2003; Teixeira y Gaucher, 2004), Sudáfrica (Gaucher y Germs, 2003) y Namibia (Gaucher *et al.*, 2005).

Se observa que la FmLV y el GAS comparten algunas especies (*Leiosphaeridia minutissima*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Soldadophycus bossii* y *Soldadophycus major*) manteniendo algunas diferencias importantes como ser: 1) mayor tamaño y abundancia de los esferomorfos (principalmente *Leiosphaeridia*), y 2) ausencia de *Bavlinella faveolata* en la FmLV, contrario a lo observado en el GAS (Gaucher, 2000), donde esta especie llega a ser claramente dominante. La cita de *Bavlinella faveolata* de Pecoits (2003) y Pecoits *et al.* (2004) para la FmLV no es correcta, ya que el autor no presenta ni una ilustración ni descripción, así como tampoco indica el lugar o nivel estratigráfico del supuesto hallazgo. En suma, los microfósiles sugieren una edad Ediacareense temprano (ca. 635-580 Ma), posiblemente inmediatamente anterior al GAS. Una edad K-Ar de 615 ± 30 Ma para basaltos aquí asignados al Miembro La Rinconada (Sánchez Bettucci y Linares, 1996), coincide con los datos micropaleontológicos aportados aquí para la FmLV y no apoya la interpretación de los mencionados autores, que asignan estas litologías a la Formación Sierra de Animas.

Matas microbianas

En este trabajo se reinterpretan estructuras sinusoidales anteriormente descritas como icnofósiles (Blanco *et al.*, 2003) como producto de la acción de matas de algas microbianas (*microbially-induced sedimentary structures*). En el tope de la FmLV (Figs. 4, 9) ocurren dos tipos, apareciendo en limolitas gris amarillentas y violetas (punto LAN 64):

- 1) Grietas de desecación en biomasas de 0,5 cm de largo, algunas de ellas con típica estructura de tres brazos dispuestos a 120° .
- 2) Marcas de matas ("wrinkle structures") de forma sinusoidal de hasta 5 cm de largo, que según la clasificación propuesta por Hagadorn y Bottjer (1999) son formas paralelas y elongadas, con crestas redondeadas bajas de 0,2 mm de altura y una distancia entre las crestas de 3 a 6 mm. Estas estructuras habían sido asignadas con dudas a *Cochlichnus* sp. por Blanco *et al.* (2003).

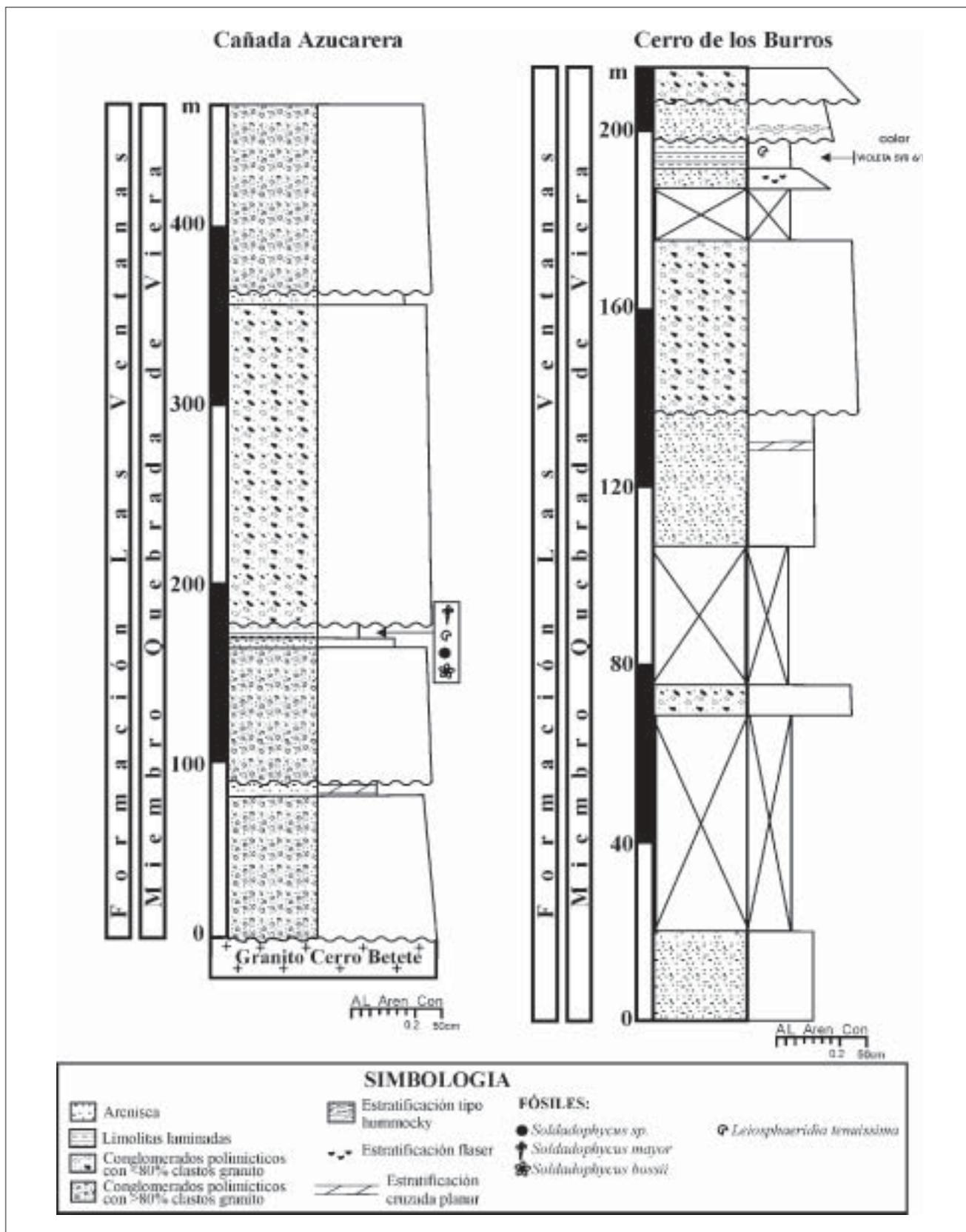


Figura 10. Columnas estratigráficas de la FmLV levantadas en la Cañada Azucarera, cercana a Nueva Carrara, y en Cerro de los Burros, al oeste de la ciudad de Piriápolis (Fig. 1).

Figure 10. Stratigraphic column of Las Ventanas Formation at the Cañada Azucarera, in the vicinity of Nueva Carrara, and at Cerro de los Burros, west of Piriápolis (Fig. 1).

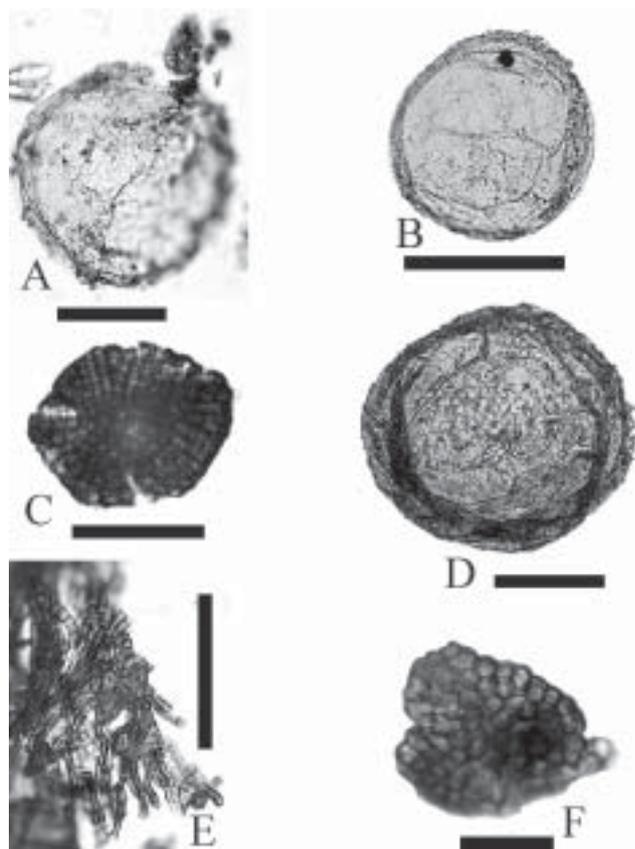


Figura 11. Microfósiles de pared orgánica de la FmLV, aislados mediante maceraciones palinológicas. a) *Leiosphaeridia tenuissima*, Miembro Quebrada de Viera, punto LA 31 (Figs. 1, 10). b) *Leiosphaeridia minutissima*, Miembro El Perdido, punto LAN 63 (Figs. 1, 9). c) *Soldadophycus* sp., colonia en forma de plato con clara disposición radial de esferoides, Miembro Quebrada de Viera, punto LA 31 (Figs. 1, 10). d) *Lophosphaeridium* sp., Miembro El Perdido, punto LAN 63 (Figs. 1, 9). e) *Soldadophycus bossii*, colonia de filamentos septados y ramificados, Miembro Quebrada de Viera, punto LA 31 (Figs. 1, 10). f) *Soldadophycus bossii*, colonia en forma de plato, Miembro Quebrada de Viera, punto LA 31 (Figs. 1, 10). Escala gráfica representa 50 μm para todas las fotografías.

Figure 11. Organic-walled microfossils of Las Ventanas Formation isolated by means of palynological macerations. a) *Leiosphaeridia tenuissima*, Quebrada de Viera Member, point LA 31 (Figs. 1, 10). b) *Leiosphaeridia minutissima*, El Perdido Member, point LAN 63 (Figs. 1, 9). c) *Soldadophycus* sp., saucer-shaped colony with radial arrangement of spheroids, Quebrada de Viera Member, point LA 31 (Figs. 1, 10). d) *Lophosphaeridium* sp., El Perdido Member, point LAN 63 (Figs. 1, 9). e) *Soldadophycus bossii*, branched, septate filament colony, Quebrada de Viera Member, point LA 31 (Figs. 1, 10). f) *Soldadophycus bossii*, saucer-shaped colony, Quebrada de Viera Member, point LA 31 (Figs. 1, 10). Scale bars represent 50 μm for all figures.

Las marcas de biomasas descritas son comunes en la unidad de pelitas laminadas de la FmLV. Es de destacar que *Soldadophycus bossii* y *Soldadophycus major* aparecen en los mismos niveles formando colonias planares de esferoides y matas de filamentos, siendo posible que se trate de los organismos que generan las "wrinkle structures".

DISCUSION

La FmLV representa una secuencia progresivamente más profunda, pasando de condiciones francamente continentales a marino someras en el tope (Fig. 4). El no reconocimiento de la estructura sinclinal descrita aquí llevó a Pecoits (2003) a plantear una columna estratigráfica para la FmLV donde por encima de las pelitas laminadas se repite una secuencia conglomerádica, que es en detalle (como por ejemplo en la dirección de las gradaciones) una imagen especular de la unidad conglomerádica inferior, y por tanto explicable por repetición tectónica (plegamiento).

Un ambiente geotectónico plausible es una cuenca extensional tipo rift, como sugerido por:

- 1) La ocurrencia de un vulcanismo sinsedimentario bimodal, basáltico y riolítico.
- 2) Sedimentación de más de 3500 m de sedimentos psefiticos depositados en abanicos aluviales provenientes del basamento, evidenciando una pendiente importante.
- 3) Condiciones continentales en la base que evolucionan a francamente marinas hacia el tope de la Formación, esto último evidenciado por los depósitos finos del Miembro El Perdido, estratificación tipo hummocky en areniscas del tope del Miembro Quebrada de Viera y, sobre todo, por las acritarcas descritas anteriormente.

El haz de diques máficos de Nico Pérez registra extensión en el Terreno Nico Pérez hace aproximadamente 600 Ma (Rivalenti *et al.* 1995), apoyando la idea que la FmLV representa el registro sedimentario de este evento de rifting. Un relevamiento geoquímico en curso del Batolito de Puntas de Santa Lucía, datado por U-Pb SHRIMP en 633 ± 10 Ma (Hartmann *et al.*, 2002), arroja características de granitoides intraplaca en los diagramas de Pearce *et al.* (1984), sugiriendo que se asocia al evento distensivo aquí propuesto (Gau-

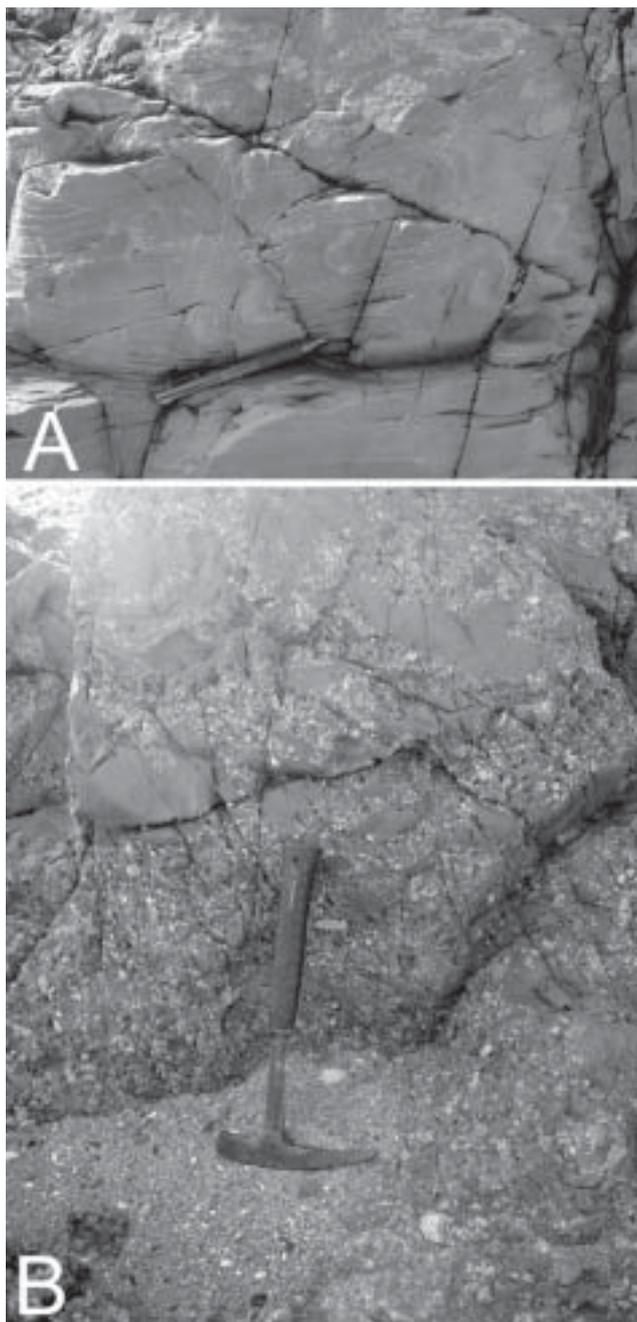


Figura 12. Afloramientos de litologías representativas de la Formación Playa Hermosa. a) Pelitas gris verdosas con estratificación convoluta (vergenza hacia la derecha de la fotografía), correspondiente a un slump. b) Diamictita masiva con numerosos intraclastos pelíticos (rip-up clasts).

Figure 12. Outcrop views of representative lithologies of Playa Hermosa Formation. a) Greenish grey pelites showing convolute stratification due to slump processes. b) Massive diamictite showing numerous pelitic, rip-up clasts.

evento erosivo previo, que genera la discordancia basal angular y erosiva de la FmLV. Esta discordancia está excelentemente expuesta en las explotaciones de calcáreo de Cantera Burgueño (Nueva Carrara) y de Mina CUCPSA (Figs. 1, 3).

La Formación Playa Hermosa (Masquelín y Sánchez Bettucci 1993) difiere marcadamente de la FmLV, debido a que: a) se compone principalmente de una sucesión de turbiditas, pelitas y diamictitas con abundantes evidencias de flujos gravitatorios (Fig. 12); b) la composición de los clastos de conglomerados incluye una proporción dominante de intraclastos (hasta 50%) y cuarcitas (hasta 30%); c) registra ambientes marino profundos, posiblemente de talud, y d) no ha proporcionado microfósiles a pesar de contener litologías adecuadas (Gaucher, 2000).

La Formación Playa Hermosa queda por tanto restringida a los afloramientos en su área tipo (Fig. 1), aproximadamente equivalente a la sección descrita por Pazos *et al.* (2003). La relación de esta unidad con la FmLV es especulativa dado el carácter tectónico del contacto, pero muy probablemente se trata de depósitos de la misma cuenca, ya sea un facies lateral o posterior a la FmLV.

Considerando las edades actualmente aceptadas para la base del Grupo Arroyo del Soldado en torno a 575-580 Ma (Gaucher *et al.*, 2004c), así como la evidencia paleontológica presentada aquí, es posible que la FmLV abarque el período glacial Gaskiers, ocurrido en torno a 580 Ma (Bowring *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2004). Indicaciones de influencia glacial en la Formación Playa Hermosa (Pazos *et al.*, 2003) apoyarían esta hipótesis, aunque debe hacerse notar que en ningún lugar de la cuenca se han encontrado depósitos glaciales *sensu stricto*.

CONCLUSIONES

Se describe la litoestratigrafía de la FmLV, separán-

cher, Zimmermann y Blanco, en preparación). Dado que este evento es inmediatamente anterior al Grupo Arroyo del Soldado, es posible que marque la apertura de dicha cuenca. Relevamientos recientes indican posible continuidad entre la FmLV y el Grupo Arroyo del Soldado en las cercanías de Minas, como por ejemplo entre la Mina CUCPSA y el Cerro de la Higuera (Fig. 3).

Pecoits (2003: Fig. 5) plantea una evolución de la cuenca donde no está claro por qué los conglomerados de la FmLV se depositan respetando la estructura del basamento, cuando todo indica un importantísimo

dola en los siguientes miembros (de base a tope): Miembro La Rinconada, Miembro Quebrada de Viera, y Miembro El Perdido. Se trata de una secuencia grano y estratodecreciente, con la particularidad de evidenciar vulcanismo sinsedimentario basáltico en la base y riolítico más hacia la cima. Los ambientes sedimentarios representados evolucionan desde netamente continental en la base (abanicos aluviales) a francamente marinos en el tope (plataforma siliciclástica). La génesis de estos depósitos se vincula a un ambiente distensivo, posiblemente de rift, desarrollado hace unos 600 Ma sobre el Terreno Nico Pérez. Además de la sucesión sedimentaria de la FmLV, hablan en favor de esta hipótesis el vulcanismo bimodal asociado y otras manifestaciones magmáticas contemporáneas, como el haz de diques del Terreno Nico Pérez.

Se describen una serie de microfósiles de pared orgánica (acritarcas) de la FmLV (Miembros La Rinconada y Quebrada de Viera), a saber: *Leiosphaeridia minutissima*, *Leiosphaeridia tenuissima*, *Lophosphaeridium* sp., *Soldadophycus bossii*, *Soldadophycus major*, *Soldadophycus* sp. y *Vendotaenia* aff. *V. antiqua*. Asimismo, se describen marcas de matas microbianas (winkle structures) del Miembro El Perdido. De acuerdo a recientes esquemas bioestratigráficos, los microfósiles hallados corresponden a la microflora de leiosferas del Ediacareense temprano, que ocurre entre 630 y 580 Ma. Esto, unido a la posible continuidad estratigráfica de la FmLV por debajo del Grupo Arroyo del Soldado, implica que la misma antecede a aquél, cuya edad actualmente se acepta entre 575 y 535 Ma. Por lo tanto, el episodio distensivo registrado en la FmLV corresponde posiblemente a la apertura de la cuenca de Arroyo del Soldado.

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo económico del proyecto de investigación C-40 de la Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) al segundo autor. Se agradece asimismo la generosa colaboración del Department of Geology de la University of Johannesburg. Leticia Chiglino, Federico Cernuschi y Gabriela Martínez brindaron valiosa asistencia durante los trabajos de campo. Por los provechosos comentarios se agradece especialmente al Prof. Peter Sprechmann. A los revisores Prof. Jorge Bossi y Prof. Florencio G. Aceñolaza se agradecen las constructivas sugerencias. Esta es una contribución al proyecto IGCP 478 "Neoproterozoic-Early Palaeozoic Events in SW-Gondwana".

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Blanco, G.**, 2004. Estratigrafía, paleontología y correlaciones de las formaciones Las Ventanas y Playa Hermosa. Trabajo final de Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, 38pp. (inédito).
- Blanco, G., C. Gaucher, G.J.B. Germs and U. Zimmermann**, 2004. Neoproterozoic successions of Uruguay: Equivalents of the Nama Group-Approach by using provenance analyses. *Geoscience Africa 2004*, Abstracts: 64-65, Johannesburg.
- Blanco, G., C. Gaucher y U. Zimmermann**, 2003. Provenance studies on Neoproterozoic to Early Paleozoic clastic successions in Uruguay: first results. En H. Frimmel (Ed.), *III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana*, Extended Abstracts: 9-12, Cape Town.
- Bossi, J. y R. Navarro**, 1991. *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Montevideo, 970 pp.
- Bossi, J. y N. Campal**, 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. En Gutierrez- Marco, J. G., J. Saavedra y I. Rabano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*: 343- 356, Mérida.
- Bossi, J., L. Ferrando, J. Montaña, N. Campal, H. Morales, F. Gancio, A. Schipilov, D. Piñeiro, y P. Sprechmann**, 1998. *Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*. Geoditores, Montevideo.
- Bossi, J., C. Cingolani, E. Llambias, R. Varela y N. Campal**, 1993. Características del magmatismo post-orogénico finbrasiliano en el Uruguay: Formación Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociencias* 23:282-288.
- Bowring, S., P. Myrow, E. Landing, J. Ramezani y J. Grotzinger**, 2003. Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans. *Geophysical Research Abstracts* 5:13219.
- Chen, D.F., W.Q. Dong, B.Q. Zhu y X.P. Chen**, 2004. Pb-Pb ages of Neoproterozoic Doushantuo phosphorites in South China: constraints on early metazoan evolution and glaciation events. *Precambrian Research* 132:123-132.
- Gaucher, C.**, 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria* 26:1-120.
- Gaucher, C. y A. Schipilov**, 1994. Formaciones de Hierro Bandeadas del Vendiano del Uruguay. *Paleociencias del Uruguay (serie didáctica)* 2:3-5.
- Gaucher, C., P. Sprechmann, y A. Schipilov**, 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen* 199:339-367.
- Gaucher, C., P.C. Boggiani, P. Sprechmann, A.N. Sial y T.R. Fairchild**, 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120:241-278.
- Gaucher, C. y G.J.B. Germs**, 2003. Preliminary biostratigraphic correlation of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay) with the Cango Caves and Nama groups (South Africa and Namibia). *Revista Sociedad Uruguaya de Geología* 3, Publicación Especial 1:141-160.
- Gaucher, C., L. Chiglino y E. Pecoits**, 2004a. Southernmost exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): palaeogeographic implications for the

- amalgamation of W-Gondwana. *Gondwana Research* 7:701-714.
- Gaucher, C., F. Cernuschi y L. Chiglino**, 2004b. Ocurrencia de *Conophyton* en Cantera Burgueño (Nueva Carrara, Uruguay): nuevos afloramientos del Grupo Mina Verdún y su importancia. *IV Congreso Uruguayo de Geología, Actas* (CD-ROM), Montevideo.
- Gaucher, C., A.N. Sial, G. Blanco y P. Sprechmann**, 2004c. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research* 7:715-730.
- Gaucher, C., Frimmel, H.E. and Germs, G.J.B.**, 2005. Organic-walled microfossils and biostratigraphy of the upper Port Nolloth Group (Namibia): implications for the latest Neoproterozoic glaciations. *Geological Magazine* 142:539-559.
- Grey, K., M.R. Walter y C.R. Calver**, 2003. Neoproterozoic biotic diversification: Snowball Earth or aftermath of the Acraman impact? *Geology* 31:459-462.
- Hagadorn, W. y D. Bottjer**, 1999. Restriction of Late Neoproterozoic Biotope: Suspect-Microbial Structures and Trace Fossils at the Vendian-Cambrian Transition. *Palaios* 14:73-85.
- Hartmann, L.A., N. Campal, J.O. Santos, N. J. Mac Naughton y A. Schipilov**, 2001. Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U-Pb reconnaissance geochronology. *Journal South American Earth Sciences* 14:557-570.
- Hartmann, L.A., J.O. Santos, J. Bossi, N. Campal, A. Schipilov y N. J. Mac Naughton**, 2002. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Río de la Plata Craton, Uruguay. *Journal South American Earth Sciences* 15:229-236.
- Knoll, A.H.**, 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research* 100:3-20.
- Masquelin, H. C. y L. Sánchez Bettucci**, 1993. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la Cuenca de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociencias* 23:313-322.
- Midot, D.**, 1984. Etude Geologique et diagnostic Metallogenique l'exploration du Secteur de Minas (Uruguay). Tesis Doctoral, Université Pierre et Marie Curie, París, 175 pp. (inédito).
- Oyhantçabal, P., J. Spoturno, E. Goso, A. Heimann y L. Bergalli**, 2001. Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas, en la Hoja "Fuente del Puma" (Sur de Minas, Uruguay). En *XI Congreso Latinoamericano de Geología, III Congreso Uruguayo Geología, Actas* (CD ROM), Montevideo.
- Pazos, P., L. Sánchez-Bettucci y O. Tofalo**, 2003. The Record of the Varanger Glaciation at Río De La Plata Craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. *Gondwana Research* 6:65-78.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G.**, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.
- Pecoits, E.**, 2002. Análisis faciológico y aspectos geológicos de la Formación Las Ventanas; un nuevo enfoque. En Pecoits, E. y H. Masquelin (Eds): *II Taller Estratigrafía Precámbrico Uruguay, Resúmenes Ampliados*: 34-36, Montevideo.
- Pecoits, E.**, 2003. Sedimentología y consideraciones estratigráficas de la Formación Las Ventanas en su área tipo, Departamento de Maldonado, Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología* 3, Publicación Especial 1:124-140.
- Pecoits, E., N. Aubet, P. Oyhantçabal y L. Sánchez Bettucci**, 2004. Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 11, 18-27.
- Poiré, D.G., P.D. González, J.M. Canalicchio y F. García Repetto**, 2003. Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria Precámbrica de la cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay. *Revista Soc. Urug. Geol. 3, Publ. Especial* 1:108-123.
- Preciozzi, F., H. Masquelin y L. Sánchez Bettucci**, 1993. Geología de la Porción Sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio, La Paloma, Uruguay. En Bossi, J., F. Preciozzi, H. Masquelin y L. Sánchez Bettucci (Eds.): *Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambriano de la Cuenca del Plata, Guía de Excursiones*: 1-38, Minas-La Paloma.
- Rivalenti, G., M. Mazzucchelli, M. Molesini, R. Petrini, V.A.V. Girardi, J. Bossi y N. Campal**, 1995. Petrology of Late Proterozoic mafic dikes in the Nico Pérez region, central Uruguay. *Mineralogy and Petrology* 55:239-263.
- Sánchez Bettucci, L. y E. Linares**, 1996. Primeras edades en Basaltos del Complejo Sierra de las Animas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas I:399-404, Buenos Aires.
- Sánchez Bettucci, L. y P. Pazos**, 1996. Análisis paleoambiental y marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas I:405-412, Buenos Aires.
- Teixeira, A.L. y C. Gaucher**, 2004. Bacias do Estágio de Transição dos Setores Meridional (parcial) e Central da Província Mantiqueira. En Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro y B.B. de Brito Neves (Eds): *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de F.F.M. de Almeida*: 503-525, São Paulo.
- Vidal, G. y M. Moczydlowska-Vidal**, 1997. Biodiversity, speciation, and extinction trends of Proterozoic and Cambrian phytoplankton. *Paleobiology* 23:230-246.
- Vergel, M.M., L. Araoz y C.V. Rubinstein**, 2002. Ordovician palynomorphs of Argentina: An integrated approach. En Aceñolaza F.G. (Ed.). *Aspects of the Ordovician system in Argentina. Serie Correlacion Geológica* 16:209-224, Tucumán.