

CAPITULO 11

GRUPO MINA VERDUN

Daniel G. Poiré

RESUMEN

El Grupo Mina Verdún (GMV) fue creado para denominar a la sucesión sedimentaria desarrollada en la mina homónima, la cual está conformada de base a techo por: (i) Formación Don Mario (40 m, base no expuesta, lutitas negras), (ii) Formación La Toma (15-20 m, margas dolomíticas 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, calizas rosas, y pelitas y margas negras). Conglomerados polimícticos de la Formación Las Ventanas cubren a esta unidad mediante una discordancia angular. En contraposición, las cuarcitas del Cerro Verdún se apoyan sobre el GMV por contacto tectónico. Posteriormente, la importante sucesión expuesta en la Cantera Burgueño fue asignada al GMV, reconociéndose el tramo basal de la misma, la cual está integrada por vulcanitas que fueron denominadas como Formación Cerro de las Víboras, con una edad U-Pb de 1433 Ma. Por lo tanto, esta sucesión volcanosedimentaria en los afloramientos de Paso del Molino y la Cantera Burgueño alcanza un espesor de 400 m, conformada de base a techo por las formaciones Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar. Tanto en la Mina Verdún como en la Cantera Burgueño, los conglomerados de la Formación

Las Ventanas se desarrollan en discordancia erosiva sobre el GMV, los cuales incluyen diamictitas y brechas asignadas a superficies kársticas. En algunos niveles de pelitas laminadas asociadas a las diamictitas, se han reconocido cadilitos (*dropstones*), aunque no se han reconocido ningún tipo de niveles carbonáticos sobre éstas (*cap-carbonates*). Las calizas de la Formación El Calabozo contienen una muy abundante y monoespecífica presencia de estromatolitos del grupo *Conophyton*. Estos consisten en estromatolitos columnares subcilíndricos, no ramificados, de hasta 75 cm de altura y 25 cm de diámetro, con típicas láminas cónicas, con perfil anguloso a geniculado y circular a oblongo en planta. Muy eventualmente están acompañados de estromatolitos columnares digitados. En cambio, la Formación Gibraltar porta niveles con estromatolitos netamente digitados. Los datos isotópicos de carbono reportados por muestran un bajo rango de amplitud, con un *plateau* alrededor de 2 ‰ PDB de $\delta^{13}\text{C}$, consistente con una edad mesoproterozoica, que confirma el valor de 1433 Ma obtenida de zircones primarios de tobas de la Formación Cerro de las Víboras.

Palabras clave: Mesoproterozoico, estratigrafía, sedimentología, estromatolitos

ABSTRACT

The Mina Verdún Group (MVG) was erected to include a sedimentary succession exposed in the homonymous mine, which is made up (from base to top): Don Mario Formation (40 m, metapelites), La Toma Formation (15-20 m, marls), El Calabozo Formation (170m, grey stromatolitic and laminated limestones) and Gibraltar Formation (60 m, dolomitic marls and pelites, pink limestones and massive brown, green, grey and black dolostones). Thickness of the succession at its stratotype reaches 285 m. An important feature of the thick (up to 170 m) limestones of El Calabozo Formation is the occurrence of a stromatolite assemblage composed almost exclusively by *Conophyton* fm. A minimum age for the succession is provided by the unconformably overlying, mid-Ediacaran Las Ventanas Formation. The succession exposed at Burgueño Quarry, 40 km to the south of Mina Verdún, has been assigned to the MVG, including the Cerro de las Víboras Formation as a basal unit of the MVG (1433 Ma, U-Pb age). In this sense, the marine volcano-sedimentary succession exposed at the Paso del Molino and Burgueño Quarry areas shows 400 m in thickness, which is conformed from base to top by the following formations: Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo and Gibraltar. At the stratotype in Mina Verdún and in Burgueño Quarry, conglomerates overly with erosional unconformity the MVG. These conglomerates, assigned to the Las Ventanas Formation, include a level of diamictites and breccias at the contact to the Mina Verdún Group, which has been recognized as a palaeokarst surface. Dropstones occur in laminated mudstones, associated with diamictites. However, no cap carbonates occur on top of the diamictites. The MVG is a marine succession occurring in the Nico Pérez Terrane. Limestones of El Calabozo Formation contain an almost monospecific assemblage of stromatolites, dominated by *Conophyton*. They consist of unbranching, subcylindrical columnar stromatolites with typical conical laminae. Their profile is angulate to geniculate,

and their cross section circular to oblong. Column height reaches 70 cm, and diameter 25 cm. Rare occurrences of digitated columnar stromatolites were reported from the MVG. Later on, branched, digitated, stromatolites have been reported from dolostones of the Gibraltar Formation. Carbon isotopic data show low-amplitude $\delta^{13}\text{C}$ oscillations and a plateau around 2 ‰ PDB, thus consistent with Mesoproterozoic age, which confirms the 1433 Ma age obtained from primary zircons of tuffs belonging to the Cerro de las Víboras Formation.

Key words: Mesoproterozoic, stratigraphy, sedimentology, stromatolites

Introducción

La sucesión sedimentaria del Grupo Mina Verdún fue inicialmente definida por Poiré et al. (2003b, 2005), en la cantera homónima que se ha desarrollado al pie del Cerro Verdún, a 3 km al oeste de la ciudad de Minas, Departamento de Lavalleja, Uruguay (Figs. 11.1-11.2), y posteriormente reconocida en otros afloramientos como los de la cantera Burgueño (Gaucher et al., 2004a, 2007a), Paso del Molino (Gaucher et al., 2007a), Aguas Blancas, Cantera de ANCAP y el Abra de la Coroñilla (Poiré & González, 2004; Fig. 11.1). Previamente, estas sedimentitas habían sido asignadas como parte del Grupo Lavalleja (Caorsi & Goñi 1958; Bossi et al., 1965), o como 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 & Navarro, 2000) en el marco de la Formación Fuente del Puma (Midot, 1984; Sánchez Betucci, 1998; Sánchez Betucci et al., 2001).

El Grupo Mina Verdún está constituido en su localidad tipo por una sucesión mixta, silicoclástica y carbonática, que incluye pelitas negras, margas, calizas y dolomías. Las calizas de esta sucesión son intensamente explotadas por Cementos Artigas SA para la fabricación de



Fig. 11.1.

cement
Verdún
sucesión
cantera
Paso d
(2004a
en este
cual la
volcan
que par
por Ga
Verdún
contact
2014).
de la F
edad d

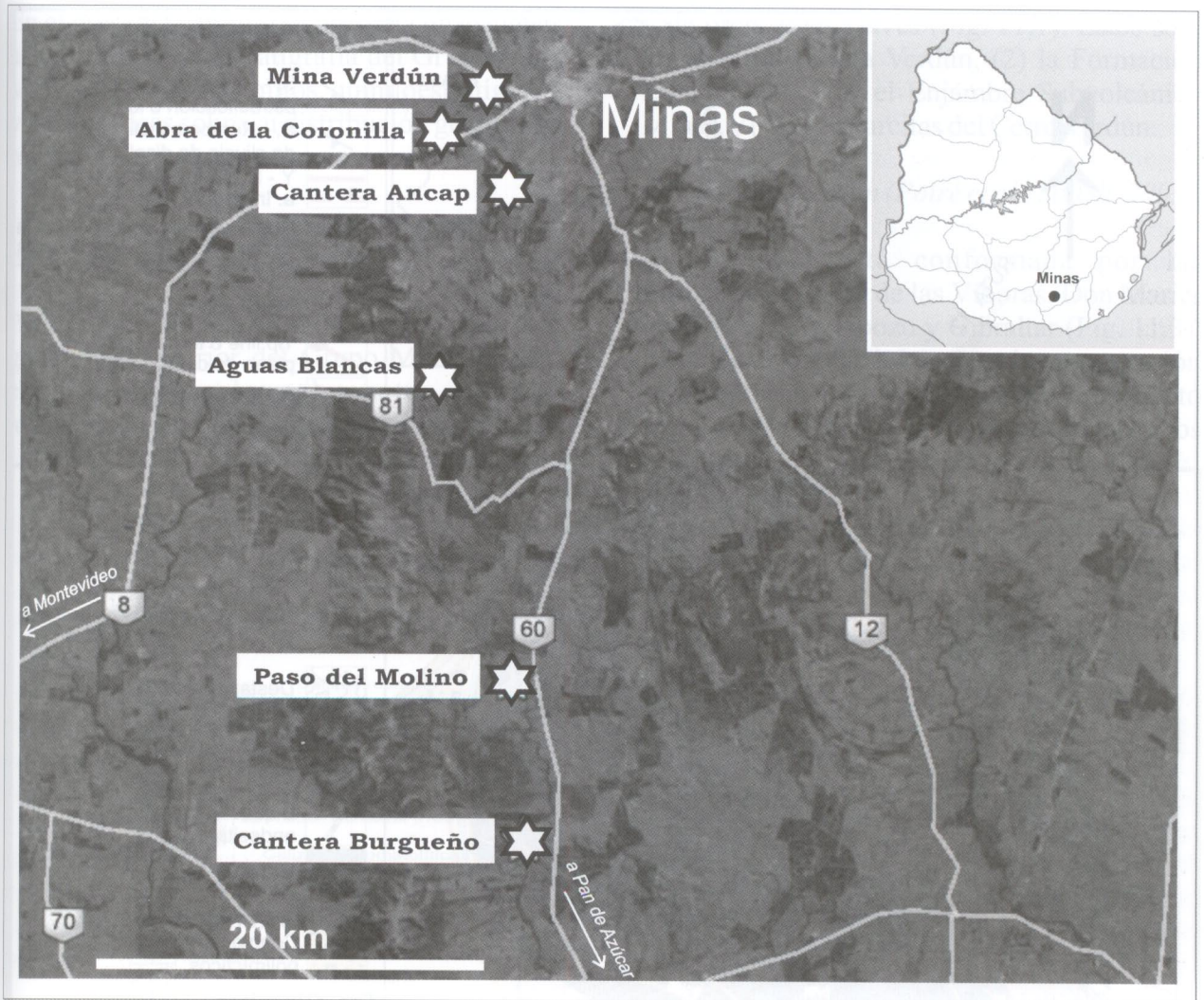


Fig. 11.1.- Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Mina Verdún.

cemento portland, por lo cual la cantera "Mina Verdún" deja al descubierto gran parte de dicha sucesión (Fig. 11.2). En otra muy importante cantera de la región (Cantera Burgueño) y en Paso del Molino (Fig. 11.1), Gaucher et al. (2004a, 2006b, 2007a) reconocieron asimismo en este grupo, unas vulcanitas basales, por lo cual la sucesión quedó definida como de tipo volcanosedimentaria. Cabe aclarar asimismo, que para la Formación Nueva Carrara, incluida por Gaucher et al. (2011b) en el Grupo Mina Verdún, se demostró recientemente un contacto tectónico con dicha unidad (Martínez, 2014). Dataciones U-Pb SIMS en piroclastitas de la Formación Nueva Carrara arrojaron una edad de 1461 ± 4 Ma, lo cual es coherente con

una asignación de esta unidad al Grupo Parque UTE (ver Gaucher et al., este volumen).

En la Mina Verdún y en el Abra de la Coronilla (Figs. 11.1 y 11.2), un profuso enjambre de diques ha sido descrito (Poiré et al., 2003b; González et al., 2004), el cual cruza en sentido latitudinal a todo el Grupo Mina Verdún. González et al. (2004) dataron este enjambre de diques por K/Ar en roca total, al cual denominaron "Enjambre subvolcánico Minas". Dicho estudio 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.

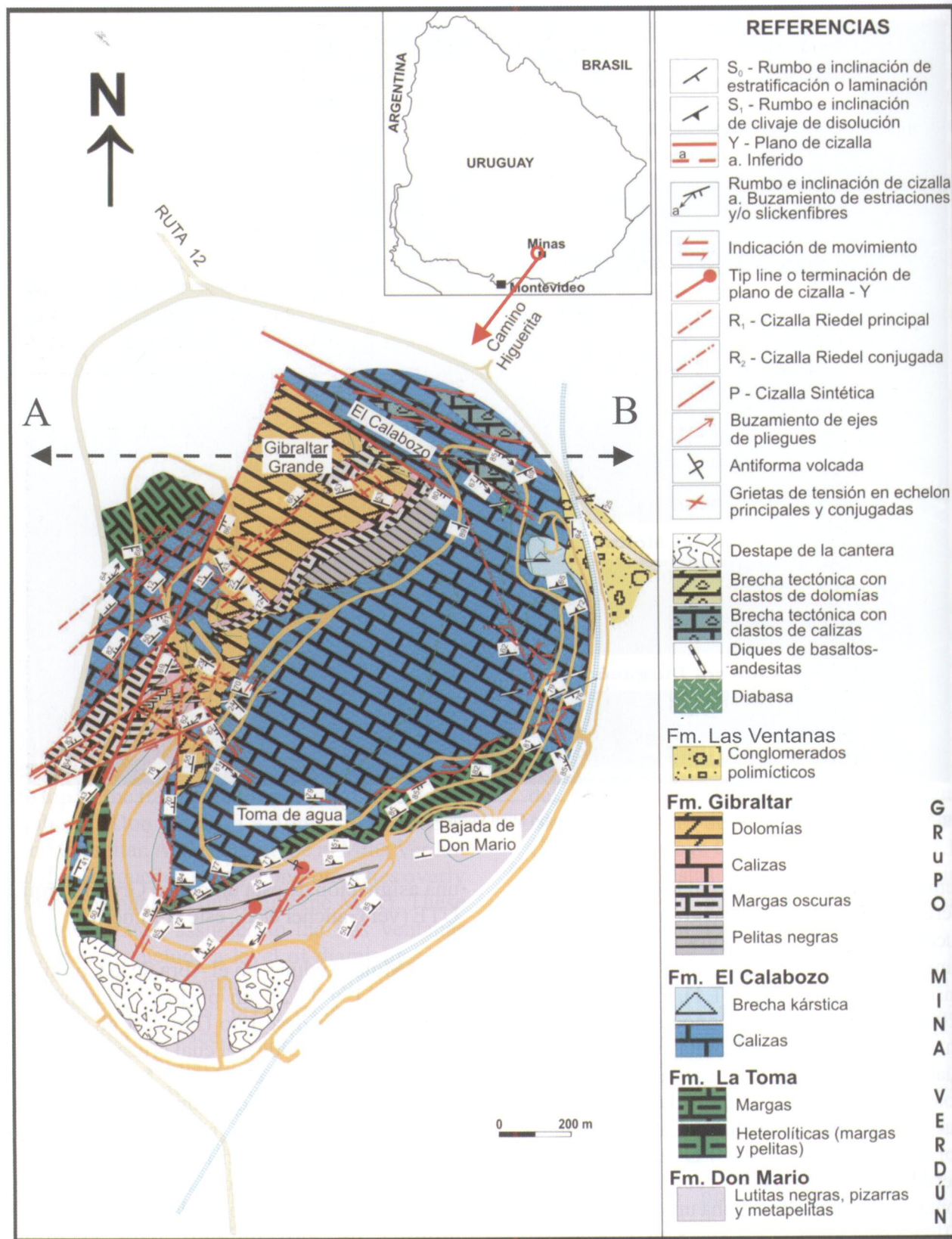


Fig. 11.2.- Mapa geológico de la localidad tipo del Grupo Mina Verdún (Poiré et al., 2005, modificado).

En el p
actualiz
Verdún
y nueva
regiona
Estrati
Para co
geológi
cabe c
identifi

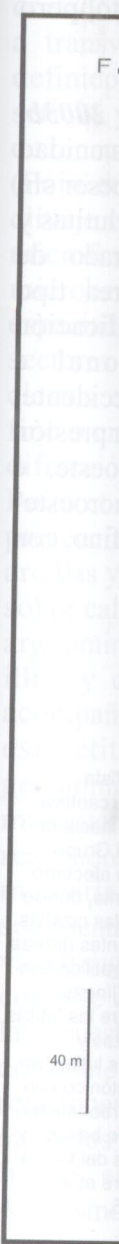


Fig. 11.3.- Co

En el presente capítulo se presenta una síntesis actualizada de la estratigrafía del Grupo Mina Verdún, sus estromatolitos, quimioestratigrafía y nuevas ideas sobre su distribución geográfica regional.

y de otras áreas claves (Fig. 11.1). Estos son: (1) el Grupo Mina Verdún, (2) la Formación Las Ventanas, (3) el Enjambre Subvolcánico Minas, y (4) las Cuarcitas del Cerro Verdún.

Grupo Mina Verdún (Poiré et al., 2003b, 2005)

Estratigrafía

Para comprender la historia depositacional y geológica posterior del Grupo Mina Verdún, cabe describir los elementos rocosos identificados en la localidad tipo de esta unidad

Esta unidad está conformada por las formaciones Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar (Fig. 11.3), las cuales integran de base a techo una sucesión sedimentaria continua, con pasajes tanto transicionales como discordantes. Hacia los

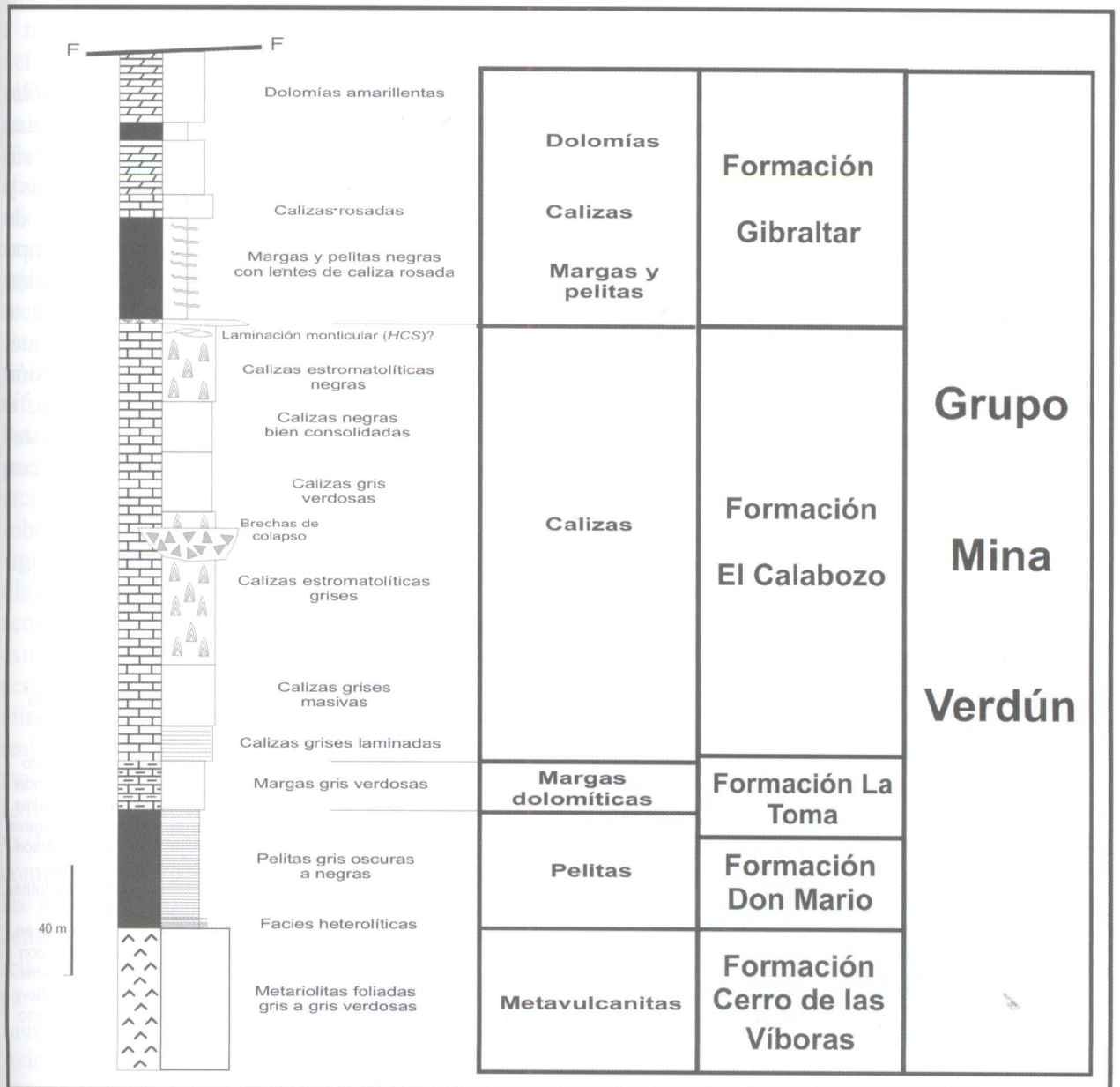


Fig. 11.3.- Columna general y cuadro estratigráfico propuesto para el Grupo Mina Verdún.

bordes de la cantera se disponen importantes juegos de cizallas (Fig. 11.2) que producen un fallamiento intenso que repite la secuencia en distintos sectores (Fig. 11.4). El Grupo Mina Verdún no tiene su base aflorada y está cubierto en discordancia angular por los conglomerados polimícticos de la Formación Las Ventanas. Tanto el Grupo Mina Verdún como la Formación Las Ventanas están profusamente intruidos por un enjambre longitudinal de diques basáltico-andesíticos (Fig. 11.4).

Formación Cerro de las Víboras (Gaucher et al., 2004a). Esta unidad está constituida por metariolitas foliadas, color gris a gris verdoso claro, conformadas por una base vítrea con fenocristales de cuarzo y en menor medida feldespatos (Gaucher et al., 2004a). Su área tipo se ubica en el cerro homónimo al noroeste de la Cantera Burgueño (Fig. 11.1), única área de afloramiento conocida hasta el momento. Estas riolitas se intercalan con tobas lapilíticas con fiammes dispersos más oscuras. Por petrografía se observa una matriz microgranular de sericita y cuarzo, con fenocristales de cuarzo de hasta 2 mm, los cuales presentan golfos de corrosión. En menor proporción aparecen fenocristales de feldespatos alcalinos con textura poiquilítica,

plagioclasa y abundantes opacos. Mientras que la base de la unidad no está expuesta, el tope es transicional a las pelitas de la Formación Don Mario. En la Cantera Burgueño se han obtenido edades U-Pb LA-ICP MS en zircons primarios de 1433 ± 6 Ma para esta unidad (Gaucher et al., 2011b). En las inmediaciones de la cantera de la Mina Verdún, unos 4 km al noroeste de la misma (Fig. 11.1), aflora una sucesión de rocas piroclásticas gris a gris rosada cuya asignación a la Formación Cerro de Las Víboras está siendo estudiada. Las mismas han evidenciado buena potencialidad como puzolanas en ensayos al cemento, pero no a la cal.

Formación Don Mario (Poiré et al., 2003b, 2005). La Formación Don Mario es una unidad 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. 11.5). En su área tipo (Cantera Mina Verdún), 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

Cuarcitas del Cerro Verdún

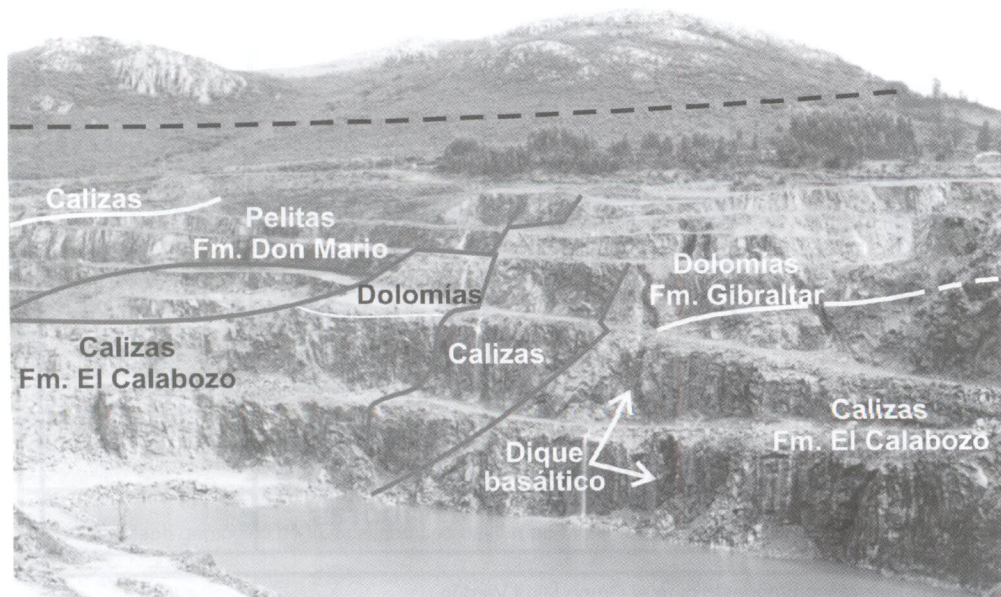


Fig. 11.4.- Vista general de la cantera Mina Verdún hacia el oeste, con el Grupo Mina Verdún afectado tectónicamente, donde se aprecian las cizallas más importantes (líneas rojas), la estratificación primaria S_0 (líneas blancas) entre las lutitas negras, calizas y dolomías, las lutitas en contacto tectónico con las rocas carbonáticas, los diques de basalto y las cuarcitas del Cerro Verdún (Poiré et al., 2003b, 2005, modificado).

abunda
disemin
venas le
ancho y
et al., 20
estruct
fundam
capas li
capas ar
destríco
Además,
orgánica
con la
cortado p
a transve
definido p
sericita y
de cuarzo
(Poiré et a
clivaje es
microfrac
microban
espaciada
sectores n
clastos ce
fino o un j
difracción
Poiré et al
presencia
arcillas y c
sobre calci
argilomine
illita y clo
acompañac
esmedita
geoquímico
minoritario
realizados
meteorizac
sedimentari
vs. Th suger
como se obs
las muestra
constante. E
relaciones R
parte, los an
fuerte enri
Asimismo s
negativa de

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 (Poiré et al., 2005), se observan bien preservadas sus estructuras sedimentarias primarias, fundamental 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. 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 (Poiré et al., 2005). A su vez, la laminación y el clivaje están frecuentemente atravesados por microfracturas rellenas con carbonatos y microbandas de cizalla frágil (*shearbands*), espaciadas y no penetrativas, que tienen sectores rellenos por una microbrecha con clastos cementados por carbonatos de grano fino o un jaboncillo carbonático. Estudios por difracción de rayos X llevados adelante por Poiré et al. (2005) mostraron 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. Estudios geoquímicos por ICP-MS sobre elementos minoritarios y trazas (Poiré et al., 2005), realizados a fin de estimar el grado de meteorización y retrabajo de las rocas sedimentarias, se ha empleado la relación Th/U vs. Th sugerido por McLennan et al. (1993). Tal como se observó, 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). Por otra parte, los análisis de tierras raras, indicaron un fuerte enriquecimiento de las livianas. Asimismo se detectó una fuerte anomalía negativa de Eu. La relación Th/Sc vs. Zr/Sc

permitió determinar tanto el grado de los procesos de selección y reciclado de sedimentos como de la procedencia del material (*cf.* McLennan et al., 1993). Para este último caso se encontraron una relación cercana a 1, la cual indica una procedencia a partir de materiales diferenciados de la corteza superior (Taylor & McLennan, 1985; McLennan et al., 1990). A su vez, la alta relación Zr/Sc se asocia al enriquecimiento en zircón. A fin de intentar diferenciar distintos ámbitos tectónicos, Poiré et al. (2005) aplicaron varias de las funciones discriminantes de Bathia & Crook (1986). Entre éstas, las de Ti/Zr vs. La/Sc y La/Y vs. Sc/Cr (*cf.* Bathia & Crook, 1986), indicaron 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) y sólo de tipo margen continental activo para el segundo (La/Y 1,2 a 1,6 y Sc/Cr 0,2). En la Cantera Burgueño, Gaucher et al. (2004a) comprobaron que en la base de la Formación Don Mario (50 m de espesor en dicha localidad), se intercalan niveles centimétricos a milimétricos de arenisca de composición arcósica, que se pierden progresivamente hacia el tope.

Formación La Toma (Poiré et al., 2003b, 2005). Esta unidad sobreyace en pasaje transicional a neto a la Formación Don Mario, con una potencia de hasta 15 a 20 m y geometría tabular, 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. 11.5), bien consolidadas, con tenores de hasta 45% de sílice y 40 % de MgCO₃ y CaCO₃. 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° hacia el occidente (Poiré et al., 2005). Además, pliegues *kink* ubicados en bandas de 2 a 5 cm de potencia afectan a la laminación y clivaje, con ejes que buzcan hacia el noroeste entre 25° y



Fig. 11.5.- Fotos de campo y de detalle de distintas unidades del Grupo Mina Verdún.

60°, en
oblicua
margas
carbona
calcita,
sericita
mafitos
estratifi
carbona
silicoclá
Estas lán
de disol
venillas
matriz. A
cortada
rectangu
granos r
resistien
difraccio
detectad
dolomita
escasos
presenta
clorita.

Formac
2005). D
sobre las
continui
potente s
espesor r
Cantera
et al., 20
esta unid
que deja
valles in
Estas ca
informal
techo so
“Caliza
estromat
verdosa
consolid
negras”.

(1) “Cal
gris clar
planos d
sucesión

60°, en forma coincidente o ligeramente oblicua con el clivaje. Al microscopio, estas margas están constituidas por cristales de carbonatos micríticos suturados de dolomita y calcita, entre los que se disponen escamas de sericita y granos de cuarzo, plagioclasa y mafitos (turmalina) (Poiré et al., 2005). 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 relicticos de cuarzo y feldespatos que resistieron la disolución. Estudios por difracción de rayos X (Poiré et al., 2005) han detectado la presencia de abundante cuarzo, dolomita y calcita, acompañados de arcillas y escasos feldespatos. Los argilominerales presentan un predominio de illita y escasa clorita.

Formación El Calabozo (Poiré et al., 2003b, 2005). La Formación El Calabozo se apoya sobre las margas de la Formación La Toma en continuidad estratigráfica, conformada por una potente secuencia de calizas de hasta 170 m de espesor en la localidad tipo (y de hasta 60 m en Cantera Burgueño y Paso del Molino, Gaucher et al., 2004a). La Formación Gibraltar cubre a esta unidad con contacto discordante erosivo, que deja labrado un paleorelieve kárstico con valles incididos de hasta 15 m de profundidad. Estas calizas se dividen en seis miembros informales (Poiré et al., 2005), 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".

(1) "Calizas grises laminadas": son de color gris claro con tonalidades rojas y verdes en sus planos de laminación y clivaje. Conforman una sucesión heterolítica donde se intercalan

láminas de calcipelitas y calcarenitas, con tenores que oscilan entre 65 y 75% de CaCO_3 y una potencia de 15 m.

(2) "Calizas grises masivas": son de color gris mediano a oscuro, con estructura masiva, contenidos de alrededor del 85% de CaCO_3 y un espesor que alcanza los 30 m.

(3) "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 muy escasos digitados. Su potencia alcanza los 50 m, dependiendo de la zona analizada en la cantera Mina Verdún. 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 CaCO_3 , alcanzando tenores de hasta 93%. Las brechas de colapso están formadas por clastos de esta caliza estromatolítica y matriz silicoclástica.

(4) "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 CaCO_3 de 83% con un espesor estimado de alrededor de 30 m.

(5) "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.

(6) "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

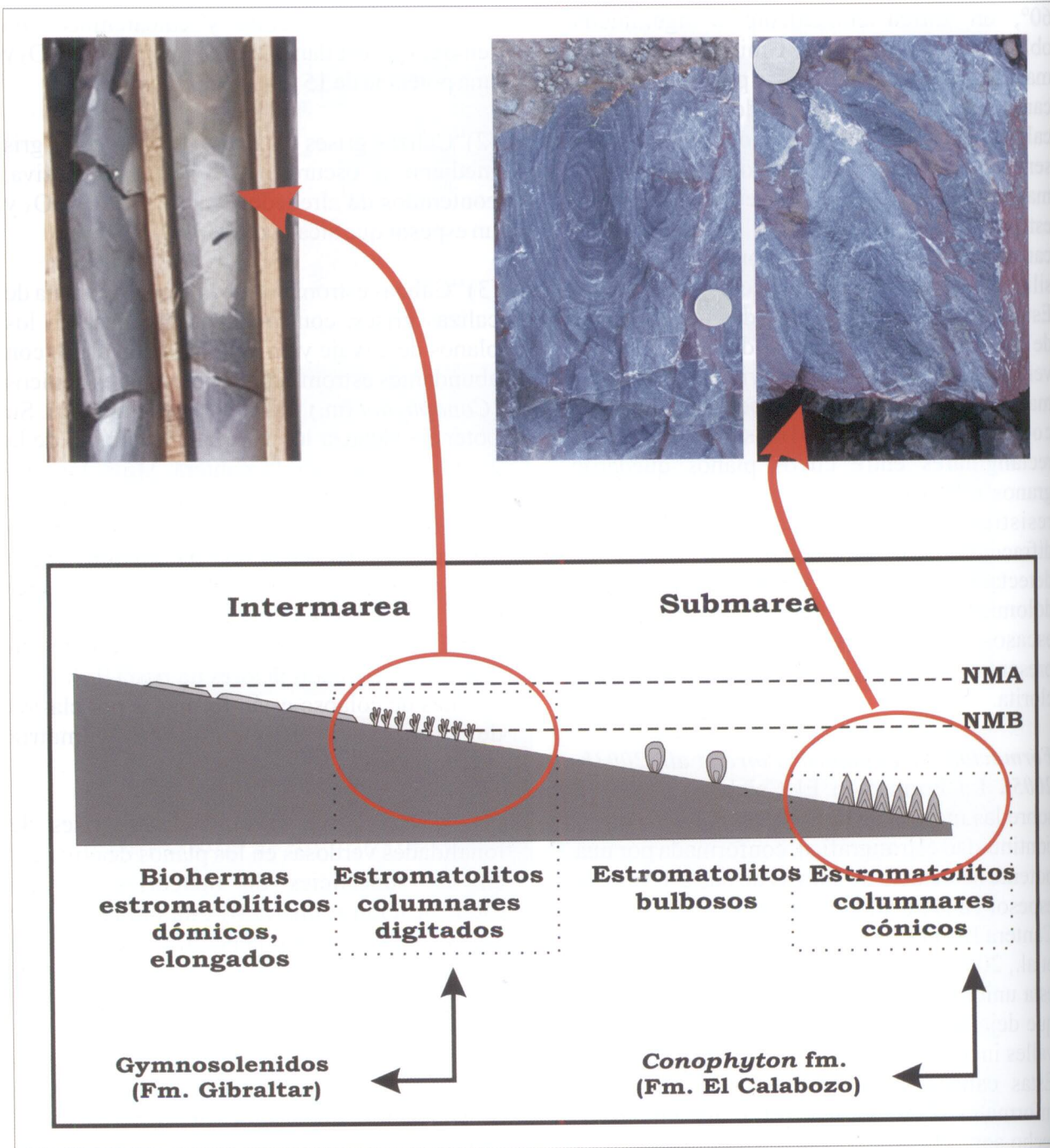


Fig. 11.6.- Modelo de distribución de los estromatolitos del Grupo Mina Verdún, por unidades litoestratigráficas y por facies estromatolíticas (Poiré 1987, 1990, 2002). Conophyton fm. de la Formación El Calabozo (Poiré et al., 2003b, 2005, modificado) y los Gymnosolenidos de la Formación Gibraltar (Poiré et al., 2006 modificado).

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 CaCO₃, con una potencia de hasta 30 m.

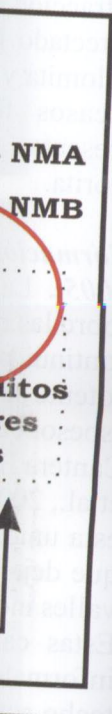
En general, todas las calizas son algo monótonas al microscopio, ya que están

constituidas por ortocuarcita homogénea laminada (Poiré et al., 2005). Estas son similares a las que se encuentran en la disolución de las calizas. Los análisis muestran el fuerte carácter de muy escasa (illita), con (Poiré et al., 2005). La gran importancia de la polaridad de este sentido perpendicular a las estromatolíticas cónicas, cuando se trata de una organización orgánica estratificada por clivaje. Así se reconoce la presencia de diaclasas (Poiré et al., 2005) (2004a) en la misma sección. Se diferencian las improntas metamórficas de la Zona de decoloración de materia orgánica (Poiré et al., 2005). Es una Formación erosiva, con una potencia de hasta 60 m de pelitas y dolomíticas verdosas. Presenta un carácter de potencia calcárea y autobreccada de pelitas y laminada

constituidas casi enteramente por individuos ortoquímicos de calcita, en mosaicos homogéneos subesparíticos, o con laminación corrugada estromatolítica (Poiré et al., 2005). 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 muestran el fuerte predominio de calcita acompañada de muy escaso tenor de cuarzo y argilominerales (illita), con trazas de feldspatos (Poiré et al., 2005). 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, 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 (Poiré et al., 2005). En Cantera Burgueño, Gaucher et al. (2004a) observaron aproximadamente la misma secuencia de facies, con las siguientes diferencias: (1) menor potencia; (2) mayor impronta térmica, posiblemente debido a metamorfismo de contacto y a la proximidad a la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí; y (3) decoloración de las calizas por pérdida de materia orgánica durante el metamorfismo.

Formación Gibraltar (Poiré et al., 2003b, 2005). 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, calizas y calizas dolomíticas rosadas, y dolomías amarillentas, verdosas, moradas, grises y negras (Fig. 11.5). Presenta una pseudobrecha basal de hasta 4 m de potencia, con "clastos" y cementos calcáreos que sugieren una posible autobrechación diagenética (Fig. 11.5). Las pelitas y margas gris oscuras a negras están laminadas y se presentan relleno bajos

paleotopográficos del sector basal de la Formación Gibraltar (Poiré et al., 2005). 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, masivos y también laminados, de buen grado de consolidación. Algunas capas calcáreas presentan trenes de óndulas asimétricas 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 calcíticas finas. Los análisis difractométricos de rayos X mostraron abundante cuarzo, calcita y arcillas, acompañados de escasos feldspatos y dolomita (Poiré et al., 2005). 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_3 variables entre 60 y 78%. Presentan abundante calcita, dolomita y cuarzo, con moderados a bajos tenores de arcillas y feldspatos (Poiré et al., 2005). 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. Asimismo, en testigos corona de esta parte de la Formación Gibraltar, Poiré et al. (2006) han reportado la presencia de estromatolitos digitados. 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 (Figs. 11.2 y 11.4). El clivaje de disolución está prácticamente ausente y son características las fajas de cizalla con variados rumbos e inclinaciones. Al microscopio (Poiré et al., 2005), están constituidas por un mosaico de dolomita micrítica a subesparítica fina, microcristalina y cementos silíceos de chert,



s
cado) y los

con una

on algo
e están

atravesada por lentes micrométricas de cuarzo con textura granuda poligonal (granos que se cortan en puntos triples a 120°). En algunos sectores las bases cristalinas finas también muestran venas calcíticas, en cuyos bordes se producen recristalizaciones de romboedros de dolomita esparítica. Por difracción de rayos X se detecta muy abundante dolomita acompañada de cuarzo y muy escasa calcita (Poiré et al., 2005).

Formación Las Ventanas (Midot, 1984)

Conforma un manto de rocas esencialmente pefíticas que se disponen en discordancia erosiva sobre el Grupo Mina Verdún, con un espesor estimado de 50 m. En la Mina Verdún, Poiré et al. (2005), reportaron conglomerados castaño verdosos a castaño rojizos, masivos a groseramente estratificados, con clastos subangulosos a subredondeados de granitoides, volcanitas mesosilícicas y ácidas, y calizas, con bloques de hasta 25 cm de diámetro, que tienen escasas intercalaciones de bancos lenticulares de areniscas rojizas. 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° 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. Diamictitas y pelitas con caidilitos (*dropstones*) han sido reconocidos dentro de la Mina Verdún por Gaucher et al. (2008a). Cabe destacar que como aseveraron Blanco & Gaucher (2005), en otras áreas de afloramiento conocidas del Grupo Mina Verdún (Fig. 11.1), la Formación Las Ventanas sobreyace a dicha unidad mediante una discordancia angular y erosiva (Gaucher et al., 2008a).

Enjambre Subvolcánico Minas (González et al., 2004)

El Grupo Mina Verdún y la Formación Las Ventanas están cortados en la Mina Verdún por

un enjambre longitudinal de diques de rumbo latitudinal, subvertical (González et al., 2004; Poiré et al., 2005). 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 afaníticos, masivos a vesiculares y amigdaloides. Al microscopio, los basaltos tienen las siguientes características (González et al., 2004):

Tipo 1: son afíricos (sin fenocristales) y están constituidos por una pasta intergranular a traquítica de tablillas entrecruzadas de plagioclasa euédral 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 subédral. También en cristales ramificados, rectos y elongados. La olivina está alterada a bowlingita y su desequilibrio textural con la pasta está indicado por sobrecrecimientos y coronas de clinopiroxeno. Estos basaltos tienen amígdalas celulares (<1mm 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 microfenocristales frescos de plagioclasa euédral (bitownita ~An₈₃ - determinación

óptica). (tamaño tablillas de plagioclasa labradorita basaltos olivina granos clorita) también con carb serpentin

Diques a gris ver microfen anfibol microgr microsc plagiocla un arreg exhibe es (alcalino textura g está reer sericita. de las pl variando (An₄₆). (fenocrist escamas secundar reemplaz también biotitas p agregado mineral y circón.

Se ha ob sector de Mina Ver encuent un filón afanítico contacto Calabozo todavía n de campo

óptica). La pasta es intergranular a traquítica (tamaño de grano: ~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 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 microfenocristales (<1mm) de plagioclasa y anfíbol y una pasta afanítica transicional a microgranosa (González et al., 2004). 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 feldespatos (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 (Poiré et al., 2005). 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. 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-estesudeste, 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 buzaban hacia el SO - S con ángulos muy bajos entre 10° y 14°. Al microscopio (González et al., 2004; Poiré et al., 2005), 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 a distintas unidades a lo largo de los años, pero recientes estudios realizados en la zona, permiten asignar las mismas a la Formación Yermal de edad ediacárica (Gaucher, com. pers.).

Estromatolitos

En la Mina Verdún, en el Abra de la Coronilla y en la Cantera Burgueño, los estromatolitos se distribuyen en distintos niveles de la Formación El Calabozo y la Formación Gibraltar (Poiré et al., 2003b, 2005, 2006; Gaucher et al., 2004a, 2007a; Poiré & Gaucher, 2009; Gaucher & Poiré, 2009a; entre otros).

Estromatolitos de la Formación El Calabozo

Los estromatolitos de la Formación El Calabozo están 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 compuestos por columnas subcilíndricas simples, no-ramificadas con una laminación interna netamente cónica, cuyos ápices definen una zona axial distintiva, y una sección horizontal de estructura concéntrica muy conspicua (Fig. 11.6). La laminación interna de estos *Conophyton* fm. es frecuentemente discontinua 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 y su vista en planta varía entre circular redondeado a oblongo. En el caso de las columnas oblongas, los ejes mayores en planta están fuertemente orientados. La actitud de las columnas es generalmente recta, aunque algunas adoptan posturas recumbentes y sinuosas. El grado de separación entre las columnas estromatolíticas varía desde poco espaciadas a muy apretadas. Las máximas alturas de columnas observadas alcanzan los 70 cm, con anchos de 5 a 25 cm. Las morfologías columnares cónicas simples son las más abundantes, denotando una muy baja biodiversidad estromatolítica. Sin embargo, se han reconocido muy eventualmente, 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.

Estromatolitos de la Formación Gibraltar

Los estromatolitos de la Formación Gibraltar solo han sido identificados en testigos corona y están representados por formas columnares digitadas del tipo *Gymnosolenidos* y muy escasos *Conophyton* fm. (Poiré et al., 2006). Los *Gymnosolenidos* registrados (Fig. 11.6) son columnares ramificados, de digitados a dendroideos, verticales, delgados, uniformes, de erectos a levemente inclinados y márgenes

lisos, con alturas máximas de hasta 14 cm y diámetros de 2 a 2,5 cm. El perfil de las láminas internas de estos estromatolitos es levemente convexo a parabólico, de moderado a alto relieve y circular a subcircular en planta. Aunque las columnas no están conectadas entre sí, el espaciado intercolumnar es leve por lo cual se clasifican como cercanos. Por su parte, los escasos *Conophyton* fm. observados, consisten en columnas subcilíndricas no-ramificadas, de hasta 20 cm de altura y 5 a 10 cm de diámetro, con una marcada laminación interna cónica, cuyos ápices definen una zona axial, y una sección horizontal concéntrica muy regular. Su perfil es anguloso a geniculado y su perímetro circular redondeado.

Modelo de facies estromatolíticas

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, Sallun Filho & 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 Fig. 11.6, 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

someriz
de men
los est
Formaci
modelo
submare
et al., 20

Consid

Las peli
Mina Ve
abundan
conjunto
reductor
Con resp
negras, c
procesos
áreas fi
producen
más not
finos (M
McLenn
proceso
mayores
rocas de
(McLenn
contenid
Th perm
podría a
meteoriz
pero con
las rela
indicaría
reciclado
el enrique
relación
proceso
sediment
proceden
más las ti
ya que so
en condic
preservar
(Taylor &
1986; M
cuestión,
relación T
superior

somerización representados por los digitados de menor escala (Poiré et al., 2005). En cambio, los estromatolitos *Gymnosolenidos* de la Formación Gibraltar serían de acuerdo a este modelo, mucho más someros, de zonas submareales altas a intermareales bajas (Poiré et al., 2006).

Consideraciones sedimentológicas

Las pelitas negras de la unidad basal del Grupo Mina Verdún, Formación Don Mario, poseen abundante material orgánico y piritas que en conjunto señalan ambientes fuertemente reductores de baja energía (Poiré et al., 2005). 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 & Taylor, 1980; Taylor & 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). 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, también indicarían una fuerte meteorización y/o reciclado (cf. McLennan et al., 1993). Además, el enriquecimiento en zircón reflejado en la alta relación Zr/Sc, 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 & McLennan, 1985; Bathia & Crook, 1986; McLennan et al., 1990; 1993). En cuestión, tal como se aclaró anteriormente, la relación Th/Sc indica una procedencia cortical superior (Taylor & McLennan, 1985;

McLennan et al., 1990). Asimismo, el fuerte enriquecimiento en las tierras raras livianas marcaría aportes de materiales de composición relativamente félsica (cf. McLennan et al., 1993). Además la notoria anomalía negativa de Eu, se asocia comúnmente a una avanzada diferenciación magmática. Dicha anomalía, junto al patrón de las demás tierras raras, 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 (cf. Taylor & McLennan, 1985; McLennan et al., 1990; McLennan et al., 1993). Sin embargo, a partir de las funciones discriminantes de Bathia & Crook (1986), se determina una posible procedencia con influencias entre arco de islas continental y margen continental activo (Poiré et al., 2005). Es interesante destacar que las relaciones de Eu/Eu* (entre 0,59 y 0,67) y de Gd_N/Yb_N (entre 1,59 y 2,13) se ajustan a las correspondientes a rocas no arqueanas (McLennan et al., 1990, 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 ± 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 (Poiré et al., 2005). En síntesis, los análisis geoquímicos de elementos minoritarios y trazas permiten extraer algunas conclusiones preliminares importantes. En primera medida 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 (cf.

Grupo Mina Verdún

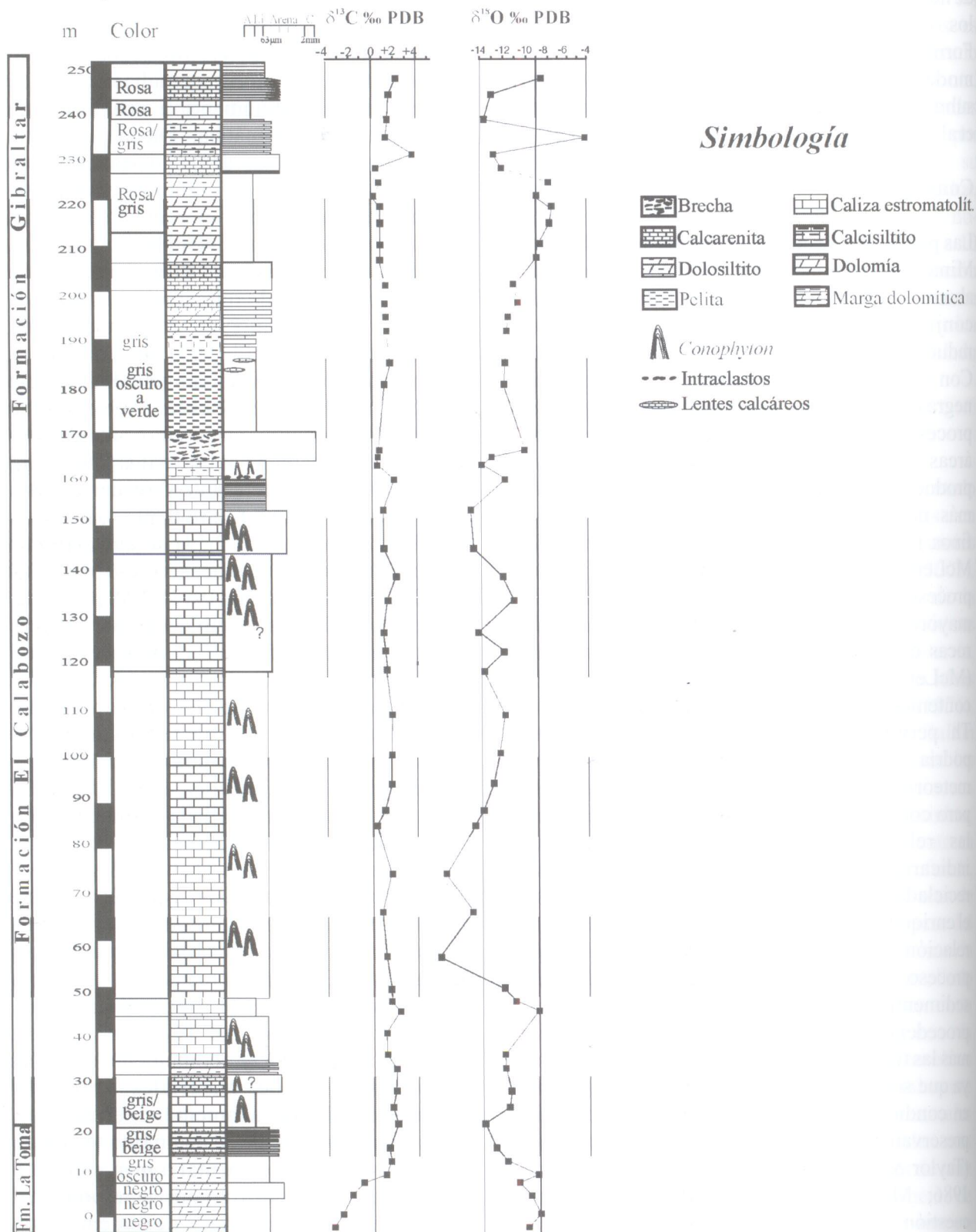


Fig. 11.7.- Curva de isótopos de C y O para el Grupo Mina Verdún en su localidad tipo (Gaucher et al. 2005c, 2006b modificada).

.Bathia
1993).
edad ma
que lo
claram
sucesio

Las mar
el inic
ambien
produci
desarro
increme
someriz
y todo a
de una
precám
algas (P
margas p
carbonát
carbonát
Wilson,
un ejemp
profuso
al., 2005
platafor
sedimen
observad
cantera
límite e
encontr
Mina Ver

La presen
de colap
paleoreli
Formació
prolonga
relativo y
(Poiré et
tiempo in
con relle
deprimida
Gibraltar,
marcada p
dolomític
presencia
corona la
rasgos s

.Bathia & 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 (Poiré et al., 2005).

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 (Poiré et al., 2005). Cabe pensar que estas margas podrían haber sido parte de una rampa carbonática que se transforma en plataforma carbonática una vez instalada una barrera (*cf.* Wilson, 1975). La Formación El Calabozo es un ejemplo claro de dicha plataforma, con un profuso desarrollo de estromatolitos (Poiré et al., 2005). En depósitos al borde del talud de la plataforma se desarrollan generalmente sedimentitas finas deformadas como las observadas 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.

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 (Poiré et al., 2005). 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.

Quimioestratigrafía

Los primeros estudios isotópicos de C y O del Grupo Mina Verdún fueron realizados por Gaucher et al. (2005c, 2006b), quienes presentaron una curva de $\delta^{13}\text{C}$ para el Grupo Mina Verdún en su localidad tipo (Fig. 11.7), caracterizada por valores negativos de hasta -3.3‰ V-PDB en la base (Formación La Toma), creciendo continuamente a valores positivos de hasta $+4.0\text{‰}$ V-PDB hacia el tope. Las calizas con *Conophyton* (Formación El Calabozo) muestran valores $\delta^{13}\text{C}$ restringidos entre $+0.27$ y $+2.4\text{‰}$ V-PDB, constituyendo un característico plateau (Gaucher et al., 2007a). Por su parte, las dolomías, margas y calizas de la Formación Gibraltar presentan también valores exclusivamente positivos que varían entre $+0.15$ y $+4.0\text{‰}$ V-PDB, con una tendencia hacia el tope de valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos. En general los resultados en la cantera Mina Verdún muestran variaciones entre -4.1 y -19.7‰ V-PDB. Mientras la Formación El Calabozo señala valores de $\delta^{18}\text{O}$ de -9.1 a -19.7‰ V-PDB, la Formación Gibraltar exhibe valores más altos, de -4.1 a -13.8‰ V-PDB, reflejando principalmente su composición dolomítica.

Asimismo, Gaucher et al. (2006b) demostraron que las razones $\delta^{13}\text{C}$ en la Cantera Burgueño muestran una significativa alteración de los valores isotópicos debidos a la intrusión del Granito Pan de Azúcar y Formación Sierra de Animas. El $\delta^{13}\text{C}$ varía en la Cantera Burgueño entre $+0.74$ y -0.60‰ V-PDB, con $\delta^{18}\text{O}$ más negativo que en Mina Verdún, variando entre -20.7 y -15.1‰ V-PDB.

Consideraciones paleogeográficas y tectónicas

Una de las incógnitas que se habían planteado en la bibliografía en cuanto a la relación

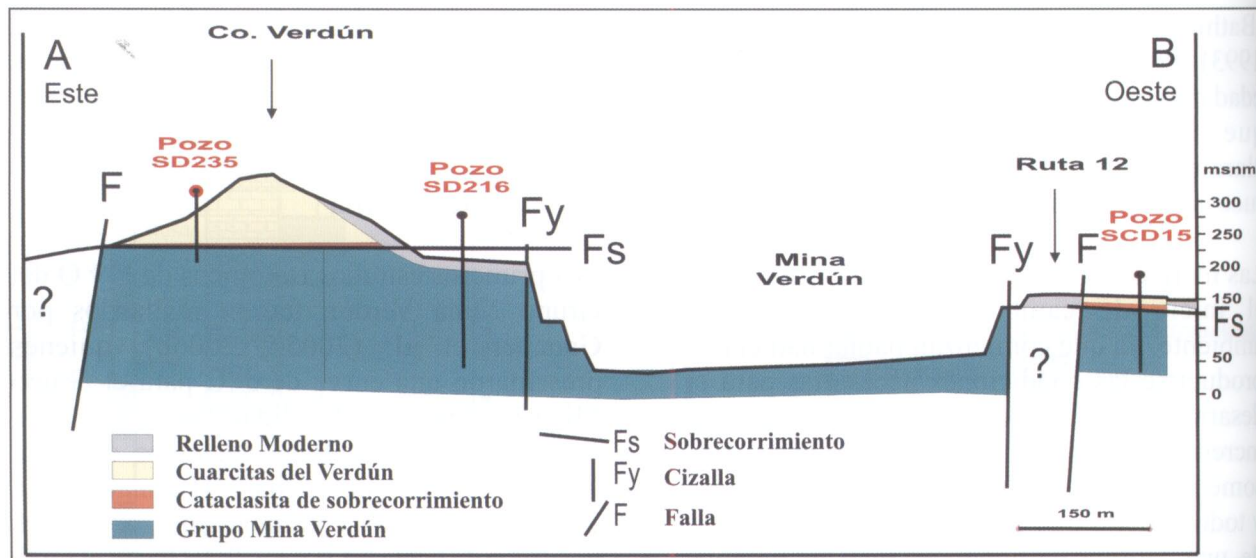


Fig. 11.8.- Bosquejo geológico del corte transversal de la Mina Verdún.

tectónica entre el Grupo Mina Verdún y las Cuarcitas del Cerro homónimo (Poiré et al., 2005; Poiré & Gaucher, 2009), en la que se asevera que el Grupo Mina Verdún aparece en el área como una “ventana tectónica”, ha sido develada a través del análisis del área de afloramiento de ambas unidades en el Abra de la Coronilla (González et al., 2004) y de perforaciones realizadas en la zona de la Mina Verdún entre los años 2005 y 2010. En la Fig. 11.8 se realiza un corte transversal entre el Cerro Verdún y el camino de la Higuera (ver Fig. 11.2, Corte A-B) en donde se grafica un bosquejo geológico con la información de cantera y de perforaciones que han atravesado a dos mantos de las Cuarcitas del Verdún, uno en el cerro y otro en el campo al oriente de la cantera. En ambos casos, las perforaciones muestran que luego de atravesar las cuarcitas y la zona de alteración de los sobrecorrimientos vistos en afloramiento en el abra de la Coronilla, aparece la sucesión volcanosedimentaria del Grupo Mina Verdún o en su defecto, el enjambre de diques.

Otro elemento de análisis importante es la distribución geográfica que tiene la sucesión sedimentaria del Grupo Mina Verdún en el Cratón del Río de la Plata y concretamente en el Terreno Nico Pérez. Campañas recientes a la zona de Vallemí en Paraguay han permitido

observar que la sucesión sedimentaria precámbrica del Grupo Itacupumí (Harrington, 1950) de la cantera de la Industria Nacional de Cemento (INC) de Paraguay, en Vallemí y zonas aledañas, muestra similitudes litoestratigráficas muy fuertes, similar estilo tectónico e incluso la presencia de estromatolitos. Es así que se observa de base a techo, calizas laminadas y con estromatolitos similares a la Formación El Calabozo, seguidas por margas y pelitas negras finamente intercaladas como en la Formación Gibraltar, y finalmente dolomías comparables a las del techo de la Formación Gibraltar. Considerar que las sedimentitas calcáreas de la zona de Vallemí en Paraguay (Fig. 11.9) son equiparables al Grupo Mina Verdún, se convierte en una hipótesis de trabajo factible, lo cual extendería el terreno Nico Pérez a dicha zona de Paraguay. Esto es coincidente con un resalto de más de 1 km registrado por gravimetría en el subsuelo de la provincia de Misiones, Argentina. Este lineamiento de subsuelo muestra que al este del mismo, se registran casi 1000 m de sedimentos que no se encuentran al oeste. Estudiar si el lineamiento mencionado es parte de la continuación de la cizalla de Sarandí del Yi-Piriápolis-, como se muestra en la Fig. 11.9, y comprobar si las canteras de Mina Verdún y de la INC explotan la misma sucesión sedimentaria, ayudaría a

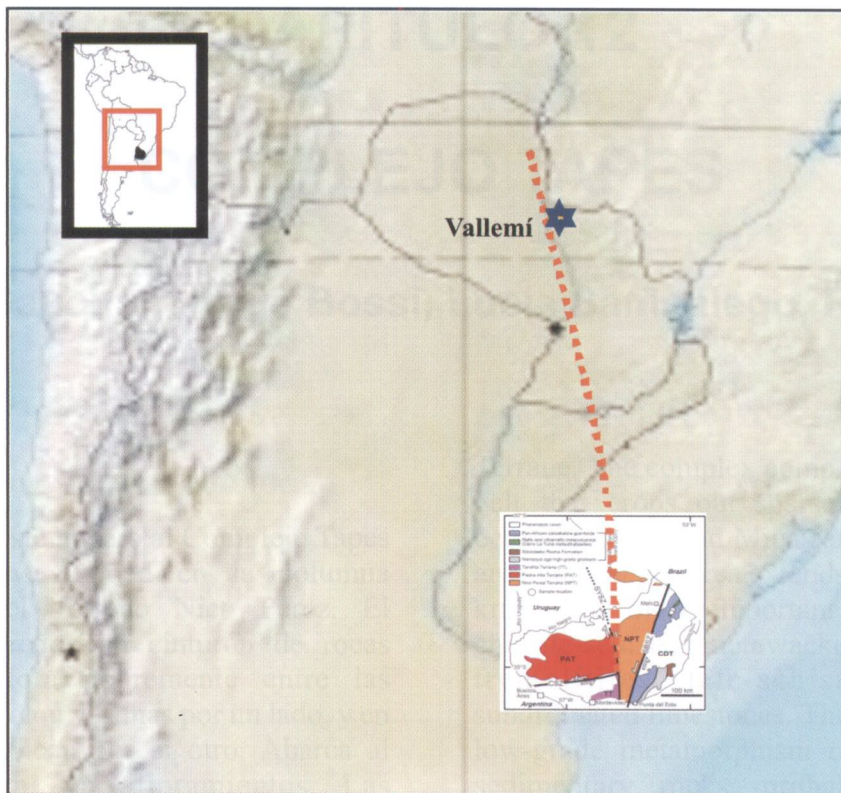
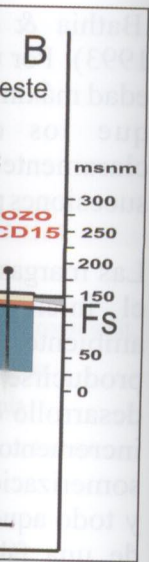


Fig. 11.9.- Hipótesis de trabajo sobre la continuidad del Grupo Mina Verdún hacia Paraguay.

determinar la distribución geográfica del borde oriental del Terreno Nico Pérez.

Agradecimientos

La síntesis de este trabajo se basa en más de ocho años de trabajo realizado en conjunto con Pablo D. González, Flavio J. García Repetto, José María Canalichio, Néstor G. Canessa, Alfredo Benialgo, Augusto Varela y Ezequiel Marrapodi. Mi profundo agradecimiento a

todos ellos. A Claudio Gaucher por sus permanentes sugerencias, comentarios y recorridas de campo, que permitieron avanzar en el conocimiento estratigráfico del Grupo Mina Verdún. A los colegas Peter Sprechmann, Karina Pamoukaglián, Héctor De Santa Ana, Robert Ginsburg y Thomas Fairchild por el intercambio de ideas y estímulo. Al personal profesional y técnico de Cementos Artigas SA de Minas, y de Cementos Avellaneda SA de Argentina, por el permanente apoyo brindado.