

## ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO MINA VERDUN, PROTEROZOICO DE MINAS, URUGUAY

Daniel G. POIRE<sup>1</sup>, Pablo D. GONZALEZ<sup>1</sup>, José M. CANALICCHIO<sup>2</sup>, Flavio GARCIA REPETTO<sup>3</sup>  
y Néstor D. CANESSA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Geológicas. UNLP-CONICET, calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina

<sup>2</sup>Cementos Avellaneda SA, Paraje San Jacinto, 7400 Olavarría, Argentina

<sup>3</sup>CUCPSA, Ruta 8 km 114, 30000 Minas, Uruguay

**Resumen:** El objetivo del presente trabajo es el de presentar un cuadro estratigráfico para las sedimentitas del área del Cerro Verdún, Minas, Uruguay. Asimismo presentar algunas consideraciones sobre sus características sedimentológicas y sus estromatolitos, a fin de discutir sus condiciones paleoambientales. En el mismo sentido, se realizan inferencias sobre la edad abarcada por estas rocas y sus potenciales correlaciones regionales.

Esta sucesión ha permanecido indefinida en general, mientras que sus calizas fueron alternativamente asignadas a diversas unidades litoestratigráficas. En esta contribución se incluye al conjunto en el Grupo Mina Verdún, el cual está conformado de base a techo por: i) Formación Don Mario (40 m, base no expuesta, lutitas negras), ii) Formación La Toma (15 m, margas verdes oscuras a negras), iii) Formación El Calabozo (170 m, calizas grises, masivas, laminadas y estromatolíticas) y iv) Formación Gibraltar (60 m, techo no expuesto, dolomías en tonalidades pálidas amarillentas, verdes y rosas hasta gris oscuras más calizas rosas y pelitas y margas negras). Conglomerados polimícticos de la Formación Las Palmas cubren a esta unidad mediante una discordancia angular. En contraposición, las cuarcitas del Cerro Verdún se apoyan sobre el Grupo Mina Verdún por contacto tectónico.

Las pelitas negras de la Formación Don Mario se habrían depositado en un ambiente reductor de aguas calmas. Se identifica para las mismas, de manera preliminar, un aporte desde una corteza continental superior diferenciada que sufrió una importante meteorización y retrabajo. Las margas de la Formación La Toma reflejan un cambio en la sedimentación, con un pasaje hacia un ambiente de rampa carbonática. Niveles con estromatolitos aparecen en las calizas de la Formación El Calabozo, constituidos esencialmente por columnas de laminación cónica asignables a *Conophyton* fm. y muy escasos estromatolitos columnares dendroides, mal preservados. *Conophyton* es considerado como un estromatolito submareal de aguas relativamente profundas. Esto último, sumado a la baja diversidad, sugiere un ambiente marino submareal externo para esta unidad. Correlaciones entre afloramientos locales, definirían una evolución desde una rampa carbonática hasta una plataforma, en las inmediaciones del talud de la misma. La edad de esta unidad aún no se conoce con precisión. Sin embargo, interpretaciones geológicas regionales, sobre la base de los estromatolitos presentes y de datos geoquímicos, sugieren un tiempo de depositación post-arqueano a pre-ediacaeano.

### EXTENDED ABSTRACT

*Stratigraphy of the Mina Verdún Group, Proterozoic of Minas, Uruguay*

The aim of this contribution is to introduce the

stratigraphic framework of the Mina Verdún Quarry, located in the eastern side of Verdún Hill, Minas, Uruguay (Fig. 1), and to characterise their sedimentary units. The paleoenvironments involved are outlined as well as the sedimentological significance of the very well developed stromatolites. The stratigraphic position

and composition of this sedimentary succession used to be uncertain and the limestone from the Mina Verdún Quarry was alternatively considered part of diverse lithostratigraphic units (Mac Millan, 1933; Caorsi and Goñi, 1958; Bossi *et al.*, 1965; Midot, 1984; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi and Navarro, 2000; Sánchez Betucci, 1998; Sánchez Betucci *et al.*, 2001).

From the base to the top (Fig. 2), the sedimentary succession consists of the Mina Verdún Group, Las Palmas Formation and the quartzites of the Verdún Hill (Fig. 3). **Mina Verdún Group** (Poiré *et al.*, 2003b) is conformed by:

**Don Mario Formation** (Poiré *et al.*, 2003b): 40 m thick, base not exposed; massive and laminated, black shales (Fig. 4a), which are rich in organic matter (Fig. 5a). XRD analysis shows mainly quartz, with scarce calcite, clay (illite, chlorite, and IS and CS interlayer) and feldspars (Fig. 6). Applying the Bhatia and Crook (1986), Taylor and McLennan (1985) and McLennan *et al.* (1990, 1993) plots (Fig. 7) their geochemistry suggests a high degree of weathering and reworking in the source area composed of a differentiated upper continental crust.

**La Toma Formation** (Poiré *et al.*, 2003b): 15 m thick; fine-grained, dark green marls (Fig. 4b and c), bearing up to 45 % of silica and 35 % of CaCO<sub>3</sub>. Petrographically they show micritic crystals of calcite and dolomite, quartz and feldspars (Fig. 5b); lamination is interrupted by stilolites. Clay minerals are composed mainly by illite and scarce chlorite (Fig. 6).

**El Calabozo Formation** (Poiré *et al.*, 2003b): 170 m thick; grey massive, laminated, and stromatolite limestones (Fig. 4d), bearing up to 93 % of CaCO<sub>3</sub> with some collapse breccias as resulting of probably karstic phenomena. In thin section they show homogeneous mosaic of micrite and subsparite calcite (Fig. 5 c and d) with stilolites and corrugated stromatolite lamination. Very abundant calcite with rare quartz, feldspars and illite have been recorded by XRD (Fig. 6). This sedimentary sequence is affected by diagenetic features and a fragile deformation (cleavage foliation, shear zones) which are slightly hiding the stromatolite morphologies (Fig. 8), but the main features of the stromatolites from El Calabozo Formation are still well preserved. Columnar stromatolites assignable to *Conophyton* fm. are the most abundant group of these organic sedimentary structures. This *Conophyton* fm. consists of unbranching subcylindrical columnar stromatolites with strikingly conical internal laminae whose apexes define a distinctive axial zone (Figs. 10a, b, c) and their horizontal section display a

conspicuously and regularly concentric structure (Figs. 10c, d, f). The internal laminae are commonly continuous from one column to another, in which case vertical sections show upward laminae apexing. Their profile is angulate to geniculate and their plant outline could be round circular to oblong, in which case the axes are strongly orientated. The attitude of the columns is usually straight but sometimes they adopt a recumbent and sinuous posture. The column height is up to 70 cm and the column width is 5 to 20 cm. However, scarce but preserved dendroid branching style stromatolites have been recorded on the field, as well as small, rounded plant outline columnar stromatolites have been observed in cores, which could represent digitate branching stromatolites. Five kilometres to the south, this stromatolitic limestone facies change to deformed laminate limestones (Figs. 4e, f). Furthermore, 40 km to south, the El Calabozo Formation bearing *Conophyton* stromatolites has been reported by Gaucher *et al.* (2004a).

**Gibraltar Formation** (Poiré *et al.*, 2003b): 60 m, top not exposed; black marls and shales (Figs. 10a, b, c), pink limestones and dolomite limestones, and light yellow, green, reddish, black and grey dolomites (Fig. 10d, e). The unconformity between the El Calabozo and Gibraltar formations is very irregular, which is interpreted as a karstic palaeorelief. A 4 m thick diagenetic breccia is often in the base of the unit.

The Mina Verdún Group is overlaid by red polymictic conglomerates and sandstones (Fig. 10f) of Las Palmas Formation (Poiré *et al.*, 2003b) and is intruded by a subvolcanic longitudinal (E-W) dike swarm. This shows a K-Ar whole rock datum of 485,2 ± 12,5 Ma considered as a minimum cooling (Gonzalez *et al.*, 2004). The quartzites from the Verdún Hill are overlying these units by a tectonic contact. They have been assigned to the Cerro Espuelitas Formation by Gaucher (2000), which are Ediacarean in age.

### Sedimentological and stratigraphic implications

The black shales and claystones of the Don Mario Formation are interpreted as fine deposits in a low energy environment with euxinic conditions, which becomes calcareous to form a carbonatic ramp (La Toma Formation). The latter shows an evolution to a carbonatic algae platform very rich in stromatolites. From a sedimentological point of view, the group *Conophyton* has been assigned as a deep subtidal stromatolite by Poiré (1987, 2002) based on Precambrian stromatolite

cycles from Villa Mónica Formation, Buenos Aires Province, Argentina, and Logan *et al.* (1964) and Donaldson (1976) ideas. In this sense, the low biodiversity, *Conophyton* abundance and the plant view axes orientation allow to suggest a subtidal marine environment for the El Calabozo Formation, with tidal currents influence (Fig. 11). The strong dolomitization of the Gibraltar Formation and their poor exposure do not allow doing detailed interpretation about paleoenvironments.

The age of the Mina Verdún Group is Precambrian but there are not major precisions about that. Unfortunately, the group *Conophyton* has a wide range during the Precambrian, from Early Proterozoic to Ediacarean, being impossible to define the age of these limestones. More detailed future studies about microstructure of this *Conophyton* could be useful to distinguish the taxonomy and to determinate its possible age.

Pre-Ediacarean stromatolites have also been described 30 km to the north by Sprechmann *et al.* (1994) and Gaucher *et al.* (1996) in the Villalba Formation of the Basal Group (Gaucher y Sprechmann, 1995), but their morphologies are completely different. They have recorded stratiform, nodular-stratiform (LLH-C, LLH-V) and columnar (SH-V) stromatolites associated with stromatolitic breccias, which were interpreted as intertidal to supratidal deposits. It could represent shallower stromatolite assemblages than the stromatolites from the Mina Verdún. Unfortunately, there are no radiometric data to prove this idea.

Very well developed *Conophyton ?ressotti* and *Conophyton* fm. have been also recorded in the dolomites of the Villa Mónica Formation (Poiré, 1993) accompanied by *Colonella* fm., *Cryptozoon* fm., *Gongylina* fm., *Gymnosolem* fm., *Inzeria* fm., *Jacutophyton* fm., *Jurusionia nisvensis*, *Katavia* fm., *Kotuikania* fm., *Kussiella* fm., *Minjaria* fm., *Parmites* fm., *Parmites Cf. cocrescens* and *Stratifera* fm. (Poiré, 1989 y 1993), which radiometric age for diagenesis is 795 My (Cingolani y Bonhomme, 1988). This sequence could be correlated with El Calabozo Formation but it shows a poor biodiversity.

The Mina Verdún Group is considered as a new lithostratigraphic unit in the Uruguayan stratigraphic framework, which is probably located somewhere between the Basal and Arroyo del Soldado groups.

**Palabras clave:** estratigrafía, estromatolitos, Proterozoico, Uruguay.

**Key words:** stratigraphy, stromatolites, Proterozoic, Uruguay.

## INTRODUCCION

La sucesión sedimentaria del Cerro Verdún, a 3 km al oeste de la ciudad de Minas, Departamento de Lavalleja, Uruguay (Fig. 1), está constituida por pelitas negras, margas, calizas, dolomías, conglomerados polimícticos y cuarcitas. Las calizas de esta sucesión son intensamente explotadas por la Compañía Uruguaya de Cementos Portland (CUCPSA) para la fabricación de cemento portland, por lo cual la cantera «Mina Verdún» deja al descubierto gran parte de dicha sucesión.

Estas calizas fueron consideradas en un principio como constituyentes del Precámbrico *sensu lato* de Uruguay, denominado genéricamente como Grupo Lavalleja (Caorsi y Goñi, 1958; Bossi *et al.*, 1965), integrante de la parte más austral de la faja Don Feliciano. Esta faja es interpretada como una asociación orogénica relacionada con el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano (Sánchez Betucci *et al.*, 2001), dentro del Terreno Nico Pérez, el cual es uno de los tres terrenos alóctonos en el zócalo cristalino de Uruguay definidos por Bossi y Campal (1992). Sin embargo, la asignación temporal y estratigráfica de las calizas de la Mina Verdún ha sido incierta (Bossi y Navarro, 2000), ya que fueron ubicadas alternativamente como parte de la Formación Minas (Mac Millan, 1933; Midot, 1984), o dentro del Grupo Barriga Negra (Preciozzi *et al.*, 1985), o como «Calizas tipo Fuente del Puma» (Bossi y Navarro, 2000) en el marco de la Formación Fuente del Puma (Midot, 1984; Sánchez Betucci, 1998; Sánchez Betucci *et al.*, 2001).

En los últimos años, diversos trabajos estratigráficos, tectónicos, sedimentológicos, isotópicos, paleomagnéticos y paleontológicos realizados entre Treinta y Tres y Piriápolis (Bossi y Campal, 1992; Montaña y Sprechmann, 1993; Gaucher y Schipilov, 1994; Sprechmann *et al.*, 1994; Gaucher y Sprechmann, 1995; Gaucher *et al.*, 1996, 1998, 2001; Sánchez Betucci y Rapalini, 1997, 1998; Sánchez Betucci, 1998; Teixeira *et al.*, 1999; Kawashita *et al.*, 1999; Pazos *et al.*, 1999; Gaucher, 2000; Sánchez Betucci *et al.*, 2001, entre otros) han producido significativos avances en el conocimiento geológico del «Grupo Lavalleja» y han permitido diferenciar distintas unidades calcáreas no coetáneas en la región. Estas unidades son: i) las calizas del Grupo Basal, en la zona del Cerro Villalba (Sprechmann *et al.*, 1994; Gaucher *et al.*, 1996), de posible edad mesoproterozoica (Teixeira *et al.*, 1999); ii) las metacalizas, metamargas y metadolomías plegadas de

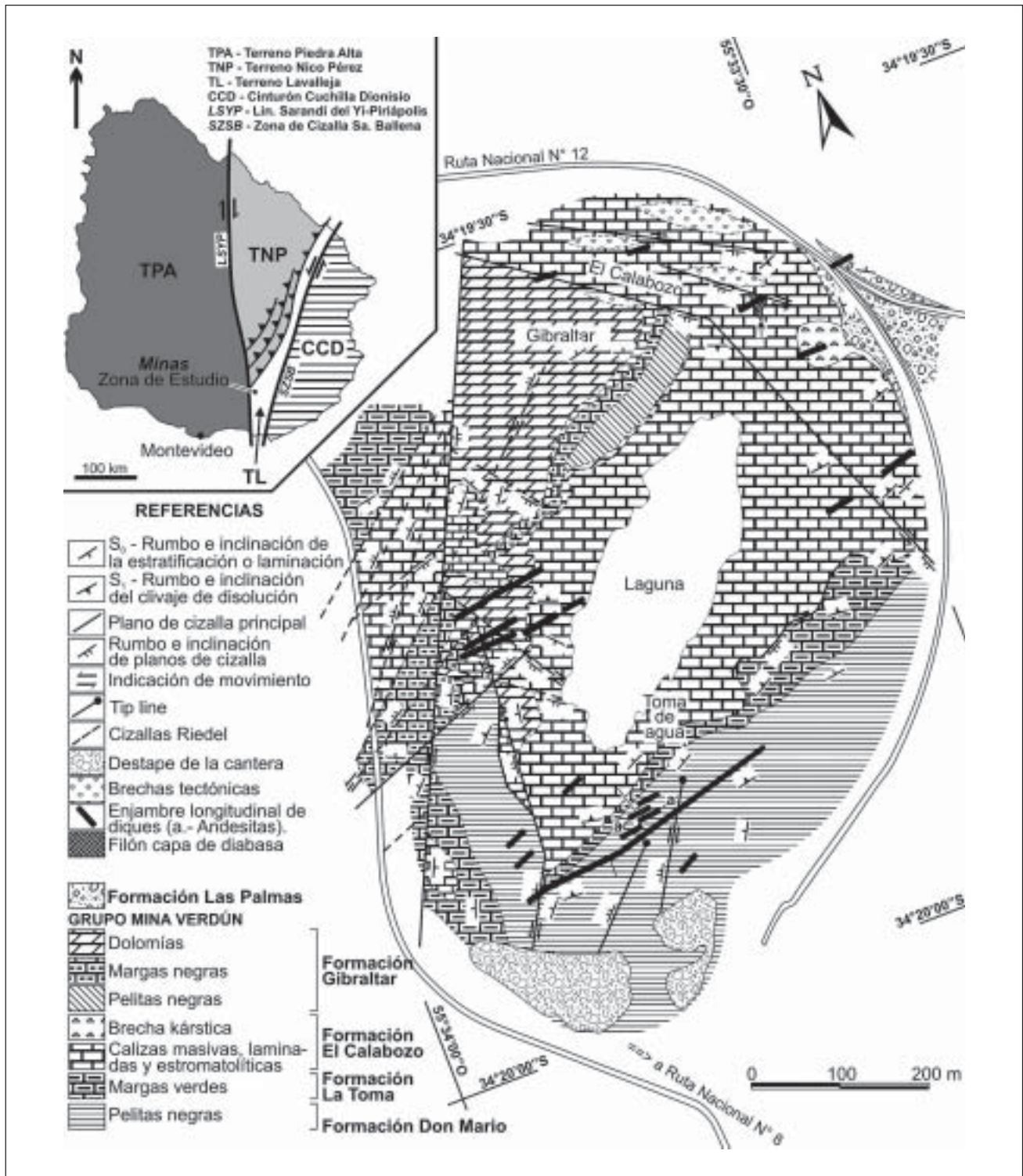


Figura 1. Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Poiré *et al.*, 2003b).

Figure 1. Geological map of the study area (modified from Poiré *et al.*, 2003b).

la Formación Fuente del Puma, desarrolladas desde los alrededores de Minas hacia el sur (Sánchez Betucci, 1998; Sánchez Betucci *et al.*, 2001); iii) las calizas metamorfizadas del Grupo Carapé, al sur de Villa

Serrana (Bossi y Navarro, 2000); iv) las calizas de la Formación Polanco del Grupo Arroyo del Soldado, de edad ediacareana y más joven que las anteriores, la cual tiene una amplia distribución regional desde la

zona de Treinta y Tres hasta el sur de Minas (Gaucher, 2000), y v) los calcáreos estromatolíticos y oolíticos de la Formación Cerro Victoria (¿Cámbrico?) en Illescas (Montaña y Sprechmann, 1993; Gaucher, 2000).

Sin embargo, ninguno de estos calcáreos son correlacionables con los de la cantera de «Mina Verdún». Esto condujo a Poiré *et al.* (2003b) a establecer el primer cuadro estratigráfico para esta sucesión sedimentaria y definir formalmente el Grupo Mina Verdún en el marco del Precámbrico de Uruguay, como así también dar a conocer el hallazgo de estromatolitos, que hasta la actualidad son los únicos signos de actividad biológica que posibilitan tener una aproximación sobre la edad de esta unidad. Más adelante, González *et al.* (2004) dataron el enjambre de diques que corta al Grupo Mina Verdún con K/Ar en roca total, que arrojó un valor de  $485,2 \pm 12,5$  Ma interpretado como una edad mínima de enfriamiento para estadios deutéricos tardío- a post-emplazamiento del enjambre.

El objeto del presente trabajo es el de dar a conocer las características de esta unidad sedimentaria y presentar el esquema estratigráfico elaborado. Asimismo se describen y definen sus estromatolitos y se discute sobre su significado paleoambiental y correlación regional.

## ESTRATIGRAFIA

La sucesión sedimentaria de la Mina Verdún y su área de influencia está constituida de base a techo por las unidades que abajo se describen (Fig. 2).

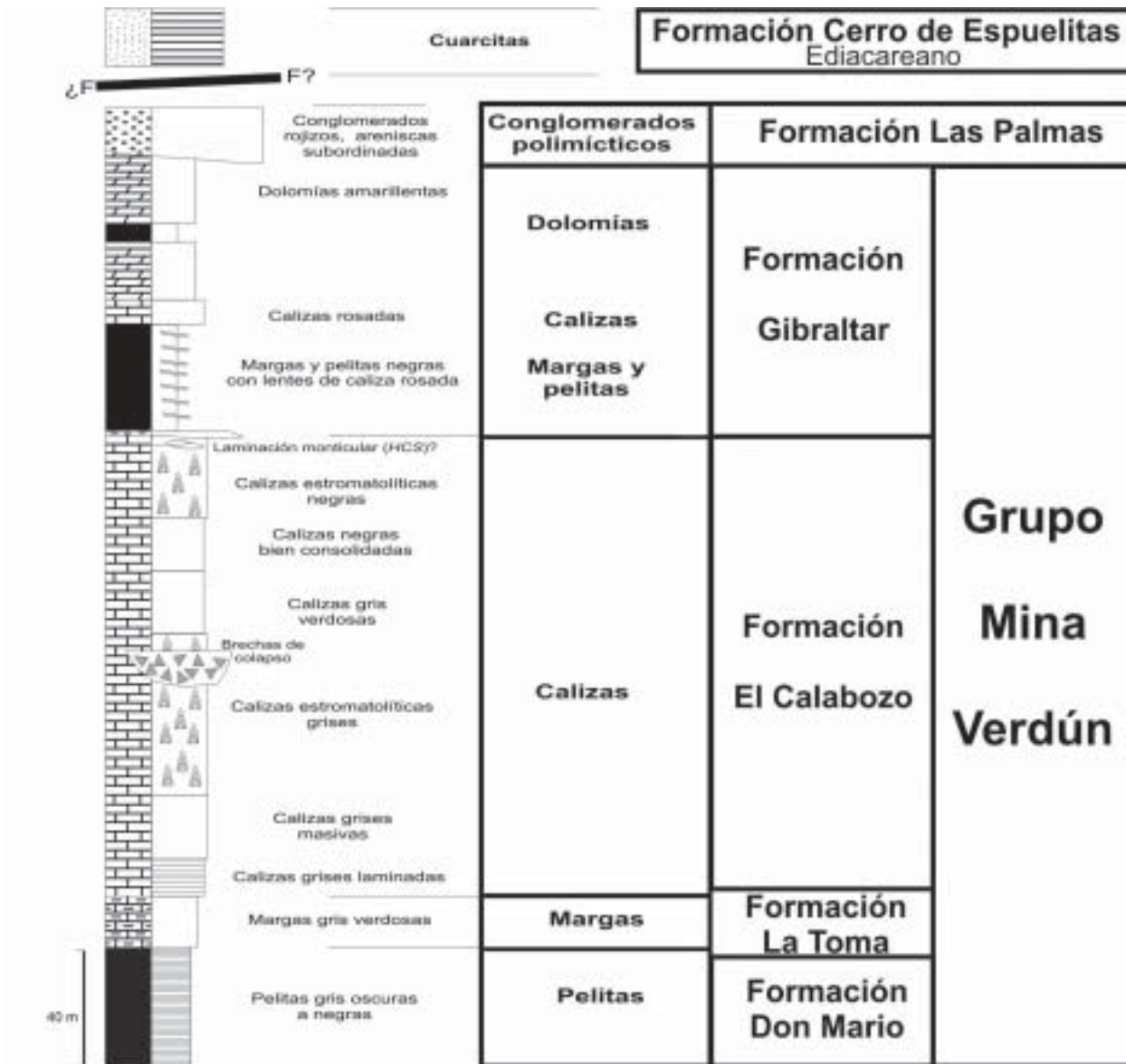
**Grupo Mina Verdún** (Poiré *et al.*, 2003b) Esta unidad está conformada por las formaciones Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar, las cuales integran de base a techo una sucesión sedimentaria continua, con pasajes tanto transicionales como discordantes, pero que presentan una misma actitud estructural. Hacia los bordes de la cantera se disponen importantes juegos de cizallas (Fig. 1) que producen un fallamiento intenso que repite la secuencia en distintos sectores (Fig. 3). El Grupo Mina Verdún no tiene su base aflorada y está cubierto en discordancia angular por los conglomerados polimícticos de la Formación Las Palmas. El Grupo Mina Verdún y la Formación Las Palmas están profusamente intruidos por un enjambre longitudinal de diques basáltico-andesíticos (Fig. 3).

**Formación Don Mario** (Poiré *et al.*, 2003b): La Formación Don Mario es una secuencia gris oscura a negra

de hasta 40 m de espesor sin base visible, compuesta por bancos de lutitas y fangolitas de moderado a bajo grado de consolidación (Fig. 4a). La estratificación primaria tiene rumbo meridional e inclinaciones de hasta 75° hacia el occidente, cortada por un clivaje de disolución por presión de rumbo noreste-sudoeste a este-oeste, e inclinación mayor a 70° hacia el noroeste-oeste. Las lutitas son negras, de grano fino, con abundante materia orgánica carbonosa y piritas diseminadas, cruzadas eventualmente por venas lenticulares de cuarzo de hasta 20 cm de ancho y 1 m de longitud.

Al microscopio, se observan bien preservadas sus estructuras sedimentarias primarias, fundamentalmente la laminación, con alternancia de capas limosas y fangosas, con muy delgadas capas arcillosas, y gradación normal de granos detríticos de cuarzo en las más gruesas (Fig. 5a). Además, tienen abundantes lentes de materia orgánica que se disponen concordantemente con la laminación. Todo el conjunto está cortado por planos de clivaje en forma oblicua a transversal, el cual es penetrativo y está definido por la orientación de finas escamas de sericita y la reorientación de granos detríticos de cuarzo, feldespatos y minerales pesados. A su vez, la laminación y el clivaje están frecuentemente atravesados por microfracturas rellenas con carbonatos y microbandas de cizalla frágil («*shear bands*»), espaciadas y no penetrativas, que tienen sectores rellenos por una microbrecha con clastos cementados por carbonatos de grano fino o un jaboncillo carbonático. Por difracción de rayos X (Fig. 6) se observa una muy fuerte presencia de cuarzo, con escasa cantidad de arcillas y carbonatos (predominio de dolomita sobre calcita) y muy escasos feldespatos. Los argilominerales presentes son esencialmente illita y clorita de muy buena cristalinidad, acompañados de interestratificados illita-esmectita y clorita-esmectita (Fig. 6).

Estudios geoquímicos preliminares sobre elementos minoritarios y trazas realizados por IGCP-M sobre 5 muestras de pelitas de esta unidad (Tabla 1), señalan una agrupación relativamente consistente de los resultados. A fin de estimar el grado de meteorización y retrabajo de las rocas sedimentarias, se ha empleado la relación Th/U vs. Th (Fig. 7a; McLennan *et al.*, 1993). Tal como se observa, la relación Th/U varía entre las muestras mientras que el Th permanece constante. Por otra parte, se registran altas relaciones Rb/Sr (entre 4,7 y 11,9; Tabla 1). Los análisis de tierras raras (Fig. 7b), indican un fuerte enriquecimiento de las livianas. Asimismo se detecta una fuerte anomalía negativa de Eu. La relación Th/Sc vs. Zr/Sc (Fig. 7c) permite



**Figura 2.** Columna general y cuadro estratigráfico propuesto para la cantera Mina Verdún y su área de influencia (modificado de Poiré *et al.*, 2003b).

**Figure 2.** Lithostratigraphic column of the Mina Verdún quarry and surrounding area (modified from Poiré *et al.*, 2003b).

determinar tanto el grado de los procesos de selección y reciclado de sedimentos como de la procedencia del material (McLennan *et al.*, 1993). Para este último caso encontramos una relación cercana a 1, la cual indica una procedencia a partir de materiales diferenciados de la corteza superior (Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1990). A su vez, la alta relación Zr/Sc (Fig. 7c) se asocia al enriquecimiento en zircón. A fin de intentar diferenciar distintos ámbitos tectónicos se aplican varias de las funciones discriminantes de Bhatia y Crook (1986). Entre estas, las de Ti/Zr vs. La/Sc y La/Y vs. Sc/Cr (Bathia y Crook, 1986) indican una

procedencia influenciada por un arco de islas continental en el límite con el margen continental activo para el primer caso (Ti/Zr 25,0 a 28,0 y La/Sc 2,6 a 3,1; Tabla 1) y sólo de tipo margen continental activo para el segundo (La/Y 1,2 a 1,6 y Sc/Cr 0,2; Tabla 1). La figura 7d (Bathia y Crook, 1986) coincide con lo mencionado anteriormente, indicando una procedencia entre arco de islas continental y margen continental activo.

**Formación La Toma** (Poiré *et al.*, 2003b): Esta unidad sobreyace en pasaje concordante a la Formación Don Mario, con una potencia de hasta 15 a 20 m y geometría

tabular siendo cubierta concordantemente por calizas de la Formación El Calabozo. La Formación La Toma está compuesta por margas grises de grano fino a mediano y color de meteorización gris verdoso (Fig. 4b, c) bien consolidadas, con tenores de hasta 45 % de sílice y 35 % de  $\text{CaCO}_3$ . Su estratificación es concordante con la unidad anterior y está cortada por un clivaje de disolución por presión de rumbo noreste-sudoeste a este-oeste, e inclinación mayor a  $70^\circ$  hacia el occidente. Además, pliegues kink ubicados en bandas de 2 a 5 cm de potencia (Fig. 4b) afectan a la laminación y clivaje, con ejes que buzcan hacia el noroeste entre  $25$  y  $60^\circ$ , en forma coincidente o ligeramente oblicua con el clivaje.

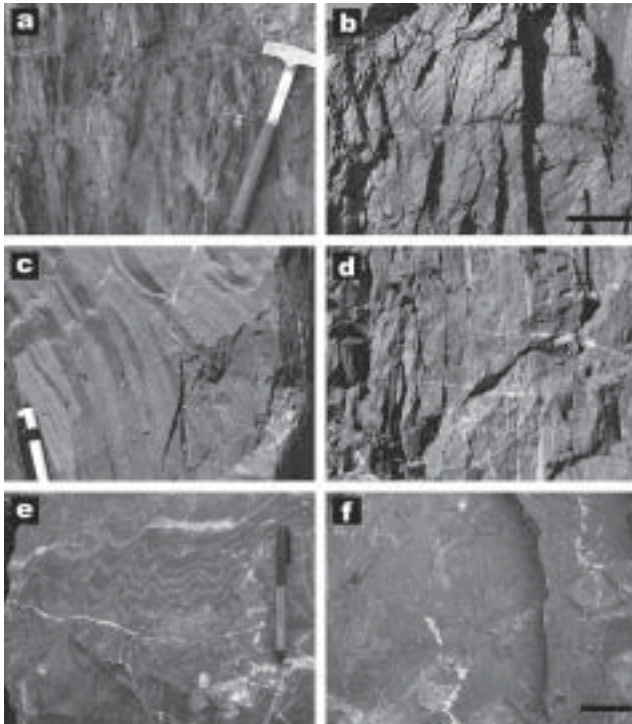
Al microscopio las margas están constituidas por cristales de carbonatos micríticos suturados de calcita y dolomita, entre los que se disponen escamas de sericita y granos de cuarzo (Fig. 5b), plagioclasa y

mafitos (turmalina). La estratificación está definida por láminas de carbonatos con intercalaciones de láminas silicoclásticas, mezcladas con carbonatos. Estas láminas están atravesadas por el clivaje de disolución con óxidos de hierro y por venillas de carbonatos removilizados desde la matriz. A su vez, estas microestructuras están cortadas por estilolitas cuspidadas y rectangulares entre cuyos planos quedaron granos relictivos de cuarzo y feldespatos que resistieron la disolución. Por difracción de rayos X se ha detectado la presencia de abundante calcita, cuarzo y dolomita, acompañados de arcillas y escasos feldespatos (Fig. 6). Los argilominerales presentan un predominio de illita y escasa clorita (Fig. 6).

**Formación El Calabozo** (Poiré et al., 2003b): La Formación El Calabozo se apoya sobre las margas de la



**Figura 3.** Vista general de la cantera hacia el oeste con el Grupo Mina Verdún afectado tectónicamente, donde se aprecian las cizallas más importantes (líneas rojas), la estratificación primaria  $S_0$  (líneas blancas) entre las lutitas negras, calizas y dolomías, las lutitas en contacto tectónico con las rocas carbonáticas, los diques de basalto y las cuarcitas del Cerro Verdún (modificado de Poiré et al., 2003b).  
**Figure 3.** General overview of the quarry to the west, with the Mina Verdun Group shear zones (red lines), primary stratification  $S_0$  (white lines) within the black shales, limestones and dolostones, the tectonic contact between the black shales and carbonatic rocks, the basalt dykes and the quartzites of the Verdun hill (modified from Poiré et al., 2003b).

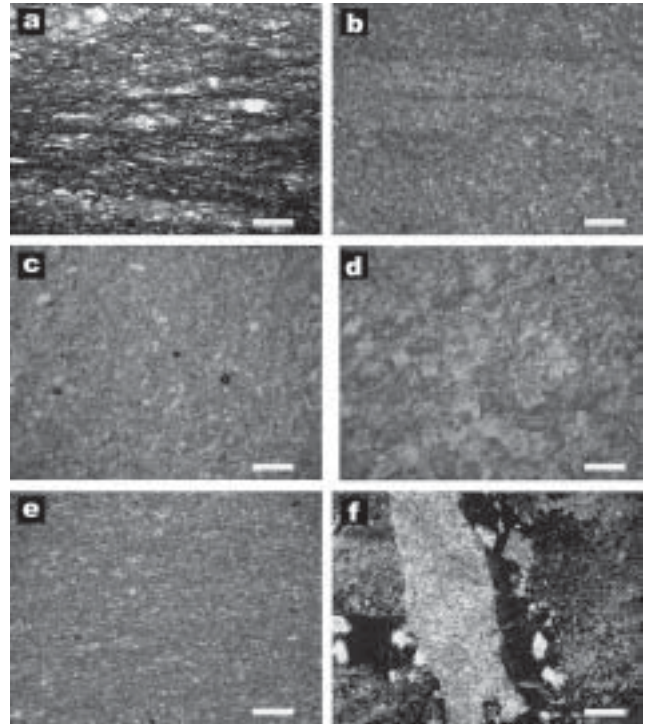


**Figura 4.** Fotos de campo. a) Pelitas negras de la Formación Don Mario (cantera Mina Verdún). b) Margas de la Formación La Toma con pliegues tipo "kink" (cantera Mina Verdún, barra = 1 m). c) Margas laminadas de la Formación La Toma (cantera Mina Verdún). d) Laminación y clivaje de las calizas de la Formación El Calabozo (cantera Mina Verdún). e) Calizas con laminación deformada vista en perfil (Formación El Calabozo, cantera ANCAP). f) Ídem, vista en planta (barra = 15 cm).

**Figure 4.** Field pictures. a) Black shales of the Don Mario Formation (Mina Verdún quarry). b) Marls of the La Toma Formation showing kink bands (Mina Verdún quarry, bar = 1 m). c) laminated marls of the La Toma Formation (Mina Verdún quarry). d) Lamination and clivaje in the limestones of El Calabozo Formation (Mina Verdún quarry). e) deformed lamination in limestones (El Calabozo Formation, ANCAP quarry). f) Idem, plant view (bar = 15 cm).

Formación La Toma en continuidad estratigráfica y está conformada por una potente secuencia de calizas de hasta 170 m de espesor. La Formación Gibraltar cubre a esta unidad con contacto discordante erosivo que deja labrado un paleorelieve con valles incididos de hasta 15 m. Estas calizas se dividen en seis miembros informales, que de base a techo son: 1) «Calizas grises laminadas», 2) «Calizas grises masivas», 3) «Calizas estromatolíticas grises», 4) «Calizas gris verdosas», 5) «Calizas negras bien consolidadas» y 6) «Calizas estromatolíticas negras».

«Calizas grises laminadas»: son de color gris claro con



**Figura 5.** Fotos al microscopio. a) Laminación fina en pelitas negras de la Formación Don Mario. b) Laminación en margas de la Formación La Toma. c) Base micrítica de las calizas de la Formación El Calabozo. d) Mosaico de cristales de calcita subesparítica, calizas de la Formación El Calabozo. e) Base micrítica de las dolomías de la Formación Gibraltar. f) Base dolomítica atravesada por una vena de calcita con romboedros subesparíticos de dolomita asociados (barra = 100 cm).

**Figure 5.** Photomicrographs. a) Fine laminated black shales of the Don Mario Formation. b) Laminated marls of the La Toma Formation. c) Micritic mosaic texture of the limestones of the El Calabozo Formation. d) Sub-sparitic mosaic texture, limestones of the El Calabozo Formation. e) Micritic texture of the dolostones of the Gibraltar Formation. f) Micritic mosaic cut it by calcite vein with sub-sparitic rhombohedra dolomite associated (barra = 100 cm).

tonalidades rojas y verdes en sus planos de laminación y clivaje (Fig. 4d). Conforman una sucesión heterolítica donde se intercalan láminas de calcipelitas y calcarenitas, con tenores que oscilan entre 65 y 75 % de  $\text{CaCO}_3$  y una potencia de 15 m.

«Calizas grises masivas»: son de color gris mediano a oscuro, con estructura masiva, contenidos de alrededor del 85 % de  $\text{CaCO}_3$  y un espesor que alcanza los 30 m.

«Calizas estromatolíticas grises»: se trata de calizas grises, con tonalidades rojizas en los planos de clivaje y en la laminación algal, con abundantes estromatolitos columnares cónicos (*Conophyton* fm.) y escasos digi-



tados. Su potencia alcanza los 50 m, dependiendo de la zona analizada en la cantera. Depósitos caóticos de brechas de colapso, de probable origen kárstico, modifican dicho espesor, el cual disminuye en algunos casos hasta menos de 30 m. Es importante destacar que las calizas estromatolíticas son químicamente las de mayor contenido de  $\text{CaCO}_3$ , alcanzando tenores de hasta 93 %. Las brechas de colapso están formadas por clastos de esta caliza estromatolítica y matriz silicoclástica.

«Calizas gris verdosas»: son grises de tonalidades verdosas en los planos de clivaje y en las superficies de meteorización. Su estratificación primaria  $S_0$  está obliterada por los planos del clivaje penetrativo. Esta caliza posee tenores de  $\text{CaCO}_3$  de 83 % con un espesor estimado de alrededor de 30 m.

«Calizas negras bien consolidadas»: son negras, masivas, con alto grado de consolidación, que las tornan muy tenaces. El alto contenido de sílice de estas calizas (de hasta 42 %) sugiere posibles procesos de silicificación que habrían afectado diagenéticamente a la caliza original. Su potencia aproximada es de 15 m.

«Calizas estromatolíticas negras»: son similares a las calizas estromatolíticas inferiores, pero de color negro. Presentan una abundante cantidad de estromatolitos del tipo columnar cónico (*Conophyton* fm.). Hacia el techo, esta caliza estromatolítica pasa a una caliza negra con laminación monticular (¿probables «*hummocky*»?) y abundantes venas rellenas con calcita. Los valores químicos de las calizas negras estromatolíticas muestran hasta un 89 % de  $\text{CaCO}_3$ , con una potencia de hasta 30 m.

En general, todas las calizas son algo monótonas al microscopio, ya que están constituidas casi enteramente por individuos ortoquímicos de calcita, en mosaicos homogéneos subesparíticos (Fig. 5c) a esparíticos (Fig. 5d), o con laminación corrugada estromatolítica. Las características microtectónicas son similares a las margas, aunque el clivaje de disolución es más penetrativo y las estilolitas tienen mayor longitud y amplitud de dientes. Los análisis de difracción de rayos X (Fig. 6) muestran el fuerte predominio de calcita acompañada de muy escaso tenor de cuarzo y argilominerales (illita), con trazas de feldespatos.

La presencia de estromatolitos es de gran importancia a la hora de determinar la polaridad de las capas y la posición del  $S_0$ . En este sentido, el  $S_0$  sedimentario tiende a ser perpendicular al eje vertical de la columna

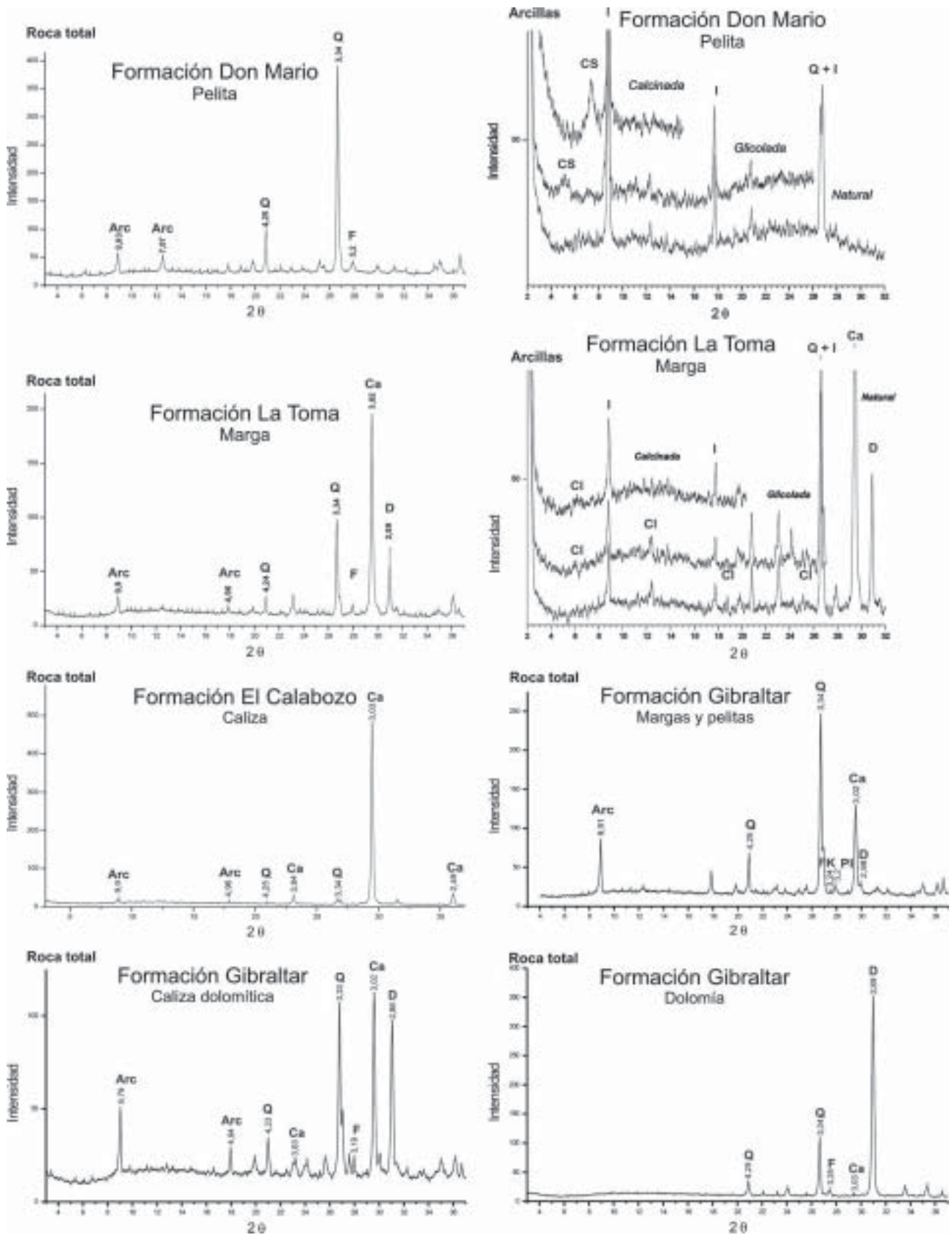
estromatolítica y el ápice de las láminas cónicas separadas apunta hacia arriba. En cambio, cuando estas estructuras sedimentarias orgánicas están ausentes, los planos de estratificación están obliterados por el fuerte clivaje. Asimismo, los estromatolitos permiten reconocer la interacción del  $S_0$  con estilolitas, diaclasas rellenas por calcita, y clivaje (Fig. 8).

Los estromatolitos se distribuyen en distintos niveles de la Formación El Calabozo (Fig. 2) conformando espesos bioestromas de hasta 1,70 m de altura, compuestos esencialmente por el grupo *Conophyton* (Maslov, 1937). Los ejemplares relevados son asignables a *Conophyton* fm., los cuales están conformados por columnas subcilíndricas simples, no-ramificadas con una laminación interna netamente cónica (Figs. 9-c), cuyos ápices definen una zona axial distintiva, y una sección horizontal de estructura concéntrica muy conspicua (Figs. 9d-f).

La laminación interna de estos *Conophyton* fm. es frecuentemente continua de una columna a otra, de modo tal que las secciones verticales de los bioestromas muestran ápices que apuntan hacia arriba. Las columnas muestran perfiles angulosos a geniculados (Figs. 9c) y su vista en planta varía entre circular redondeado (Fig. 9f) a oblongo (Figs. 9d, e). En el caso de las columnas oblongas, los ejes mayores en planta están fuertemente orientados. La actitud de las columnas es generalmente recta (Fig. 5b) aunque algunas adoptan posturas recumbentes y sinuosas. El grado de separación entre las columnas estromatolíticas varía desde poco espaciadas (Figs. 9a, c, f) a muy apretadas (Fig. 9b). Las máximas alturas de columnas observadas alcanzan los 70 cm, con anchos de 5 a 20 cm.

Las morfologías columnares cónicas simples son las más abundantes, denotando una muy baja biodiversidad estromatolítica. Sin embargo, se han reconocido escasos estromatolitos mal preservados con un estilo de ramificación dendroideo. Asimismo, columnas estromatolíticas pequeñas de hasta 5 cm de diámetro, con diseño de planta redondeado han sido registrados en testigos-corona, lo cual sugiere que posiblemente también se han desarrollado subordinadamente estromatolitos columnares digitados.

Una variedad de caliza distinta de la Formación El Calabozo se encuentra en la cantera de ANCAP, 5 km al sur de la localidad tipo de esta unidad, la cual posee laminación con frecuentes estructuras deformacionales, del tipo laminación convoluta y slumps (Figs. 4e, f). Cabe resaltar que estas calizas fueron previamente asignadas por Gaucher *et al.* (2004b) a la Formación



**Figura 6.** Difractogramas de rayos X (Arc: arcillas; Q: cuarzo; F: feldspatos; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Ca: calcita; D: dolomita; I: illita; Cl: clorita; IS: interstratificado illita-esmecita; CS: interstratificado clotita-esmecita).

**Figure 6.** XRD diagrams (Arc: clays; Q: quartz; F: feldspar; FK: potassium feldspar; Pl: plagioclase; Ca: calcite; D: dolomite; I: illite; Cl: Chlorite; IS: illite-smectite interlayer; CS: chlorite-smectite interlayer).

Polanco del Grupo Arroyo del Soldado, cuando todavía no se conocía la estratigrafía detallada del Grupo Mina Verdún. En esta cantera no se han encontrado estromatolitos de ningún tipo, lo cual demuestra cambios faciales importantes en corta extensión (menos de 5 km). Hacia el sur, Gaucher *et al.* (2004a) asignaron la secuencia aflorante en la Cantera Burgueño, en las cercanías de Nueva Carrara, unos 40 km más al sur, al Grupo Mina Verdún. Las litologías expuestas allí son, de base a tope: metamargas, brechas calcáreas y calizas, calizas estromatolíticas y dolomías masivas. En las calizas estromatolíticas estos autores han reconocido muy buenos ejemplares del grupo *Conophyton*, similares a los descritos en la Mina Verdún (Poiré *et al.*, 2003a, b), considerando a estas calizas como una sección más austral de la Formación El Calabozo.

**Formación Gibraltar** (Poiré *et al.*, 2003b): Esta unidad se dispone en discordancia erosiva, no angular, sobre las calizas de la Formación El Calabozo, con un espesor mayor a 60 m sin techo visible. Está constituida por pelitas y margas negras (Figs. 10a-c), calizas y calizas dolomíticas rosadas, y dolomías amarillentas (Figs. 10d, e), verdosas, moradas, grises y negras. Presenta una pseudobrecha basal de hasta 4 m de potencia, con «clastos» y cementos calcáreos que sugieren una posible autobrechación diagenética (Fig. 10d).

Las pelitas y margas gris oscuras a negras están laminadas y se presentan rellenando bajos paleotopográficos del sector basal de la Formación Gibraltar. En otros sectores de la cantera Mina Verdún o en la cantera de ANCAP aparecen intensamente asociadas con intercalaciones delgadas a gruesas de lentes calcáreas rosados a rojizos (Fig. 10b), masivos y también laminados, de buen grado de consolidación. Algunas capas calcáreas presentan trenes de óndulas asimétricas (Fig. 10c) y laminación entrecruzada. Todo el conjunto de pelitas y margas posee un espesor que puede alcanzar hasta un máximo de 40 m, pero que disminuye notablemente en altos positivos del paleorelieve labrado sobre las calizas de la Formación El Calabozo. Todas estas sedimentitas están cruzadas por venillas calcílicas finas. Los análisis difractométricos de rayos X muestran abundante cuarzo, calcita y arcillas, acompañados de escasos feldespatos y dolomita (Fig. 6).

Cabe destacar que su fuerte laminación y características litológicas han llevado a otros autores a incluirlas en la Formación Polanco (Gaucher *et al.*, 2004b). Sin embargo, como se apuntó en párrafos anteriores, el conocimiento actual de la estratigrafía del Grupo Mina

Elementos mayoritarios (óxidos)					
Muestra	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5
%					
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,58	0,44	0,54	0,65
Elementos minoritarios y trazas					
Muestra	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5
PPM					
Rb	157,09	143,81	111,39	148,21	165,43
Sr	33,16	13,87	9,38	14,31	23,25
Y	24,67	20,43	22,85	23,11	30,74
Zr	145,91	124,21	97,59	121,80	145,77
La	33,58	31,78	26,99	28,78	35,89
Eu	1,00	0,95	0,88	0,95	1,16
Gd	5,26	4,14	4,11	4,29	5,06
Yb	2,00	1,94	2,08	2,10	2,58
Th	9,24	8,17	8,57	9,08	10,84
U	2,13	1,55	1,38	2,33	1,86
Cr	59,00	57,00	49,00	57,00	70,00
Sc	11,50	10,40	8,70	11,00	13,00

Relaciones	Th/U				
	4,35	5,27	6,20	3,90	5,82
	Rb/Sr				
	4,74	10,37	11,88	10,35	7,11
	Th/Sc				
	0,80	0,79	0,98	0,83	0,83
	Zr/Sc				
	12,69	11,94	11,22	11,07	11,21
	Ti/Zr				
	25,02	27,99	26,84	26,68	26,69
	La/Sc				
	2,92	3,06	3,10	2,62	2,76
	La/Y				
	1,36	1,56	1,18	1,25	1,17
	Sc/Cr				
	0,19	0,18	0,18	0,19	0,19
Eu/Eu*					
0,59	0,65	0,65	0,66	0,67	
GdN/YbN					
2,13	1,73	1,60	1,66	1,59	

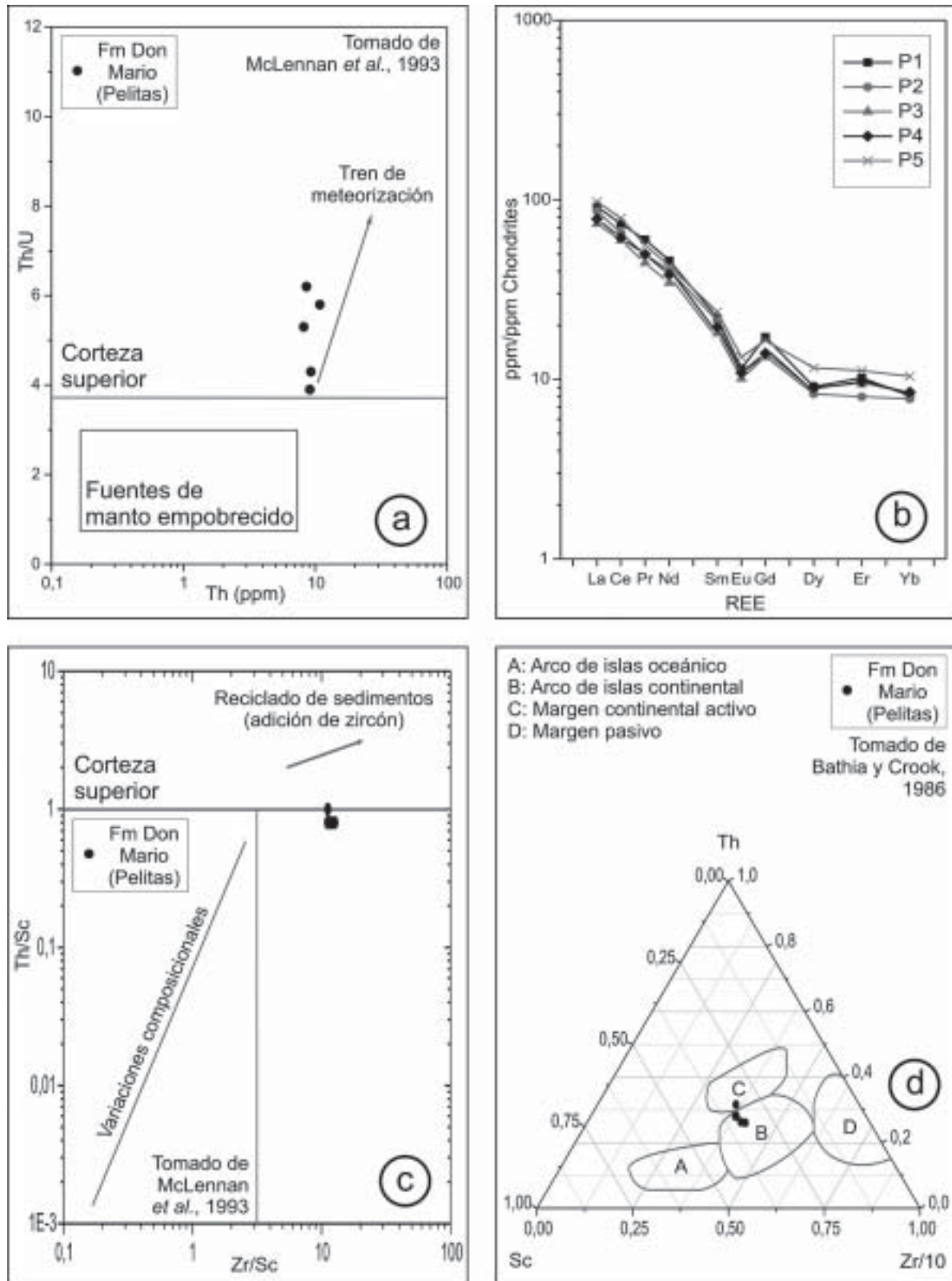
**Tabla 1.** Resultados de análisis geoquímicos por IGCP-M de cinco muestras de pelitas de la Formación Don Mario.

**Table 1.** Results of the IGCP-M geochemistry analysis of five black shales from Don Mario Formation

Verdún en su localidad tipo, señala que estas pelitas y margas pertenecen a la Formación Gibraltar.

Hacia el tope aumenta la presencia de lentes gruesas calcáreas, hasta que es cubierta por un manto de calizas y calizas dolomíticas rosadas, de 8 m de potencia. Estas rocas son masivas y litológicamente similares a las lentes descriptas, con tenores de CaCO<sub>3</sub> variables entre 60 y 78 %. Presentan abundante calcita, dolomita y cuarzo, con moderados a bajos tenores de arcillas y feldespatos (Fig. 6).

Por arriba de estas calizas continúan dolomías de grano fino, homogéneo, de tonalidades amarillentas y verdosas claras hasta gris oscuras a negras y moradas, de buen grado de consolidación, con variedades masivas y laminadas (Fig. 9e). Su estratificación tiene actitudes variables a lo largo y a lo ancho de la faja, debido principalmente a cambios de rumbo e inclinación por el plegamiento producido por las zonas de cizalla (Fig. 1). El clivaje de disolución está prácticamente ausente



**Figura 7.** Gráficos geoquímicos para elementos minoritarios y trazas aplicados a pelitas. a) Th/U vs. Th para demostrar el grado de meteorización y retrabajo. b) Patrón de tierras raras para cinco muestras de pelitas (P1 a P5) normalizadas a Chondrites. c) Th/Sc vs. Zr/Sc marcando el grado de reciclado y la composición del área fuente. d) Relación entre Th, Sc y Zr/10 a fin de determinar la procedencia.

**Figure 7.** Minor and trace elements geochemical graphics applied to shales studies. a) Plot of Th/U vs. Th to show the degree of weathering and reworking; b) Chondrite-normalized REE plot for five shale samples (P1 to P5); c) Plot of Th/Sc vs. Zr/Sc showing reworking degree and source area composition; d) Th, Sc and Zr/10 plot for tectonic setting discrimination.

y son características las fajas de cizalla con variados rumbos e inclinaciones.

Al microscopio están constituidas por un mosaico de dolomita micrítica a subesparítica fina (Fig. 5e), microcristalina y cementos silíceos de chert, atravesada por lentes micrométricas de cuarzo con textura granuda poligonal (granos que se cortan en puntos triples a  $120^\circ$ ). En algunos sectores las bases cristalinas finas también muestran venas calcíticas, en cuyos bordes se producen recristalizaciones de romboedros de dolomita esparítica (Fig. 5f). Por difracción de rayos X se detecta muy abundante dolomita acompañada de cuarzo y muy escasa calcita (Fig. 6).

**Formación Las Palmas** (Poiré et al., 2003b): Conforman un manto de rocas esencialmente psefíticas que se disponen en discordancia erosiva sobre el Grupo Mina Verdún, con un espesor estimado de 50 m. Se trata de conglomerados castaño verdosos a castaño rojizos, masivos a groseramente estratificados, con clastos subangulosos a subredondeados de granitoides, volcanitas mesosilíceas y ácidas, y calizas, con bloques de hasta 25 cm de diámetro que tienen escasas intercalaciones de bancos lenticulares de areniscas rojizas (Fig. 9f). La estratificación es grosera, sólo está bien marcada en los bancos de areniscas y tiene rumbo noroeste-sudeste a norte-sur e inclinaciones de  $25$  a  $64^\circ$  hacia el occidente. Los conglomerados están atravesados por los mismos juegos de fajas de cizalla que afectan tectónicamente al Grupo Mina Verdún y al enjambre de diques que lo intruye.

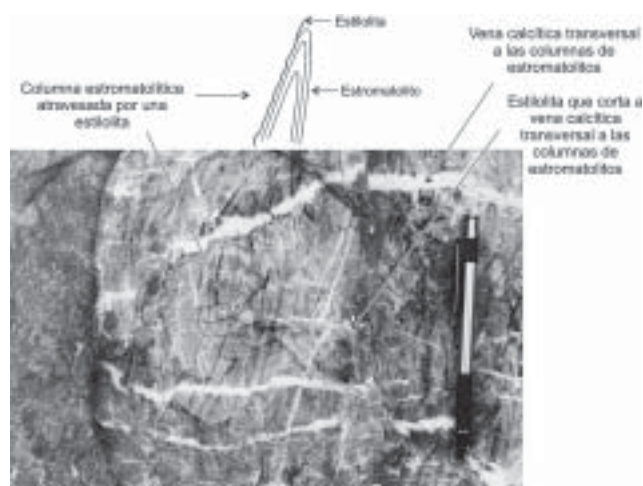
**Enjambre Subvolcánico Minas** (González et al., 2004): El Grupo Mina Verdún y la Formación Las Palmas están cortados por un enjambre longitudinal de diques de rumbo latitudinal y subverticales. Los diques tienen hasta 7 m de espesor y son tabulares, aunque algunos de ellos presentan estructuras de *boudinage* con sectores de engrosamientos y adelgazamientos a lo largo del rumbo (de tipo «*pinch and swell*»). Producen salbandas de metamorfismo de contacto en las rocas de caja, localizadas en una faja de hasta 1 m de potencia en las paredes de los diques, transformando en *hornfels* a las pelitas y pizarras, y en *skarns* a las calizas. Se han distinguido diques de basaltos y de andesitas (González et al., 2004).

**Diques de basalto:** Están constituidos por dos variedades de basaltos negros y afániticos, masivos a vesiculares y amigdaloides. Al microscopio, los basaltos tie-

nen las siguientes características:

Tipo 1: son afíricos (sin fenocristales) y están constituidos por una pasta intergranular a traquítica de tablillas entrecruzadas de plagioclasa euhedral de composición labradorítica, que varía entre An49 y An59 (determinación óptica). Los huecos entre las tablillas están ocupados por clinopiroxeno, olivina, apatita prismática y minerales opacos aciculares y granulares. El clinopiroxeno está fresco, es granular y ecuante a prismático corto y subhedral. También en cristales ramificados, rectos y elongados. La olivina está alterada a bowlingita y su disequilibrio textural con la pasta está indicado por sobrecrecimientos y coronas de clinopiroxeno. Estos basaltos tienen amígdalas celulares ( $< 1$  mm de diámetro) rellenas con carbonatos, clorita, prehnita fibrosa radial y posiblemente esmectitas. Algunos huecos entre las plagioclasas también están rellenos con esmectitas (vidrio recristalizado?) y con un agregado de minerales castaños con textura en cocarda.

Tipo 2: son microporfíricos, con escasos microfeno-cristales frescos de plagioclasa euhedral (bitownita  $\sim$  An83 - determinación óptica). La pasta es intergranular a traquítica (tamaño de grano:  $\sim 1$  mm) constituida por tablillas entrecruzadas a levemente orientadas de plagioclasa subhedral y zonal (composición labradorítica semejante a la pasta de los basaltos afíricos), y huecos ocupados por olivina subhedral (alterada a bowlingita), granos de clinopiroxeno (alteración parcial a clorita) y minerales opacos. Estos basaltos también



**Figura 8.** Relaciones estructurales entre las columnas estromatolíticas atravesadas por venas subhorizontales de calcita y estilolitas cuspidas.

**Figure 8.** Structural relationships between the stromatolitic columns crossing by subhorizontal calcitic veins plus cusped stylolites.

tienen amígdalas celulares rellenas con carbonatos y una mezcla de cloritas y serpentinas.

**Diques de andesita:** Las andesitas son grises a gris verdosas y microporfíricas, con escasos microfeno-cristales (<1mm) de plagioclasa y anfíbol y una pasta afanítica transicional a microgranosa. Al microscopio la pasta está constituida por plagioclasa, anfíbol y biotita verde primaria en un arreglo seriado a microgranoso, y además exhibe escasos carbonatos, cuarzo y feldespato (alcalino?) intersticiales, estos dos últimos con textura granofírica. La plagioclasa subhedral está reemplazada parcialmente por calcita y sericita. Su composición es más ácida respecto de las plagioclasas de la pasta de los basaltos, variando entre oligoclasa (An28) y andesina (An46). Los anfíboles sub a anhedrales (fenocristales y pasta) están reemplazados por escamas decusadas de biotita castaña secundaria, indicando procesos subsólidos de reemplazo deutérico tardío a postmagmáticos, también identificados en las plagioclasas. Las biotitas primarias están frescas y se ubican en agregados o glomérulos dispuestos al azar. Los minerales accesorios son apatita, rutilo, opacos y circón.

Se ha observado otro cuerpo intrusivo hacia el sector de El Calabozo, dentro de la Cantera Mina Verdún. El mismo se encuentra pobremente aflorado y consiste en un filón capa de diabasa pardo oscuro, afanítico, con salbandas de metamorfismo de contacto contra rocas de la Formación El Calabozo (Fig. 1). Dicho cuerpo está en estudio y todavía no se ha observado una relación directa de campo entre éste y los diferentes diques.

### Cuarcitas del Cerro Verdún

En el tope del cerro Verdún se han identificado bancos de cuarcitas blanquecinas cuya relación de campo con el Grupo Mina Verdún es de índole tectónico, mediante un sobrecorrimiento que las transportó sobre la mencionada unidad (González *et al.*, 2004). Es importante destacar que las cuarcitas no están atravesadas por el Enjambre Subvolcánico Minas, y además su estratificación está plegada según un estilo apretado (*«tight»*), con ejes de pliegues con buzamientos hacia el este-sudeste, variables entre 31 y 50° que no afectó al Grupo Mina Verdún.

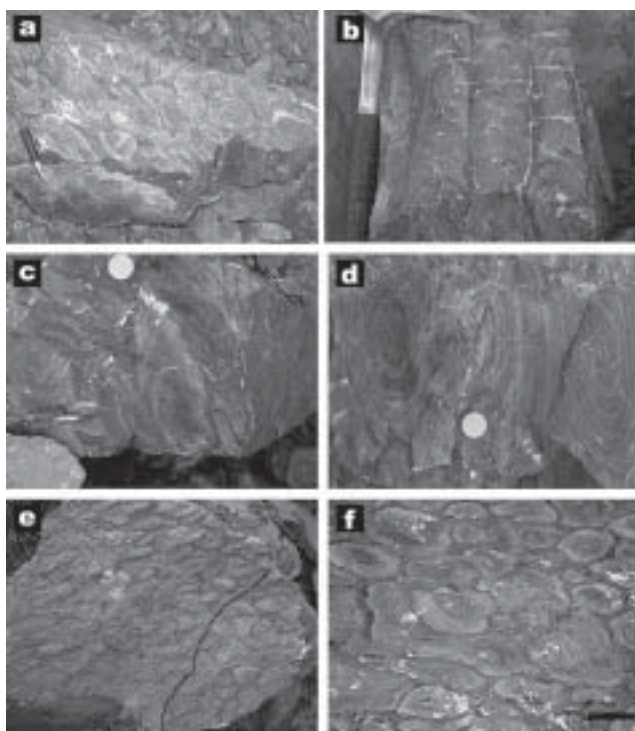
Las cuarcitas están cortadas por fajas de cizalla frágil con *slickensides* o espejos de falla que contienen estriaciones y crestas que buzan hacia el SO - S con ángulos muy bajos entre 10 y 14°. Al microscopio, las cuarcitas están constituidas por cuarzo y en menor proporción

por feldespatos, con textura granoblástica suturada a poligonal e inequigranular. Entre los granos de cuarzo y feldespatos se disponen escasas escamas de sericita interesquistosa. Estas cuarcitas han sido asignadas previamente por Gaucher (2000) a la Formación Cerro Espuelitas, de edad ediacareana.

### CONSIDERACIONES SEDIMENTOLOGICAS Y ESTRATIGRAFICAS

Las pelitas negras de la unidad basal del Grupo Mina Verdún, Formación Don Mario, poseen abundante material orgánico y pirritas que en conjunto señalan ambientes fuertemente reductores de baja energía. Con respecto a la geoquímica de estas pelitas negras, cabe señalar en primer término que los procesos de meteorización y retrabajo de sus áreas fuentes, en condiciones oxidantes, producen una pérdida de U, lo cual es mucho más notorio cuando se trata de sedimentos finos (McLennan y Taylor, 1980; Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1993). Este proceso eleva la relación Th/U a valores mayores de 3,5 y 4,0 que son los registrados en rocas de corteza continental superior antigua (McLennan *et al.*, 1993). Tal como se observa en la figura 7a, mientras que el contenido de U varía entre las muestras, el de Th permanece constante. Esta distribución podría asociarse a cambios en el grado de meteorización y/o retrabajo en las áreas fuentes pero con una misma proveniencia. Asimismo, las relaciones Rb/Sr marcadas (Tabla 1), también indicarían una fuerte meteorización y/o reciclado (McLennan *et al.*, 1993). Además, el enriquecimiento en zircón reflejado en la alta relación Zr/Sc (Fig. 7c), también marca un intenso proceso de selección y retrabajo de las sedimentitas.

Desde el punto de vista de la procedencia, elementos tales como Th, Sc y Zr, más las tierras raras, son particularmente útiles, ya que son insolubles y usualmente inmóviles en condiciones superficiales. De esta manera preservan las características de las rocas fuente (Taylor y McLennan, 1985; Bathia y Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1990; McLennan *et al.*, 1993). En cuestión, tal como se aclaró anteriormente, la relación Th/Sc (Fig. 7c) indica una procedencia cortical superior (Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1990). Asimismo, el fuerte enriquecimiento en las tierras raras livianas (Fig. 7b) marcaría aportes de materiales de composición relativamente félsica (McLennan *et al.*, 1993). Además la notoria anomalía negativa de Eu (Fig. 7b), se asocia comúnmente a una avanzada diferenciación magmática. Dicha anomalía, junto al patrón de las

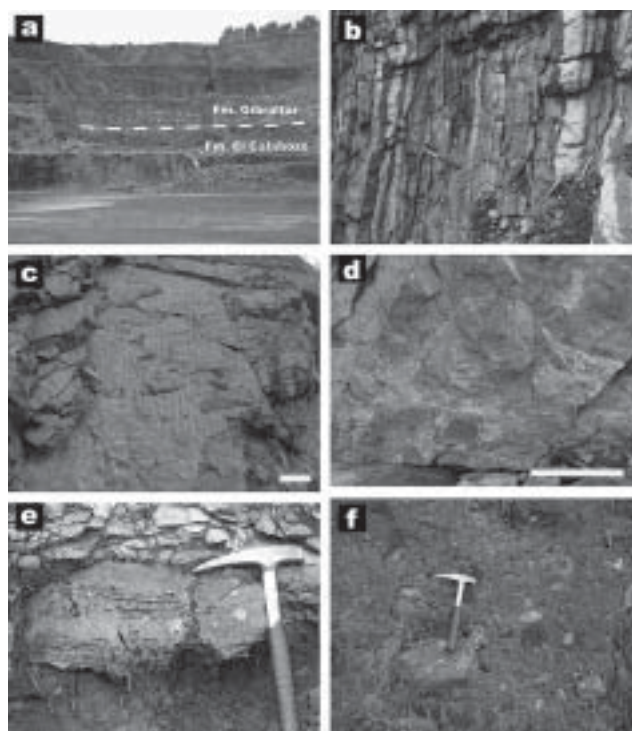


**Figura 9.** Estromatolitos. a) Corte oblicuo de columnas estromatolíticas de *Conophyton* fm. b) Columnas estromatolíticas muy apretadas, de actitud recta. c) Corte en sección vertical de *Conophyton* fm., donde se aprecia su laminación cónica y columnas estromatolíticas espaciadas. d) Vista en planta de *Conophyton* fm. con sección concéntrica regular oblonga; e) Conjunto de columnas estromatolíticas de secciones redondeadas y oblongas fuertemente orientadas. f) Sección redondeada de columnas estromatolíticas, vista en planta (barra = 10cm).

**Figure 9.** Stromatolites. a) Oblique section of the stromatolite columns of *Conophyton* fm. b) Straight, very close stromatolite columns. c) Vertical section of the *Conophyton* fm. with its conical laminae and quite spaced stromatolite columns. d) Plant view of the *Conophyton* fm. with regularly oblong concentric structure. e) Strongly orientated, rounded to oblong stromatolite columns. f) Rounded stromatolite columns in a plant view (bar = 10 cm).

demás tierras raras (Fig. 7b), es común tanto en rocas de corteza continental superior antigua que aportan a márgenes pasivos o a cuencas continentales colisionales, como en arcos jóvenes diferenciados que alimentan cuencas de retroarco y trasarco (Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1990; McLennan *et al.*, 1993). Sin embargo, a partir de las funciones discriminantes de Bathia y Crook (1986; Fig. 7d, Tabla 1), se determina una posible procedencia con influencias entre arco de islas continental y margen continental activo.

Es interesante destacar que las relaciones de  $Eu/Eu^*$  (entre 0,59 y 0,67; Tabla 1) y de  $Gd_N/Yb_N$  (entre 1,59 y 2,13; Tabla 1) se ajustan a las correspondientes

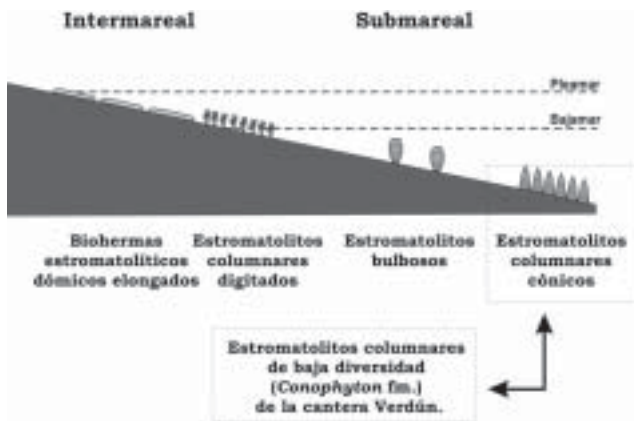


**Figura 10.** Fotos de campo. a) Contacto entre las formaciones El Calabozo y Gibraltar (cantera ANCAP). b) Margas y pelitas oscuras con intercalaciones delgadas a medias de caliza rosada (cantera ANCAP). c) Trenes de óndulas asimétricas en estas margas (cantera ANCAP). d) Brecha diagenética de la base de la Formación Gibraltar (cantera Mina Verdún, barra= 20 cm). e) Dolomías laminadas de la Formación Gibraltar (cantera Mina Verdún). f) Conglomerados polimíticos de la Formación Las Palmas (Cruce Ruta 12 y las vías).

**Figure 10.** Field pictures. a) Stratigraphic boundary between El Calabozo and Gibraltar formations (ANCAP quarry). b) Dark marls and shales with pink limestone bed of the Gibraltar Formation (ANCAP quarry). c) Ripple-marks on top of these marl beds. d) Diagenetic breccias of the base of the Gibraltar Formation (Mina Verdún quarry, bar= 15 cm). e) Laminated dolostones of the Gibraltar Formation (Mina Verdún quarry). f) Polymitic conglomerates of the Las Palmas Formación (Road 12 and railway cut).

a rocas no arqueanas (McLennan *et al.*, 1990; McLennan *et al.*, 1993). Cabe destacar que estos autores establecen para rocas arqueanas valores de  $Eu/Eu^*$  mayores a 0,65 hasta sin anomalía ( $Eu/Eu^* = 1$ ) y de  $Gd_N/Yb_N$  mayores a 2,0. Este es un elemento importante a tener en cuenta, ya que sólo se dispone para la secuencia en tratamiento, una edad mínima de  $485,2 \pm 12,5$  Ma (González *et al.*, 2004). La geoquímica de las pelitas de la Formación Don Mario sugieren que sus fuentes de procedencia son post-arqueanas.

En síntesis, los análisis geoquímicos de elementos minoritarios y trazas permiten extraer algunas conclusiones preliminares importantes. En primera medida



**Figura 11.** Modelo de estromatofacies elaborado por Poiré (1987, 1990, 2002 modificado) en donde se observa la posición paleoambiental de la Formación El Calabozo, portadora de *Conophyton* fm. (modificado de Poiré *et al.*, 2003b).

**Figure 11.** Stromatolite facies model (modified from Poiré 1987, 1990, 2002) with the interpreted location of the *Conophyton* fm. of the El Calabozo Formation (modified from Poiré *et al.*, 2003b).

se determina un importante proceso de meteorización, retrabajo y selección en las áreas fuentes. También es claro y coincidente que la procedencia es de materiales corticales superiores félsicos altamente diferenciados, probablemente a partir de un ámbito tectónico de arco islándico continental a margen activo continental. Posiblemente podrían responder al «forebulge» o al margen pasivo de una cuenca de retroarco, lo cual coincidiría con el notable reciclado presente en estas sedimentitas (Bathia y Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1993). Por último, se acotaría a gran escala la edad máxima de estas rocas al Proterozoico, ya que los diversos análisis demuestran claramente una procedencia a partir de sucesiones post-arqueanas.

Las margas de la Formación La Toma marcan el inicio de cambios importantes en el ambiente, ya que comienzan paulatinamente a producirse las condiciones necesarias para el desarrollo de una sedimentación carbonática: incremento en la cristalinidad de las aguas, somerización, mejores condiciones climáticas y todo aquello que contribuya a la instalación de una fábrica carbonática, que en tiempos precámbricos era esencialmente dominada por algas. Cabe pensar que estas margas podrían haber sido parte de una rampa carbonática que se transforma en plataforma carbonática una vez instalada una barrera (Wilson, 1975). La Formación El Calabozo es un ejemplo claro de dicha plataforma, con un profuso desarrollo de estromatolitos. En depósitos al borde del talud de la plataforma se desarrollan generalmente sedimentitas finas deformadas como las obser-

vadas en la Formación El Calabozo de la cantera de ANCAP. Esto demostraría que el límite entre el talud y la plataforma se encontraría entre esta última cantera y la de Mina Verdún.

El grupo *Conophyton* ha sido interpretado como estromatolitos desarrollados en ambientes marinos submareales en sus sectores más profundos por Poiré (1987, 2002, 2003) basado en los ciclos estromatolíticos de la Formación Villa Mónica del Grupo Sierras Bayas, en el Precámbrico de Olavarría, Sistema de Tandilia, Argentina, y en las ideas de Logan *et al.* (1964) y Donaldson (1976). Coincidente con estas interpretaciones, Sallu Filho y Fairchild (2003) sostienen para los *Conophyton* proterozoicos del Grupo Itaiacoca en las canteras de Indumine y Lavrinhas, estado de San Pablo, Brasil, un crecimiento en ambientes marinos, de plataforma profunda, probablemente por debajo del nivel de olas de buen tiempo o incluso por debajo de la base del tren de olas de tormenta.

Como se observa en la figura 11, el modelo conceptual desarrollado por Poiré (1987) muestra una variación en la morfología de los estromatolitos con la batimetría, de modo que los estromatolitos columnares digitados son esencialmente intermareales, los bulbosos son submareales someros y los cónicos son submareales más profundos. De modo tal que los niveles de muy baja biodiversidad y gran abundancia de *Conophyton*, sugieren un ambiente marino submareal muy recurrente para la Formación El Calabozo, con posibles niveles de somerización representados por los digitados de menor escala.

La presencia de holladas rellenas con brechas de colapso dentro de las calizas y el paleorelieve labrado en el techo de la Formación El Calabozo sugiere el retiro prolongado del mar con una caída de su nivel relativo y la instalación de un paisaje kárstico. Luego de un período de tiempo importante, el mar ingresa nuevamente con relleno pelítico en las partes basales deprimidas pertenecientes a la Formación Gibraltar, con una paulatina somerización marcada por el incremento de margas y calizas dolomíticas rosadas que culminan con la presencia de manto netamente de dolomías que corona la secuencia. Lamentablemente, los rasgos sedimentarios primarios en estas dolomías están muy obliterados como para establecer un análisis de facies y microfacies que permitan esbozar interpretaciones paleoambientales más detalladas.

Finalmente, en cuanto a la edad del Grupo Mina Verdún, la misma es todavía incierta. Dataciones K/Ar en roca total sobre el enjambre de diques que corta al



Grupo Mina Verdún, arrojaron un valor de  $485,2 \pm 12,5$  Ma interpretado como una edad mínima de enfriamiento para estadios deutéricos tardío- a post-emplazamiento del enjambre (González *et al.*, 2004). En el mismo sentido, la geoquímica de las pelitas de la Formación Don Mario sugiere una edad post-arqueana para las mismas y sus áreas de aporte.

El grupo *Conophyton* tienen un amplio rango de distribución en el Precámbrico, desde el Proterozoico temprano al Ediacareano según Cloud y Semikhatov (1969) y del Aphebiano medio al Ripheano terminal en los registros de Semikhatov (1976) para el Precámbrico de la Unión Soviética. En consecuencia resulta dificultoso ajustar la edad de las calizas de la Formación El Calabozo con el hallazgo de *Conophyton* fm. Estudios detallados sobre la microestructura de estos estromatolitos (actualmente en ejecución) permitirán una mejor clasificación taxonómica de estos ejemplares de *Conophyton* y una acotación temporal más definida de esta secuencia sedimentaria.

En Uruguay fueron descriptos estromatolitos preediacareanos a 30 km al noreste del Cerro Verdún por Sprechmann *et al.* (1994) y Gaucher *et al.* (1996), en asomos de la Formación Cerro de Villalba, integrante del denominado Grupo Basal de Gaucher y Sprechmann (1995). Sin embargo, la morfología de estos estromatolitos es completamente diferente, ya que se trata de una asociación de formas estratiformes, nodular-estratiforme (LLH-C, LLH-V en la clasificación de Logan *et al.*, 1964) y columnares (SH-V de la misma clasificación), junto a brechas estromatolíticas interpretadas como depósitos intermareales a supramareales. Estos podrían ser representantes más someros respecto de los estromatolitos de la Formación El Calabozo, siempre y cuando estas dos secuencias sean coetáneas. Sin embargo, no existen datos radimétricos o isotópicos que permitan comprobar esta hipótesis.

Otra secuencia sedimentaria precámbrica relativamente cercana a la de Minas se encuentra en Olavarría, en el Sistema de Tandilia de Argentina. Ejemplares muy bien preservados de *Conophyton ?ressotti* y *Conophyton* fm. han sido registrados en las dolomías de la Formación Villa Mónica (Poiré, 1993) del Grupo Sierras Bayas, acompañados por *Colonella* fm., *Cryptozoon* fm., *Gonylina* fm., *Gymnosolem* fm., *Inzeria* fm., *Jacutophyton* fm., *Jurasonia nisivensis*, *Katavia* fm., *Kotuikania* fm., *Kussiella* fm., *Minjaria* fm., *Parmites* fm., *Parmites Cf. cocrescens* y *Stratifera* fm. (Poiré, 1989, 1993). La edad de estas dolomías fue restringida al intervalo de 800 a 900 Ma mediante su asociación estromatolítica y ajus-

tada en 795 Ma para su diagénesis a través de estudios radimétricos (Cingolani y Bonhomme, 1988). Aunque esta secuencia podría ser correlacionada con aquella de la Formación El Calabozo, existe un fuerte contraste en la estromatodiversidad de ambas secuencias. La de la Formación Villa Mónica muestra un alto grado de diversidad de estromatolitos, mientras que la de la Formación El Calabozo es muy baja.

Por lo expuesto, la secuencia sedimentaria del Grupo Mina Verdún parece ser una unidad nueva no correlacionable con las unidades sedimentarias precámbricas conocidas en la región. Futuros trabajos sobre sus estromatolitos, la geoquímica isotópica de sus rocas y otros estudios de detalle, podrían permitir mejorar la asignación temporal y la ubicación de esta unidad en el esquema estratigráfico del Proterozoico sedimentario de Uruguay.

## CONCLUSIONES

- La sucesión sedimentaria de la Cantera Mina Verdún y su área de influencia, está constituida de base a techo, por las siguientes unidades: 1) Grupo Mina Verdún, con sus formaciones Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar; 2) Formación Las Palmas; 3) Enjambre Subvolcánico Minas; y 4) Cuarzitas del tope del cerro Verdún.
- Análisis geoquímicos preliminares de pelitas de la Formación Don Mario indican un aporte de materiales corticales superiores altamente diferenciados y con una fuerte meteorización, retrabajo y selección en sus áreas fuentes.
- La evolución vertical y lateral del Grupo Mina Verdún indicaría un pasaje gradual y concordante de depósitos marinos de baja energía y reductores (Formación Don Mario) al desarrollo de una rampa carbonática (Formación La Toma) que finaliza su evolución en una plataforma calcárea estromatolítica (Formación El Calabozo).
- La Formación El Calabozo presenta numerosos niveles con abundantes estromatolitos y baja diversidad, principalmente columnares de laminación cónica, representados esencialmente por *Conophyton* fm.
- Esta asociación de estromatolitos sugiere un ambiente marino submareal profundo recurrente para la sedimentación de la Formación El Calabozo.
- Las características sedimentológicas de afloramientos cercanos indicarían una sedimentación en un ámbito de talud asociada a la plataforma carbonática.
- Entre la Formación El Calabozo y la Formación Gibraltar se desarrolló una importante paleosuperficie

kárstica, la cual indica un prolongado tiempo de exposición subaérea, relacionado seguramente con un descenso relativo del nivel del mar.

- La fuerte dolomitización que afecta a la Formación Gibraltar impide realizar, hasta el momento, una interpretación sedimentológica de mayor detalle.
- Por comparaciones geológicas, el Grupo Mina Verdún es una unidad nueva no correlacionable directamente con las unidades sedimentarias precámbricas conocidas en la región (Grupos Basal y Arroyo del Soldado).

## Agradecimientos

A Claudio Gaucher por sus permanentes sugerencias, comentarios y recorridas de campo, que permitieron avanzar en el conocimiento estratigráfico de la cantera Mina Verdún y su comparación con otras unidades del Precámbrico sedimentario de Uruguay. A los colegas Peter Sprechmann, Leda Sánchez Betucci, Alfredo Benialgo, Héctor De Santa Ana, Gerardo Veroslavski, Robert Ginsburg y Thomas Fairchild por el intercambio de ideas y estímulo. A todo el grupo uruguayo de geólogos y estudiantes avanzados del proyecto IGCP 478 por su entusiasmo en la discusión de ideas y sugerencias. Al personal profesional y técnico de la Compañía Uruguaya de Cementos Portland de Minas, y de Cementos Avellaneda de Argentina, por el permanente apoyo brindado. A los árbitros que han contribuido con sus sugerencias a enriquecer el manuscrito original. Esta es una contribución al Proyecto IGCP 478 «Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SE-Gondwana».

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Bhatia, M.R.** y **K.A.W. Crook**, 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92:181-193.
- Bossi, J.** y **N. Campal**, 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior en Uruguay. En J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.), *Paleozoico inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura, 343-356. España.
- Bossi, J.** y **R. Navarro**, 2000. *Recursos minerales del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 416 pp.
- Bossi, J., A. Fernández y G. Elzalde**, 1965. Predevoniano en el Uruguay. *Boletín de la Facultad de Agronomía* 78.
- Cingolani, C.** y **M.G. Bonhomme**, 1988. Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), Provincia de Buenos Aires. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas I:283-289.
- Caorsi, J.** y **J. Goñi**, 1958. Geología Uruguaya. *Boletín Instituto Geológico del Uruguay* 37.
- Cloud P.E.** y **M.A. Semikhatov**, 1969. Proterozoic stromatolite zonation. *American Journal of Science* 267:1017-1061.
- Donaldson, J.A.**, 1976. Paleoeecology of *Conophyton* and associated stromatolites in the Precambrian Dismal Lake and Rae Groups, Canada. En M.R. Walter (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, 523-534. Amsterdam.
- 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* 2:3-5.
- Gaucher, C.** y **P. Sprechmann**, 1995. Paleontología, sedimentología y paleogeografía del Proterozoico medio y superior del terreno Nico Pérez, Uruguay. *Sexto Simposio Sul-Brasileiro de Geología. Primer Encuentro de Geología del Cono Sur*, Boletim de Resumos Expandidos 101-104.
- Gaucher, C., F. Cernuschi y L. Chiglino**, 2004a. Ocurrencia de *Conophyton* en Cantera Burgueño (Nueva Carrara, Uruguay): nuevos afloramientos del Grupo Mina Verdún y su importancia. *Cuarto Congreso Uruguayo de Geología*, CD.
- Gaucher, C., L. Chiglino y E. Peçoits**, 2004b. 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., 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 Für Geologie Und Paläontologie* 199:339-367.
- Gaucher, C., P. Sprechmann y J. Montaña**, 1998. New advances of the geology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez terrane of Uruguay. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie* 1998:106-118.
- Gaucher, C., P.C. Boggiani, P. Sprechmann, A.N. Sial y T.R. Fairchild**, 2001. La plataforma Corumbá-Arroyo del Soldado: eslabón paleogeográfico entre unidades del Vendiano-Cámbrico de Sudamérica y Africa. *Primer Coloquio Internacional: Vendiano-Cámbrico del Gondwana Occidental*, Resúmenes 11-13, Montevideo.
- González, P.D., D.G. Poiré, J.M. Canalicchio y F. García Repetto**, 2004. Geología y marco tectono-magmático de un enjambre longitudinal de diques del terreno Lavalleja (Minas, Uruguay). *Cuarto Congreso Uruguayo de Geología*, CD.
- Kawashita, K., C. Gaucher, P. Sprechmann, W. Teixeira y R. Victoria**, 1999. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Perez Terrane Uruguay. *Second South American Symposium on Isotope Geology*, Actas I:394-402.
- Logan, R.W., R. Rezak y R.N. Ginsburg**, 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology* 72:68-83.
- McLennan, S.M., S. Hemming, D.K. McDaniel y G.N. Hanson**, 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. En M.J. Johnsson y A. Basu (Eds.): *Processes Controlling the Composition Of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Paper 284:21-40.
- McLennan, S.M.** y **S.R. Taylor**, 1980. Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling. *Nature* 285:621-624.
- McLennan, S.M., S.R. Taylor, M.T. McCulloch y J.B. Maynard**, 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:2015-2050.

- Maslov, V.P.**, 1937. On the distribution of calcareous algae in East Siberia. *Problemy Palaeontology* 2-3:327-342 (En Ruso; Resumen en Inglés: 342-348).
- Mac Millan, J. G.**, 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay. *Boletín Instituto de Geología y Perforaciones* 18:1-61.
- Midot, D.**, 1984. *Etude géologique et diagnostique métallogénique pour l'exploration du secteur Minas (Uruguay)*. Thesis 3eme Cycle, Université Paleontologic et Minerie Curie.
- Montaña, J. y P. Sprechmann**, 1993. Calizas estromatolíticas y oolíticas y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (?Vendiano, Uruguay). *Revista Brasileira de Geociencias* 23:306-312.
- Pazos, P., L. Sánchez Betucci y O.R. Tófaló**, 1999. El episodio glacial vendiano en la Formación Playa Hermosa, Piriápolis, Uruguay. *Decimocuarto Congreso Geológico Argentino*, Actas de Resúmenes 1:69.
- Poiré, D.G.**, 1987. *Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral 494, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 271 pp. (inédito).
- Poiré, D.G.**, 1989. Stromatolites of the Sierras Bayas Group, Upper Proterozoic of Olavarría, Sierras Sep-tentrionales, Argentina. *Stromatolite Newsletter* 14:58-61.
- Poiré, D.G.**, 1990. Ciclos estromatolíticos y cuerpos monoestromatolíticos de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría: su significado sedimentológico. *Tercera Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas 223-228.
- Poiré, D.G.**, 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Decimosegundo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas II:1-11.
- Poiré, D.G.**, 2002. Sea level changes and precambrian stromatolite cycles from Villa Mónica Formation, Tandilia System, Argentina. *Sixteen International Sedimentological Congress*, Abstracts, 295.
- Poiré, D.G., J.M. Canalicchio y F. García Repetto**, 2003a. Precambrian columnar stromatolites in the sedimentary succession of the Verdún Hill, Minas Lavalleya Department, Uruguay. *Tercer Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, Resúmenes 193-195.
- Poiré, D.G., P.D. González, J.M. Canalicchio y F. García Repetto**, 2003b. Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria precámbrica de la cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay. En E. Peçois (Ed.), *Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay*. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Publicación Especial 1:108-123, CD.
- Preciozzi, F., J. Sportuno, W. Heinzen, y P. Rossi**, 1985. *Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Dirección Nacional de Geología y Minería, Montevideo, 92 pp.
- Sallu Filho, W. y T.R. Fairchild**, 2003. Depositional environments and growth of *Conophyton* in the Taiacoca Group, Meso- or Neoproterozoic, SE Brazil. *Tercer Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, Resúmenes 195-196.
- Sánchez Betucci, L.**, 1998. Evolución tectónica del cinturón Dom Feliciano en la región de Minas - Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 234 pp. (inédito).
- Sánchez Betucci, L. y A.E. Rapalini**, 1997. Preliminary paleomagnetic from the Sierra De Las Animas Complex, Uruguay, and their implications in the Gondwana assembly. *Terranes Dynamics '97*, Extended Abstract 154-156.
- Sánchez Betucci, L. y A.E. Rapalini**, 1998. La curva de desplazamiento polar aparente neoproterozoica del Cratón Del Río De La Plata: primeras evidencias. *Segundo Coloquio Uruguayo de Geología*, Actas 14-15.
- Sánchez Betucci, L., M. Kosarinski y V.A. Ramos**, 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleya Group (Dom Felician Belt), Uruguay. *Gondwana Research* 4:395-407.
- Semikhatov, M.A.**, 1976. Experience in stromatolites studies in the USSR. En M.R. Walter (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, 337-357. Amsterdam.
- Sprechmann, P., C. Gaucher, J. Montaña y A. Schipilov**, 1994. Fósiles del Precámbrico del Uruguay: unidades litoestratigráficas, edades, correlaciones y ambientes de deposición. *Primera Jornada de Paleontología del Uruguay «Prof. Dr. Rodolfo Méndez-Alzola»*, Resúmenes Ampliados, Paleociencias del Uruguay (Serie Didáctica) II:6-9.
- Taylor, S.R. y S.M. McLennan**, 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Teixeira, W., P. Renne, J. Bossi, N. Campal y M.S. D'Eagrella Filho**, 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb/Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Río De La Plata Craton and implications for Proterozoic interplate activity in Western Gondwana. *Precambrian Research* 93:153-180.
- Wilson, J.L.**, 1975. *Carbonate Facies in Geological History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 pp.