

**SEDIMENTOLOGÍA Y CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LA
FORMACIÓN LAS VENTANAS EN SU ÁREA TIPO, DEPARTAMENTO DE
MALDONADO, URUGUAY**

**SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHIC CONSIDERATIONS OF THE LAS
VENTANAS FORMATION IN ITS TYPE AREA, DEPARTAMENTO DE
MALDONADO, URUGUAY**

Ernesto Pecoits

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, CP 11400 Montevideo-Uruguay.

E-mail: epecoits@montevideo.com.uy

Abstract

Geological mapping of the Las Ventanas Formation in its type area was carried out in detail. The Nativa Granite, which constitutes part of the basement of the studied sequence, is defined. The sedimentology of the unit is described, and one proximal facies assemblage and one distal facies assemblage are recognized. These deposits are interpreted as product of sheetflood-dominated alluvial fans and fan deltas. Metamorphism reached lower green-schist facies (chlorite zone). Due to this and the occurrence of interbedded volcanics rocks, the unit is redefined as a volcanosedimentary succession showing low-grade metamorphism. A new tectonosedimentary model, for the Las Ventanas Formation, is presented and it is inferred that arid environmental conditions prevailed at the moment of the deposition. Stratigraphical considerations between the Las Ventanas Formation, Fuente del Puma Group and trachytes and sienytes of the Sierra de Las Ánimas Formation, are made. Taking into account the new geological and palaeontological evidence and using all available geochronological data a Lower Vendian depositional age it is concluded for this unit.

Keywords: Sedimentology, Las Ventanas Formation, Lower Vendian, Uruguay.

Resumen

Se realiza un detallado mapeamiento geológico del área tipo de la Formación Las Ventanas. Se define un nuevo cuerpo granítico, el cual constituye parte del basamento de la secuencia estudiada. Se describe la sedimentología de la Formación Las Ventanas, caracterizándose una asociación de facies proximal y una asociación distal. Estos depósitos son interpretados, principalmente, como producto de abanicos aluviales dominados por corrientes tractivas acuosas no canalizadas. Fueron analizadas las condiciones de metamorfismo a las que fue expuesta la secuencia, las cuales se corresponden con la facies esquistos verdes inferior. A partir del descubrimiento de rocas volcánicas básicas, interestratificadas en la base de la unidad, la misma es redefinida como una secuencia volcanosedimentaria con metamorfismo de grado bajo. Se presenta un nuevo modelo tectonosedimentario para la sucesión en el área de trabajo, infiriéndose condiciones climáticas áridas durante la depositación. Se establece definitivamente la posterioridad de esta unidad respecto al Grupo Fuente del Puma y su anterioridad a las traquitas y sienitas de la Formación Sierra de las Ánimas situada al oeste. Teniendo en cuenta las nuevas evidencias geológicas y paleontológicas y las edades radiométricas disponibles se establece que la Formación Las Ventanas fue depositada durante el Vendiano Inferior.

Palabras clave: Sedimentología, Formación Las Ventanas, Vendiano Inferior, Uruguay.

INTRODUCCIÓN

La Formación Las Ventanas fue formalmente definida por Midot (1984) para designar a una secuencia epiclástica que aflora en el cerro homónimo y alrededores, aproximadamente 15 Km al norte de la ciudad de Pan de Azúcar. De acuerdo con este autor, estaría compuesta por conglomerados, brechas, areniscas y muy subordinadamente pelitas, siendo considerada como resultado de depósitos aéreos o subacuáticos de tipo terraza o playa y dispuesta en discordancia angular sobre el Grupo Lavalleya (*sensu* Bossi *et al.* 1965).

Posteriormente Preciozzi *et al.* (1988) no la consideran como unidad independiente, sino que es incluida como parte del entonces denominado Grupo Barriga Negra.

Bossi & Navarro (1991) establecen que dicha secuencia se halla interestratificada con filitas, metalavas y calizas correspondientes al Grupo Lavalleya. Asimismo, tomando en cuenta las observaciones de Midot (1984), plantean la posibilidad de la existencia de un conglomerado preorogénico plegado concordantemente con otras litologías del Grupo Lavalleya y un conglomerado posterior.

Masquelin & Sánchez Bettucci (1993), a través de la elaboración de perfiles estratigráficos, consideran que las sucesiones correspondientes a Las Ventanas y Playa Hermosa fueron depositadas dentro de la misma cuenca, a la cual denominaron “Cuenca de Piriápolis”, e interpretaron como del tipo *pull-apart*. Asimismo, señalan que la primera de ellas se originó a partir del desarrollo de abanicos aluviales procedentes de la actual Sierra de las Ánimas situada al oeste.

Por otra parte, Sánchez Bettucci & Pazos (1996) definen la “Cuenca Playa Verde” la cual se habría rellenado por secuencias representadas actualmente por las formaciones Playa Hermosa, San Carlos y

Las Ventanas. Establecen que la Formación Las Ventanas es posterior a las restantes y al levantamiento de la Formación Sierra de las Ánimas, desde donde descendían los abanicos aluviales. Sobre esa base, indican una edad ordovícica para dicha unidad.

Bossi *et al.* (1998) y Bossi & Ferrando (2001) consideran que la Formación Las Ventanas no posee una posición estratigráfica cierta.

El objetivo de este trabajo, es presentar los avances efectuados durante la cartografía, a escala 1:20.000, y levantamiento de perfiles estratigráficos realizados en el área tipo de la unidad en estudio.

GEOLOGÍA REGIONAL

Exceptuando el recientemente definido Terreno Punta del Este (Preciozzi *et al.* 1999), desde la publicación de Bossi *et al.* (1993) son reconocidas en el Uruguay tres unidades tectonoestratigráficas mayores: Terreno Piedra Alta, Terreno Nico Pérez y Cinturón Cuchilla Dionisio. Si bien esta división tripartita ha sido mantenida por Bossi *et al.* (1998) y Bossi & Ferrando (2001), no ha ocurrido lo mismo con sus límites. Específicamente, se ha cambiado el límite oriental del Terreno Nico Pérez, determinado ahora por la Zona de Cizalla de Sierra Ballena.

Por otra parte, en el esquema de Gaucher *et al.* (1998) el límite sur del Terreno Nico Pérez estaría representado por un cabalgamiento de gran magnitud denominado Cerro Partido. Al sur de la ciudad Minas dicho corrimiento se materializa a través de una falla transcurrente siniestral con una importante componente de rechazo de buzamiento con vergencia noroeste. El referido lineamiento corresponde al que Oyhançabal *et al.* (2001) denominaron Puntas del A° La Plata.

En síntesis, de acuerdo al esquema de Bossi *et al.* (1998) la Formación Las Ventanas se desarrollaría dentro del

Terreno Nico Pérez, mientras que considerando la propuesta de Gaucher *et al.* (1998) la misma quedaría restringida al Cinturón Cuchilla Dionisio (Fig. 1).

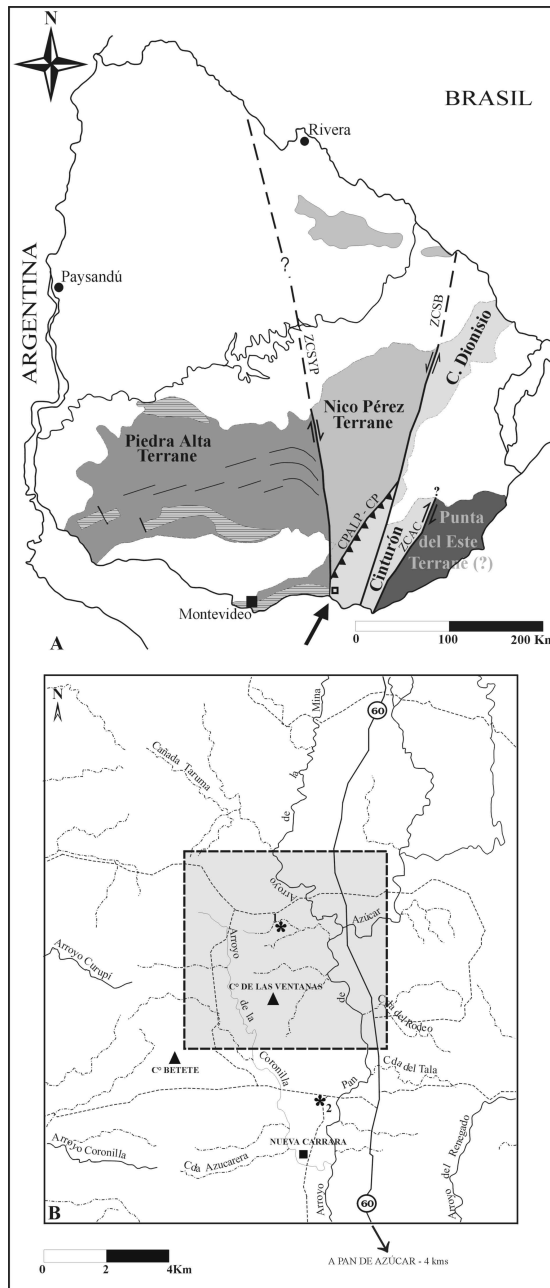


Fig. 1. **A.** Subdivisión tectonoestratigráfica del basamento cristalino uruguayo (Bossi & Campal 1991, 1992; Gaucher *et al.* 1998; Preciozzi *et al.* 1999). ZCSYP: Zona de Cizalla Sarandí del Yí-Piriápolis; ZCSB: Zona de Cizalla Sierra Ballena; CPALP-CP: Cabalgamiento Puntas del Arroyo La Plata-Cerro Partido; ZCAC:

Zona de Cizalla Alférez-Cordillera. **B.** Mapa de ubicación del área de estudio.

Fig. 1. **A.** Tectonostratigraphic subdivision of the uruguayan crystalline basement. ZCSYP: Sarandí del Yí-Piriápolis Shear Zone; ZCSB: Sierra Ballena Shear Zone; CPALP-CP: Puntas del Arroyo La Plata-Cerro Partido Thrust; ZCAC: Alférez-Cordillera Shear Zone. **B.** Location map of the study area.

GEOLOGÍA DESCRIPTIVA

El 75% del área bajo estudio se encuentra constituida por el Grupo Fuente del Puma (Bossi *et al.* 1998; ex Lavalleja) y la Formación Las Ventanas. El restante 25% está representado por traquitas y sienitas de la Formación Sierra de las Ánimas y un cuerpo granítico situados al oeste y granitoides deformados del Grupo Carapé (Bossi 1983) o Complejo Granítico Carapé (Sánchez Bettucci *et al.* 2003) en el este y noreste (Fig. 2).

Grupo Fuente del Puma

El registro correspondiente a esta unidad está representado por un paquete meta-volcanosedimentario. Desde el punto de vista litológico, está conformado por intercalaciones de metabasaltos, metadoleritas, filitas, metacalcáreos y metavolcanoclásticas, en orden de importancia en relación a la superficie aflorante. Los caracteres petrográficos a nivel microscópico de las diferentes litologías son resumidos a continuación:

Metalavas básicas

Se trata de rocas masivas o esquistosas, de grano fino a medio, de color verde en diferentes tonalidades. En el norte se desarrollan texturas porfírica heredada a granolepidoblástica. En ocasiones presentan vacuolas esféricas o elipsoidales pequeñas (mm) rellenas de cuarzo y clorita o epidoto. Hacia el sur, las texturas son

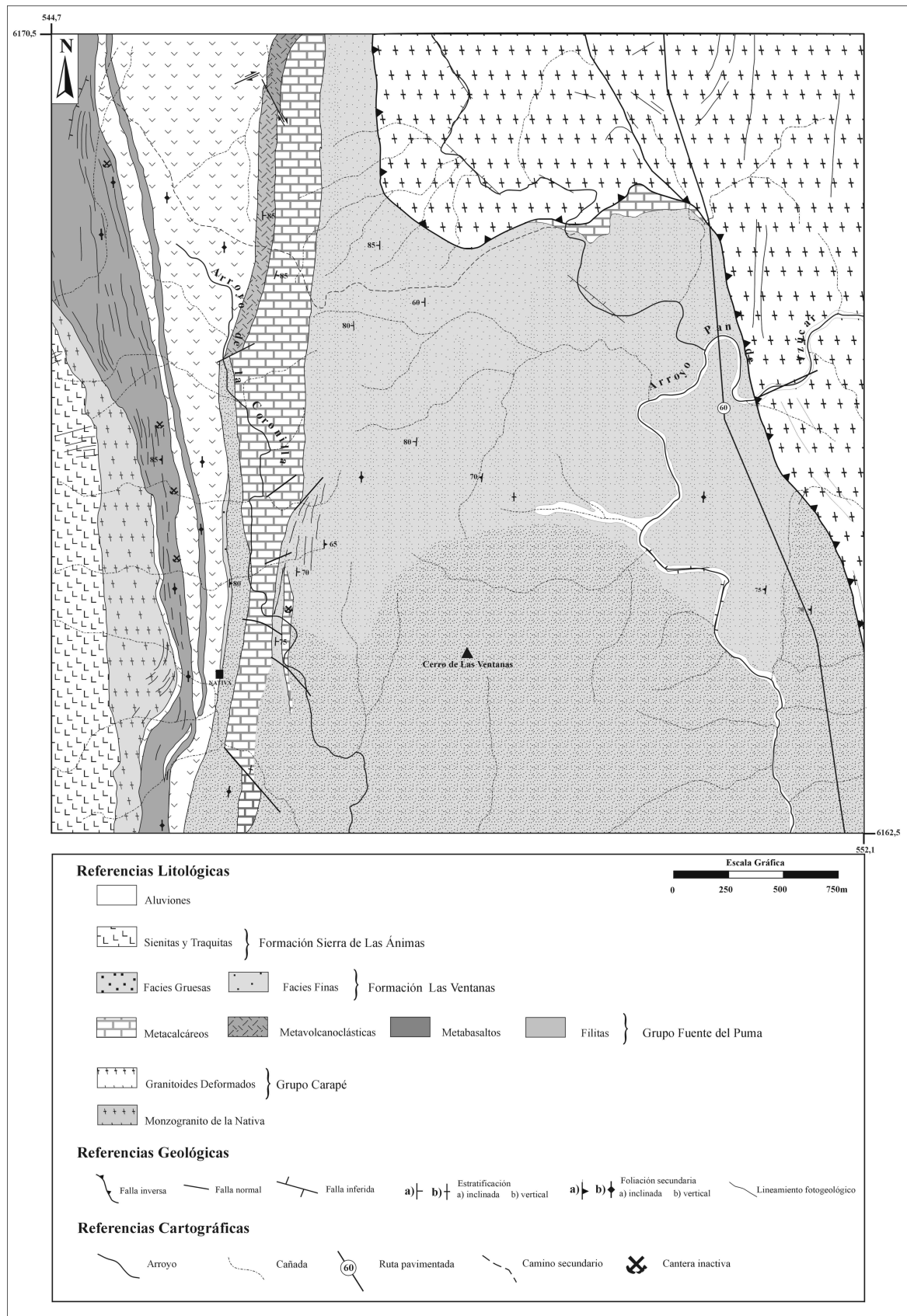


Fig. 2. Mapa geológico del área tipo de la Formación Las Ventanas.

Fig. 2. Geological map of the type area of the Las Ventanas Formation.

básicamente granonematoblástica y dolerítica intergranular. La mineralogía es la siguiente: clorita+epidoto±actinolita±carbonato±plagioclasa±cuarzo±sericita±opacos, en porcentajes variables. Las condiciones metamórficas en estas litologías se corresponden con la paragénesis de la facies esquistos verdes (Bucher & Frey 1994).

Filitas

Son rocas de color gris verdoso que se alteran típicamente a tonos anaranjados y ocre y que presentan buen desarrollo del clivaje. Mineralógicamente están constituidas por: sericita, cuarzo y opacos en orden decreciente de abundancia. Se caracterizan por presentar textura lepidoblástica (a lepidogranoblástica). Algunas poseen una laminación milimétrica materializada a través de niveles ricos en mica y otros más ricos en cuarzo. En el sector norte del área estudiada existen pequeñas canteras abandonadas de las cuales se extraía material para revestimiento.

Metacalcáreos

Existen frecuentes variaciones de facies en los niveles carbonatados. La coloración que presentan es generalmente gris claro a gris-negrusco, aunque subordinadamente ocurren en colores rosado y blanco. El porcentaje de calcita varía notoriamente desde calizas puras a dolomías calcáreas, siendo estas últimas las más abundantes.

Se pueden definir:

- a) Dolomías calcáreas color gris claro. Constituyen los litotipos más frecuentes. Al microscopio están constituidas por un agregado granoblástico heterogranular, en ocasiones isogranular. Mineralógicamente están conformadas por: dolomita+calcita+cuarzo, siendo típica la presencia de finas venillas de sílice atravesando la roca. Sin embargo, en ocasiones se observan intercalaciones centimétricas de estratos compuestos por muscovita y

cuarzo con textura lepidoblástica y color verde.

- b) Dolomías calcáreas rosadas. Se desarrollan fundamentalmente al norte del área bajo estudio. Microscópicamente se distinguen dos dominios: uno compuesto por carbonatos y cuarzo con textura granoblástica y otro constituido básicamente por muscovita con textura lepidoblástica.
- c) Dolomías calcáreas color gris oscuro a negruzco. Estas rocas carbonáticas presentan una mayor recrystalización que los precedentes. La textura observada es granoblástica heterogranular con la siguiente composición mineral: dolomita+calcita+cuarzo+muscovita, registrándose en ocasiones restos de materia orgánica, que le otorga el característico color oscuro a la roca. Los metacalcáreos de este tipo han sido objeto de antiguas explotaciones, como lo atestiguan las canteras abandonadas. La extracción de estos materiales se vincula a la producción de bloques con fines ornamentales.
- d) Calizas blancas. Al microscopio están constituidas por un fino agregado granoblástico isogranular de cristales de calcita y excepcionalmente cuarzo. Estos carbonatos presentan una recrystalización más fina que los anteriores. Afloran casi totalmente fuera del área mapeada, estando muy bien expuestas en los alrededores de la localidad de Nueva Carrara (Fig. 1B). Tradicionalmente han sido explotadas para la industria del azúcar y producción de cal dado el alto grado de pureza de la roca.

Metavolcanoclásticas

Determinan un padrón de relieve en forma de cerros alargados de dirección norte-sur. Son rocas con textura granolepidoblástica de color gris y tonos lilas. Microscópicamente están compuestas por cristales de cuarzo bipiramidales inmersos

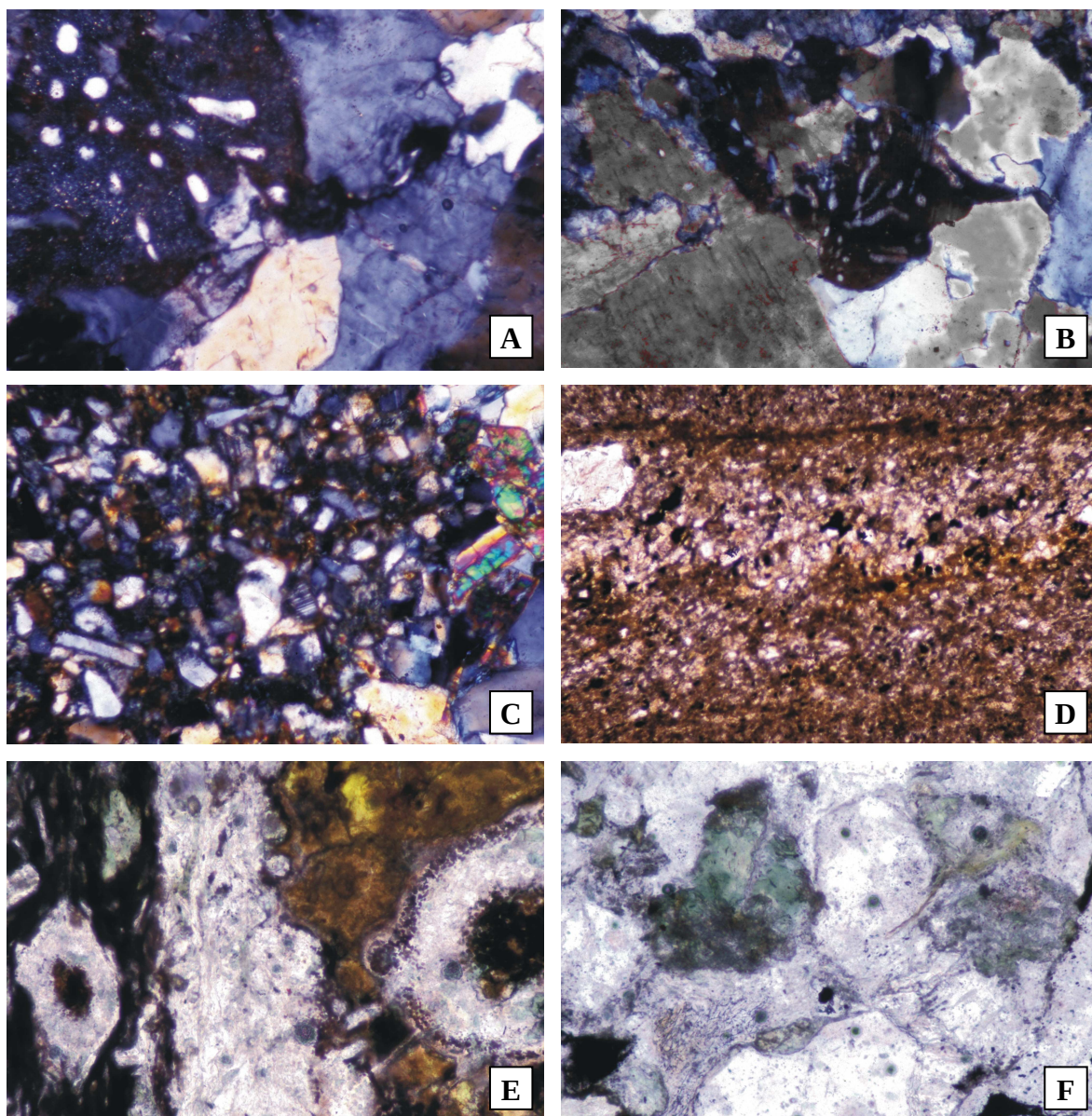


Figura 3. **A.** Microfotografía del monzogranito de la “Nativa” donde puede observarse intercrecimiento mirmequítico, muy común en este leucogranito (100x, nícoles cruzados). **B.** Preparado petrográfico de clasto granítico proveniente de conglomerados de facies proximales, ubicados al oeste del C° de Las Ventanas (100x, nícoles cruzados). **C.** Preparado petrográfico de arcosas situadas en el tope del primer ciclo de la Formación Las Ventanas (Fig. 3). Nótese la paragénesis metamórfica (arriba a la derecha): clorita-epidoto-cuarzo (100x, nícoles cruzados). **D.** Microfotografía de limolitas milimétricamente laminadas (100x, luz natural). **E.** Preparado petrográfico de metalava básica correspondiente a la base de la Formación Las Ventanas, en la cual se ve la presencia de pequeñas vacuolas elipsoidales. En la parte izquierda de la fotografía se observan relictos de la textura original. En los sectores central y derecho puede apreciarse el amplio desarrollo de epidoto, clorita y carbonato sustituyendo la mineralogía primaria (100x, luz natural). **F.** Fotomicrografía mostrando la asociación mineral clorita, epidoto y carbonato, la cual se ha generado entre los clastos del conglomerado (100x, luz natural).

en una matriz cuarzo-sericítica con muy pocos opacos. Desde el punto de vista estructural y composicional corresponden a sericito cuarzoesquistos.

Monzogranito de la Nativa

Se propone definir aquí, bajo esta denominación, a un cuerpo granítico aflorante inmediatamente al oeste de la planta de agua mineral “Nativa” (ver Fig. 2). Este macizo granítico ocupa una extensión areal de aproximadamente 8.5 Km², presentando una forma alargada en dirección norte-sur. En su borde occidental se encuentra en contacto tectónico con Sierra de las Ánimas y al este con rocas metamórficas del Grupo Fuente del Puma. El cuerpo se encuentra atravesado por diques sieníticos y traquíticos con rumbo N40E lo cual coincide con la dirección principal de fracturación. Se trata de un granito leucócrata de grano medio (a fino) y color rosado. Microscópicamente, presenta textura isoxenomórfica y está compuesto por oligoclasa, microclina y cuarzo, con escasa sericita y opacos (Fig. 3.A). La plagioclasa (An_{28%}) constituye la fracción más abundante de la roca y se expresa a través de cristales esencialmente xenomorfos de aproximadamente 1mm. Exhibe, aunque no siempre, un fino maclado polisintético, tanto de crecimiento como mecánico. Comúnmente los cristales se encuentran fracturados y con sus maclas flexuradas. Un rasgo muy característico es la presencia de mirmequitas. El feldespato potásico desarrolla cristales anhedrales de hasta 3 mm. Suele ser pertítico, observándose pertitas del tipo vermiformes. En ocasiones presenta inclusiones de plagioclasa. El cuarzo se manifiesta en cristales xenomorfos intersticiales. Se evidencian procesos de deformación intracristalina y recuperación a través del desarrollo de extinción ondulosa, bandas de deformación y formación de subgranos (Passchier & Trouw, 1996). La sericita se encuentra en ocasiones dentro de la plagioclasa y junto

con óxidos dispuestos en fracturas. La cantidad de la misma es notoriamente mayor cuando aumenta la fracturación de la roca. Cabe señalar que, tanto en el campo como a nivel microscópico, en diferentes sectores localizados del macizo, se observan fenómenos importantes de cataclasis.

Fueron realizados cinco análisis modales de distintas partes del cuerpo granítico. Tres de ellos se sitúan en el campo correspondiente a monzogranitos y los dos restantes en el campo de las granodiotiras (Le Maitre, 1989). La composición modal promedio es la siguiente: oligoclasa (47%), microclina (26%), cuarzo (25%), sericita y opacos (2%).

Se han hallado clastos de este monzogranito dentro de los conglomerados de la Formación Las Ventanas, por lo que el mismo forma parte de su basamento (Fig. 3.B).

Si bien no existen aún edades radiométricas del cuerpo granítico éste se encuentra intruido por sienitas de la Formación Sierra de Las Ánimas, por lo que es anterior a ellas.

Formación Las Ventanas

Los depósitos de esta unidad pueden ser divididos básicamente en 2 asociaciones de facies, denominadas aquí: facies proximales y facies distales.

Asociación de Facies Proximales

Se desarrolla en el sector sur del área de estudio, extendiéndose en ocasiones en forma de cuñas hacia el norte (Fig. 2). Estas facies comprenden psefitas y subordinadamente psamitas (Cuadro 1). Las psefitas están representadas por conglomerados y brechoconglomerados, habiéndose identificado al SE del área de trabajo auténticas brechas en niveles lenticulares o acuñados. El tamaño de grano oscila entre el límite inferior de gránulo (2 mm) y el límite superior de bloque medio (1024 mm). Presentan una

	Litofacies	Descripción
ASOCIACIÓN DE FACIES PROXIMALES	Conglomerados y brechoconglomerados clastosoportados	<i>Tamaño de grano:</i> Gránulo muy fino (2 mm) a bloque mediano (1024 mm) <i>Selección:</i> Pobre <i>Fábrica:</i> Isótropa <i>Estructuras sedimentarias:</i> No gradados (73%); gradación normal (11%); gradación inversa (16%)
	Areniscas masivas	<i>Tamaño de grano:</i> arenisca gruesa (1 mm) a muy gruesa (2 mm); a veces gravillosa <i>Selección:</i> Moderada <i>Estructuras sedimentarias:</i> Sin estratificación interna
	Areniscas – Conglomerados estratificados	<i>Tamaño de grano:</i> Arenisca: media a gravillosa; Conglomerado: 2 a 65 mm <i>Selección:</i> Arenisca: Moderada; Conglomerado: Moderada <i>Fábrica:</i> Conglomerado: Levemente anisótropa <i>Geometría:</i> Tabular Paquetes decimétricos de psamitas alternando con conglomerado
	Conglomerados y brechoconglomerados matriz soportados	<i>Tamaño de grano:</i> Guija (4 mm) a bloque pequeño (512 mm) <i>Selección:</i> Muy pobre a Pobre <i>Fábrica:</i> Isótropa <i>Estructuras sedimentarias:</i> Masivos; ocasionalmente con leve estratificación
	Pelitas psefito-psamíticas	<i>Color:</i> Rojizas <i>Selección:</i> Moderada a muy pobre <i>Estructuras sedimentarias:</i> Masivas y laminadas <i>Potencia:</i> Decimétrica En ocasiones presenta niveles lenticulares de arenisca
ASOCIACIÓN DE FACIES DISTALES	Areniscas masivas	<i>Composición:</i> Arcosas y litarenitas <i>Tamaño y Redondez de grano:</i> Muy finas (0,125 mm) a gravillosas; subangulosos <i>Geometría y Potencia:</i> Gran extensión lateral y lenticulares; centimétrica a varios metros <i>Color:</i> Verdes, grisáceas y rojizas <i>Cemento:</i> Óxido de hierro, clorita, sericita y sílice <i>Estructuras sedimentarias:</i> Masivas; ocasionalmente estratificadas
	Limolitas estratificadas y/o laminadas	<i>Composición (fracción clástica):</i> Qz, Pg, Kfeld, epidoto, micas, zircón y opacos <i>Color:</i> Rojo, gris, marrón y púrpura <i>Estructuras sedimentarias:</i> Estratificación y/o laminación planar horizontal; con o sin gradación vertical
	Conglomerados y brechoconglomerados	Conglomerados clastosoportados mal seleccionados
		Brechoconglomerados clastosoportados a matrizsoportados mal seleccionados Conglomerados clastosoportados moderadamente seleccionados <i>Tamaño Medio y Redondez de grano:</i> 3 cm (raramente + de 10 cm); subredondeados <i>Geometría:</i> Tabular o lenticular, pero de extensión lateral importante <i>Fábrica:</i> Anisótropa (postdeposicional) <i>Estructuras sedimentarias:</i> Masivo

Cuadro 1. Principales características de las litofacies presentes en la Formación Las Ventanas.

Table 1. Main characteristics of lithofacies present in the Las Ventanas Formation.

selección muy pobre a buena. Composicionalmente están conformados por clastos de granitoides isótropos y deformados, metalavas básicas y metadoleritas, riolitas, metacalcáreos, cuarcitas, esquistos, metapelitas y metarensicas. Internamente, los estratos de conglomerado son masivos presentando una fábrica depositacional isótropa y la mayoría de las veces no muestran gradación vertical. Los conglomerados son clastosoportados, aunque también ocurren niveles de diamictitas.

La matriz está conformada por una mezcla, no seleccionada, de arenisca y ocasionalmente pelita, ambas de igual composición que la fracción clástica mayor.

El cemento está constituido predominantemente por óxidos de hierro.

El color si bien es bastante variable, dependiendo de la composición de los clastos y de la matriz, presenta generalmente tonos verde, rojizo y rosado.

Las psamitas interestratificadas son de grano grueso a gravillosas y de algunos decímetros de potencia. Son masivas, no gradadas y de composición arcósica y/o lítica.

Asociación de Facies Distales

Las litologías que conforman esta asociación adquieren su mayor desarrollo en la parte norte del área estudiada (Fig. 2). Esta asociación comprende predominantemente areniscas y limolitas, ocurriendo además paquetes conglomerádicos (Cuadro 1). Las areniscas son inmaduras (Fig. 3.C) de grano muy fino a gravillosas. Composicionalmente se trata de arcosas y arenitas líticas, con textura granosostén. Exhiben tonalidades verdes, grisáceas y rojizas. Óxidos de hierro, clorita, sericita y sílice aparecen como materiales cementantes. Son mayormente masivas aunque se observaron algunas con una leve estratificación. Los estratos poseen potencias que varían desde los 10 cm a más de 20 metros, apoyándose

con base neta o erosiva. Dichos niveles son tabulares con notoria extensión lateral aunque los hay también de forma lenticular.

Las limolitas presentan estratificación y/o laminación planar horizontal con o sin gradación vertical y colores predominantemente rojos, grises, marrón y púrpura. La fracción clástica está conformada básicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, epidoto, micas, zircón y opacos. En ocasiones llama la atención la presencia y ritmicidad, en estas litologías, de una laminación milimétrica a submilimétrica (Fig. 3.D). La misma está evidenciada tanto por la variación del tamaño de grano (limo fino-limo grueso) como por su color (rojo-gris).

En el sector norte del área estudiada (punto1, Fig. 1), donde se expone de manera continua gran parte de la secuencia, fue elaborada una columna estratigráfica de 1500 metros de potencia (Fig. 4). Aquí la unidad comienza, sin contacto visible con el basamento, con un ciclo estrato y granodecreciente. El mismo alcanza aproximadamente los 800 metros de potencia. El tramo inferior se encuentra dominado por conglomerados, areniscas en su parte media y limolitas en el tope. Sintéticamente desde la base y hacia el tope de este ciclo se aprecian los siguientes cambios:

- 1) el espesor de los estratos disminuye progresivamente desde varias decenas de metros hasta alcanzar unos pocos milímetros de espesor.
- 2) el tamaño medio de grano también disminuye, partiendo de clastos tamaño guija media hasta limolitas.
- 3) la cantidad de clastos de granito decrece notoriamente, aumentando la cantidad de clastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y metalavas básicas.
- 4) la estratificación y laminación planar horizontal se torna un rasgo común en las limolitas estando ausente en la parte inferior y media del ciclo.

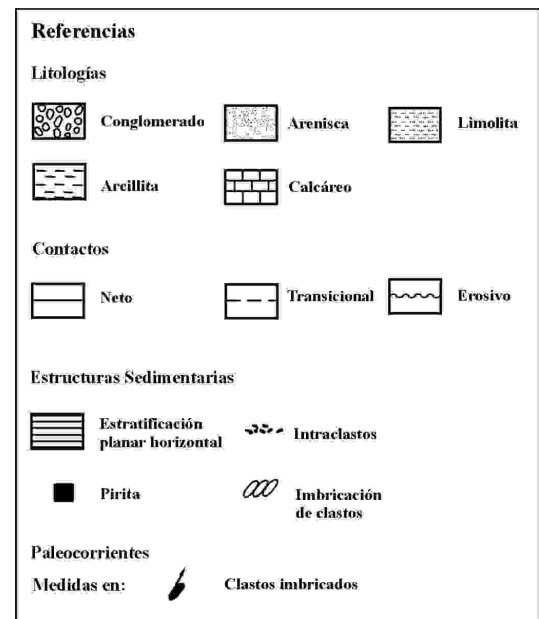
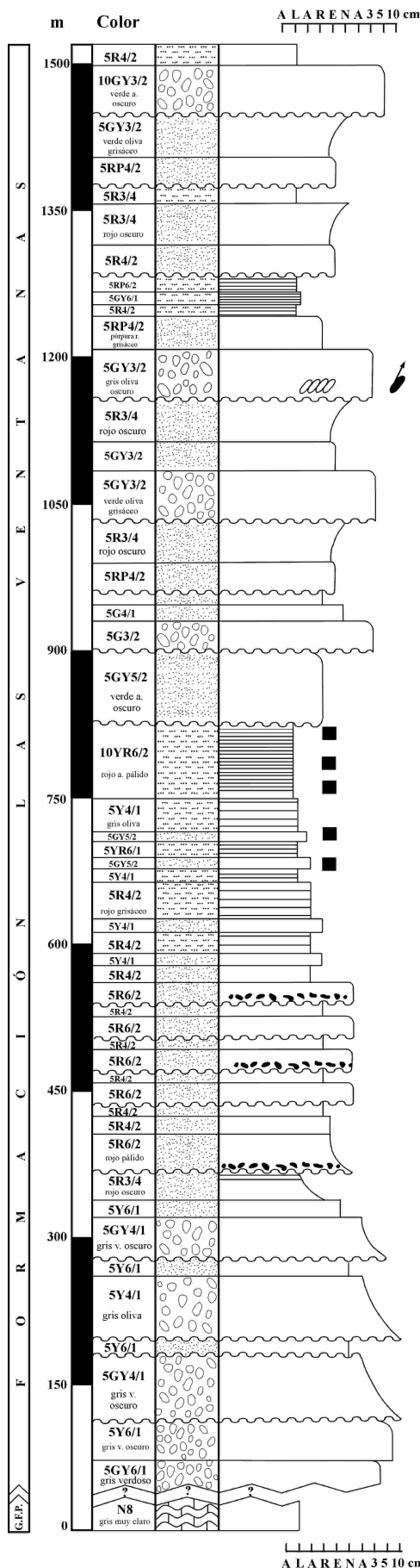


Fig. 4. Columna estratigráfica de la Formación Las Ventanas (Fig. 1: punto 1).

Fig. 4. Stratigraphic column of the Las Ventanas Formation (Fig. 1: point 1).

5) en las areniscas, fundamentalmente, aparece pirita.

Estratigráficamente por encima se pasa a un segundo ciclo, de casi 700 metros, el cual está conformado principalmente por ciclos decamétricos menores de areniscas y conglomerados. Aquí la composición de los clastos es más variada que en la parte media inferior de la columna.

Aunque en este perfil no han sido halladas rocas volcánicas interestratificadas, sí fueron encontradas inmediatamente al sur del área mapeada (punto 2, Fig. 1). Se trata de una lava básica color verde grisáceo con vacuolas y la siguiente paragénesis mineral: epidoto+calcita+cuarzo+albita+muscovita+clorita. Cuando el grado de sustitución lo permite se observan relictos del protolito con textura porfirítica a microlítica fluidal (Fig. 3.E). Por esta razón se considera conveniente aquí redefinir a la Formación Las Ventanas como una secuencia volcanosedimentaria.

INTERPRETACIÓN

Ambiente Depositacional

Las facies más comunes de la Formación Las Ventanas, dentro del área de estudio, muestran características comparables a las correspondientes a un abanico aluvial.

Como fue tratado anteriormente, los depósitos de la unidad se pueden dividir en dos asociaciones de facies: facies proximales y facies distales. Estas últimas, dominadas por areniscas y limolitas, sugieren una depositación en cuerpos de agua sobre los cuales episódicamente progradarían litologías más groseras (psefitas). Aunque se requiere una mayor investigación sobre estas facies la información obtenida hasta el momento implica que, estrictamente, las mismas estarían asociadas a la acción de *fan deltas*. Sin embargo, las facies proximales de los abanicos aluviales y las partes subaéreas de los abanicos deltaicos son esencialmente las mismas (Einsele 2000).

Por otra parte, las facies proximales son volumétricamente y notoriamente más importantes y están conformadas principalmente por conglomerados y brechoconglomerados clastosoportados y areniscas masivas. Estas facies son interpretadas como depósitos de corrientes acuosas rasas y no canalizadas.

Por un lado la existencia de grandes bancos conglomerádicos, generalmente masivos, de gran extensión lateral y conteniendo bloques sugiere la existencia de corrientes acuosas altamente energéticas y de poca duración. Asimismo, la extensión lateral sugiere la idea de un no confinamiento de estas corrientes, es decir agentes muy tractivos, densos y con alta energía, que circularían en forma de mantos de arroyada (*sheet floods*) por pendientes con un gradiente muy elevado y una superficie topográfica relativamente lisa (Colombo, 1992).

Las facies constituyentes más comunes de la Formación Las Ventanas muestran características de haber sido depositadas

dominantemente por corrientes tractivas acuosas. Las mismas serían corrientes someras, no confinadas y efímeras lo cual corresponde con las características de abanicos aluviales del Tipo II de Blair & McPherson (1994).

Un porcentaje considerable de los clastos del sistema Las Ventanas son subredondeados y comprenden granitoides, riolitas, cuarcita, entre otros, muchos de los cuales tienen gran resistencia a la abrasión y redondeamiento. Tanto estos clastos como aquéllos de naturaleza metaestable e inestable se hallan prácticamente inalterados. Teniendo en cuenta lo señalado, se sugiere aquí condiciones climáticas áridas, quizá frías, durante la depositación de esta unidad.

DEFORMACIÓN METAMORFISMO

Y

Resulta evidente que la Formación Las Ventanas ha sido deformada, sobre todo en las litologías menos groseras o cuando los conglomerados son poco potentes y se hallan interestratificados con areniscas o pelitas. Esta deformación, ligada a la aparente estructuración concordante con litologías del Grupo Fuente del Puma, ha llevado a algunos autores a considerar a estas unidades como interestratificadas (Bossi & Navarro, 1991). Sin embargo, a través del detallado mapeo y levantamiento de perfiles estratigráficos pudo demostrarse la existencia de un período de tiempo considerable entre las dos unidades. El modelo aquí propuesto es ilustrado en la figura 5.

Aunque aún falta información para precisar las condiciones metamórficas a las cuales estuvo sometida esta unidad en su totalidad, pueden hacerse algunas apreciaciones al respecto. En el cuerpo de metalava básica que se encuentra interestratificada en la base de la secuencia, puede observarse, la siguiente paragénesis mineral: epidoto+calcita+

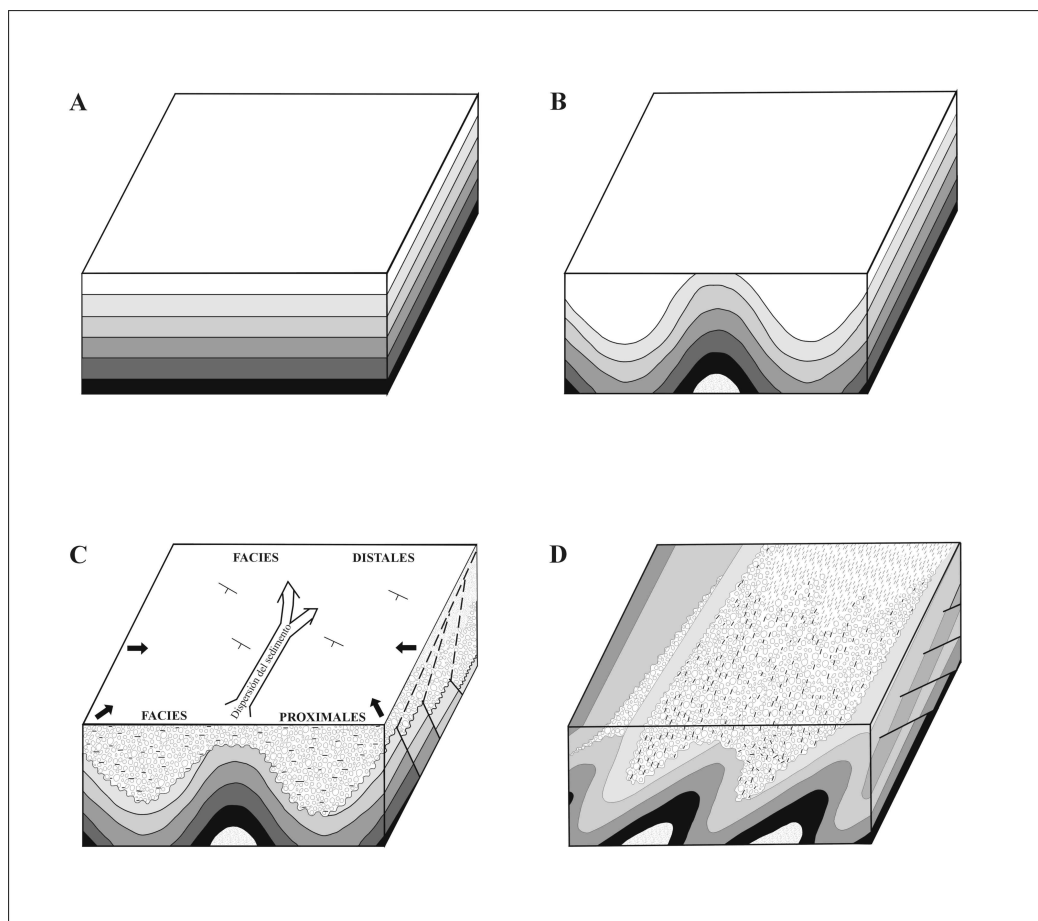


Fig. 5. Evolución tectonosedimentaria esquemática del área tipo de la Formación Las Ventanas. **A.** Depositación del Grupo Fuente del Puma. **B.** Deformación del Grupo Fuente del Puma. **C.** Depositación de la Formación Las Ventanas. **D.** Deformación de la Formación Las Ventanas y del Grupo Fuente del Puma.

Fig. 5. Simplified tectonosedimentary evolution of the type area of the Las Ventanas Formation.

cuarzo+albita+muscovita+clorita (Fig. 3.E). Dicha paragenesis se corresponde con la facies esquistos verdes inferior o zona de la clorita (Bucher & Frey, 1994). La ausencia de actinolita muy probablemente se deba a la relativamente alta P_{CO_2} , lo cual inhibe su formación (Miyashiro, 1973). Asimismo, fue observado en varias ocasiones dentro de la matriz de los conglomerados la siguiente asociación mineral: clorita±epidoto±calcita ±muscovita±cuarzo (Fig. 3.F). Por otra parte, en litologías más finas se constató también la presencia de clorita, epidoto y cuarzo estrechamente asociados (Fig. 3.C).

Estas observaciones llevan a considerar que estas rocas estuvieron sometidas a las condiciones de facies de esquistos verdes, es decir a temperaturas cercanas a los $280^\circ \pm 30^\circ C$ y presiones por debajo de los 6 kbares (Bucher & Frey, 1994).

CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Desde que esta unidad fuera originalmente definida han sido varios los planteos en cuanto a su edad y correlación con otras unidades (ver Introducción y Cuadro 2).

La Formación Las Ventanas se apoya en disconformidad y con discordancia angular de bajo ángulo sobre el Grupo Fuente del Puma. Ello se demuestra a través de la

relación que guardan ambas unidades en el campo. Además existen clastos del Grupo Fuente del Puma dentro de la Formación Las Ventanas, lo que corrobora su

	Midot (1984)	Preciozzi et al. (1988)	Bossi & Navarro (1991)	Masquelín & Sánchez Bettucci (1993)
Ordovícico	Fm. Barriga Negra			Fm. Las Ventanas
Cámbrico	Fm. Las Ventanas Fm. Sierra de Las Ánimas	Fm. Sierra de Las Ánimas	Fm. Sierra de Las Ánimas Fm. Barriga Negra	Fm. Sierra de Las Ánimas
Prot. Sup.	Serie Volcanosedimentaria Fuente del Puma	Grupo Barriga Negra* Grupo Lavalleya-Rocha	Grupo Lavalleya*	Secuencia Playa Hermosa Grupo Lavalleya

* Dentro de estas unidades está incluida la Fm. Las Ventanas.

Cuadro 2. Terminología comparativa y posición estratigráfica de la Formación Las Ventanas según diversos autores.

Table 2. Comparative terminology and stratigraphic position of the Las Ventanas Formation according to different authors.

posterioridad. De acuerdo a estas observaciones, el modelo planteado por Bossi & Navarro (1991) no sería válido. Las escasas determinaciones, radimétricas y bioestratigráficas, existentes para el Grupo Fuente del Puma pueden dividirse en dos grupos, en el entorno de los 650-750 Ma (Gómez Rifas 1995; Aceñolaza *et al.* 1998) y entre los 1200-1500 Ma (Gómez Rifas 1995; Bossi & Ferrando 2001). Inmediatamente al sudeste del área mapeada se halla una importante intrusión granítica denominada “Granito Pan de Azúcar” por Preciozzi *et al.* (1993) y redefinido como “Granito El Renegado” por Sánchez Bettucci (1998). Dicho cuerpo es estructuralmente discordante con las

litologías de la Formación Las Ventanas y no han sido hallados clastos del mismo dentro de la unidad, contrariamente a lo señalado por Midot (1984). Por ello es razonable manifestar que el conglomerado es anterior a este cuerpo granítico, el cual posee una edad de 559 ± 28 (Rb/Sr; Preciozzi *et al.* 1993). Tampoco se han encontrado clastos de sienitas o traquitas del gran macizo correspondiente a la Formación Sierra de Las Ánimas ubicada al oeste de la Formación Las Ventanas. Si bien no se descarta que puedan aparecer clastos de esas litologías, los mismos no provendrían originalmente del potente cuerpo situado al este por razones que ya han sido expuestas. Por ello tanto las traquitas como las

sientitas del macizo oeste son también posteriores al conglomerado. Ello se encuentra en clara contradicción con los modelos planteados por Midot (1984), Sánchez Bettucci & Masquelin (1993) y Sánchez Bettucci & Pazos (1996).

A partir de todas las edades absolutas disponibles para las sienitas y traquitas de la Formación Sierra de Las Ánimas puede asumirse una edad aproximada de 525 ± 10 Ma para las mismas (Umpierre 1966; Bossi *et al.* 1993; Sánchez Bettucci 1998).

El cabalgamiento Pan de Azúcar (Fragoso César *et al.* 1987) constituye el límite entre la secuencia volcanosedimentaria del Grupo Fuente del Puma con los granitoides deformados del Grupo Carapé (o Complejo Granítico Carapé). Sobre dicho corrimiento fueron datadas muscovitas sincinemáticas por el método K/Ar, obteniendo una edad de 572 ± 7 Ma (Cingolani, *in* Bossi & Campal 1992). Las observaciones realizadas permiten afirmar que las litologías de la Formación Las Ventanas cercanas a este plano de deslizamiento fueron afectadas por aquel, imprimiéndoles una deformación más prominente. Asimismo, no se han encontrado vestigios de esta unidad al este del mencionado límite. Por lo antedicho, es razonable señalar que el mencionado corrimiento es posterior a la Formación Las Ventanas.

Hasta la fecha, esta datación constituye uno de los datos más importantes para el posicionamiento de la Formación Las Ventanas en la columna estratigráfica. Específicamente, permite establecer la edad mínima de la sedimentación y el volcanismo.

Por otra parte, recientemente han sido hallados, dentro de las metapelitas laminadas, numerosos ejemplares de microfósiles de pared orgánica. Entre ellos se destaca la presencia de la especie *Bavlinella faveolata* (Pecoits *et al.* en preparación). Si bien dicha especie posee un amplio biocrón, el cual se extiende desde el Rifeano Superior hasta el

Ordovícico (Vidal 1976, Reitz 1991, Knoll 1996) su abundancia es notoriamente mayor durante el Vendiano Superior e Inferior.

Teniendo en cuenta lo expuesto puede asumirse que la depositación de la Formación Las Ventanas se produjo en el Vendiano Inferior.

CONCLUSIONES

1. A través del mapeo del área a escala 1:20.000 se han podido separar y caracterizar las distintas unidades litológicas que allí ocurren. A partir de ello, se reconoce que la Formación Las Ventanas y el Grupo Fuente del Puma son independientes temporalmente. Esto resulta de relevante importancia tanto desde el punto de vista de la litoestratigrafía, evolución paleogeográfica, así como en la prospección de recursos minerales.
2. Se define y describe un nuevo cuerpo granítico denominado “Monzogranito de la Nativa”, ubicado inmediatamente al este de Sierra de Las Ánimas. Se comprueba, además, que dicho granito es anterior a la Formación Las Ventanas y formó parte de su basamento.
3. A la definición original de la unidad como enteramente epiclástica se le suma, ahora, metalavas básicas en su base. Por lo que es redefinida como una secuencia volcanosedimentaria. Asimismo, a través de la aplicación de criterios sedimentológicos, se individualizaron y describieron una asociación de facies proximal y otra distal. Dentro del área de estudio y para las facies más abundantes (facies proximales) se concluye un ambiente depositacional correspondiente a abanicos aluviales dominados por corrientes acuosas tractivas, someras y

no canalizadas. Por su parte las facies distales sugieren una depositación en cuerpos de agua sobre los cuales progradarían litologías más groseras (*fan deltas*).

4. Se ha elaborado un nuevo modelo tectonosedimentario que explica satisfactoriamente las observaciones realizadas en el área tipo de la Formación Las Ventanas. El mismo implica que el Grupo Fuente del Puma ya estaba plegado antes de la depositación de la Formación Las Ventanas y que posteriormente a la sedimentación de ella ambas unidades fueron deformadas. Subsecuentemente fueron emplazadas las sienitas y traquitas de la Formación Sierra de Las Ánimas. Esto se encuentra en clara contradicción con todos los modelos anteriormente propuestos. Mientras algunos autores postulaban que el Grupo Fuente del Puma y la Formación Las Ventanas estaban interestratificados, conformando la misma unidad, otros consideraban que la sedimentación de la Formación Las Ventanas fue posterior al emplazamiento de las sienitas y traquitas de la Formación Sierra de Las Ánimas, ubicadas al oeste, desde donde descendían los abanicos aluviales.
5. Si bien, hasta ahora, esta unidad era considerada como no metamórfica, las asociaciones minerales halladas caracterizan condiciones de metamorfismo correspondientes a la facies esquistos verdes inferior.
6. A partir de las observaciones de campo, contenido fosilífero y fundamentalmente de los datos geocronológicos disponibles la Formación Las Ventanas se habría depositado en el Vendiano Inferior.

Agradecimientos

Deseo expresar mi gratitud a Natalie Aubet por la cuidadosa digitalización de las figuras. Asimismo, mi reconocimiento a los arbitros: Dra. L. Sánchez Bettucci y Prof. Dr. Luis A. Spalletti, quienes colaboraron en mejorar diversos aspectos de este trabajo. Esta investigación ha sido financiada por el Proyecto: "Litoestratigrafía del Grupo Fuente del Puma y su Correlación con Otras Unidades de Uruguay y Sudoeste de África" (CSIC) y es una contribución al Proyecto IGCP 478: Neoproterozoic-Early Palaeozoic events in SW-Gondwana.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEÑOLAZA, F.G., SÁNCHEZ BETTUCCI, L. & FERNICOLA, J.C. 1998. Icnofósiles del Grupo Lavalleja, Neoproterozoico del Uruguay. *Coloquios de Paleontología* **49**: 9-21.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, **64**: 450-489.
- BOSSI, J. 1983. Breve reseña sobre el conocimiento geológico del escudo predevoniano en Uruguay. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1**: 417-429.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1991. *Granitos negros filonianos del Uruguay*. Resultados de las investigaciones. Montevideo, CIID-Facultad de Agronomía, 72 p..
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.G., SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, Mérida, Universidad de Extremadura, 343-356.
- BOSSI, J., CINGOLANI, C., LAMBIAS, E., VARELA, R. & CAMPAL, N. 1993.

Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Ánimas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 282-288.

BOSSI, J. & FERNÁNDEZ, A. & ELIZALDE, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. *Boletín de la Facultad de Agronomía* N° 78.

BOSSI, J. & FERRANDO, L. 2001. *Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*. Montevideo, Geoeditores, versión digital.

BOSSI, J., FERRANDO, L., MONTAÑA, J., CAMPAL, N., MORALES, H., GANCIO, F., SCHIPILOV, A., PIÑEYRO, D. & SPRECHMANN, P. 1998. *Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*. Montevideo, Geoeditores, versión digital.

BOSSI, J. & NAVARRO, R. 1991. *Geología del Uruguay*. Montevideo, Universidad de la República, 970 p.

BOSSI, J., PRECIOZZI, F. & CAMPAL, N. 1993. *Predevoniano en el Uruguay*. Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología, 50 p.

BUCHER, K. & FREY, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6th edition, Berlín, Springer-Verlag, 318 p.

COLOMBO, F. 1992. Abanicos aluviales. In: ARCHE (coord.) *Sedimentología*. Vol. 1. Madrid, CSIC, 143-218.

EINSELE, G. 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 2nd edition, Berlín, Springer-Verlag, 792 p.

FRAGOSO CÉSAR, A.R.S., MACHADO, R., GÓMEZ RIFAS, C. 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In: III SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGÍA, Curitiba, 1987. *Anais*, 2: 791-810.

GAUCHER, C., SPRECHMANN, P., MONTAÑA, J. & MARTÍNEZ, S. 1998. Litoestratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano-Cámbrico, Uruguay). In: II CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. Montevideo, *Actas*, 24-31.

GÓMEZ RIFAS, C. 1995. *A zona de cisalhamento sinistral “Sierra Ballena” no Uruguai*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 244 p.

KNOLL, A. H. 1996. Daughter of time. *Paleobiology* 22: 1-7; Chicago.

LE MAITRE, R.W. (ed.) 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS – subcommission on the systematics of igneous rocks*. Oxford, Blackwell, 193 p.

MASQUELIN, H. & SÁNCHEZ BETTUCCI, L. 1993. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la fosa tardi-brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 23: 313-322.

MIDOT, D. 1984. Etude geologique et diagnostic metallogénique pour l’exploration du secteur de Minas (Uruguay). Université Pierre et Marie Curie, París. Diplôme de Docteur de 3e Cycle, 175 p.

MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London, 492 p.

OYHANTÇABAL, P., SPOTURNO, J., GOSO, E., HEIMAN, A. & BERGALLI, L. 2001. Asociaciones litotectónicas en las supracrustales del Grupo Lavalleya y magmatismo asociado, en la hoja “Fuente del Puma” (sur de Minas, Uruguay). In: XI CONGRESO LATINOAMERICANO Y III CONGRESO URUGUAYO DE

GEOLOGÍA, Montevideo, Actas, Edición Electrónica.

PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlín, Springer-Verlag, 290 p.

PAZOS, P., TÓFALO, R. & SÁNCHEZ BETTUCCI, L. 1998. Procesos sedimentarios e indicadores paleoclimáticos en la sección inferior de la Formación Playa Hermosa, Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. In: II CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. Montevideo, Actas, 64-69.

PRECIOZZI, F., MASQUELIN, E. & BASEI, M.A. 1999. The Namaqua / Grenville Terrane of eastern Uruguay. In: SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA, Carlos Paz, Córdoba, Actas 2.

PRECIOZZI, F., MASQUELIN, H. & SÁNCHEZ BETTUCCI, L. 1993. Geología de la Porción Sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio. I SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO – CÁMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, La Paloma, Guía de Excursiones, 1-39p.

PRECIOZZI, F., SPOTURNO, J., HEINZEN, W. & ROSSI, P. 1988. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Memoria explicativa. Montevideo, DINAMIGE, 90 p.

REITZ, E. 1991. *Palynologische Untersuchungen an Metasedimenten: Methodik und Ergebnisse*. Unpublished habilitation thesis; München.

SÁNCHEZ BETTUCCI, L. 1998. *Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Uruguay*. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Tesis de doctorado, 344 p.

SÁNCHEZ BETTUCCI, L., OYHANTÇABAL, P., PAGE, S. & RAMOS, V. 2003. Petrography and geochemistry of the Carapé Granitic Complex (Southeastern Uruguay). *Gondwana Research*, V. 6, N° 1, 89-105 p.

SÁNCHEZ BETTUCCI, L. & PAZOS, P. 1996. Análisis paleoambiental y marco tectónico en la Cuenca Playa Verde. Piriápolis, Uruguay. In: XII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y III CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, Buenos Aires, Actas, 1: 405-412.

UMPIERRE, M. 1966. Edades K/Ar de rocas de la Sierra de las Ánimas. In: BOSSI, J. Geología del Uruguay. Montevideo, UdelaR, 134-135 p.

VIDAL, G. 1976. Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils and Strata* 9: 1-57; Oslo.