

The background of the cover is a photograph of a quarry. A dirt road winds through a deep, rocky gorge. In the foreground, a small pond is nestled between the rocky walls. The quarry walls are composed of light-colored, layered rock. In the distance, there are green hills and a forested area under a clear sky.

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Trabajo Final de Licenciatura

**“PETROGRAFÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL
GRUPO MINA VERDÚN EN LOS ALREDEDORES
DE LA CANTERA BURGUEÑO”**

Autora:
Gabriela Martínez Fernández.

Tutor:
Claudio Gaucher Pepe

2013

INDICE

Resumen

I- Introducción	4
1.1 Objetivo	5
1.1.1 Objetivos generales	5
1.1.2 Objetivos específicos	5
1.2 Ubicación	6
1.3 Esbozo geomorfológico del área	6
II- Materiales y Métodos	8
2.1 Metodología	8
III- Geología	9
3.1 Contexto General	9
3.1.1 Terreno Piedra Alta	10
3.1.2 Terreno Tandilia	10
3.1.3 Zona de Cizalla Sarandí del Yí	12
3.1.4 Terreno Nico Pérez	12
3.1.5 Zona de Cizalla Sierra Ballena	13
3.1.6 Terreno Cuchilla de Dionisio	15
3.2 Antecedentes del área de estudio	15
3.2.1 Grupo Lavalleja	15
3.2.2 Grupo Parque UTE	19
3.2.3 Grupo Mina Verdún	20
3.2.4 Formación Las Ventanas	27
IV- Litoestratigrafía	28
4.1.1 Formación Cerro de las Víboras	28
4.1.2 Formación Don Mario	32
4.1.3 Formación La Toma	33
4.1.4 Formación El Calabozo	34
4.1.4.1 Estromatolitos	35
4.1.5 Formación Gibraltar	37
4.1.6 Formación Nueva Carrara	39
4.1.6.1 Ignimbritas ácidas	39

4.1.6.2 Intercalaciones de Metatobas - Metacalcoarenitas	40
4.1.6.3 Metalapillitobas cloríticas	42
4.1.6.4 Clorito esquisto	42
4.1.6.5 Metabasalto epidótico	45
4.1.6.6 Metachert	48
4.1.7 Formación Las Ventanas	49
4.1.7.1 Diamictitas	49
4.1.7.2 Ortoconglomerados	51
4.1.7.3 Pelitas	52
4.2 Aspectos estructurales	54
4.3 Mapa Geológico Interpretativo	54
V- Geocronología	59
5.1 Fundamento teórico	59
5.1.1 Emisión α	59
5.1.2 Emisión β	60
5.1.3 Captura electrónica	60
5.2 Datación Radimétrica	60
5.3 Técnica espectrometría de masas de Iones Secundarios SIMS	62
5.3.1 Método de Datación	62
5.3.2 Preparación de Muestras	63
5.3.3 Resultados	64
VI- Discusión	67
6.1 Correlaciones	67
6.2 Evolución Geológica	72
VII- Conclusiones	76
VIII- Bibliografía	77
IX- Anexos	

RESUMEN

Este trabajo se basa en un estudio detallado de las litologías que afloran en Cantera Burgueño y sus alrededores, haciéndose mayor énfasis en las rocas volcánicas que afloran en el sector oeste y sur del área (Fm. Nueva Carrara). Para las rocas de la Fm. Nueva Carrara se realizó un estudio detallado de su petrología, ampliando de esta forma su definición litológica inicial

A partir de nuevos datos estructurales y de la datación de circones volcánicos de metalapillitobas cloríticas, por el método U-Pb SIMS, que arrojaron una edad de $1461 \pm 4.0\text{Ma}$, así como también la realización de nuevos trabajos de ampliación hacia el sector E de la Cantera Burgueño, permitió reconocer que el contacto entre la Fm. Gibraltar y la Fm. Nueva Carrara no es de tipo transicional como fuese anteriormente definido, sino que es de tipo tectónico. Por lo tanto se plantea aquí redefinir el Grupo Mina Verdún (GMV) y rever la posición estratigráfica de la Fm. Nueva Carrara dentro de la columna estratigráfica del Uruguay, la cual probablemente se correlaciona con la Fm. Cañada Espinillo, unidad basal del Grupo Parque UTE.

I. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo consiste en la confección de una carta geológica a escala 1/10.000, para lo cual se realizó un estudio detallado de las litologías aflorantes y sus relaciones de contacto, determinándose la petrografía, estratigrafía y variaciones de facies del Grupo Mina Verdún, especialmente en la Formación Nueva Carrara, y también en la Formación Las Ventanas.

La zona de estudio está situada en los alrededores de la localidad de Nueva Carrara, la cual a lo largo de la historia se ha caracterizado por presentar un intenso laboreo minero reconociéndose en el sector este y central del área la Mina Apolonia y Cantera Burgueño, siendo esta última una de las zonas principales de este trabajo. Actualmente Cantera Burgueño se encuentra en explotación por la Compañía Nacional de Cementos S.A; de la cual se producen aproximadamente unas 50.000 toneladas/año de clinker y una cantidad importante de cal de las Formación. El Calabozo (Fm. El Calabozo) y Formación Gibraltar (Fm. Gibraltar) del Grupo Mina Verdún (GMV).

La Mina Apolonia se caracteriza por presentar mineralizaciones de Cu, Pb, Zn, Ag (Midot, 1984). En dicha mina se han realizado diferentes labores mineras, destacándose pequeñas trincheras, perforaciones en diamantina, socavones; así como la realización de diferentes estudios geofísicos (magnetometría, polarización inducida, dipolo-dipolo etc).

El Grupo Mina Verdún aflora en el sector sur del Terreno Nico Pérez y fue formalmente definido por Poiré et al., (2003) y Gaucher et al., (2004d, 2007), como una secuencia

volcano-sedimentaria marina. De base a tope está integrado por las siguientes unidades: Formación Cerro de las Víboras constituida por metariolitas foliadas, de color gris a gris verdoso intercaladas con lapilli tufos con fiammes, las cuales hacia el tope transicionan a las pelitas y areniscas de la Formación Don Mario. Dichas pelitas pasan gradualmente a margas grises a gris verdosas de la Formación La Toma. Hacia el tope esta unidad transiciona hacia calizas grises estromatolíticas (*Conophyton*) de la Formación El Calabozo. La Formación Gibraltar está compuesta por dolomías, margas y calizas subordinadas. Por último la Formación Nueva Carrara está integrada por metamargas dolomíticas verdes a clorita y lapilli tufos ácidos. La edad propuesta para la depositación del GMV es Mesoproterozoica (Gaucher et al. 2011)

Esta unidad es cubierta con discordancia angular y erosiva por la Fm. Las Ventanas (Midot, 1984; Masquelín & Sánchez Bettucci, 1993; Blanco & Gaucher, 2005, Gaucher et al., 2008) de edad Edicárico Inferior. Previo a su depositación se reconocieron procesos de karstificación, marcando un importante hiato depositacional.

1.1 Objetivos

1.1.1 Generales:

Con el presente trabajo se pretende contribuir al conocimiento geológico, determinando la petrografía y estratigrafía del Grupo Mina Verdún en el área de cantera Burgueño y alrededores, a partir de el estudio detallado de las litologías aflorantes y sus relaciones de contacto.

1.1.2 Específicos:

- 1- Determinar la estratigrafía de detalle, de las diferentes unidades sedimentarias que afloran en el área de estudio.
- 2- Caracterizar desde un punto de vista sedimentológico, petrográfico y paleontológico las unidades que constituyen el Grupo Mina Verdún, así como precisar sus variaciones laterales de facies.
- 3- Determinar las relaciones de contacto existentes entre las litologías que afloran en cantera Burgueño y sus alrededores.
- 4- Elaboración de columnas estratigráficas del Grupo Mina Verdún en el área de cantera Burgueño y sus alrededores.
- 5- Realización de estudios petrográficos, para determinar la composición mineralógica y clasificación de las rocas volcánicas que afloran en la parte Oeste del área, así como sus relaciones de contacto con litologías subyacentes y suprayacentes.
- 6- Elaboración de una carta geológica a escala 1/10.000 del área de estudio, (cantera Burgueño y sus alrededores).

1.2 Ubicación

El área de estudio se encuentra en la porción sureste de la República Oriental del Uruguay (departamento de Maldonado), en la localidad de Nueva Carrara, aproximadamente a 12km al norte de la ciudad de Pan de Azúcar. La misma se halla en el sector sur de la hoja topográfica Las Animas **(G-28)** escala 1:50.000, entre las coordenadas geográficas x=6161000 (límite Norte) y 6158700 (límite Sur) e y =551050 (límite Este) y 548400 (límite Oeste), con una superficie total 5.98km², representada en las fotos aéreas a escala 1:20.000 **Nº 35-120 y 35-122** del Servicio Geográfico Militar (SGM)

La principal vía de acceso al área de estudio desde la ciudad de Pan de Azúcar, es a través de la ruta Nacional Nº 60 (Cnel. Manuel F. Artigas) hasta el km 20, donde comienza la zona de estudio; a partir de allí se continúa por el camino vecinal que conduce a la Planta Nativa. En la primer bifurcación del camino vecinal, se dobla hacia el sur y se continúan unos 800m, hasta llegar a la localidad de Nueva Carrara. En las cercanías de la localidad de Nueva Carrara se encuentra Cantera Burgueño, objeto de estudio del presente trabajo, explotada hoy en día por la Compañía Nacional de Cementos S.A, ver Fig.1.

1.3 Esbozo geomorfológico del área

La fisiografía de la zona se caracteriza por sierras con cotas entre 30 a 110m sobre el nivel del mar, siendo las cotas mayores indicadas por el Cº de las Víboras y Cº Chico. La red de drenaje que recorta el área se encuentra representada por el Aº Pan de Azúcar y Aº de la Coronilla.

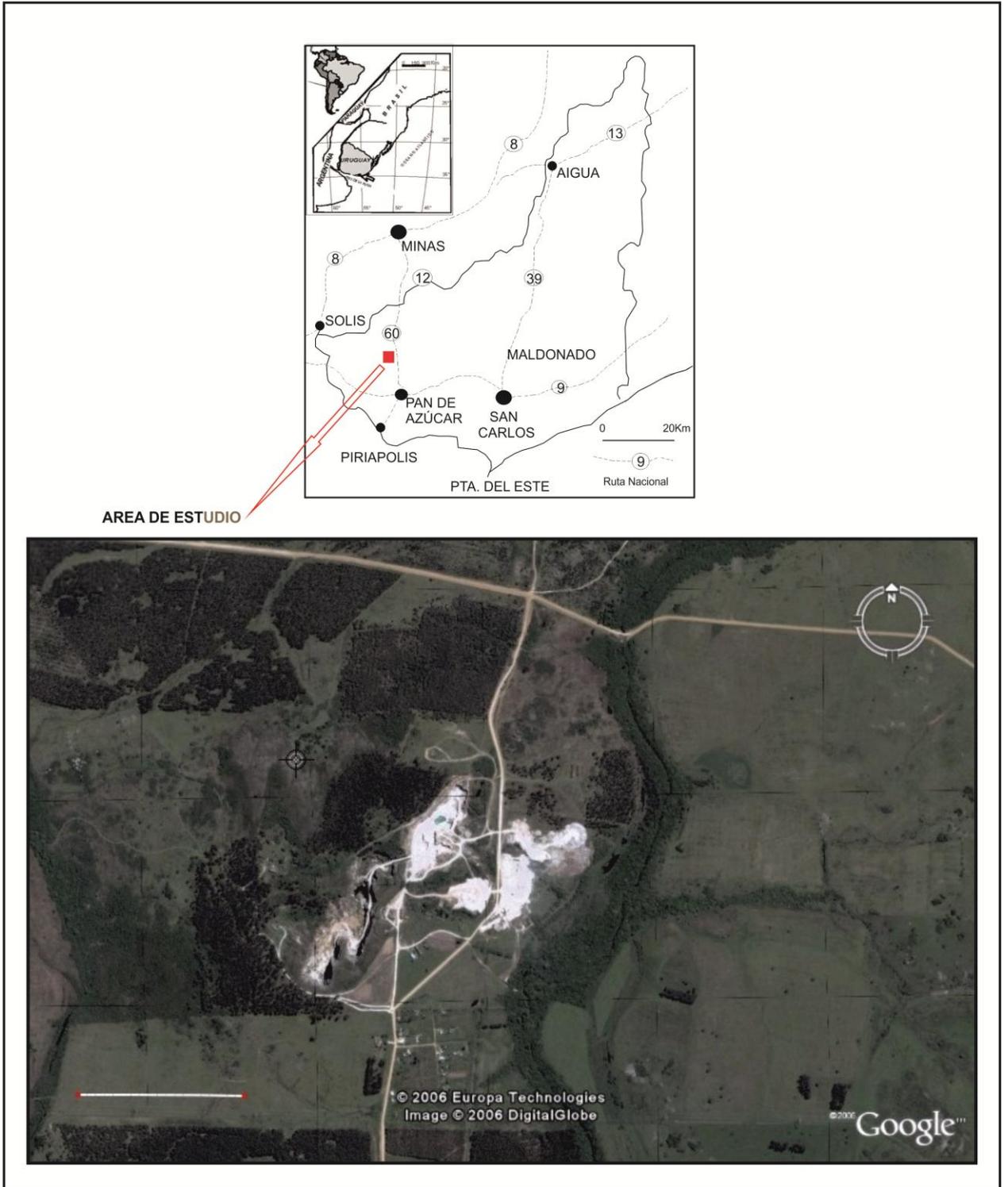


Fig. 1: Localización del área de Cantera Burgueño y alrededores (imagen tomada Google Earth,

II. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Metodología

La metodología utilizada para la elaboración del presente informe de investigación, consistió en la aplicación sistemática de sucesivas etapas de trabajo basadas fundamentalmente en los datos recabados en el campo, su análisis e interpretación, estableciéndose de esta manera las siguientes etapas:

- 1- Recopilación y análisis de antecedentes geológicos locales y regionales del área de estudio, así como también la lectura de material científico específico relacionado sobre el tema tratado en esta investigación (libros, artículos).
- 2- Recopilación de documentos cartográficos. El material consiste en el mapa topográfico a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico Militar, correspondiente a la Hoja -Las Animas-, mapa topográfico de detalle a escala 1:2.000 de la cantera Burgueño y alrededores cedido por Compañía Nacional de Cementos S.A, mapa de detalle escala 1:1.000 de la cantera Burgueño, cedido por la Compañía Nacional de Cementos S.A, fotos satelitales del área de estudio obtenidas a partir del programa Google Earth; los cuales se emplearon en el levantamiento de la información geográfica-topográfica.
Fotografías aéreas a escala 1:20.000 y sus correspondientes pares estereográficos destinados a la fotolectura, fotoanálisis y fointerpretación geológica, con la finalidad de realizar un mapa geológico preliminar del área.
- 3- Relevamiento de campo con el fin de obtener aquellos datos distintivos que caractericen y delimiten las diversas unidades aflorantes para lo cual se realizaron: cortes geológicos, levantamiento de perfiles dentro de la zona de cantera, columnas estratigráficas, descripciones litológicas, medición de actitudes estructurales, recolección de muestras para análisis petrográficos, entre otros.
- 4- Tareas de gabinete y laboratorio: Descripción de los afloramientos y muestras de mano. Elaboración de láminas delgadas a partir de las muestras colectadas en el campo, utilizando el método de laminación y pulimento standard de Tucker (1989) y su respectiva descripción petrográfica. En algunas muestras de carbonatos se realizaron tinciones con rojo de alizarina con la finalidad de distinguir entre calcita y dolomita. Las muestras seleccionadas se procesaron en el laboratorio de laminación y microscopía óptica del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias - Universidad de la República.
- 5- Con la información obtenida en campo y laboratorio, se refotointerpretó la zona de estudio para corroborar los datos con la finalidad de confeccionar un mapa geológico, el cual se realizó con medios digitales (programa de dibujo vectorizado convencional), para la posterior caracterización del área.

- 6- Dataciones U-Pb SIMS en circones: ver capítulo "Geocronología".
- 7- Evaluación. Elaboración y presentación del informe y mapa geológico final.

III. GEOLOGÍA

3.1 Contexto General

El basamento cristalino del Uruguay aflora principalmente en el sector sur del territorio y está compuesto por cuatro dominios tectonoestratigráficos principales, denominados Terreno Piedra Alta (TPA), Terreno Tandilia (TT), Terreno Nico Pérez (TNP) y Terreno Cuchilla de Dionisio (TCD), separados por zonas de cizalla de primer orden (Bossi & Campal, 1992; Bossi et al., 1993; Bossi et al., 1998; Bossi et al., 2005).

Al norte del Uruguay éste basamento precámbrico no aflora y desaparece bajo la cobertura Fanerozoica del sur de la Cuenca de Paraná, *ver Fig.2*.

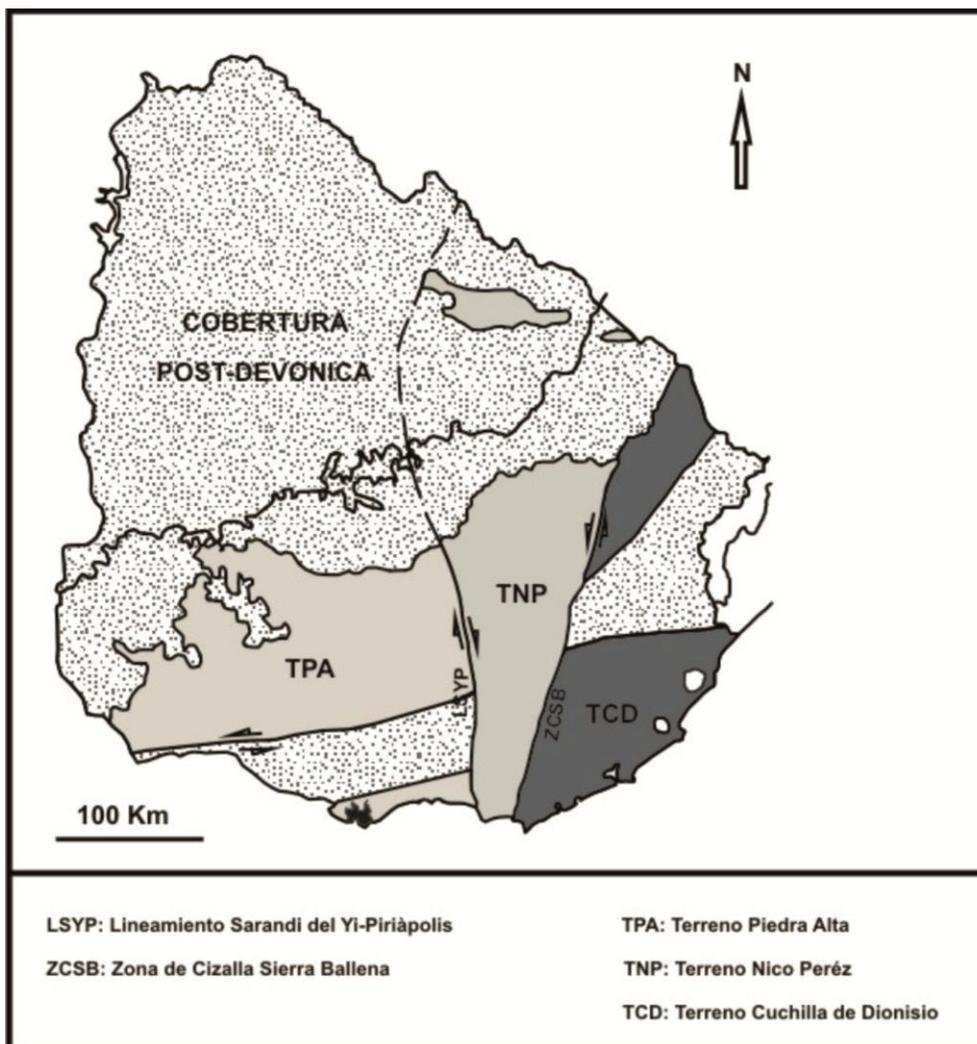


Fig. 2: Distribución esquemática de las principales divisiones del basamento cristalino del Uruguay (modificado de Maldonado et al. 2001).

De forma esquemática se caracterizan los terrenos mencionados anteriormente:

3.1.1 Terreno Piedra Alta (TPA)

Fue definido formalmente por Bossi et al. (1993). Se encuentra limitado al este por la zona de cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) (Bossi & Campal, 1992), comprende tres cinturones metamórficos groseramente subparalelos de rumbo E-W separados por extensas áreas granito - gnéisicas - migmatíticas. Los cinturones de N a S, en la definición original de Bossi et al. (2000), se denominan Andresito, San José y Pando; cada cinturón está definido por una secuencia metavolcano-sedimentaria y un complejo intrusivo de tipo TTG, ver Tabla 1.

Tabla 1: Síntesis esquemática, en la cual se muestran los diferentes componentes del Terreno Piedra Alta.

Fajas graníticas-migmatíticas	Cinturón orogénico	Supracrustales metamórficas	Intrusiones asociadas
	Andresito	Fm. A ^o Grande	Comp. Marincho
F. Florida			
	San Jose	Fm. Paso Severino	Comp. Isla Mala
F. Eilda Paulier			
	Pando	Fm. Mdeo	Batolito Soca

Las edades definidas para este terreno son Paleoproterozoicas (Transamazónico) en el entorno de los 2000 Ma, las litologías que afloran al N del cinturón San José, fueron posteriormente recortadas por un haz de cientos de diques máficos que sufrieron una flexión en el rumbo general N60-70E para N60W. Estos se interrumpen bruscamente en el contacto con la ZCSY. Las edades determinadas para los diques son K-Ar 1786±26 Ma en biotitas de las encajantes contra el contacto (Bossi et al., 1993) y U-Pb 1790±5Ma en baddeleyita (Texeira et al. 1999; Halls et al. 2001).

La alternancia de cinturones supracrustales de bajo grado metamórfico con granitoides anatéticos infracrustales hace suponer una evolución a partir de escamas tectónicas o cabalgamientos con vergencia al S con desarrollo de pegmatitas peraluminosas en el plano de contacto, (Maldonado 2001) *ver Fig.3.*

3.1.2 Terreno Tandilia (TT)

Bossi et al. (2005) define para el Cratón del Río de la Plata una nueva unidad denominada Terreno Tandilía (TT), reconociendo la existencia de una faja milonítica y cataclásica subvertical de rumbo N70E/E-W sinistral, con un largo de 100km y un ancho de 6-8km. Dicha faja pasa por la ciudad de Colonia y continua en las Islas vecinas del Río de la Plata y puede asociarse a una transcurrencia. El TT se encuentra formado por el Cinturón Pando y el granito de Soca en Uruguay y la región de Tandilía en Argentina. La edad de la transcurrencia no está determinada, pero se localiza entre los 1.8-1.6 Ga ya que recorta a los diques de microgabro del TPA de 1785±5 Ma. El límite norte del TT queda definido por la faja Milonítica de Colonia, *ver Fig.4.*

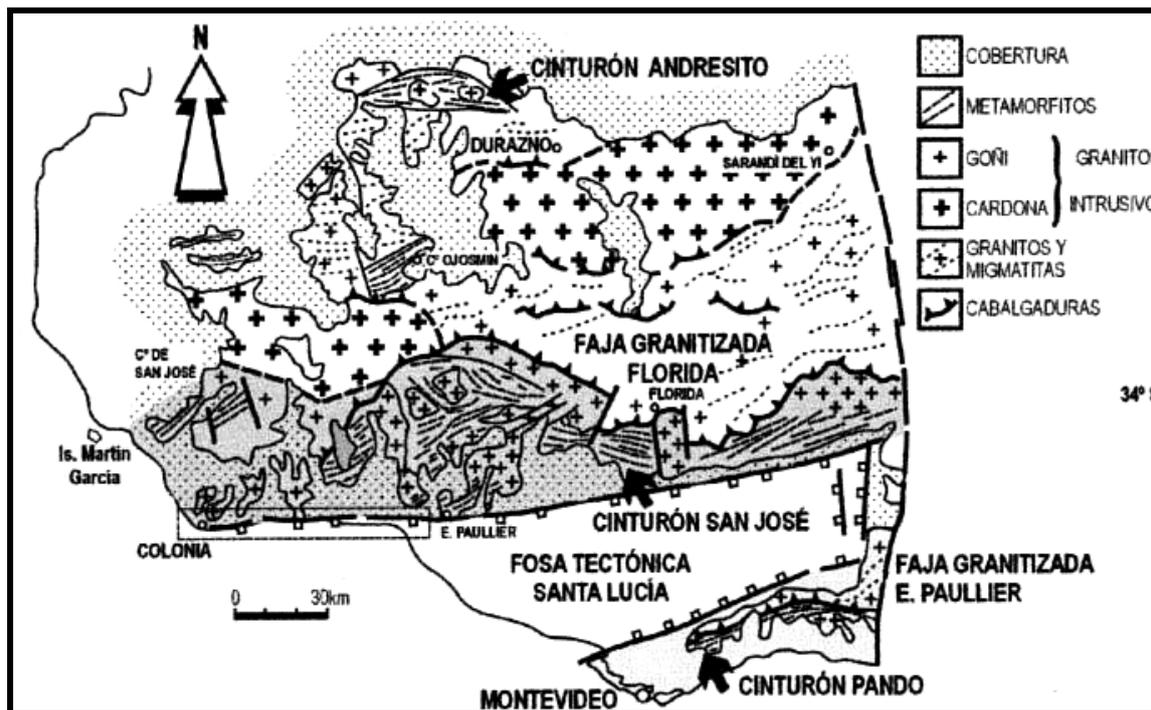


Fig. 3: Bosquejo geológico del Terreno Piedra Alta, Uruguay. Ubicación de los principales cinturones orogénicos. En recuadro, la Faja Milonítica Colonia (tomado de Maldonado S. 2001).

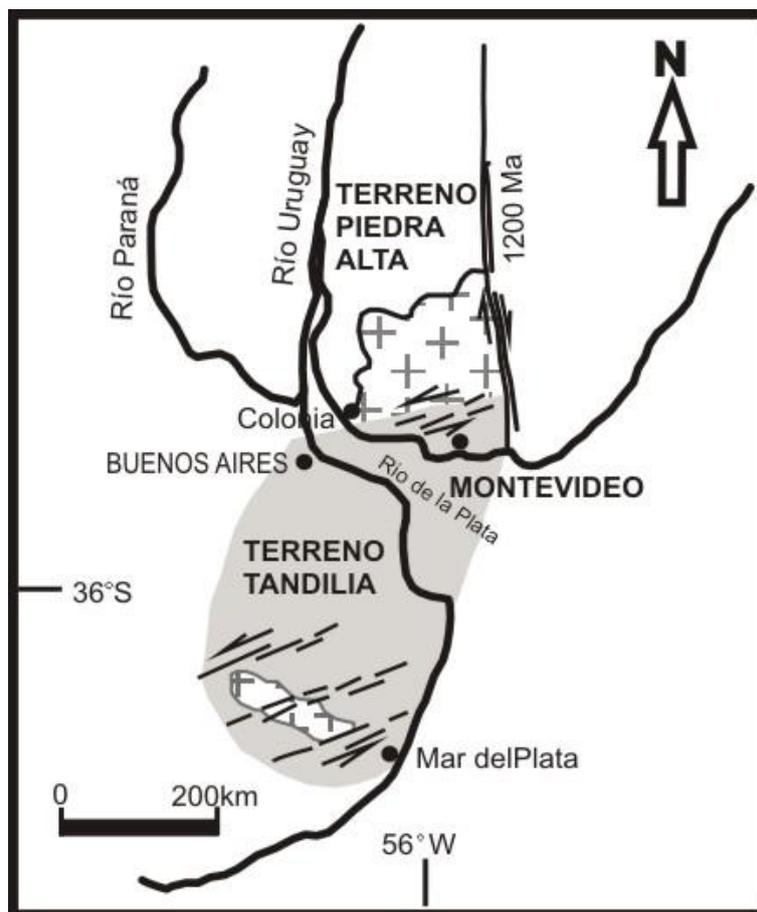


Fig. 4: Extensión del Terreno Tandilia y distribución de las Fajas Miloníticas (modificado de Bossi et al., 2005).

3.1.4 Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY)

Definida por Bossi & Campal (1992), como una transcurrencia de primer orden de sentido dextral, activa durante el Mesoproterozoico (Orogenia Grenvilliana) y reactivada en el final del Neoproterozoico en sentido sinistral (Oyhantçabal et al. 1993). Actúa como zona de sutura entre el Terreno Nico Pérez, el Terreno Piedra Alta y el Terreno Tandilía.

La edad de la zona de cizalla Sarandí del Yí es de ca. 1200 Ma obtenida por K-Ar en muscovitas sincinemáticas de pegmatitas cristalizadas a lo largo de los planos de cabalgamiento (1253 ± 32 Ma, Cingolani, in Bossi et al., 1998) y por ^{40}Ar - ^{39}Ar en diques máficos deformados por la zona de cizalla, se obtuvieron edades de 1370 a 1170 Ma. (Texeira et al., 1999), ver Fig.5.

3.1.5 Terreno Nico Pérez (TNP)

El Terreno Nico Pérez fue definido por Bossi & Campal (1992). Se encuentra limitado al W por la (ZCSY) y al E se separa de el Terreno Cuchilla de Dionisio (TCD) por medio de la Zona de Cizalla de Sierra-Ballena (ZCSB) (Gómez Rifas, 1995, Gaucher et al. 1998).

Se caracteriza por un arreglo complejo de rocas arqueanas a eopaleozoicas, con orientación dominante NNE-SSW, resultado de un intenso retrabajamiento en el final del Neoproterozoico.

Se encuentra formado por un basamento Paleoarqueno representado por el Complejo La China (rocas máficas, ultramáficas, tonalitas intercaladas con finas capas de metacherts deformados y metamorfizados en facies anfibolita) de 3.4Ga U-Pb SHRIMP en circones de metatonalita (Hartmann et al. 2001). Es recubierto por el Grupo Cebollatí, informalmente designado "Complejo Las Tetras", el cual es definido como una secuencia metasedimentaria, constituida de base a tope por tres formaciones: Arroyo Malo (areniscas cuarzosas y pelitas), Cerro Villalba (dolomías en parte estromatolitos y pelitas) y Cerro del Diamante (pelitas, BIF, conglomerados, cuarcíticos y areniscas) de posible edad Mesoproterozoico (Gaucher et al. 2010).

La Fm. Valentines es una secuencia volcano-sedimentaria Neoarqueana, con metamorfismo en grado medio a alto (gneisses oligoclásicos con pertitas cordadas, cuarcitas ferríferas, BIF, piroxenitas, mármoles a forsterita, granate y piroxeno) con edades de 2.609 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP en gneisses pertíticos (Bossi et al., 2001). Se encuentra en contacto tectónico con las unidades anteriores y es intruída por el Batolito de Illescas, definido como de tipo rapakivi de 1784 ± 5 Ma, U-Pb (Heaman, en Campal & Schipilov, 1995).

El Grupo Parque UTE (ex-Grupo Lavalleja y Fuente del Puma) definido por Bossi et al., (2008) como una secuencia metavolcanosedimentaria. A partir de dataciones U-Pb, se determinó una edad Mesoproterozoica, siendo coherente con las edades obtenidas de 1429 ± 21 Ma U-Pb en circones de riolitas del tope de la secuencia y 1492 ± 4 Ma en gabros de la base (Oyhantçabal et al., 2005).

En el TNP se han reconocido varios eventos de deformación en 3.1, 2.7, 1.25 Ga (Bossi et al., 1998; Hartmann et al., 2001; Bossi & Gaucher, 2004).

El GMV fue definido por Poiré et al. (2003, 2005) como una secuencia volcano-sedimentaria marina cuya depositación se produjo en el Mesoproterozoico, más específicamente hacia los 1430 Ma (Gaucher et al., 2006).

Bossi et al. (2007) define la Escama Tectónica Carapé (ETC), integrada por: el Grupo Carapé, el Complejo Granítico Carapé y el Granito El Renegado, ésta comprende varios y complejos eventos geológicos.

El Grupo Carapé fue redefinido por dichos autores, quedando integrado por la Fm. Marco de los Reyes, Fm. Mataojo y Fm. Edén. El Complejo Granítico Carapé (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci et al. 2003), agrupa a todos los granitoides intrusivos que afloran en la parte Norte de la Escama Tectónica Carapé.

Por último para el Granito El Renegado; Bossi et al. (2007) amplía la definición original de Sánchez Bettucci et al., (1998, 2003), representando una nappe granítica que cabalga a las unidades anteriores (Fm. Edén y Fm. Marco de los Reyes). La edad de cristalización de este granito fue datada por U-Pb (SHRIMP y TIMS) en 1754 ± 7 Ma y 1735 ± 32 Ma (Mallmann et al., 2007 y Sánchez Bettucci et al., 2004)

EL TNP se encuentra intruído por una gran cantidad de cuerpos magmáticos de edades variadas, siendo los principales: Batolito de Puntas del Sta. Lucia de 633 ± 11 Ma U-Pb SHRIMP (Hartmann et al., 2002a), Granito de Mangacha de 583 ± 7 Ma (U-Pb SIMS, Gaucher et al. 2008b), Granito Guazunambí de 532 ± 11 Ma Rb-Sr, (Kawashita et al., 1999), Granito Polanco con edades Rb-Sr 548 ± 15 Ma y la Fm. Sierra de Ánimas con edades Rb-Sr de 520 ± 5 Ma (Bossi et al., 1993).

Sobre las unidades anteriormente descritas se han dispuesto en discordancia angular y erosiva secuencias sedimentarias Neoproterozoicas - Cámbricas: Formación Las Ventanas definida por Midot, (1984) como una secuencia epiclástica, con una edad de depositación entre los 615-580Ma (Blanco & Gaucher, 2005; Gaucher et al. 2008); el Grupo A° del Soldado, definido por Gaucher (1996, 2000) como una secuencia sedimentaria, depositada en un ambiente de plataforma continental de margen pasivo. La edad de depositación es de 570-540Ma (Gaucher, 2000).

Posteriormente todas las unidades fueron deformadas por un evento orogénico Cámbrico (530Ma), correlacionable con el fin del ciclo Brasiliano y representa el acoplamiento del TCD hacia el Este (Bossi & Gaucher, 2004).

El TNP se interpreta como un terreno para-autóctono desplazado hacia el norte durante el Cámbrico relacionado con la reactivación de la ZCSY en sentido sinistral (Gaucher, 2000; Bossi & Gaucher, 2004), (ver Fig. 5).

3.1.6 Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB)

Definida por Bossi & Campal (1992), como una transcurrencia de primer orden de sentido sinistral y de rumbo general NE (Fragoso César, 1987), activa hacia finales del Neoproterozoico-Cámbrico (Bossi & Gaucher, 2004; Rapallini & Sánchez Bettucci,

2008). Gaucher et al. (1998) reconoce que la ZCSB es el límite E del TNP y se generó a partir de la colisión tangencial entre el TNP y el TCD, (ver Fig. 5). La edad de la ZCSB no ha podido ser correctamente determinada, existiendo ciertas diferencias en las edades radiométricas obtenidas, pero puede ser acotada debido a que afecta al Granito de Guazunambí de 532 ± 11 Ma Rb-Sr (Kawashita et al., 1999). Oyhançabal et al. (2009), propone una edad algo mayor para la ZCSB.

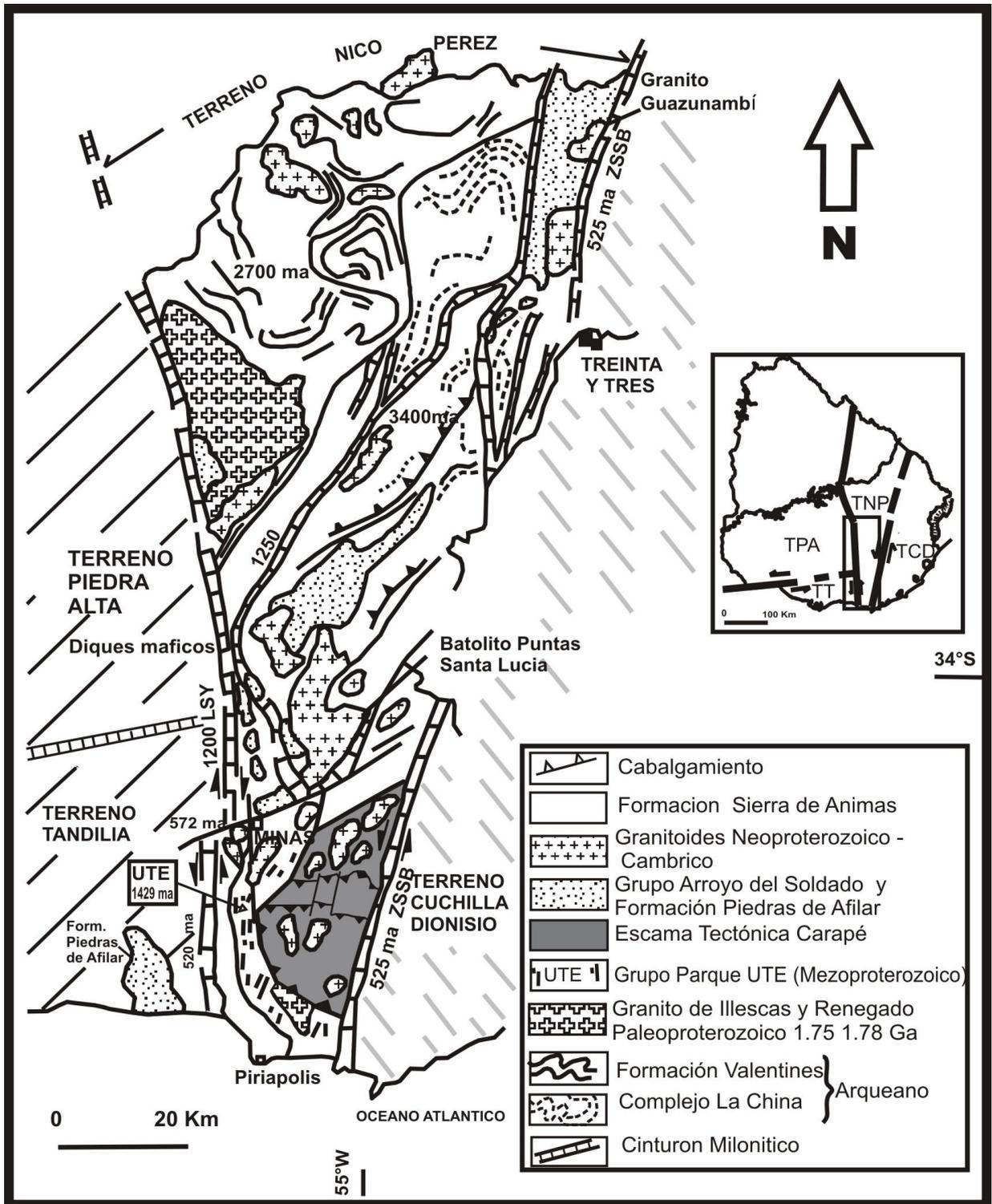


Fig. 5: Principales unidades geológicas , límites del Terreno Nico Pérez y áreas adyacentes modificado de Bossi, Cingolani (2009). ZCSB: Zona de Cizalla de Sierra Ballena; LSY: Lineamiento Sarandí del Yí.

3.1.7 Terreno Cuchilla Dionisio (TCD)

El Terreno Cuchilla Dionisio se localiza al este de la ZCSB, fue definido por Bossi et al. (1998). Se caracteriza por un basamento metamórfico Mesoproterozoico intensamente retrabajado en el Neoproterozoico, intruído por granitos sincolisionales a tardiorogénicos entre los 680-550Ma, así como por un vulcanismo ácido alrededor de los 575-570Ma (Bossi & Gaucher, 2004).

Se encuentra expuesto en forma discontinua debido al rift de la Cuenca de la Laguna Merín y al intenso magmatismo en la región central durante el Mesozoico (130Ma) asociado a la apertura del Océano Atlántico.

Según Bossi & Gaucher (2004) la acreción del Terreno Cuchilla de Dionisio tuvo lugar alrededor de los 530 Ma, por medio de una colisión tangencial con el TNP generando la ZCSB y la reactivación de la ZCSY con sentido sinistral. Dicha acreción es uno de los últimos eventos en el amalgamamiento del Gondwana Oeste. La proveniencia del TCD no está totalmente definida, edades modelo Nd (Tdm) y U-Pb en circones detríticos sugieren una afinidad con el continente Africano (Basei et al., 2001, 2005, 2008; Bossi & Gaucher, 2004; Gaucher et al. 2010).

3.2 Antecedentes del área de estudio

El área de estudio se encuentra comprendida en el sector sur del Terreno Nico Pérez, anteriormente definido, las litologías que afloran allí pertenecen al GMV (Poiré et al. 2003; Gaucher et al. 2004d, 2007) de edad Mesoproterozoica. Tradicionalmente fueron asignadas al Grupo Lavalleya - Fuente del Puma (Bossi & Navarro, 1991; Sánchez Bettucci & Ramos, 1999; Sánchez Bettucci, 2001). Esta unidad se encuentra en discordancia angular y erosiva con la Fm. Las Ventanas de edad Ediacárico Inferior, reconociéndose procesos de karstificación previos a su depositación, marcando un importante hiato depositacional. (Midot, 1984; Masquelín & Sánchez Bettucci, 1993; Blanco & Gaucher, 2005, Gaucher et al. 2008)

3.2.1 Grupo Lavalleya

El Grupo Lavalleya ha sido objeto de estudio y de muchas controversias; fue definido por Bossi (1966), Bossi & Navarro (1991) como un conjunto de metamorfitos de grado bajo, que incluía unidades metasedimentarias con carbonatos, niveles silicoclásticos finos (metamargas, pelitas, filitas y areniscas); intercaladas con metavolcánicas: basaltos, gabros, andesitas y en menor porcentaje dacitas y riolitas. Las rocas volcanoclásticas presentes son brechas y conglomerados con clastos básicamente de dacitas o basalto con una matriz cloritizada y piroclásticas (tufos). Dicho grupo consistía en una faja continua de dirección NNE, desde la localidad de Parao en el Dpto. de Cerro Largo, hasta la ciudad de Minas Dpto. de Lavalleya, se encuentra en contacto tectónico al oeste con la Fm. Sierra de Animas y al este con el Grupo Carapé. Posteriormente Bossi et al., (1998) elimina el Grupo Lavalleya y define el Grupo Fuente del Puma, término que fue utilizado por primera vez por Midot (1984), como

Serie Fuente del Puma. En esta nueva propuesta se incluyen las litologías que afloran al sur de la ciudad de Minas definidas por Bossi et al. (1991).

Para el área específica de estudio Midot (1984) en el marco de su tesis doctoral elabora la carta geológica de la hoja Las Animas a escala 1:50.000 reconociendo las siguientes unidades, ver Fig.6:

-Formación Volcánica de la Sierra de las Ánimas

-Serie Fuente del Puma compuesta por: calcáreos y calcáreos dolomíticos grises, calcáreos dolomíticos y dolomías blancas, jaspes, sericito esquistos - cuarcito esquistos;

-Formación conglomerádica de las Ventanas, vulcanitas básicas-brechas volcánicas, vulcanitas ácidas, vulcanitas ácidas – microgranitos.

-Ensamble Granito-Gneissico Oriental: constituido por: mármoles blancos, micaesquistos-anfibolitas, micaesquistos y anfibolitas indiferenciadas, gneisses leucocratas y leptynitas, granitos a biotita.

Por otra parte Sánchez Bettucci & Ramos (1999), Sánchez Bettucci et al. (2001) y Oyhantçabal et al. (2005), mantienen el Grupo Lavallega, el cual se encuentra integrado por tres unidades, separadas en base al grado de metamorfismo y asociaciones litológicas en: Fm. Minas, la cual sería el equivalente del Grupo Arroyo del Soldado (GAS) de Gaucher et al. (1996, 1998), Fm. Fuente del Puma, con las litologías del Grupo Fuente del Puma de Bossi et al. (1998) y Fm. Zanja del Tigre, la cual incluye las litologías para y orto derivadas del Grupo Carapé de Bossi et al. (1998). Los granitos, granodioritas, migmatitos y milonitas fueron agrupados dentro de una nueva unidad, denominada Complejo Granítico Carapé.

El área comprendida entre la ciudad de Minas y la ciudad de Pan de Azúcar ha sido objeto de continuos trabajos de investigación, dentro de los cuales Poiré et al. (2003, 2005) y Gaucher et al. (2004, 2007, 2011) definen el Grupo Mina Verdún. Se reconocieron también en esta área litologías del Grupo Arroyo del Soldado (Oyhantçabal et al. 2001 y Gaucher et al. 2004), las cuales habían sido consideradas hasta el momento como pertenecientes al Grupo Lavallega o Grupo Fuente del Puma. En particular, Gaucher et al. (2004) muestran que la Fuente del Puma en el predio de la Salus se ubica en carbonatos de la Formación Polanco, Grupo A° del Soldado. Chiglino et al. (2010) define el Grupo Parque UTE, que incluye parte del antiguo Grupo/ Formación Fuente del Puma y establece las formaciones Marco de los Reyes, Mataojo y Edén para sustituir al Grupo Carapé, considerado obsoleto.

La litoestratigrafía utilizada en este trabajo será la de Fm. Las Ventanas, Grupo Arroyo del Soldado, Grupo Mina Verdún, Grupo Parque UTE, Fm. Marco de los Reyes, Fm. Mataojo (Tabla 2). Cabe indicar que dicha tabla no se encuentra ordenada según la edad de las unidades, sino que es una tabla de correlación de términos litoestratigráficos.

Tabla 2: Comparación entre unidades litoestratigráficas y litotectónicas de distintos autores.

Bossi, 1966	Midot, 1984	Preciozzi et al, 1985	Bossi & Navarro 1991	Gaucher et al. 1996, 1998	Bossi et al., 1998	Sánchez, B. et al., 1999, 2001 Oyhantçabal et al., 2005	Poire et al., 2003 Gaucher et al., 2004, 2007	Chiglino et al., 2010	Gaucher et al., 2011	Litoestratigrafía utilizada en este trabajo	
	Fm. Las Ventanas	Grupo Barriga Negra	Fm. Las Ventanas		Fm. Las Ventanas	Fm. Las Ventanas	Fm. Las Ventanas			Fm. Las Ventanas	
Grupo Lavalleja	Serie Minas	Grupo Lavalleja-Rocha	Grupo Lavalleja	Grupo A° del Soldado	Grupo A° del Soldado	Grupo Lavalleja	Fm. Minas	Grupo A° del Soldado		Grupo A° del Soldado	
	Serie Fuente del Puma			Grupo Fuente del Puma	Grupo Fuente del Puma		Fm. Fuente del Puma	Grupo Mina Verdún	Grupo Mina Verdún	Grupo Mina Verdún	Grupo Mina Verdún
								Grupo Fuente del Puma	Grupo Parque UTE	Grupo Parque UTE	Grupo Parque UTE
	Ensamble Granito-Gnéisico Oriental		Grupo Carapé		Grupo Carapé		Fm. Zanja del Tigre	Grupo Carapé	Fm. Marco de los Reyes Fm. Mataojo	Fm. Marco de los Reyes Fm. Mataojo	Fm. Marco de los Reyes Fm. Mataojo

Las dataciones existentes para el Grupo Lavalleja son las siguientes: mediante Pb-Pb se obtuvieron edades entre 1200-1500 Ma en mineralizaciones de galena (Garau, in Bossi & Navarro, 2001), 1208 ± 10 Ma en metabasaltos (Gómez Rifa, 1995) U-Pb en circones de 1429 ± 21 Ma para tufos riolíticos intercalados en la secuencia y 1492 ± 4 Ma para metagabros (Oyhantçabal et al. 2005). Por otra parte Sánchez Bettucci. et al. (2003) obtuvieron edades U-Pb en rutilos de hasta 670 Ma. Aceñolaza, (1998) a partir de trazas fósiles halladas en la secuencia sedimentaria del Grupo Lavalleja plantea una edad máxima de 700-750 Ma. En base principalmente a las dataciones U-Pb y a las relaciones isotópicas de C, se determinó para estas unidades una edad Mesoproterozoica (ver Gaucher et al. 2011).

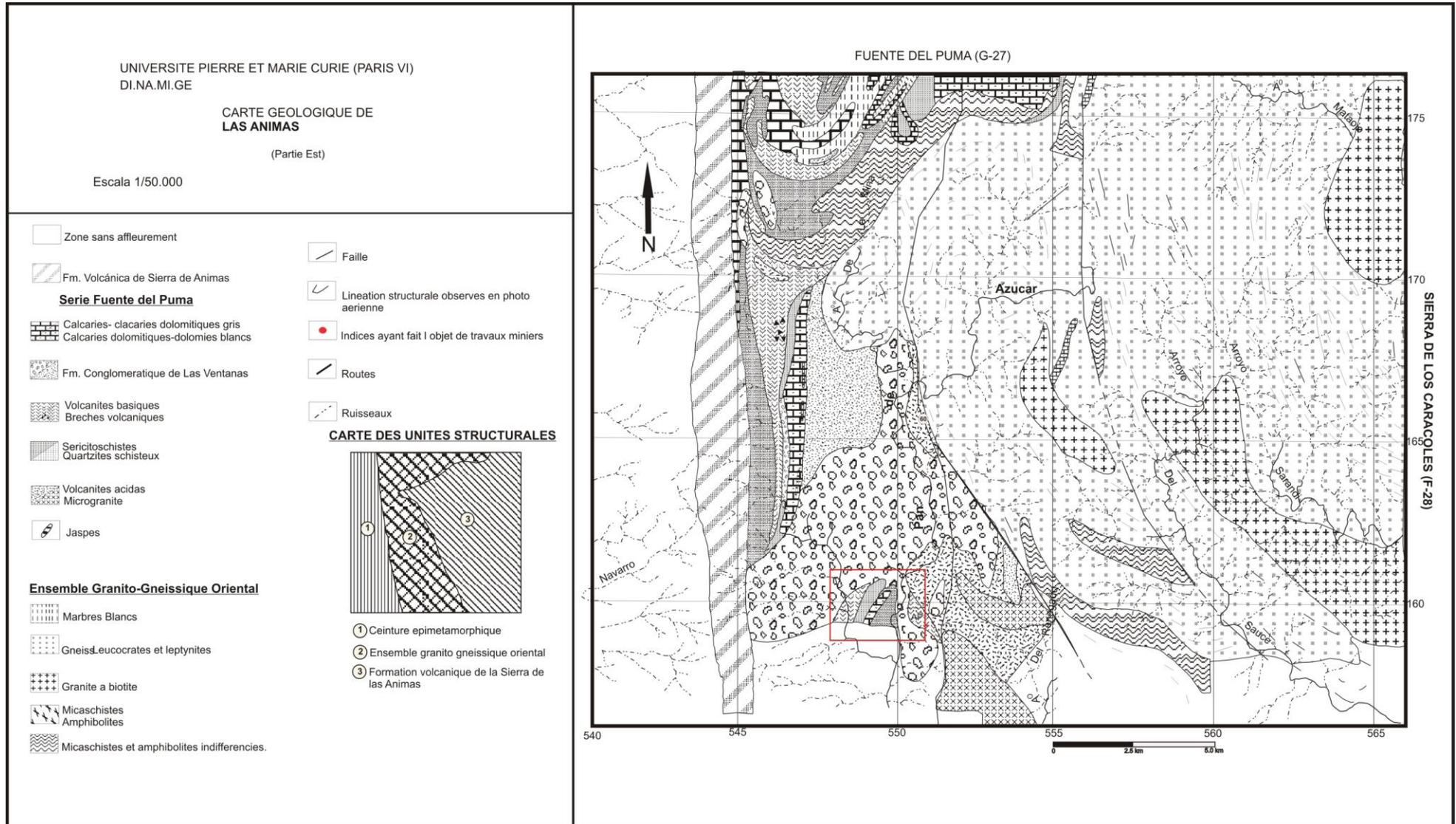


Fig. 6: Carta geológica de la hoja Las Animas escala 1.50.000, se ilustran las diferentes unidades (tomado de Midot,1984), la zona dentro del rectángulo rojo corresponde al area en estudio.

3.2.2 Grupo Parque UTE (GPU)

El GPU fue definido por Chiglino et al. (2008, 2010) y Bossi et al. (2008), como una secuencia volcanosedimentaria, formada de base a tope por las siguientes unidades:

-*Fm. Cañada Espinillo*: comprende metavolcánicas básicas e intermedias, metagabros y metapelitas (Midot, 1984 y Chiglino et al., 2010); hacia el tope se intercalan con calcáreos dolomíticos. Los metagabros de esta unidad presentan edades U-Pb en zircones de 1492 ± 4 Ma (Oyhantçabal et al., 2005).

-*Fm. Mina Valencia*: Esta unidad se deposita de forma concordante sobre la formación anterior. Se caracteriza por presentar dolomías y calcáreos finos de color gris, con intercalaciones de niveles de calciruditas y calcoarenitas grises con estratificación cruzada de tipo hummocky. Hacia el tope pasa a dolomías masivas de grano fino de color gris claro, metamargas negras ricas en materia orgánica y pirita, estas últimas ocurren en la transición con la formación suprayacente, Cerro del Mástil. Geoquímicamente se caracterizan por un 45-60% de CaCO_3 , 32-55% MgCO_3 y el resto de SiO_2 .

-*Fm. Cerro del Mástil*: se deposita de forma concordante sobre la formación antes mencionada, se caracteriza por presentar delgados niveles de areniscas cuarzosas las cuales pasan a pelitas negras carbonosas, calizas dolomíticas grises y pelitas negras laminadas. La secuencia culmina con un nivel de tufos ácidos de grano medio y fenocristales de cuarzo β . Dataciones obtenidas en tufos riolíticos correlacionados con esta formación, por el método U-Pb en zircones es de 1429 ± 21 Ma (Oyhantçabal et al. 2005), ver Fig. 7.

Edad

Para el GPU Oyhantçabal et al., (2005) determinó dos edades U-Pb en circones, una de 1429 ± 21 Ma, en las vulcanitas ácidas del tope de la unidad y otra de 1492 ± 4 Ma, para los gabros de la base de la unidad. Estas edades fueron interpretadas como el desarrollo de un magmatismo bimodal (Sánchez Bettucci, 2001) con términos básicos en la base y ácidos en el tope (Gaucher et al. 2011). Edades Pb-Pb en galenas de la Fm. Mina Valencia arrojaron valores entre 1500 - 1200 Ma (Garau, in Bossi and Navarro, 2001). Chiglino et al.(2008) determinó por quimioestratigrafía, una edad probable de 1400- 850 Ma, o sea Mesoproterozoico Superior - Neoproterozoico inferior. Los resultados obtenidos para $\delta^{13}\text{C}$ mostraron un plateau entre 1 y 1.5‰ PDB y dos excursiones negativas en -1 y -3‰ PDB, ver Fig.7.

El GPU se encuentra en contacto tectónico con el Grupo Carapé al este y con el GAS al oeste.

Según los antecedentes geológicos de la zona, el GPU no aflora en el área de estudio. Se hace una reseña aquí del mismo ya que será utilizado en el capítulo de discusión.

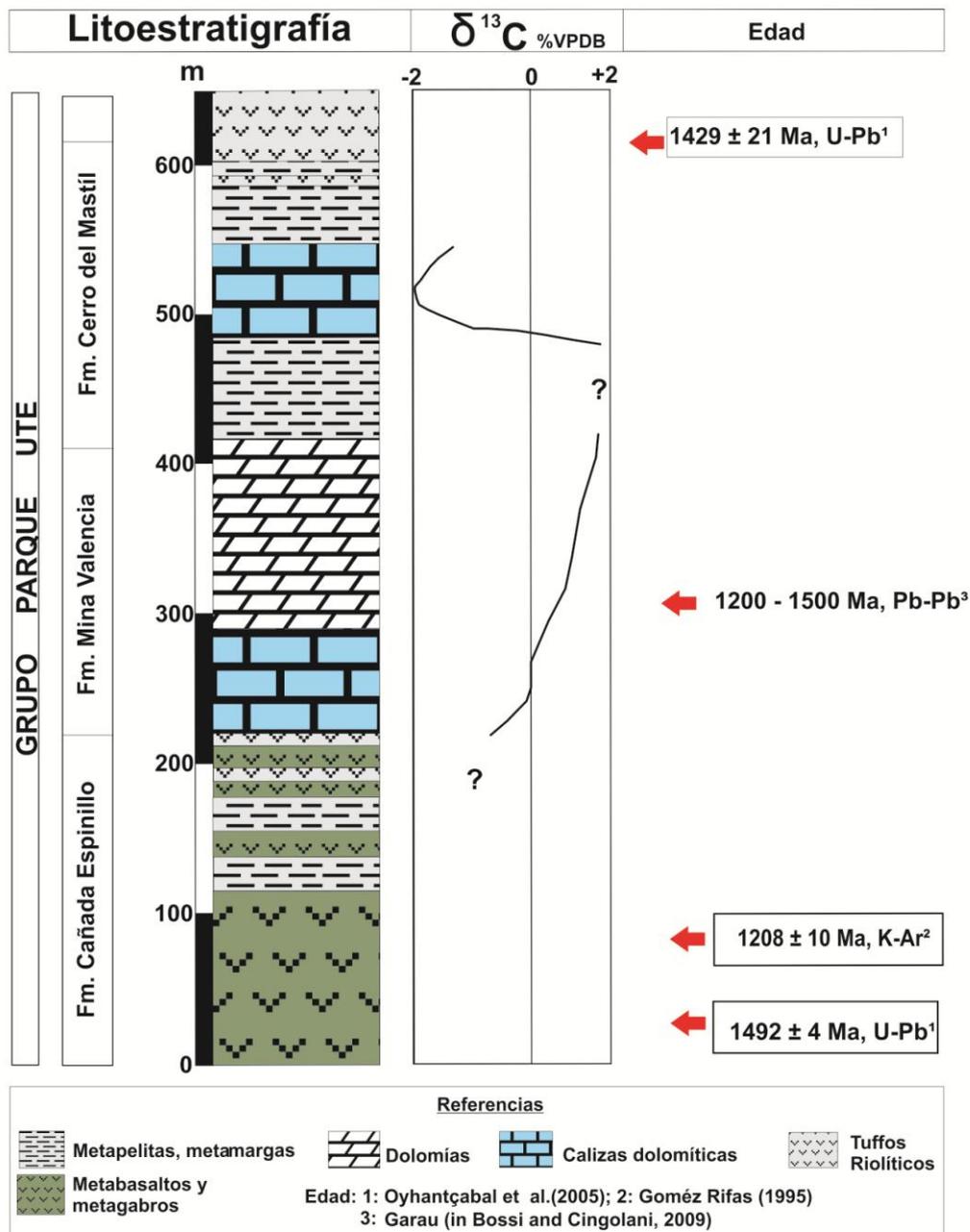


Fig. 7: Columna estratigráfica sintetizada del Grupo Parque UTE modificado de Gaucher et al. (2011), con sus correspondientes datos quimioestratigráficos basados en Chiglino et al. (2010).

3.2.3 Grupo Mina Verdún.

El Grupo Mina Verdún fue definido formalmente por Poiré et al., (2003, 2005) y expandido por Gaucher et al. (2006a, 2007, 2011) como una sucesión sedimentaria expuesta en la mina homónima, incluyendo de base a tope las siguientes unidades:

- Fm. Don Mario: pelitas grises oscuras a negras.
- Fm. La Toma: margas.
- Fm. El Calabozo: calizas grises estromatolíticas (*Conophyton*).

- Fm. Gibraltar: principalmente dolomías, margas y calizas subordinadas.

Dicha sucesión sedimentaria es continua con pasajes tanto transicionales como discordantes pero con igual actitud estructural. En su estratotipo presenta un espesor de 285m de los cuales unos 170m corresponden a las calizas estromatolíticas (*Conophyton*) de la Fm. El Calabozo, siendo de considerable importancia económica para la industria cementera.

Por encima de estas litologías y en discordancia angular y erosiva ocurren ortoconglomerados y diamictitas, denominados por Poiré et al. (2003) como Fm. Las Palmas. Blanco & Gaucher (2005) correlacionan estos conglomerados con la Fm. Las Ventanas.

Gaucher et al. (2004d), asignan a la secuencia expuesta en la cantera Burgueño, (40km al sur de la mina Verdún), al Grupo Mina Verdún. La sucesión expuesta en Burgueño presenta un espesor de 150m, las litologías expuestas allí incluyen de base a tope: metamargas, brechas calcáreas y calizas estromatolíticas a *Conophyton* y dolomías masivas.

Posteriormente Gaucher et al. (2007), define dos nuevas formaciones para el Grupo Mina Verdún, Fm. Cerro de las Víboras y Fm. Nueva Carrara. Estas no se encuentran aflorando en su estratotipo (Mina Verdún). Debido a esto el Grupo Mina Verdún fue redefinido como una secuencia volcanosedimentaria marina, integrada de base a tope por las siguientes formaciones, ver Fig.10:

a - *Fm. Cerro de la Víboras*: metariolitas foliadas, de color gris a gris verdoso claro con cristales de cuarzo beta, intercalados con lapilli-tufos con fiammes mas oscuras. La base de la unidad no se encuentra expuesta, hacia el tope transiciona con las pelitas y areniscas de la Fm. Don Mario.

b - *Fm. Don Mario*: pelitas grises oscuras a negras, laminadas con abundante materia orgánica. Hacia la base se intercalan con niveles centimétricos a milimétricos de areniscas de composición arcósica, los cuales desaparecen hacia el tope. En el tope las pelitas pasan gradualmente a margas de la Fm. La Toma.

c - *Fm. La Toma*: margas grises a gris verdoso (color de meteorización). Hacia el tope se observan ritmitas margas dolomíticas-calcarenita impuras, que transicionan a calizas estromatolíticas de la Fm. El Calabozo.

d - *Fm. El Calabozo*: calizas estromatolíticas a *Conophyton*. Poiré et al., (2005), en el estratotipo, divide esta unidad en seis miembros informales. De base a tope son las siguientes: calizas grises, rojas y verdes laminadas con 65 a 75% de CaCO_3 , calizas grises masivas con 85% de CaCO_3 , calizas estromatolíticas a *Conophyton* con 93% de CaCO_3 , calizas grises verdosas con 83% de CaCO_3 , calizas silíceas negras, con alto contenido de SiO_2 de hasta 42%; calizas estromatolíticas negras a *Conophyton* con 89 % de CaCO_3 .

En Cantera Burgueño se observa básicamente la misma secuencia solo que con algunas diferencias: menor potencia, mayor impronta térmica, probablemente debido

al metamorfismo de contacto y a la proximidad a la zona de Cizalla de Sarandi del Yí; decoloración de las calizas por pérdida de materia orgánica durante el metamorfismo (Gaucher et al., 2007).

e - *Fm. Gibraltar*: en la base presenta intercalaciones de pelitas grises y verdes con calizas rosadas y rojas, alcanzando un tenor de entre 65-78% CaCO₃, por encima se disponen unos 45m de dolomías masivas, rosadas y amarillentas.

f - *Fm. Nueva Carrara*: la base se encuentra representada por metamargas dolomíticas verdes a clorita, seguidos por lapilli-tufos ácidos. Se apoya concordantemente sobre la *Fm. Gibraltar*. Su techo no está expuesto.

En el sector este del área de trabajo y contenida en esta formación, se encuentra Mina Apolonia caracterizada por presentar mineralizaciones de Pb, Zn, Cu, Ag. En dicha zona se han realizado estudios geofísicos, geológicos así como también labores mineras. Midot (1984) en su tesis doctoral define que la mineralización se encuentra alojada en una roca volcánica básica rica en epidoto con textura dolerítica y microlíticas porfíricas con signos de evidente retrometamorfismo. Estas formaban parte de la Serie Fuente del Puma. El autor plantea un carácter sedimentario-exhalativo o singenético para dichas mineralizaciones.

En dicha área se realizó minería de tipo artesanal de la cual se extrajeron 800 toneladas de mineral con una ley de 5% de plomo y un 4% de zinc.

El GMV aflora también en el área del Paso del Molino sobre el Aº Pan de Azúcar. Se reconocieron allí calizas y dolomías de la *Fm. El Calabozo* y *Fm. Gibraltar* (Gaucher et al., 2007) al igual que en las áreas anteriores son sobreyacidas discordantemente por los conglomerados de la *Fm. Las Ventanas* ver Fig. 8.

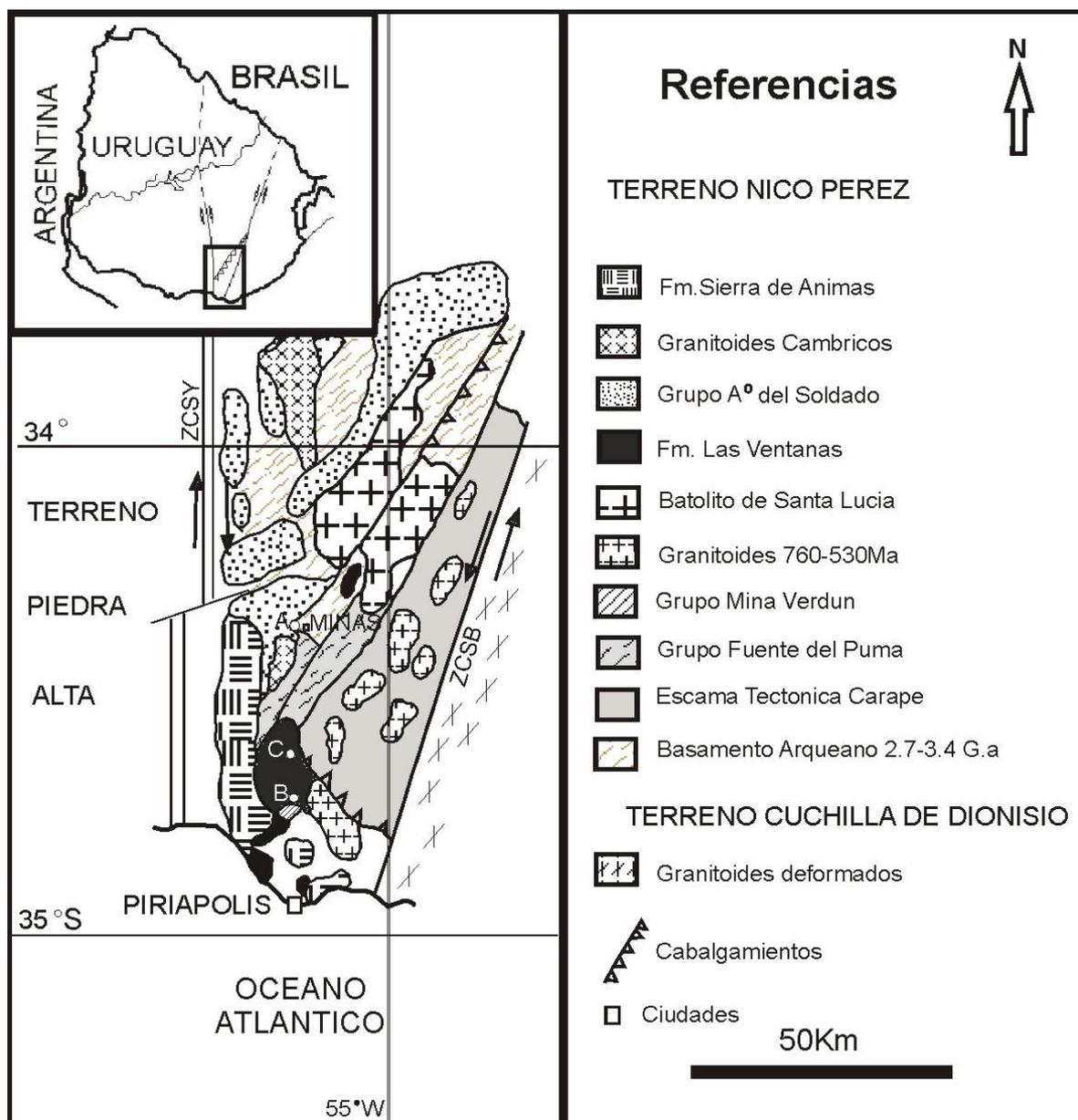


Fig. 8: Mapa geológico de la porción Sur del Terreno Nico Pérez, mostrando las diferentes áreas de afloramiento del Grupo Mina Verdún. A: Mina Verdún (estrato tipo); B: Cantera Burgueño; C: Paso del Molino; ZCSY: Zona de Cizalla Sarandí del Yí. ZCSB: Zona de Cizalla de Sierra Ballena. (modificado de Gaucher et al. (2007).

Edad del Grupo Mina Verdún

Gaucher et al. (2006, 2007a, in Gaucher et al. 2009) determino una edad quimioestratigráfica, para las tres áreas de afloramiento del Grupo Mina Verdún: Mina Verdún (estratotipo), Cantera Burgueño y Paso del Molino, en base al análisis de isótopos de Sr, O y C en muestras de carbonatos y margas.

La curva de $\delta^{13}\text{C}$ obtenida muestra una excursión negativa restringida en la base de -3.3‰ PDB (Formación La Toma), seguida por valores moderadamente positivos alrededor de 2.0‰ PDB hacia el tope de la sección. Para los 240m de la sección (Formación Calabozo y Gibraltar) solo se obtuvieron valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$,

variando entre +0.15 a +4.0‰ PDB, pero principalmente alrededor de un plateau centrado en +2 ‰ PDB (Gaucher et al., 2006), siendo un rasgo quimioestratigráfico característico de esta unidad, ver Fig. 9. La curva que se obtuvo para el Grupo Mina Verdún, se asemeja bastante a la composición isotópica de los carbonatos del Mesoproterozoico Superior y Neoproterozoico Inferior (Toniano), entre los 1300-850 Ma y difiere claramente de carbonatos del Neoproterozoico medio y superior (Halverson et al. 2010)

La curva de $\delta^{13}\text{C}$ presenta las siguientes características:

(1) amplitud moderada de las variaciones seculares de $\delta^{13}\text{C}$ de hasta 5.5‰ (transición entre la Fm. La Toma y El Calabozo); (2) los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se dan en un rango entre -3.3 y +2.4 ‰ PDB, solo un análisis anómalo arroja un valor de +4.0 ‰ PDB; (3) la ocurrencia de un plateau en torno de +2‰ PDB en la mayor parte de los carbonatos, ver Fig. 9. Tanto las calizas de Cantera Burgueño como las del Paso del Molino presentan fuerte decoloración comparadas con las del estratotipo, mostrando que el carbono orgánico está oxidado, principalmente por la producción de CO_2 enriquecido en ^{12}C . Este fue incorporado a los carbonatos durante la diagénesis temprana, lo cual resulta en bajas relaciones $\delta^{13}\text{C}$ (Murata et al. 1969; De Giovanni et al. 1974).

Los valores obtenidos a partir del análisis de la razón isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las calizas de la Fm. El Calabozo, en su estratotipo, fueron extremadamente altos indicando aporte de Sr radiogénico a partir de silicatos, no reflejando la composición isotópica de Sr del agua de mar (Gaucher et al. 2007). Por lo tanto, los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no aportan datos para acotar la edad de dicho grupo.

Santos et al., (2000) para el Grupo Paranoá, sector central de Brasil, infiere edades similares en el límite Meso-Neoproterozoicas, mostrando valores similares de $\delta^{13}\text{C}$ y ensamblajes de estromatolitos dominados por el morfogrupo *Conophyton*. A estas se les asignó una edad entre 1200 y 900 Ma en base a dataciones Rb-Sr y sus relaciones estratigráficas (Sallun Filho & Fairchild, 2005)

Es de destacar que las asociaciones estromatolíticas dominadas por *Conophyton* son más frecuentes en carbonatos del Mesoproterozoico. Walter (1994) ubica el período de mayor diversidad y abundancia de *Conophyton* en el Mesoproterozoico Tardío entre 1300-1050 Ma.

Por otra parte, Gaucher et al. (2011) determinó en circones volcánicos de la Fm. Cerro de las Víboras una edad de cristalización de 1433 ± 6 Ma, por el método U-Pb LA-ICP MS, datando la edad de sedimentación de la base del GMV e indicando que la depositación es inmediatamente posterior a la del Grupo Parque UTE (Chigliano et al., 2010).

La edad del GMV queda también acotada, por la edad de la Fm. Las Ventanas. En las tres áreas de afloramiento del GMV, la Fm. Las Ventanas sobreyace en discordancia angular y erosiva a dicha unidad (Blanco & Gaucher, 2005). Es de señalar que tanto en Cantera Burgueño como en la Mina Verdún, la Fm. Las Ventanas comienza con diamictitas de matriz rojiza (ferruginosa) y clastos principalmente de carbonatos, riolitas y tufos ácidos, metapelitas, granitos caolinitizados, cuarcitas y metamorfitos

ricos en epidoto; las cuales se encuentran rellenando un paleokarst desarrollado sobre los carbonatos del GMV.

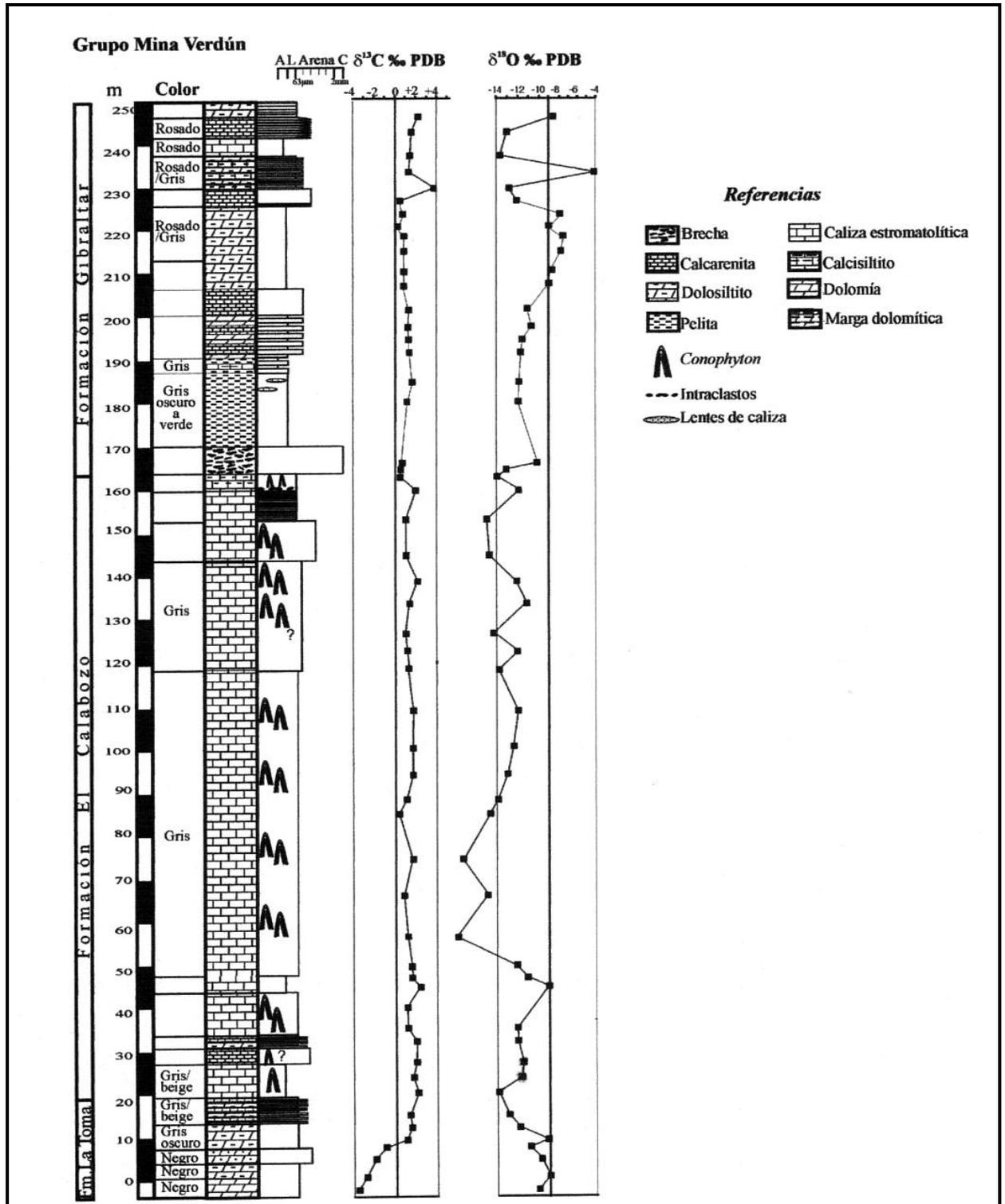


Fig. 9: Lito y quimioestratigrafía del Grupo Mina Verdún en su sección tipo (extraído de Gaucher et al., 2006a).

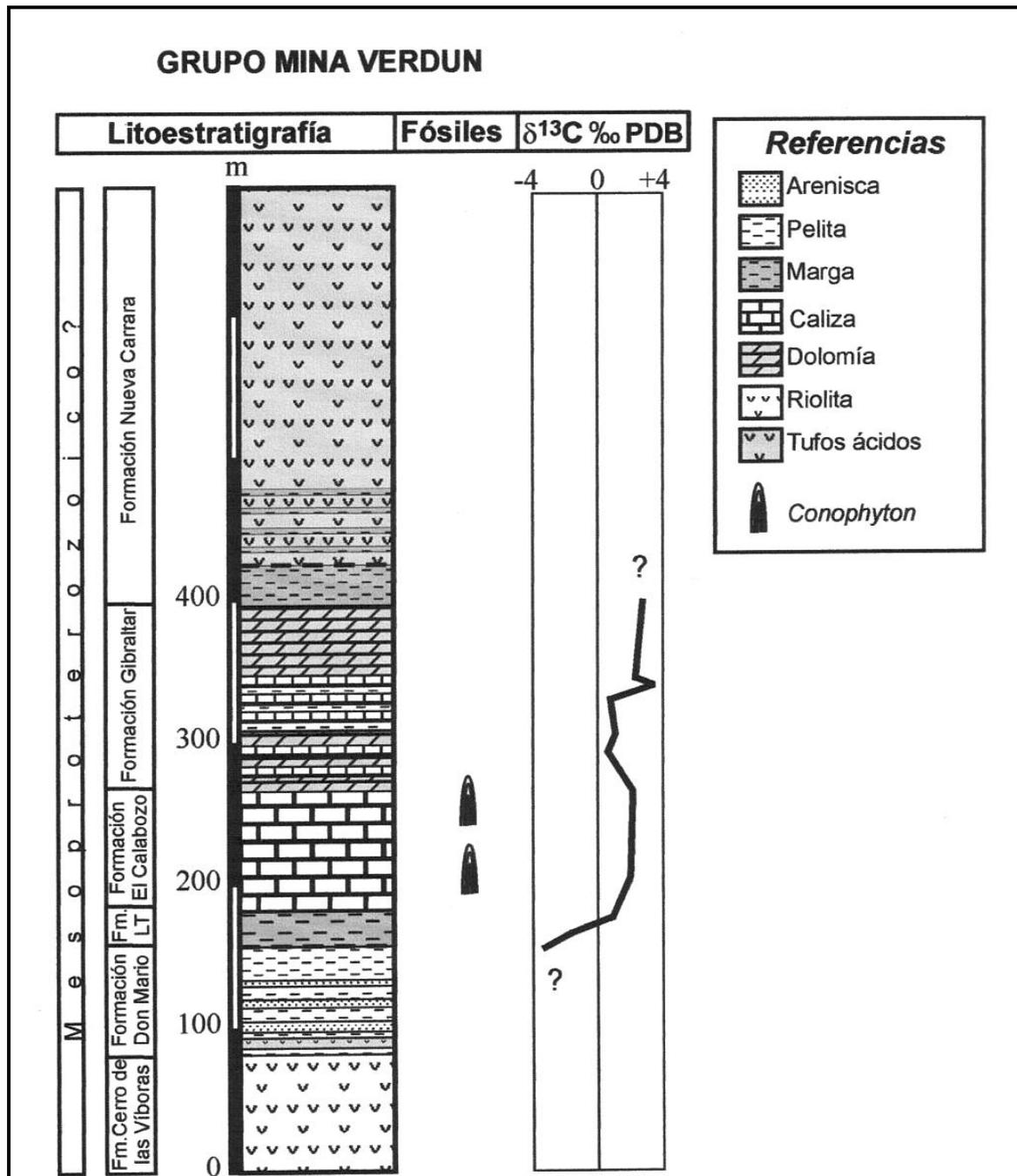


Fig. 10: Lito-, bio- y quimioestratigrafía del Grupo Mina Verdún en Cantera Burgueño. Fm. LT: Formación La Toma (extraído de Gaucher et al. 2007).

3.2.4 Formación Las Ventanas

La Fm. Las Ventanas, fue formalmente definida por Midot, (1984) como una secuencia epiclástica que aflora en el cerro homónimo y alrededores, compuesta por conglomerados, brechas, areniscas y subordinadamente pelitas, generados a partir de depósitos subaéreos o subacuáticos de tipo terrazas o playa. Preciozzi, et al. (1985) la incluye dentro del Grupo Barriga Negra. Masquelín & Sánchez Bettucci, (1993) correlacionan a la Fm. Las Ventanas con la Fm. Playa Hermosa, consideradas de edad Neoproterozoica – Cámbrica. Esta correlación es confirmada por Blanco &

Gaucher, (2005), indicando que la Fm. Playa Hermosa equivale a facies marino profundas de la Fm. Las Ventanas. Pazos et al. (1999, 2008) describen a la Fm. Playa Hermosa.

Blanco & Gaucher (2005) subdividen a la Fm. Las Ventanas, en tres miembros. De base a tope son:

- a) Miembro La Rinconada, compuesta de vulcanitas básicas, principalmente basaltos, brechas volcanoclásticas (localmente denominadas brecha de Darwin), comunes en la parte superior del miembro y subordinadamente tufos básicos.
- b) Miembro Quebrada de Viera, unidad más potente, compuesta por ortoconglomerados polimícticos, clastos soportados que gradan a arenas conglomerádicas. En la base de la unidad ocurren diamictitas rojizas y verdes de origen glaciogénico (Gaucher et al., 2008). Se apoya en discordancia angular y erosiva sobre el miembro anterior.
- c) Miembro El Perdido, se caracteriza por pelitas laminadas en la base presenta colores violeta a gris amarillento y verdes hacia el tope. La presencia de abundante pirita en el tope estaría indicando condiciones anóxicas. Se apoya concordantemente sobre el Miembro Quebrada de Viera. El techo no se encuentra expuesto.

La Fm. Las Ventanas es una secuencia grano y estrato decreciente. El ambiente de sedimentación en el cual se depositó, fue interpretado por Pecoits et al., (2004) y Blanco & Gaucher (2005), como depósitos de abanicos aluviales en la base, que evolucionan hacia el tope a una plataforma silicoclástica, afectados por ocasionales episodios de tormentas. El ambiente geotectónico propuesto por dichos autores es de una cuenca extensional de tipo rift, como ya fuera adelantado por Bossi & Navarro (1991) y Masquelín & Sánchez Bettucci (1993).

Edad

Blanco & Gaucher (2004, 2005) y Gaucher et al., (2008), en base a palinomorfos y acritarcas, encontradas en los miembros Quebrada de Viera y El Perdido, le asigna a dicha formación una edad Ediacareense Temprano (630-580 Ma), ratificada por las edades K-Ar de 615 ± 30 Ma (Sánchez Bettucci & Linares, 1996) y U-Pb de 590 ± 2 Ma (Malmann et al., 2007) para metabasaltos intercalados en esta unidad. Oyhantçabal et al. (2009), obtiene para vulcanoclastitas ácidas una edad U-Pb en zircón de 573 ± 11 Ma, además dicha unidad se encuentra intruída por la Fm. Sierra de Animas, con edades Rb-Sr de 520 ± 5 Ma (Bossi et al., 1993)

IV. LITOESTRATIGRAFIA

Las rocas que se encuentran aflorando en el área de estudio, corresponden principalmente al GMV y a la Fm. las Ventanas, en menor proporción se reconocen diques básicos y ácidos, los cuales solo se han observado recortando al GMV. La ubicación de las diferentes unidades geológicas se visualizan en el mapa, apartado anexo.

El GMV es una sucesión marina la cual se encuentra expuesta como una ventana de basamento, en el sector sur del Terreno Nico Pérez, ver Fig. 6.

La secuencia volcanosedimentaria expuesta en el área de Cantera Burgueño, se encuentra conformada de base a tope por seis formaciones las cuales serán descritas a continuación en orden ascendente (Gaucher et al., 2007).

4.1.1 Formación Cerro de las Víboras:

La Fm. Cerro de las Víboras, aflora solo en el área de Cantera Burgueño (Gaucher et al., 2007), más precisamente en el sector noroeste del área en el cerro homónimo. La base de la unidad no se encuentra expuesta y tiene un espesor de 80m aproximadamente. Hacia el tope presenta un contacto transicional y concordante con las pelitas y areniscas de la Fm. Don Mario. Ver ubicación en mapa anexo.

Está constituida por metariolitas foliadas, de color gris a gris verdoso claro con fenocristales de cuarzo beta y en menor proporción cristales pequeños de feldespato potásico y plagioclasas, intercalándose con lapilli-tufos con fiammes de color oscuro.

Las metariolitas se caracterizan por presentar un 94% de matriz y un 6% de fenocristales de cuarzo de alta temperatura. La matriz está compuesta por un 43% de sericita-muscovita, 40% de cuarzo policristalino de pequeño tamaño, 6% de opacos, 3% de feldespato potásico y 2% de tremolita.

Petrográficamente se caracterizan por la presencia de fenocristales de cuarzo beta euhedrales a subuhedrales, monocristalinos y libres de alteración. En su mayoría presentan bordes rectos y angulosos con bahías de corrosión o golfos. Algunas bahías se encuentran rellenas por cuarzo policristalino de pequeño tamaño, indicando condiciones de recristalización y por relictos de matriz ígnea -piroclástica. El tamaño de los fenocristales de cuarzo varía desde 0,4mm a 1,6mm.

Hacia los bordes de los fenocristales se observan halos o coronas de reacción, los cuales son producto de una matriz ígnea- piroclástica relictica desvitrificada, típicos de rocas piroclásticas (Tröger W. 1969), ver Fig.12.

Estos fenocristales se encuentran inmersos en una matriz microgranular de sericita, muscovita y cuarzo. Dicha matriz presenta una esquistosidad marcada por la orientación preferencial de la muscovita-sericita formando kink-band. Se distingue además un clivaje de crenulación que afecta a la esquistosidad primaria. Los cuarzo de la matriz son policristalinos, con límites de granos irregulares, de pequeño tamaño; se observa una gran cantidad de opacos (magnetita, pirita entre otros).

Como minerales accesorios se reconoce turmalina de pequeño tamaño (100µm a 280µm, en aumento 10x), circón, óxidos de hierro y clorita.

A lo largo de el perfil las metariolitas se intercalan con lapilli-tufos con fiammes oscuras ver Fig.11.

Hacia el tope los lapilli-tufos se intercalan con metapelitas laminadas, dicha laminación queda expresada por cambios en la coloración, observándose niveles grises y niveles blancuzcos rosados. Los niveles grises están compuestos por opacos, sericita muscovita, óxidos de hierro, clorita y en menor proporción cuarzo, mientras que los niveles claros presentan cuarzo, muscovita y óxidos de hierro que le otorgan la coloración rosada. Hacia el tope la Fm. Cerro de las Víboras presenta un contacto transicional con la Fm. Don Mario, queda indicado en la Fig.13. Estas metapelitas presentan fuerte clivaje de crenulación. Gaucher et al., (2011) en base a la datación de circones volcánicos en lapilli tufos de esta formación, determinó por el método U-Pb LA-ICP MS, una edad concordante de cristalización de 1433 ± 6 Ma, restringiendo la edad de sedimentación del GMV e indicando que la depositación es inmediatamente posterior a la del GPU (Chiglino et al., 2010)

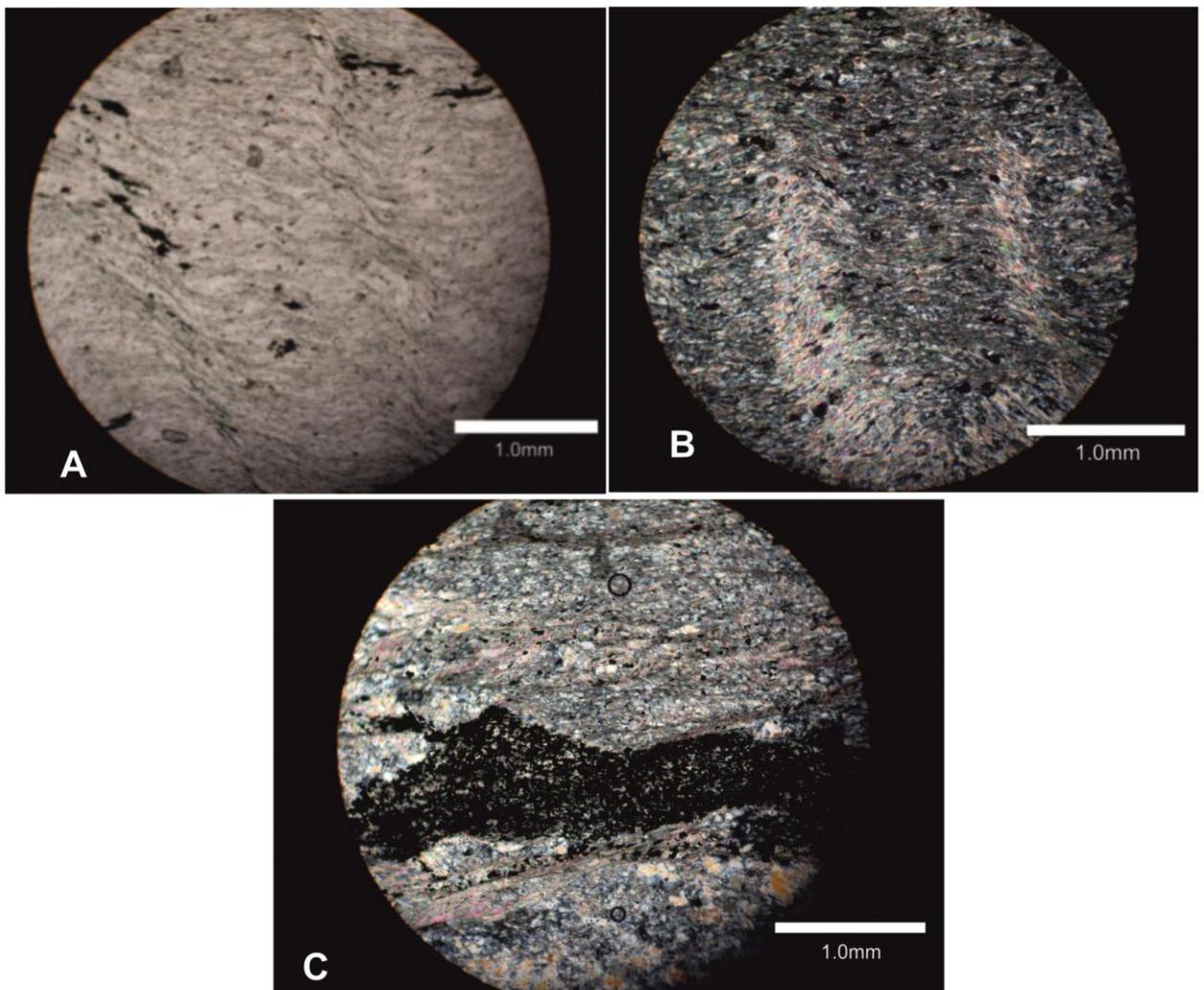


Fig. 11: Microfotografías de sección delgada. A,B) Matriz de composición sericita-cuarzo con clivaje de crenulación en luz natural y nícoles cruzados, tope de la Fm. Cerro de las Víboras. C) Fiammes de color oscuro.

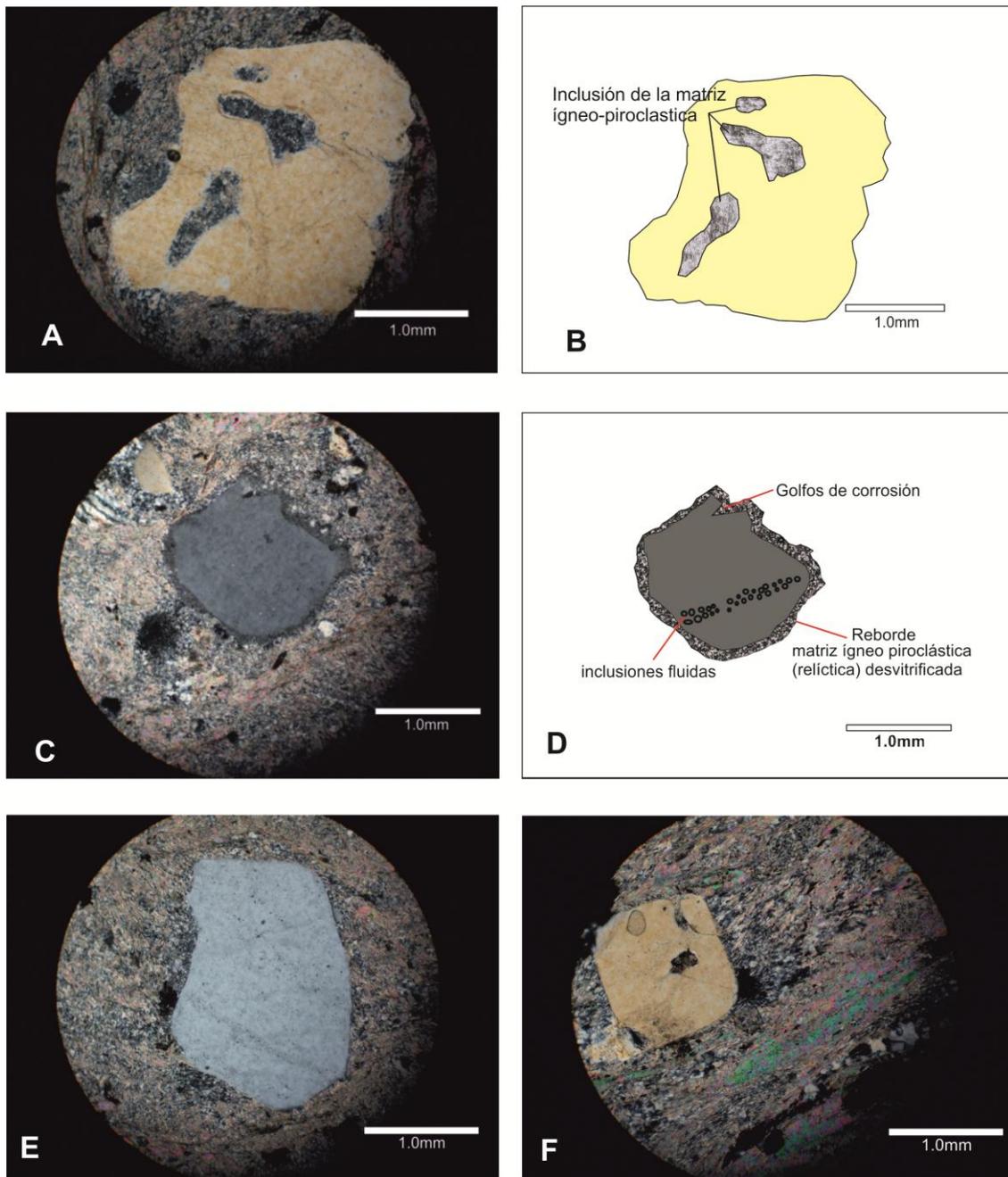


Fig. 12: Microfotografía de secciones delgadas de la Fm. Cerro de las Víboras. A, C, E, F) se observan fenocristales de cuarzo euhédricos, con bordes corroídos, golfos o bahías de corrosión e inclusiones fluidas; en C) se observa hacia el borde una corona de reacción, producto de una matriz ígnea-piroclástica relíctica desvitrificada. En B,D se muestran esquemas ilustrando los fenómenos antedichos.

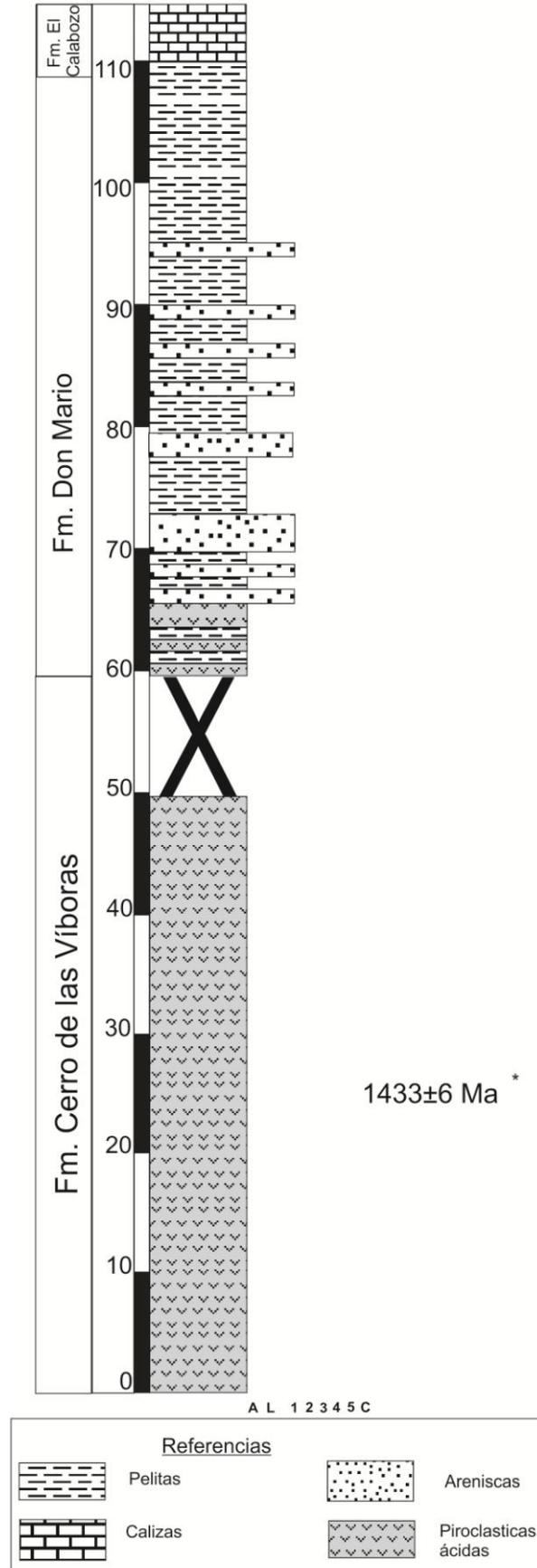


Fig. 13: Perfil típico de la transición entre la Fm. Cerro de las Víboras y la Fm. Don Mario, * dato U-Pb LA ICP- MS de Gaucher et al., (2011).

4.1.2 Formación Don Mario

La Fm. Don Mario aflora tanto en su estratotipo en la Mina Verdún (Poiré et al., 2005) como en Cantera Burgueño (Gaucher et al.2004b), se caracteriza por presentar pelitas negras y grises predominantemente, con espesores máximos de 50m. La coloración de las pelitas se debe a la abundancia de materia orgánica. Hacia la base presenta un contacto transicional con la Fm. Cerro de las Víboras, ver Fig.13 y hacia el tope las pelitas pasan gradualmente a margas de la Fm. La Toma.

Petrográficamente estas pelitas se caracterizan por ser de grano fino de color gris oscuro, laminadas, intercalándose con niveles milimétricos de arena muy fina a fina. En algunos casos estos niveles se transforman en lentes de tamaño arena fina. Los niveles más gruesos corresponden a tamaño arena fina a limo (0.08 a 0.06mm) están compuestos por cuarzo policristalino. Hacia los bordes de algunos granos se observa cemento ferruginoso; en menor proporción se observa feldespato potásico y plagioclasa bastante alterados, presentando un tamaño máximo de 0.25mm. Los niveles mas finos estas constituidos por sericita y opacos. Se observa una gran cantidad de opacos y óxidos de hierro quienes le otorgan el color oscuro a la roca, ver Fig.14. Hacia el tope los niveles de arena fina desaparecen.

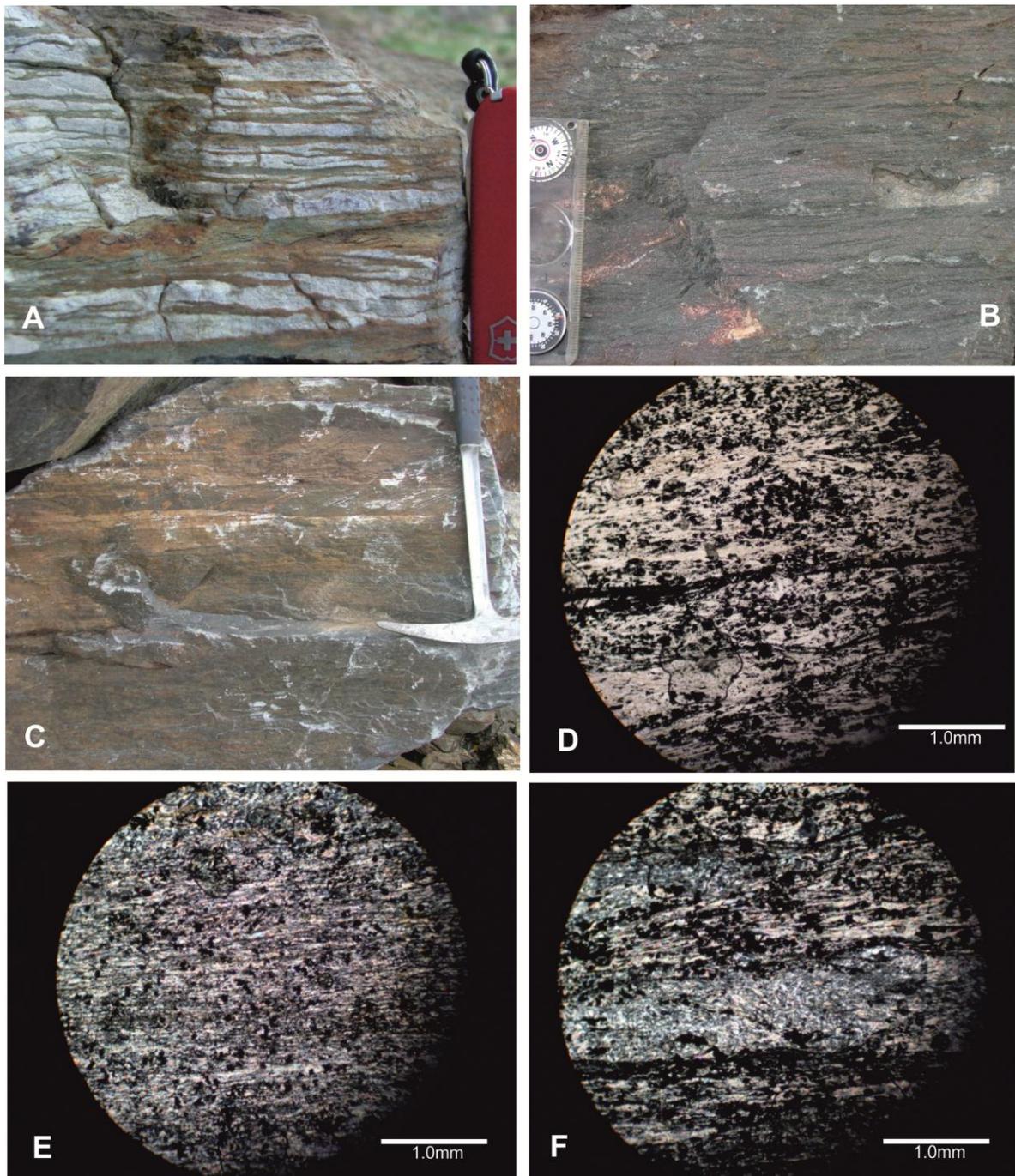


Fig. 14: Fotografías de afloramiento de metapelitas de la Fm. Don Mario A) contacto transicional típico de los metalapilli-tufos de la Fm. Cerro de las Víboras con las metapelitas de Fm. Don Mario, la roca presenta ese color debido a la meteorización. B, C) Afloramiento de metapelitas de la Fm. Don Mario con su color típico gris oscuro. D, E, F) Microfotografías de secciones delgadas.

4.1.3 Formación La Toma

La Fm. La Toma aflora tanto en Mina Verdún, (estratotipo), (Poiré et al., 2003) como en Cantera Burgueño. Se dispone de forma concordante y transicional sobre la Fm. Don Mario. En el área de Cantera Burgueño presenta espesores menores a los 5.0m. Se caracteriza por margas grises a gris verdosas, observándose hacia el tope ritmitas

margas dolomíticas - calcarenitas impuras que transicionan hacia las calizas estromatolíticas de la Fm. El Calabozo.

Las margas se componen de clastos predominantemente tamaño limo de cuarzo, clorita, illita, dolomita, calcita y en menor proporción feldespatos. Las margas son mayormente dolomíticas, aunque aparecen también de composición calcáreo - dolomíticas. Presentan laminación plano-paralela con bases netas erosivas y gradación normal. Desde el punto de vista geoquímico presentan 40-45% de SiO_2 y un 25-35% de CaCO_3 , correspondiendo el resto mayormente a MgCO_3 y Al_2O_3 (Poiré et al., 2005).

4.1.4 Formación El Calabozo

Desde el punto de vista litoestratigráfico y económico es la unidad más característica y representativa del GMV. Comprende mayormente calizas estromatolíticas las cuales fueron asignadas al morfogrupo *Conophyton* y en menor porcentaje calizas masivas y laminadas. Esta unidad presenta en Cantera Burgueño un espesor de 60m (Gaucher et al., 2004), mientras que en su estratotipo es más potente, presentando espesores de 170m (Poiré et al., 2003).

Estas calizas constituyen una importante fuente de materia prima para la industria del cemento y cal, debido al alto contenido en CaCO_3 siendo de hasta 93% en el estratotipo y de un 95% en Cantera Burgueño.

Poiré et al. (2005) en el estratotipo Mina Verdún, en base a su geoquímica divide esta unidad en seis miembros informales siendo de base a tope los siguientes:

- 1- "Calizas grises laminadas" de colores grises con tonalidades rojas y verdes laminadas, con una potencia de 15m y tenores de CaCO_3 que varían entre un 75 a 65%.
- 2- "Calizas grises masivas" de colores grises a grises oscuras con un espesor de 30m y un contenido en CaCO_3 de un 85% aproximadamente.
- 3- "Calizas estromatolíticas grises" a *Conophyton* y escasos digitados con un tenor de 93% de CaCO_3 , presentan un espesor de 50m.
- 4- "Calizas gris verdosas" con un espesor de aproximadamente 30m y un contenido en CaCO_3 de 83%.
- 5- "Calizas negras bien consolidadas" con un alto contenido en sílice de hasta un 42%. Probablemente sugiera procesos de silicificación de la caliza original. Presenta un espesor de 15m.
- 6- "Calizas estromatolíticas negras" son calizas estromatolíticas negras a *Conophyton*, con un contenido en CaCO_3 de hasta un 89% y una potencia de hasta 30m.

Gaucher et al. (2007) en Cantera Burgueño reconoció prácticamente la misma secuencia pero con algunas diferencias en cuanto a su espesor, siendo estas de

menor potencia. Una mayor impronta térmica, probablemente debido al metamorfismo de contacto y a la proximidad a la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí y una decoloración de las calizas por pérdida de materia orgánica durante el metamorfismo. En secciones delgadas se reconoció un mosaico homogéneo de calcita micrítica y subesparítica con estilolitos. Los cristales de calcita presentan un tamaño de unos 20 μm y una laminación microbiana corrugada. Mediante difracción de rayos X se observaron subordinadamente cuarzo, feldespato e illita (Poiré et al. 2005).

4.1.4.1 Estromatolitos

Los estromatolitos son estructuras de origen orgánico generadas a partir de la actividad de colonias de cianobacterias que fijan partículas sólidas de carbonatos en suspensión, y/o precipitan directamente los carbonatos contenidos en solución en el agua de mar. En el Precámbrico, estas estructuras fueron debidas exclusivamente a la actividad de las cianobacterias, las cuales fueron responsables de la elevación del contenido de oxígeno en el agua de mar y posteriormente, por el oxígeno presente en la atmósfera y consecuentemente por la formación de la capa de ozono que permitió el desarrollo de la vida animal a partir del Cámbrico.

Los *Conophyton fm.* (Maslov, 1937) son estromatolitos columnares no ramificados con laminación cónica, la cual en perfil longitudinal varía de parabólica a puntiaguda, con la presencia de una zona axial en el eje de la columna. La estructura consiste en la alternancia de laminas de color gris oscuro y gris claro. Las laminaciones de color gris oscuro corresponden a colonias bacterianas propiamente dichas y las laminaciones gris claro son el resultado de la depositación de partículas de carbonato atrapadas mecánicamente y/o precipitadas a través de la actividad orgánica de las colonias de cianobacterias, (Sallun Filho et al., 2005). A nivel mundial existen varios registros como por ejemplo en Brasil en los Grupos: Itaiacoca (Almeida, 1944), Bambui-Vazante (Moeri, 1972) y Paranoá (Dardene et al. 1973, 1976), en Australia (Walter y Preiss, 1972) y África (Bertrand- Sarfati, 1972)

Las calizas de la Fm. El Calabozo se caracterizan principalmente por presentar estromatolitos del grupo *Conophyton fm.* definidos por Poiré et al., (2003b, 2005a); Gaucher et al., (2004a, 2006, 2007a). Estos estromatolitos presentan formas de columnas subcilíndricas simples, no ramificadas con una laminación netamente cónica; las columnas se encuentran generalmente apretadas en contacto mutuo o con relleno intercolumnar compuesto por carbonato micrítico rosado a rojo. Las columnas muestran perfiles angulosos a gencilados. En planta presentan formas oblongas a circulares y las alturas máximas encontradas son de aproximadamente 70cm y su ancho varía entre 5 y 20cm, ver Fig.15:A,B,C,D.

En menor proporción se han reconocido estromatolitos microdigitados, columnares dendroideos y domícos, estos últimos solo han sido observados en Cantera Burgueño, (Poire et al., 2005).

El ambiente sedimentario donde se desarrollaron los estromatolitos del grupo *Conophyton fm.* fue interpretado por Poiré (1987) como ambientes marinos submareales de relativa baja energía, dentro de la zona fótica en aguas relativamente limpias y bien iluminadas. El autor plantea un modelo conceptual en base a la

variación morfología de los estromatolitos con respecto a la batimetría, siendo los estromatolitos columnares digitados esencialmente intermareales, los bulbosos submareales someros y los cónicos submareales profundos. De este modo los niveles de muy baja biodiversidad y gran abundancia de *Conophyton* sugieren un ambiente marino submareal para la Fm. El Calabozo con posibles niveles de somerización representados por los estromatolitos digitados, ver Fig.16.

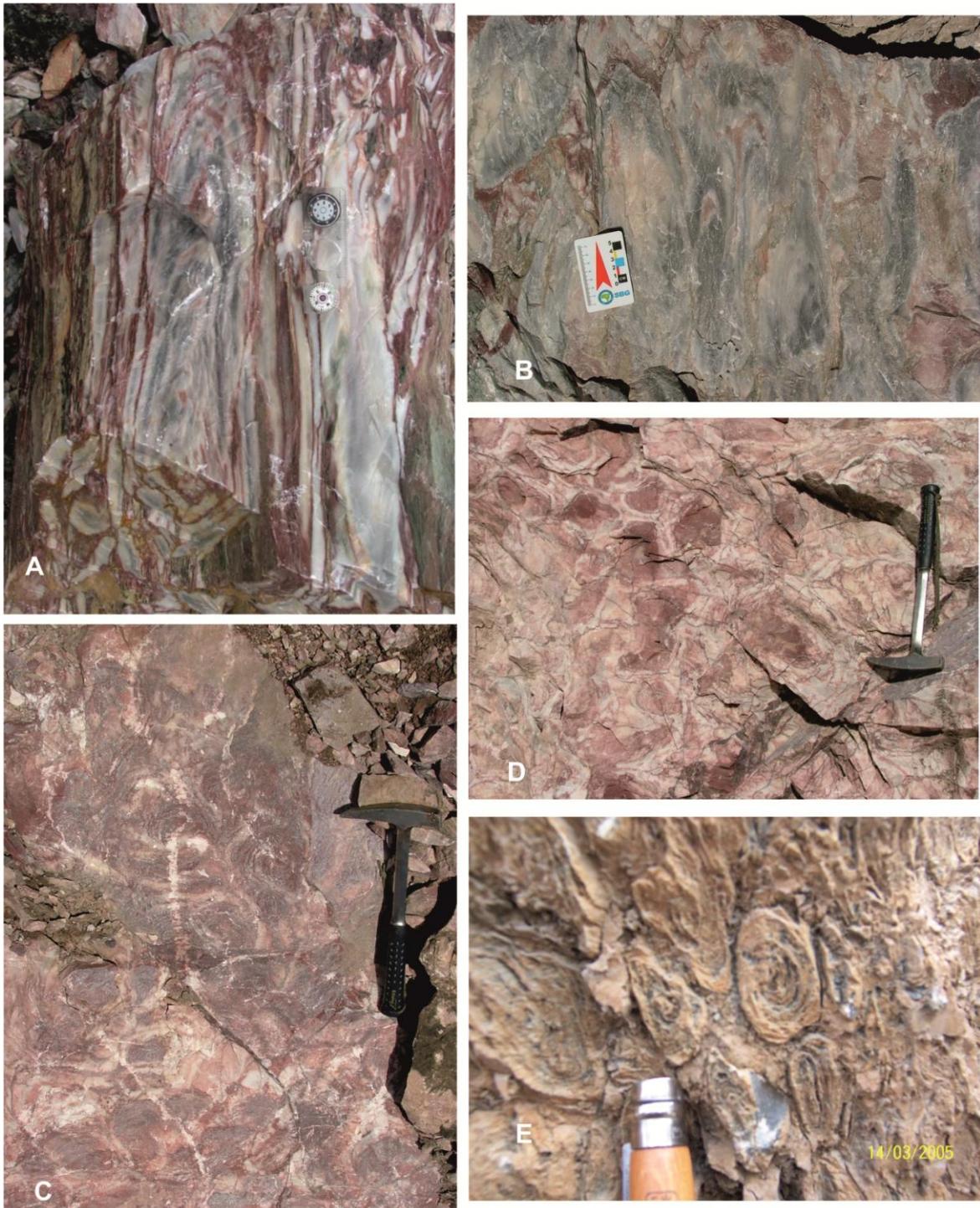


Fig. 15: A, B) Afloramiento donde se observan secciones verticales de *Conophyton fm*. Se observa laminación cónica característica, con alternancia de laminas claras y oscuras de carbonato, (Cantera

Burgueño); C, D) Afloramiento en planta de una sección concéntrica regular oblonga de *Conophyton fm.*
E) A modo comparativo, sección en planta de *Conophyton fm.* en el estratotipo Mina Verdún.

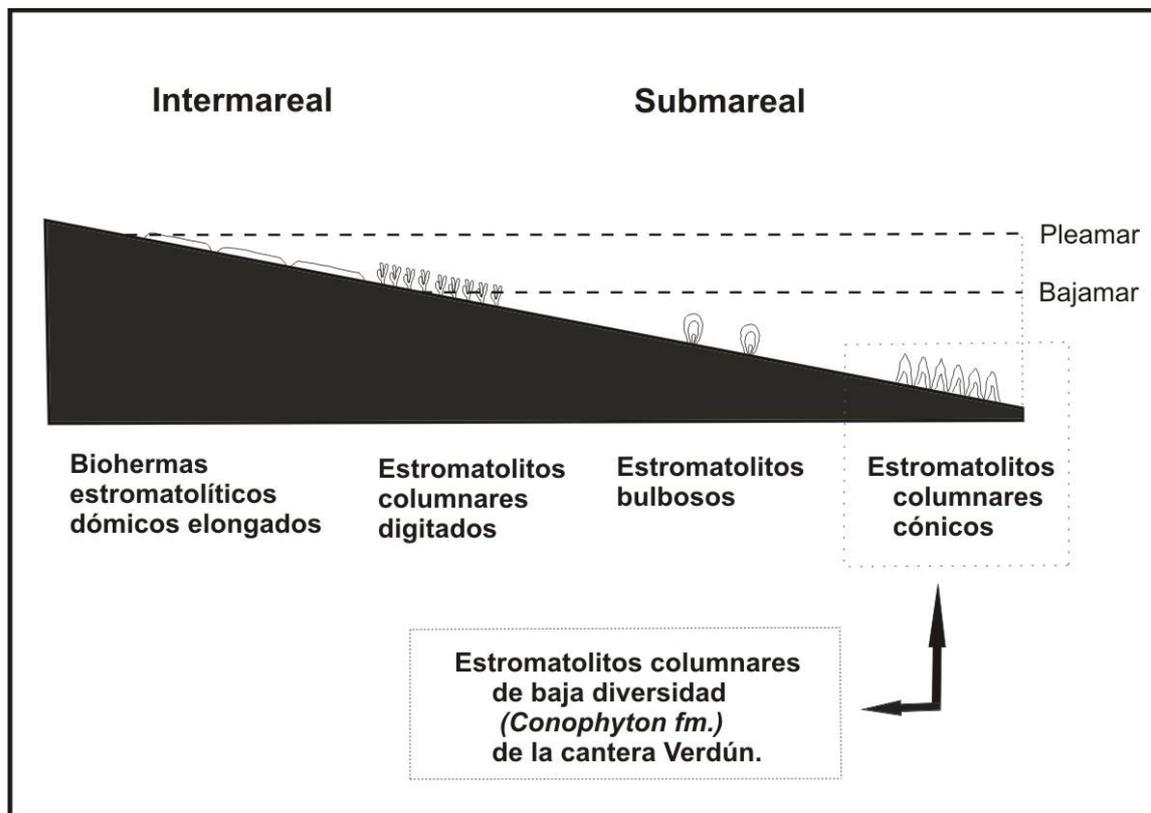


Fig. 16: Modelo de estromatofacias elaborado por Poiré (1987, 1990, 2002 modificado) donde se observa la posición paleoambiental de la Fm. El Calabozo, portadora de *Conophyton* (figura tomada de Poiré et al., 2004).

Posteriormente la cuenca se fue somerizando y los carbonatos sufrieron exposición subaérea generándose un karst, el cual se rellenó con brechas monomíticas de carbonato.

4.1.5 Formación Gibraltar

La Fm. Gibraltar fue reconocida en las tres áreas de afloramiento del GMV. Esta formación en Cantera Burgueño aflora a lo largo de una faja con dirección NE-SW, presentando espesores máximos de 85m. Esta unidad se dispone concordantemente sobre la Fm. El Calabozo.

En la base se caracteriza por presentar intercalaciones de pelitas grises y verdes con calizas rosadas y rojas, ver Fig.17. Poiré et al. (2005), determinaron tenores entre un 60 y un 78% de CaCO_3 . Por encima de las pelitas se depositaron 45m de dolomías masivas rosadas y amarillentas, cristalinas y de gran tenacidad. Se caracteriza por la ausencia de laminación o estratificación, permitiendo fácilmente diferenciarla de las calizas estromatolíticas de la Fm. El Calabozo. Se reconocieron venillas recristalizadas de calcita y cuarzo, ver Fig.17. A.

Debido a que las dolomías son rocas más competentes, ocurren fenómenos de boudinage, por lo que los espesores varían fuertemente. Dichos boudines se encuentran generalmente recubiertos por niveles de pelitas y calizas, ver Fig. 17D.

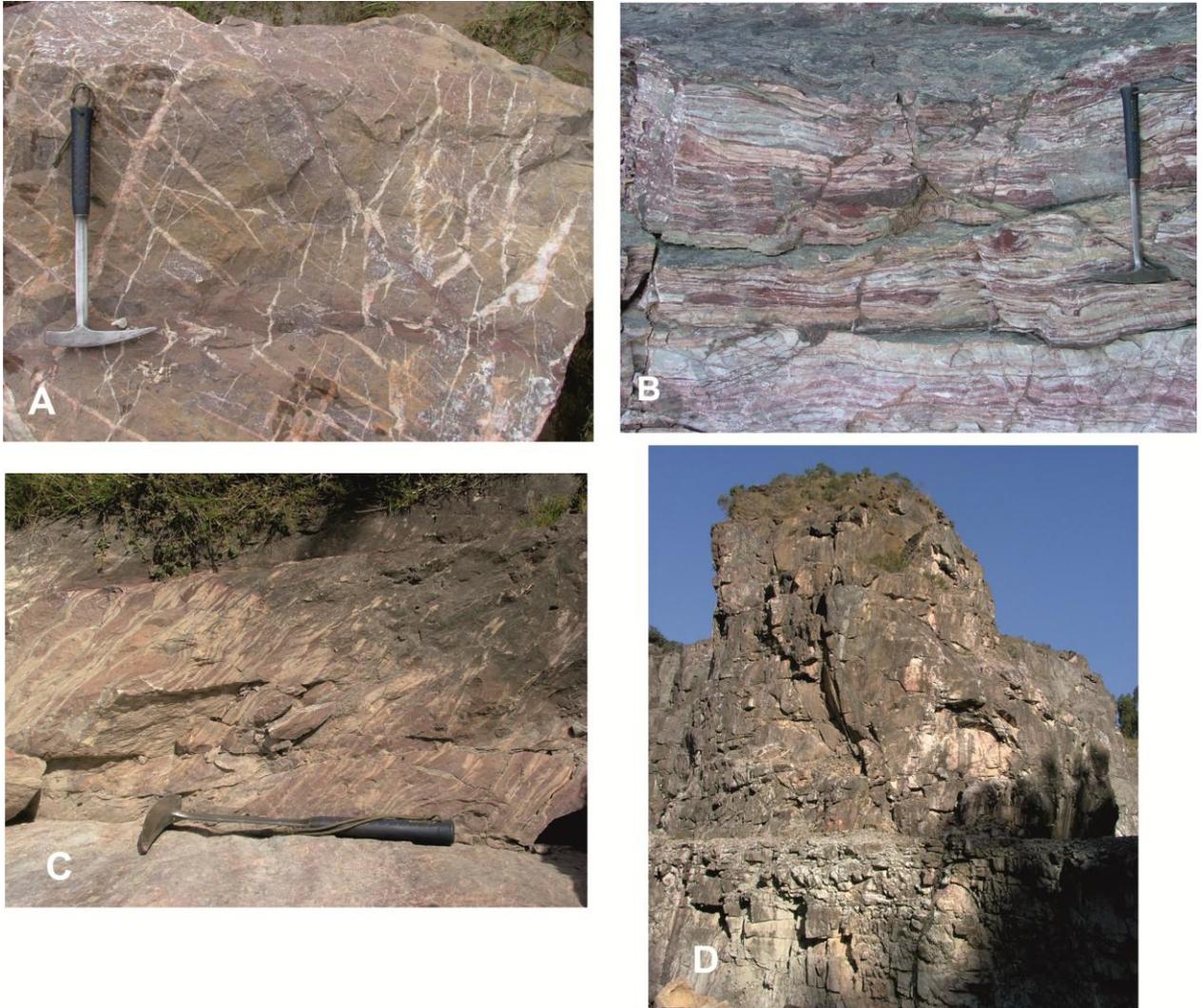


Fig. 17: A) Afloramiento de dolomía con venillas ortogonales de calcita y cuarzo, B) y C) calizas abigarradas roja-gris, amarillenta, típicas de la Fm. Gibraltar. D) dolomía boudinada, rodeada por caliza y pelita.

Estas litologías al microscópio son monótonas y se caracterizan por un mosaico de dolomita microcristalina y cementos silíceos de chert, atravesada por venillas micrométricas de cuarzo con textura granoblástica poligonal, ver Fig.18.

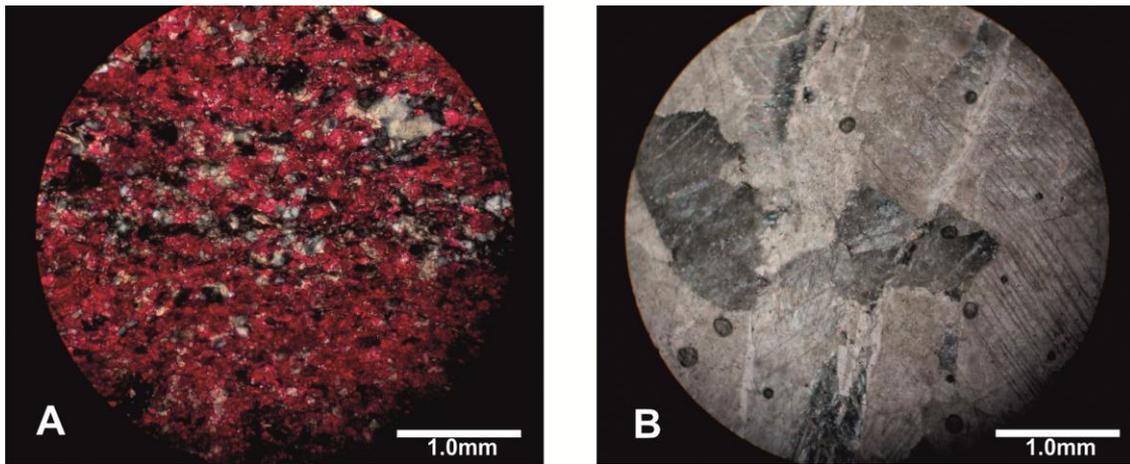


Fig. 18: Microfotografía de Secciones delgadas de la Fm. Gibraltar. A) Sección delgada teñida con rojo de alizarina, los minerales teñidos de color rojo corresponden a calcita. B) dolomía masiva con textura granoblástica. Luz polarizada plana.

4.1.6 Formación Nueva Carrara

La Fm. Nueva Carrara aflora solo en el área de cantera Burgueño, en el sector oeste y sur del área de trabajo. Fue definida por Gaucher et al. (2007, 2011), se encuentra constituida por metamargas dolomíticas verdes a clorita, seguidos por lapilli tufos ácidos. Se ampliará aquí su definición inicial, así como también se aportarán datos sobre su edad. Las litologías que se reconocieron se describen en los siguientes subítems:

4.1.6.1 Ignimbritas ácidas

Son rocas de color gris oscuro, con fiammes de color beige claro, que le otorgan una apariencia de tipo atigrada. Presentan una textura fluidal. En sección delgada, la roca presenta una matriz de grano muy fina de color gris oscuro compuesta principalmente por opacos. En luz reflejada se reconoció básicamente cristales de hematita xenomórficos y en luz polarizada se reconocieron algunos cristales dispersos de pequeño tamaño de feldespato potásico; inmersas en esta matriz se observan fiammes, compuestas por cuarzo policristalino de pequeño tamaño de bordes suturados, sericita y en menor proporción clorita. Presentan formas aplanadas y fluidales, con un tamaño máximo de 3.2mm de largo, ver Fig. 19. Estas rocas presentan un rumbo que oscila entre N20°E y N30°E, buzando 80°NW, en el punto LAN 121, ver anexo mapa.

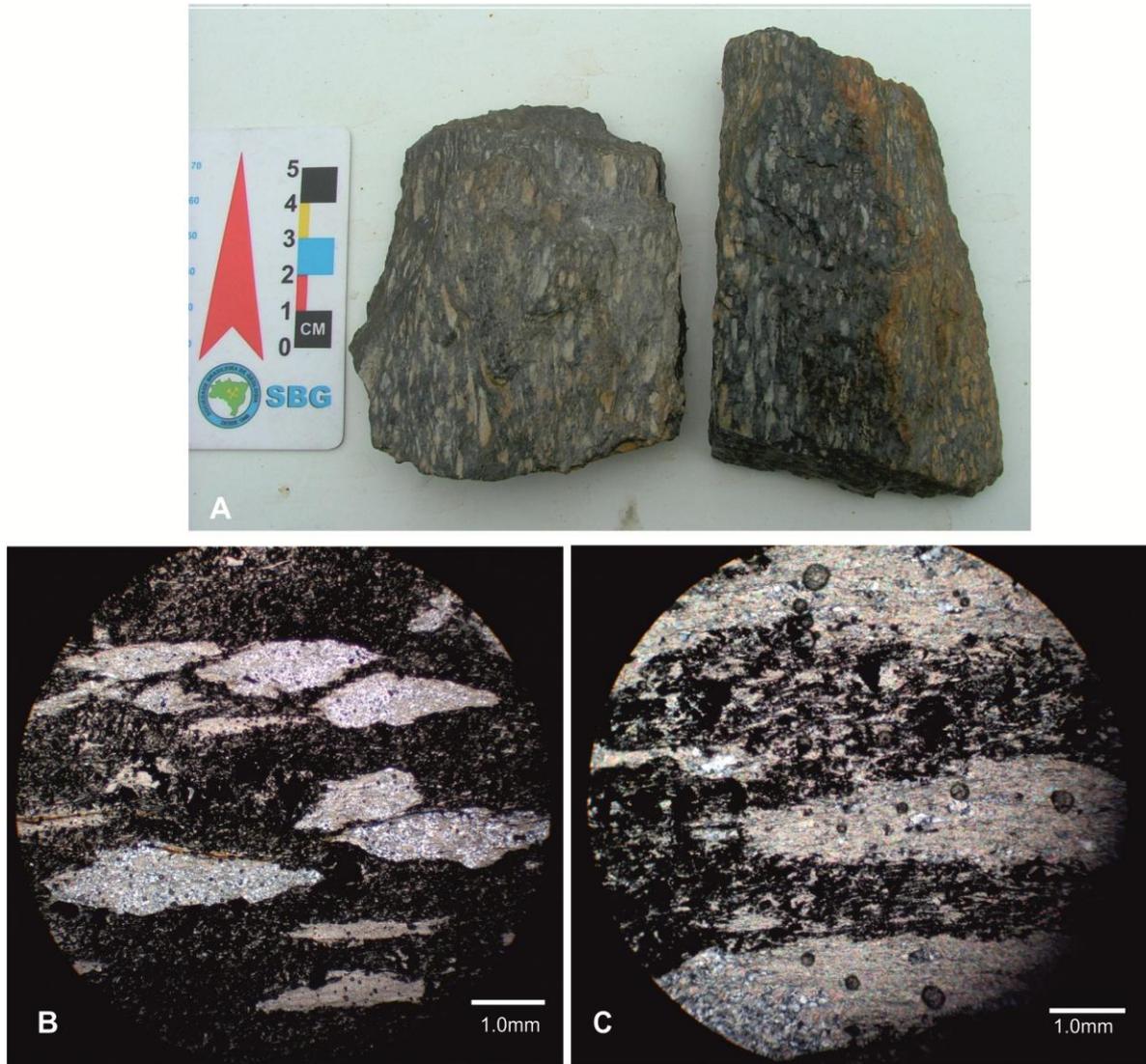


Fig. 19: A) Roca ignimbrítica con fiammes aplanadas de color beige; B,C,D) Microfotografía de fiammes de cuarzo, sericita y clorita inmersas en una matriz de opacos; B) en LN y C) en LP aumento 10x.

4.1.6.2 Intercalaciones de Metatobas y Metacalcarenitas

Estas rocas presentan una intercalación de forma irregular o interdigitada y en menor proporción en forma de lentes de metatobas y metacalcarenitas.

Las metatobas se caracterizan por ser rocas de grano fino de color gris oscuro verdoso, con una marcada orientación mineral indicada por la presencia de filosilicatos. Se caracterizan por la siguiente composición mineral: cuarzo, clorita, fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino (sanidina), carbonato en forma de parches, epidoto y una gran cantidad de opacos (magnetita). Los fenocristales de sanidina y plagioclasa son automorfos a subautomorfos presentando un tamaño de entre 0.2mm a 0.8mm, se encuentran corroídos, con alteración sericítica y carbonática y hacia los bordes presentan alteración clorítica. El cuarzo se caracteriza por ser policristalino, xenomórfico de tamaño pequeño (0.2mm a 0.4mm), mientras que el epidoto en su mayoría es de pequeño tamaño pero en algunos sectores se observaron fenocristales con un tamaño máximo de hasta 0.3mm. Estos posiblemente pudieron generarse a partir de la alteración de piroxenos, debido a el reconocimiento

de pequeños relictos, de piroxeno parcialmente sustituidos por epidoto, (Tröger W. 1969). Posiblemente estas metatobas se generaron a partir de lavas básicas.

Los niveles de metacalcarenitas son de colores claros. Se encuentran formados por cuarzos limpios monocristalinos de tamaño arena y carbonatos, ver Fig. 20.

Esta litologías presentan un rumbo de N35°E, buzando 70°NW, en los puntos LAN 50, ver anexo mapa.

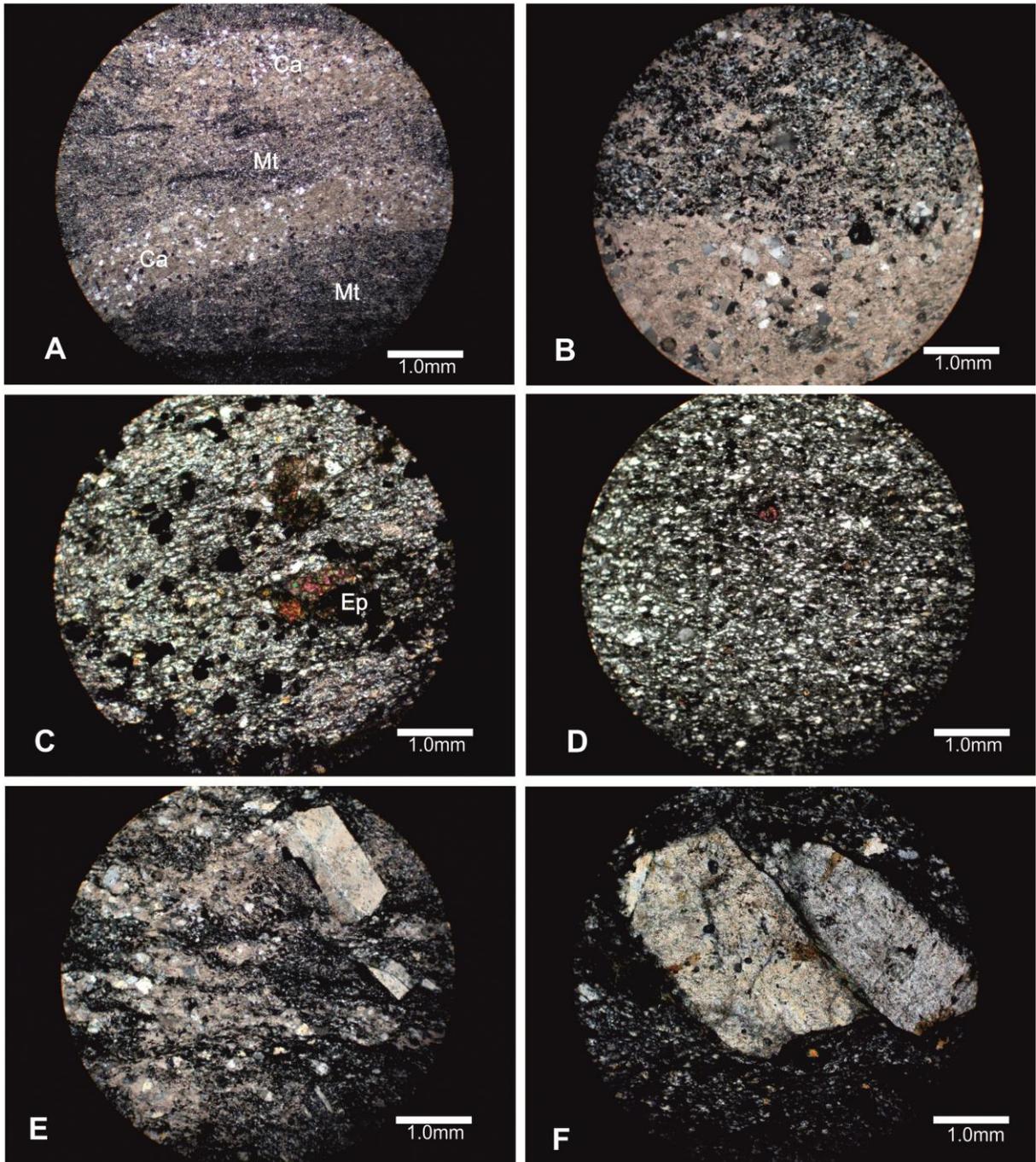


Fig. 20: Microfotografía de secciones delgadas de intercalaciones de metatobas y metacalcarenitas. A) Intercalación de metatoba (Mt) con metacalcarenita (Ca) en LP. B) Contacto entre metatoba y metacalcarenitas. C) Metatoba en la cual se observan cristales de epidoto (Ep) y magnetita. D) Metatoba. E, F) Fenocristales de feldspatos con textura poiquilítica con alteración sericítica y parches de carbonato inmersos en una matriz interdigitada de metatoba y metacalcarenita.

4.1.6.3 Metalapilli-tobas cloríticas

Son rocas de grano medio de color gris verdoso, compuesta por fenocristales de feldespato potásico (microclina) y fenocristales de cuarzo β transformados a cuarzo de baja temperatura. En menor proporción se observan porfiroblastos de epidoto y litoclastos, inmersos en una matriz rica en cuarzo, clorita, sericita, epidoto y biotita como accesorios se observan circones. Estas rocas se caracterizan por tener 78% de matriz, 20% de fenocristales de cuarzo β , 1.0% de fenocristales de microclina y 1.0% de litoclastos.

Los fenocristales de microclina son subautomorfos con un tamaño de entre 1.2mm a 2.0mm, fuertemente alterados con procesos de sericitización y caolinitización, con sustitución de carbonato en parches y texturas poiquilíticas. En algunos cristales se observan pertitas. Muchos de estos fenocristales se encuentran boudinados y rotados por la matriz, generándose hacia los márgenes sombras de presión, rellenas de cuarzo recristalizado. Las sombras de presión generadas a ambos lados del blasto son de tipo simétricas no rotacionales, por lo cual se generaron en el primer proceso de deformación.

Los fenocristales de cuarzo β se caracterizan por ser limpios sin alteración, de bordes rectos y euhedrales, se observan golfos de corrosión. Presentan un tamaño que varía de 0.4mm a 1.2mm. Los fenocristales de epidoto son de tipo precinemático debido a que presentan sombras de presión simétricas no rotacionales, ver Fig. 21, 22.

El rumbo de estos afloramientos oscila entre N20°E y N45°E buzando 80°NW, por ejemplo en los puntos LAN 129, LAN 99, ver anexo mapa.

4.1.6.4 Clorito Esquistos

Son rocas de grano fino y de color verde, con fuerte orientación mineral indicada por la presencia de clorita y carbonatos, que le otorga una textura tipo granolepidoblástica. Se caracterizan por la siguiente composición mineral: clorita, carbonato, rutilo, cuarzo policristalino, plagioclasa y como accesorios presentan opacos, epidoto, sericita y óxidos de hierro. Los cristales de plagioclasa se encuentran altamente corroídos con texturas poiquilíticas y alteración carbonática, siendo automorfos a subautomorfos con un tamaño que varía de 0.2mm a 0.5mm, mientras que los carbonatos se encuentran maclados con un tamaño de 0.3mm a 1.2mm.

En algunas láminas se observó clivaje de crenulación, ver Fig. 23.

Estos afloramientos, por ejemplo en los puntos LAN 122 presentan un rumbo de N20°a 35°E buzando 80°NW, ver anexo mapa.

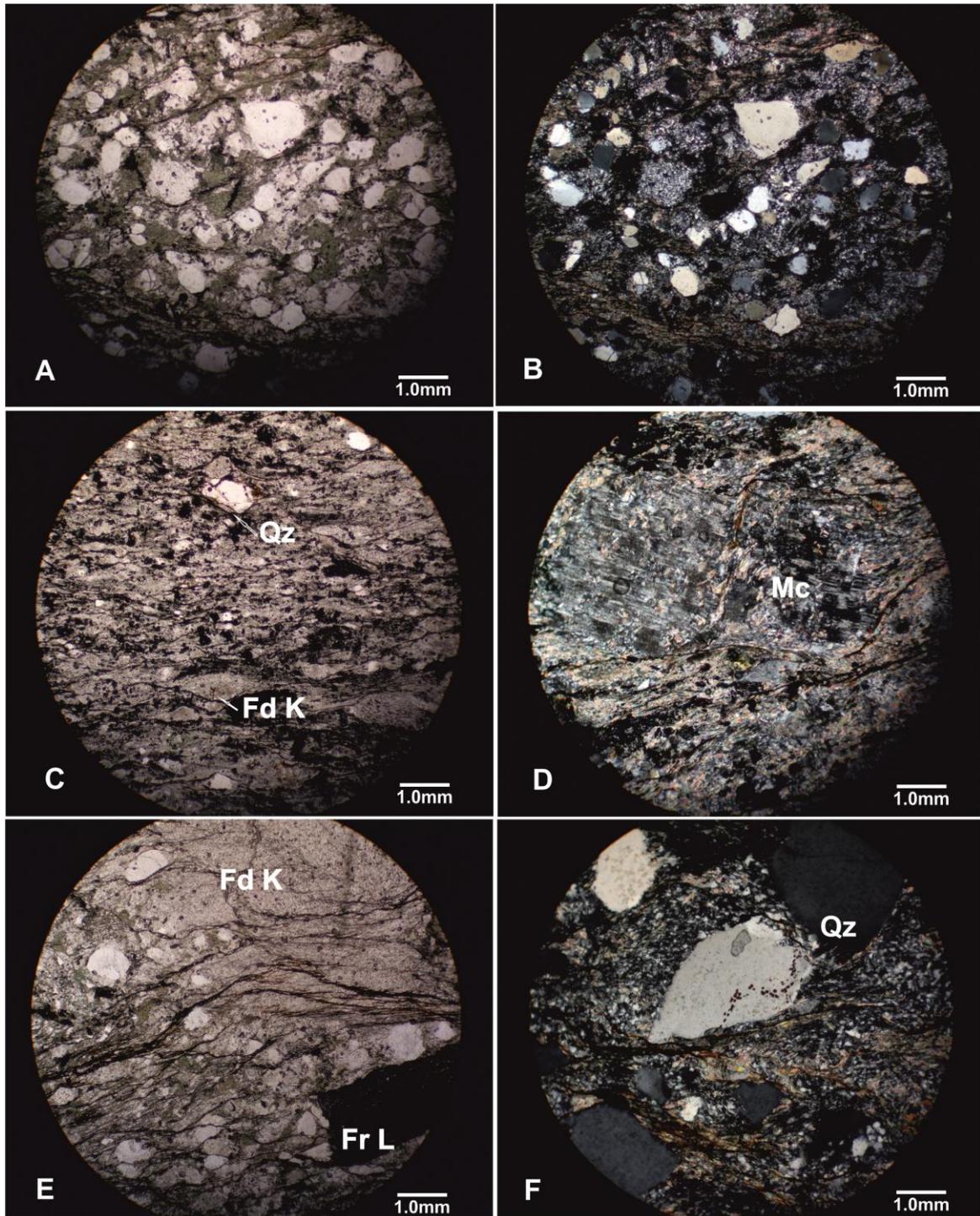


Fig. 21: .Microfotografías en sección delgada de metalapilli-tobas cloríticas. A, B) Cristales de cuarzo automórfos a subautomórfos (Qz) inmersos en una matriz clorítica, en A) Luz natural, en B) Luz polarizada. C) Cristales de feldespato potásico (Fd K) con alteración caolinítica y cuarzo orientados y rodeados por la matriz. D) Fenocristal de microclina con macla de tipo tartán el cual se encuentra bastante corroído y alteración sericitica rodeado por una matriz de sericita y cuarzo,(aumento 10x). E) Fenocristales de cuarzo boudinados por la matriz clorítica, feldespato alcalino fuertemente sericitizado y fragmento lítico (Fr L) (fragmento de color marrón). F) Fenocristales originalmente de cuarzo β transformados en cuarzo de baja temperatura, con bordes corroídos.

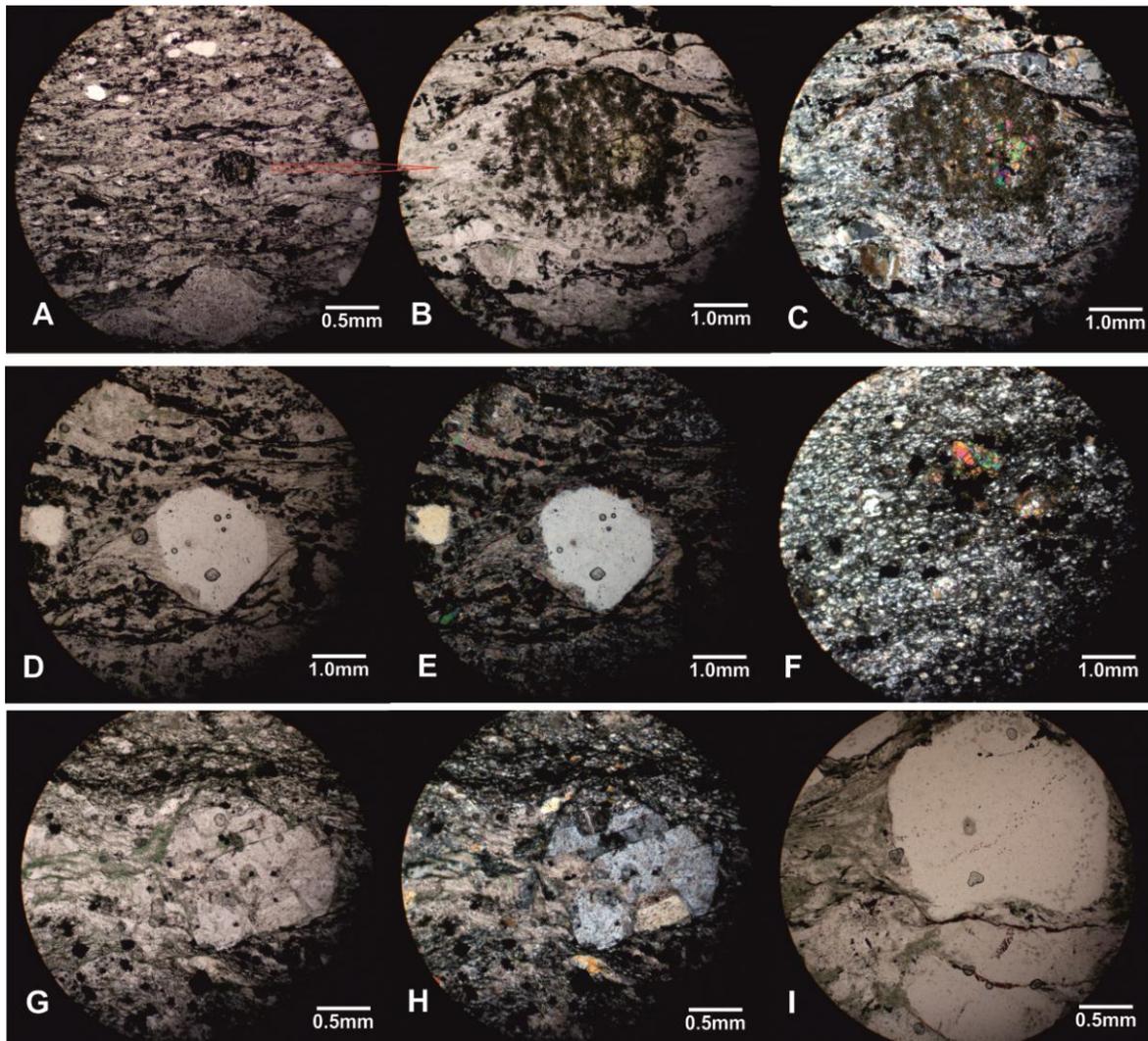


Fig. 22: Microfotografías de secciones delgadas de metalapilli-tobas cloríticas en luz natural y polarizada. A, B, C) Fenocristales de feldspatos y cuarzo boudinados en la matriz. Se observa porfiroblasto precinemático de epidoto boudinado, las sombras de presión generadas a ambos lados del blasto son de tipo simétricas no rotacionales por lo cual se generaron en el primer proceso de deformación. D, E) Fenocristal de cuarzo también con sombras de presión rellenas por cuarzo recristalizado, clorita y sericita. F) Cristal de epidoto en luz polarizada. G, H) Fenocristal de plagioclasa automórfico exhibiendo maclas polisintéticas con alteración carbonática. I) Fenocristal de cuarzo automórfico con bordes redondeados, rodeados por una matriz clorítica.

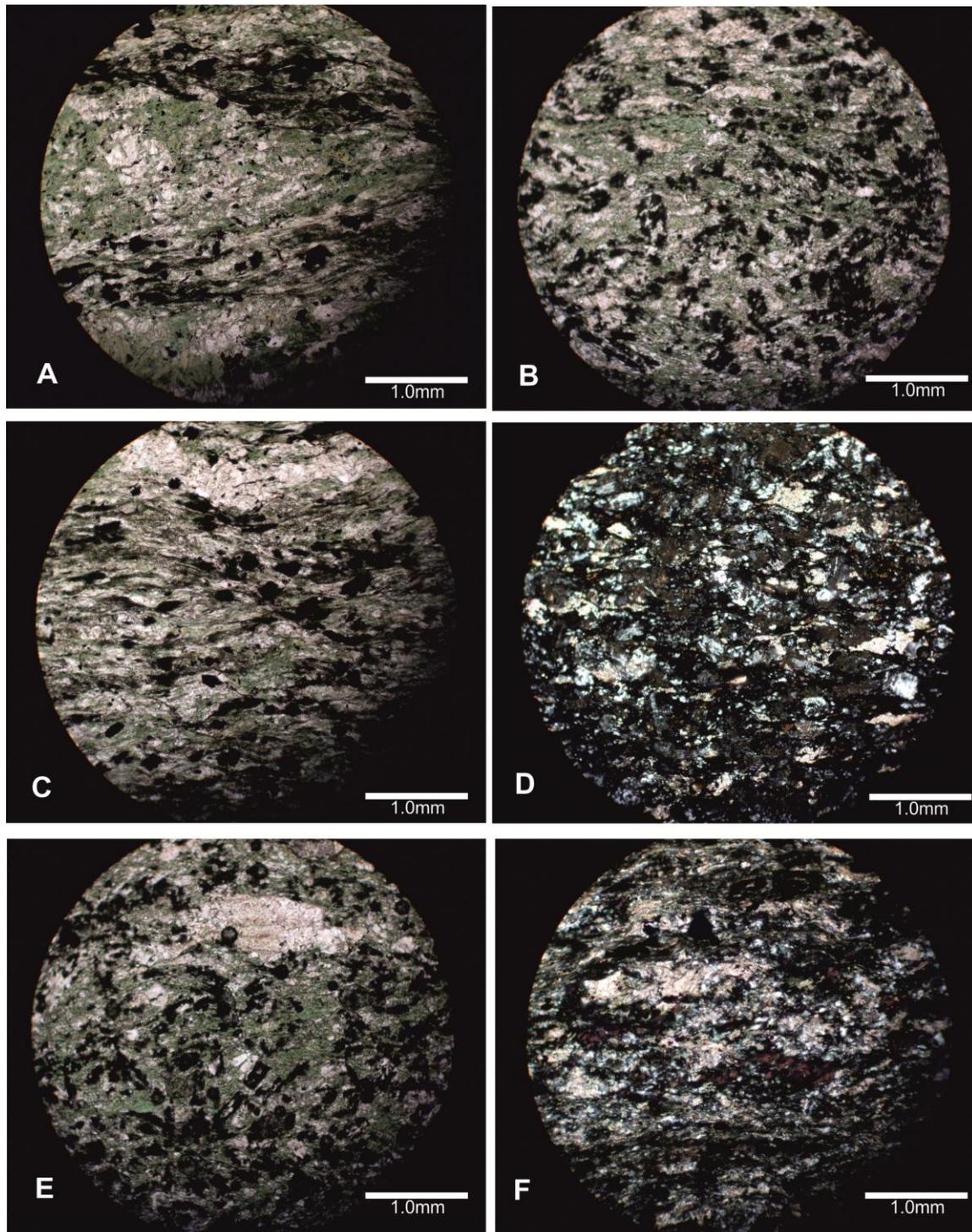


Fig. 23: Microfotografías de secciones delgadas en luz natural y polarizada A, C ,F) Se observan cristales de carbonato, clorita, plagioclasa, cuarzo y rutilo con gran cantidad de opacos, con marcada orientación mineral, F) en luz polarizada. En B, E, D) a diferencia de las microfotografías anteriores se observa una gran cantidad de rutilo y menor proporción de opacos.

4.1.6.5 Metabasaltos Epidóticos

Estas rocas son definidas como metabasaltos fuertemente epidotizados o incluso epidositas ya que presentan de un 60 a un 80% de epidoto. Se caracterizan por ser rocas de color marrón amarillento (color de meteorización), de grano fino aunque en

algunos casos se observan texturas porfíricas con relictos de fenocristales de plagioclasa alterados cuyo tamaño varía entre 0.3mm y 1.2mm. Estos se encuentran inmersos en una matriz rica en epidoto, clorita, biotita, tremolita, cuarzo, óxidos de hierro y opacos, evidenciando una incipiente orientación mineral. Los cristales de epidoto presentan un tamaño de 0.2mm a 0.6mm, son automorfos a subautomorfos, generados a partir de la sustitución de piroxenos (Töger W. 1969) y recrecimiento mineral, debido a que presentan un crecimiento aleatorio respecto de la matriz orientada, ver Fig. 24, 25.

Estos afloramientos presentan un rumbo N35°E buzando 35°SE, en algunos sectores su buzamiento es subvertical, puntos LAN 127, LAN 128.

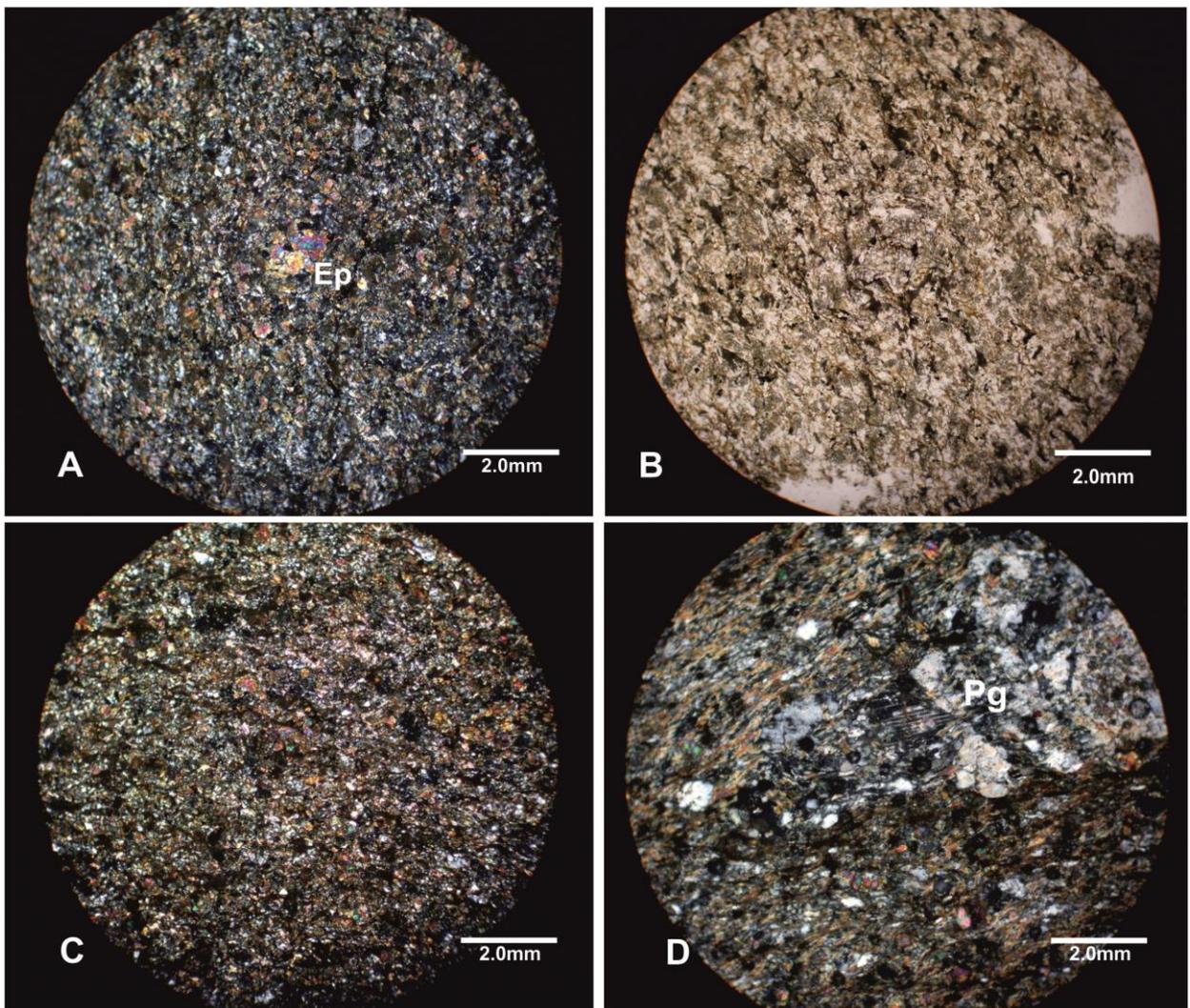


Fig. 24: Microfotografías de secciones delgadas de metabasaltos- epidóticos. A,B) Roca de grano fino en la que se observan fenocristales de epidoto (Ep), inmersos en una matriz rica en epidoto, clorita, biotita, tremolita y cuarzo, A) luz polarizada, B) en luz natural. C) Matriz rica en epidoto, clorita, biotita, tremolita y cuarzo. D) Relictos de fenocristales de plagioclasa (Pg) con texturas poiquilíticas envueltos por la matriz.

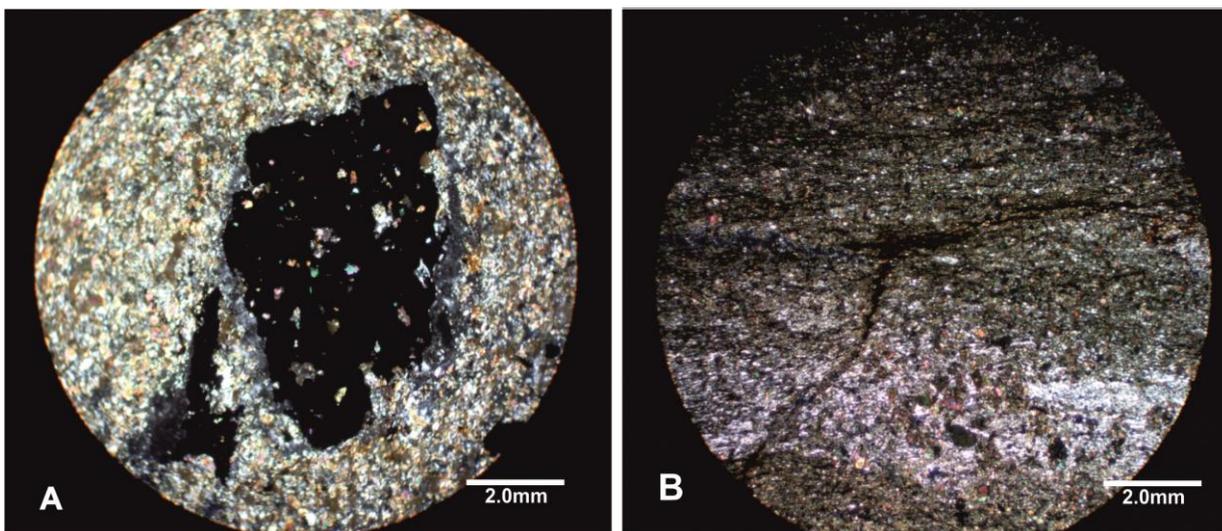


Fig. 25: Microfotografías de secciones delgadas de metabasaltos- epidóticos. E) Mineral opaco con textura poiquilítica, en los orificios se observa principalmente recrecimiento de epidoto. Hacia el borde se observa una corona de reacción. F) Se observa crecimiento secundario de epidoto, respecto a la matriz orientada.

4.1.6.7 Metachert

En el sector este del área, más precisamente restringido a donde se encuentra Mina Apolonia, se observan afloramientos pequeños de metachert con laminación milimétrica a centimétrica, que se intercalan con las vulcanitas básicas anteriormente descritas.

Presentan un rumbo de N40°W buzando 62°SW, ver Fig. 26.

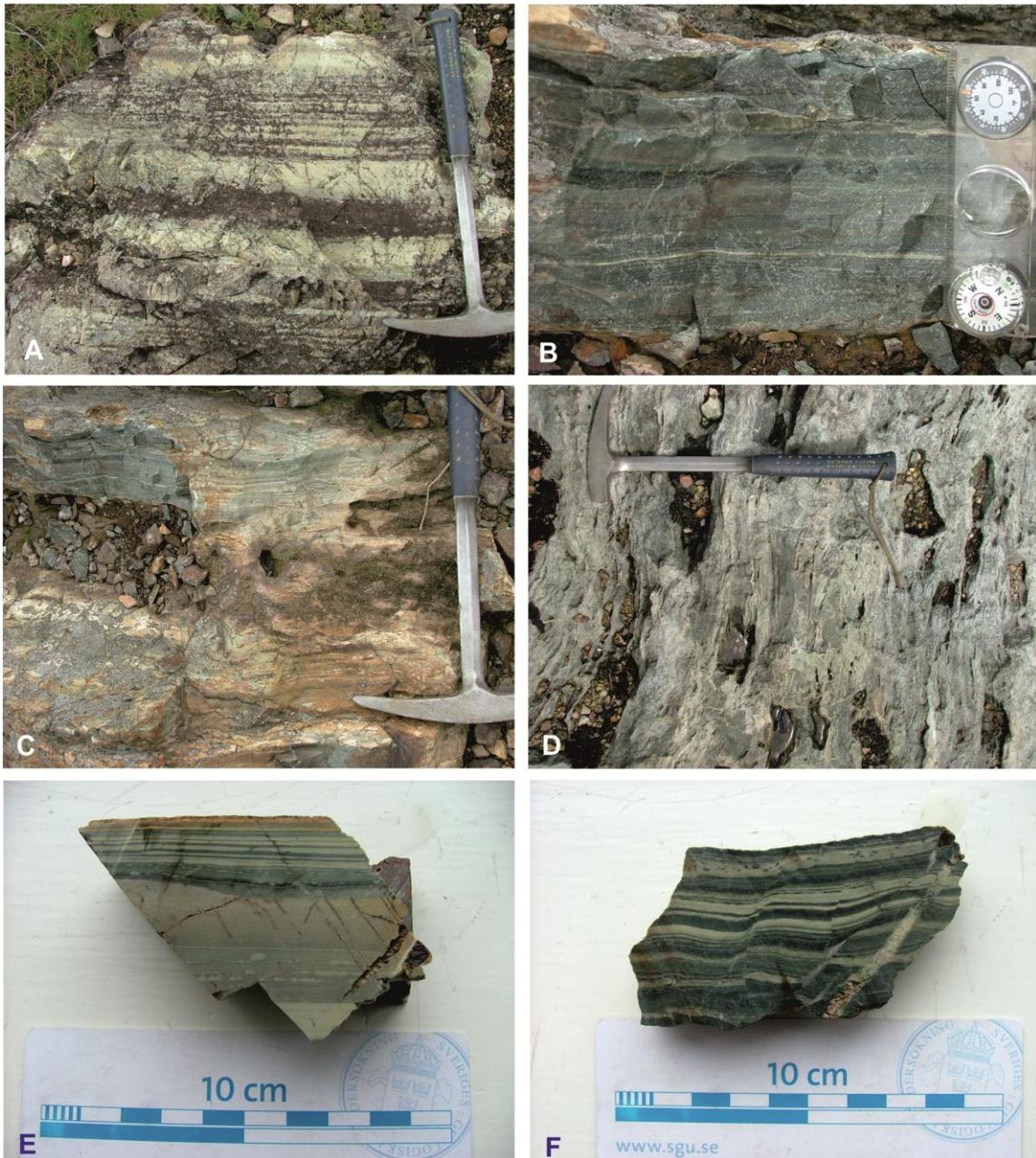


Fig. 26: A,B,C,D) Fotografías de afloramiento de cherts laminados de la Fm. Nueva Carrara. E, F) Muestras de cherts en sección pulida donde se observan los diferentes niveles de laminación.

4.1.7 Formación Las Ventanas

En el sector norte y este del área de estudio afloran litologías pertenecientes a la Fm. Las Ventanas (Midot 1984), como ya fuera citado anteriormente se encuentra en discordancia angular y erosiva sobre las litologías del GMV.

Blanco & Gaucher (2005) subdividen a la Fm. Las Ventanas, en tres miembros. De base a tope son:

- Miembro La Rinconada: vulcanitas básicas, brechas volcanoclásticas y subordinadamente tufos básicos.
- Miembro Quebrada Viera: diamictitas rojizas y verdes, ortoconglomerados polimícticos, arenas conglomerádicas.
- Miembro El Perdido: pelitas laminadas de colores violeta a gris amarillento y verdes. La abundante presencia de pirita en el tope estaría indicando condiciones anóxicas. El techo no se encuentra expuesto. Las litologías que se reconocieron en la zona son las siguientes:

4.1.7.1 Diamictitas

Las diamictitas presentan colores verdes y rojizas, con clastos polimícticos, angulosos a subredondeados de tamaño variado, con un diámetro máximo de 20 cm, pobremente seleccionadas, inmersos en una matriz pelítica. Los clastos corresponden a: metapelitas negras (Fm. Don Mario), granitos, cuarzo/cuarcitas, metavolcánicas verdes, metatufos ácidos (Fm. Cerro de las Víboras), calizas (Fm. El Calabozo), rocas ricas en epidoto. La matriz pelítica presenta una composición rica en sericita y cuarzo de color gris verdoso, en algunos casos presenta óxidos de hierro, otorgándole una coloración rojiza ferruginosa. Las diamictitas poseen un espesor máximo de 5.0 metros, en algunos casos se las encontró intercaladas entre niveles de conglomerados.

En lámina delgada se reconocieron clastos de cuarzo policristalinos y monocristalinos variando de subangulosos a subredondeados, con un tamaño de 0.6mm. Tanto los feldespatos potásicos como las plagioclasas presentan texturas poiquilíticas, con tamaños que varían de 1.0mm a 0.5mm. Los clastos presentan una leve orientación, reconociéndose la presencia de dropstones por lo que se puede atribuir un ambiente de depositación glaciogénico. Presentan una So de rumbo N45E° buzando 55°NW, (punto LAN 95). Probablemente estas rocas pertenezcan a el miembro Quebrada de Viera definido por Blanco. & Gaucher (2005), o alternativamente podrían constituir un miembro diferente, ver Fig. 27.

Se reconocieron también diamictitas polimícticas de color verde intenso con clastos de tamaño variable, de angulosos a subangulosos. Si bien estas rocas presentan clastos de composición similar a las anteriores, se observa mayor cantidad de clastos de composición básica (píroxeno, basalto, plagioclasa y epidoto), así como también metapelitas laminadas de colores ocres. Mediante microscopía óptica se observa crenulación y metapelitas masivas de color verde; en muestra de mano alcanzan tamaños de hasta 5,0 cm de largo. La matriz se encuentra constituida por cuarzo, clorita y carbonatos en forma de parches. Presenta un tamaño de grano arena fina y pelita, ver Fig. 28, 29.

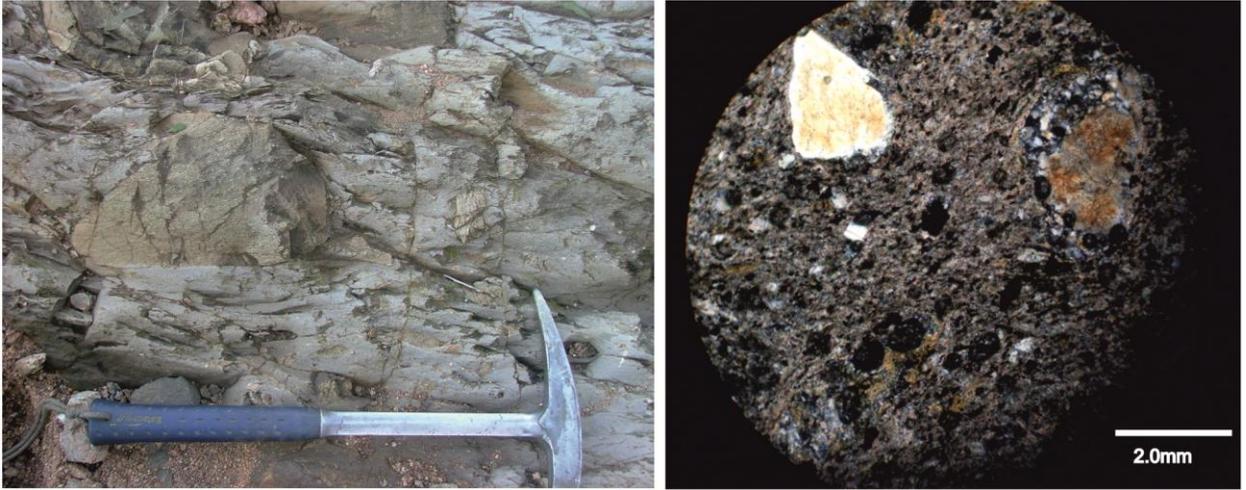


Fig. 27: A) Afloramiento de diamictita matriz soportada con clastos de cuarcita, B) Microfotografía en nicoles cruzados de una diamictita con clastos de cuarzo y cuarcita.

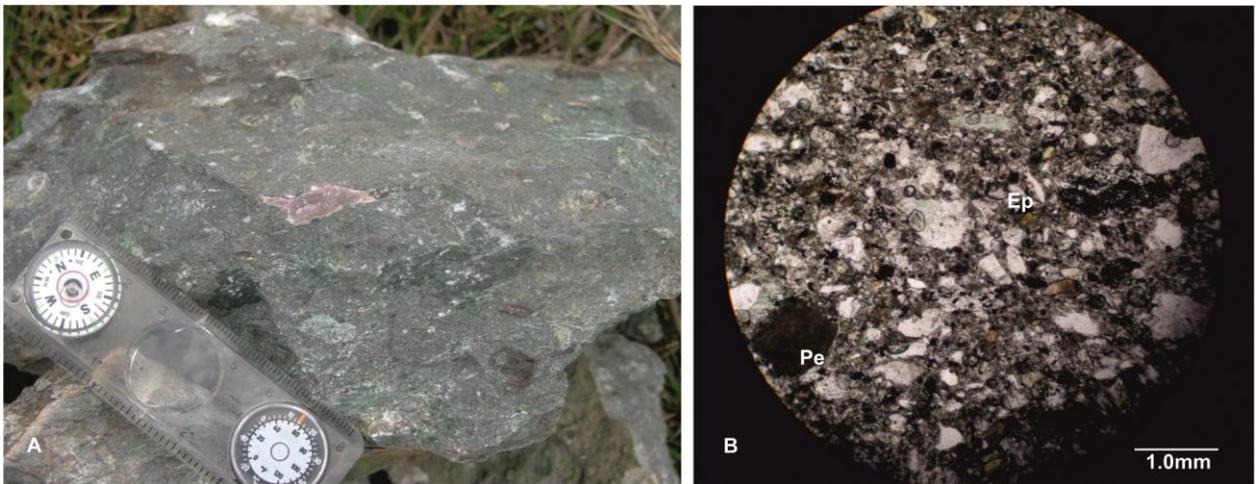


Fig . 28: A) Afloramiento de brecha diamictítica polymictica con clastos de tamaño variado inmersos en una matriz de color verde, B) Microfotografía de diamictita polymictica con clastos angulosos de metapelitas (Pe), epidoto (Ep) y de rocas básicas.

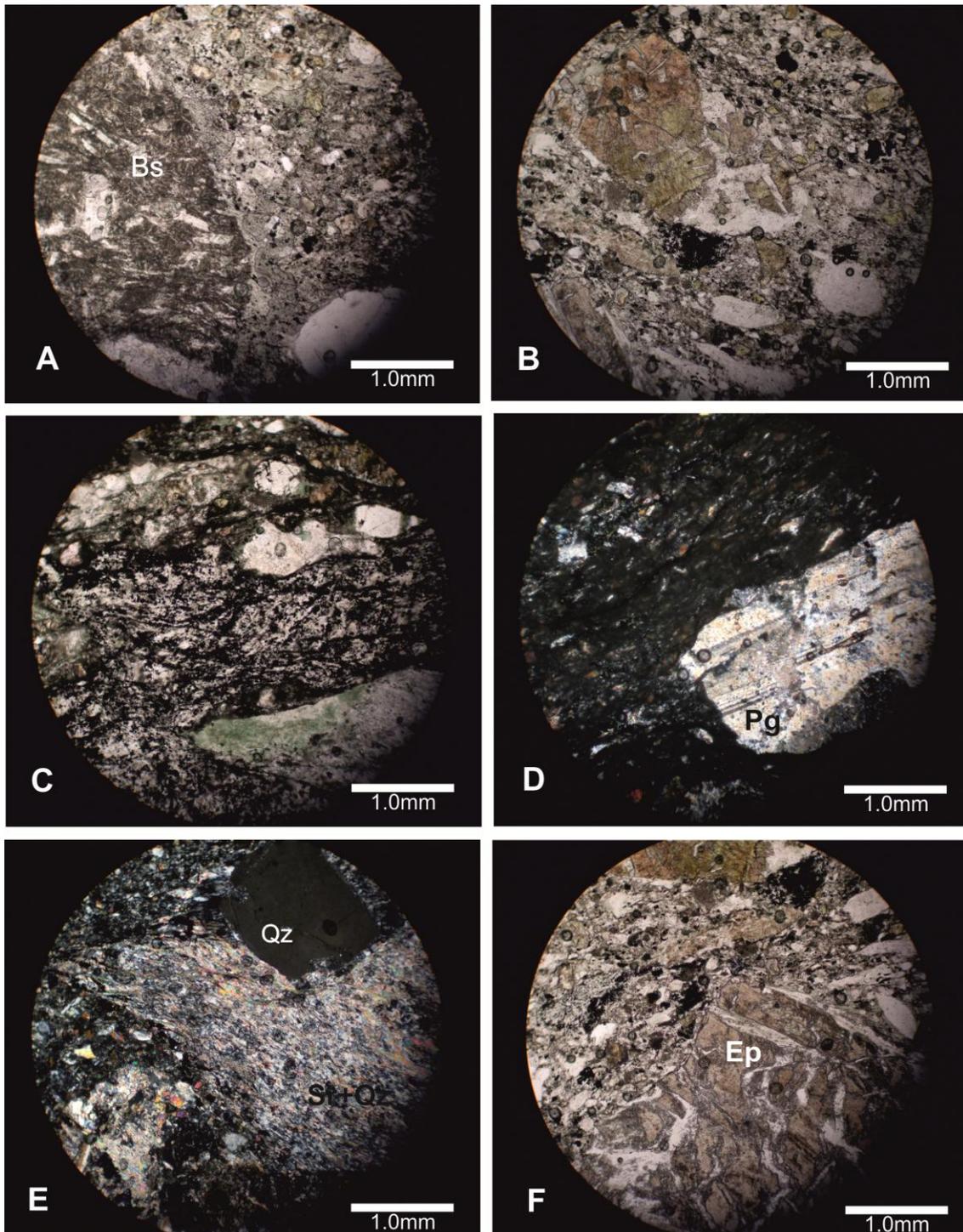


Fig. 29: Microfotografías de secciones delgadas de diamictitas polimícticas. A, B, C, D, E, F) Se observan clastos de basalto, cuarzo automórfos en los cuales se observan golfos de corrosión y sericita (provenientes de la formación Cerro de las Víboras), clastos de epidoto, clastos de plagioclasas y opacos.

4.1.7.2 Ortoconglomerados

En el sector norte y noroeste del área se observan excelentes exposiciones de los conglomerados, se encuentran aflorando como bochas de grandes dimensiones de hasta 10m de diámetro, ver Fig.31. Se caracterizan por ser ortoconglomerados textural

y composicionalmente inmaduros, clastosoportados, polimícticos, con clastos subangulosos a subredondeados y mal seleccionados, inmersos en una matriz de arena media a gruesa. Presentan clastos de composición variada siendo los más comunes de granito, lavas básicas, riolitas afaníticas borra de vino, cuarzo, metapelitas, metareniscas, metatufos y escasos esquistos, ver Fig.30.

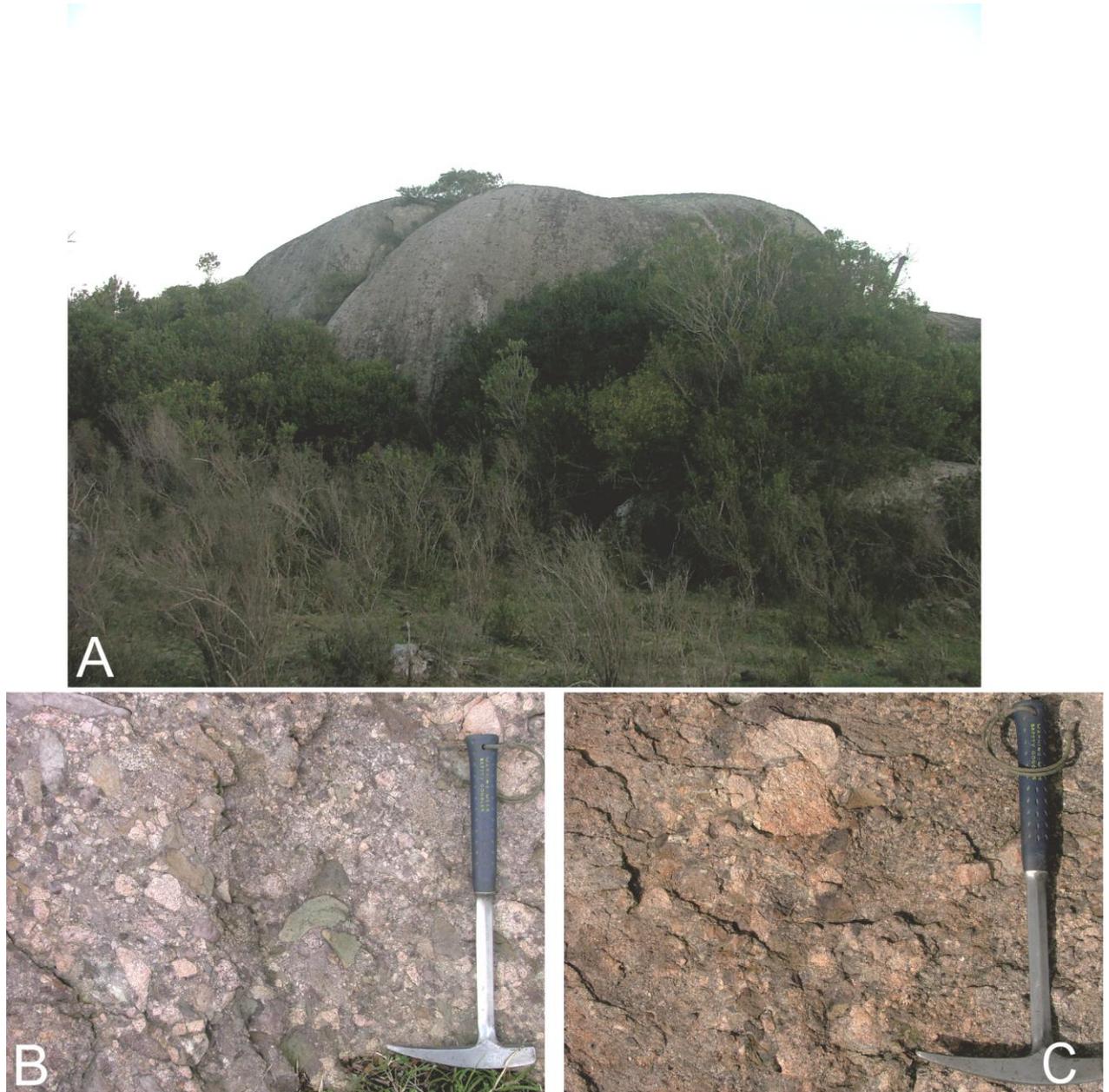


Fig. 30: **A)** Afloramiento en forma de bochas de ortoconglomerado, típico de la Fm. Las Ventanas, **B)** Ortoconglomerado polimíctico clastosoportado de matriz arenosa, clastos de composición mayormente granítica, ríolítica, metapelitas y metalavas básicas. **C)** Ortoconglomerado con clastos predominantemente de granito, en menor proporción clastos de cuarcita y esquistos.

4.1.7.3 Pelitas

Las pelitas que se encuentran aflorando se caracterizan por ser de color marrón rojizo-borra de vino y gris claro, con laminación plano paralela milimétrica a submilimétrica.

Dicha laminación queda expresada por cambios en la coloración (rojiza a gris) y en la granulometría (limo fino a limo grueso); intercalándose niveles mm de areniscas finas a muy finas. Los niveles más oscuros presentan una granulometría menor compuesta por filosilicatos y cuarzo, mientras que los más claros son de granulometría mayor. La fracción clástica está conformada básicamente por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, micas, epidoto y opacos. Presenta un grado de selección moderado a pobre.

Petrográficamente los niveles más claros, contienen clastos de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, muscovita y clorita. El cuarzo es anguloso a subanguloso, monocristalino, con un tamaño de grano entre 0.1mm y 0.2mm; en menor proporción se observa cuarzo policristalinos.

Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas y son de pequeño tamaño. Los feldespatos potásicos se encuentran saussuritizados. Dichos clastos están inmersos en una matriz de filosilicatos y cuarzo de color marrón rojizo a gris claro. Se observan clastos caídos, los cuales deforman la estratificación infrayacente, abundantes opacos, vetillas milimétricas de óxidos de hierro y micropliegues, ver Fig. 31. Estas pelitas probablemente pertenezcan a el miembro El Perdido, definido por Blanco & Gaucher (2005). Por otro lado, la presencia de dropstones sugiere una vinculación con el miembro diamictítico, más basal estratigráficamente (Gaucher et al., 2008).

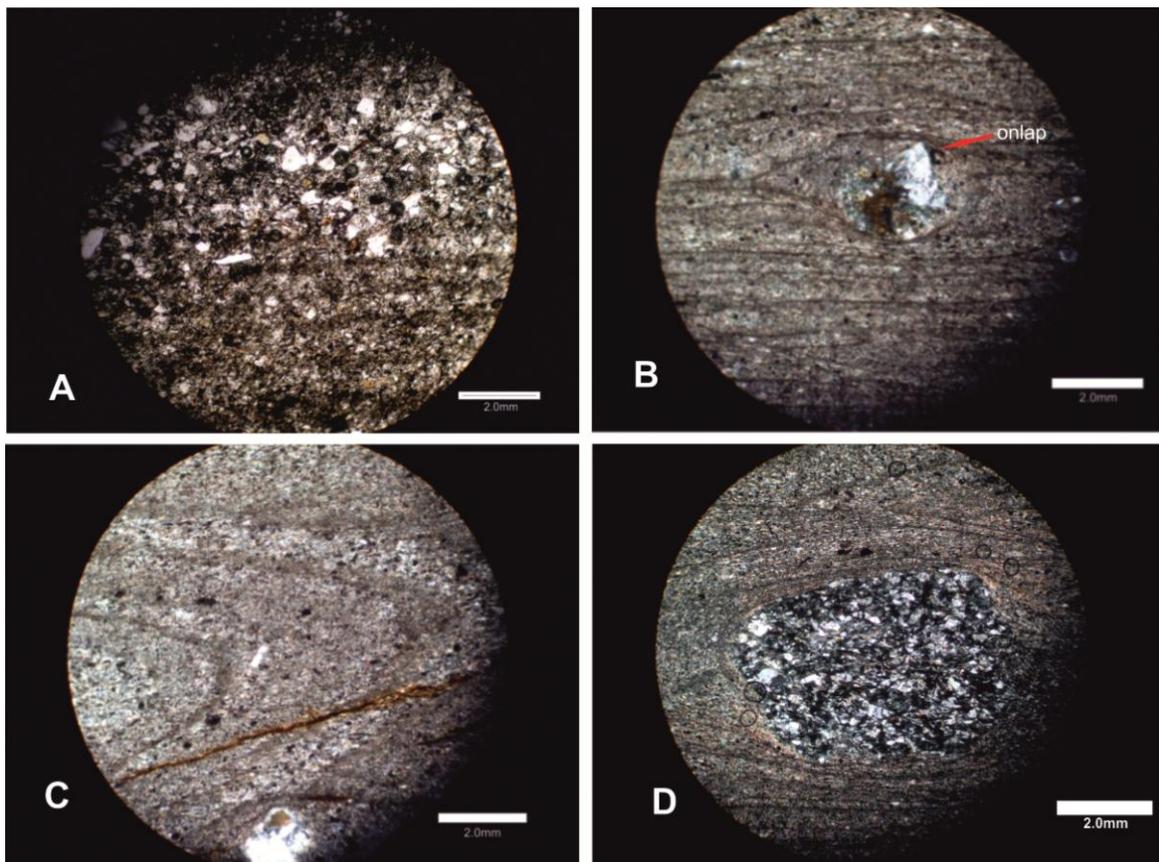


Fig. 31: Microfotografías de pelitas laminadas ; A) Se observan laminas de granulometría gruesa y laminas de granulometría fina, en luz natural. B) y D) Dropstone o clasto caído en pelitas laminadas. Hacia la base las láminas se encuentran aplanadas, mientras que hacia el tope las laminas forman onlap C) Pelitas en las que se observan micropliegues.

4.2 Aspectos estructurales

El GMV se caracteriza por la abundancia de fallas que afectan a la secuencia, mostrando un estilo tectónico básicamente frágil. Los rumbos medidos en los planos de estratificación son mayormente N15°E a N45°E, los buzamientos más frecuentes se hallan en el entorno de 70°. Mientras que en el estratotipo Mina Verdún, predominan las fallas y una estructura prácticamente monoclinial (Poiré et al. 2003, 2005). En Cantera Burgueño se observan pliegues más complejos, con una superficie axial groseramente NS y eje buzando fuertemente al S. Esto último es debido a la cercanía con la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, la cual afecta a dicho grupo, ver Fig. 6.

Mediante fotointerpretación de la zona de Cantera Burgueño y alrededores, se pudieron reconocer dos sistemas de fallas principales, unas de dirección NW con rumbos que oscilan entre N30°W a N10°W y otra de dirección NE. Las fallas de dirección NW probablemente actúen como control estructural, generando una no continuidad hacia el NW-W de las formaciones Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar. Las fallas de dirección NW son anteriores a la depositación de la Fm. Las Ventanas ya que estas no afectan a la formación, mientras que las de dirección NE si la recortan, ver Fig. 36.

Durante la etapa de mapeo fue posible determinar el sentido de algunas fallas de dirección NE, siendo estas de tipo sinistral. Posiblemente se hayan generado durante la reactivación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (Bossi et al., 1998).

A partir de nuevos trabajos de ampliación en la Cantera Burgueño hacia el sector este y sureste, se pudo reconocer más claramente el contacto entre la Fm. Nueva Carrara y el GMV. Este es de tipo tectónico, mediante un cabalgamiento de dirección N40E buzando 45° al NW, con vergencia al SE, es claramente reconocible en el pto. LAN 150 (coord. Yacaré: 549897 ; 6160158), ver Fig. 32. Hacia el sur con respecto al punto anterior, se observó que la Fm. Nueva Carrara se encuentra en contacto con la Fm. Gibraltar mediante una falla de dirección N50E buzando 52° SE. En el contacto entre ambas formaciones se observa una brecha de falla, en el LAN 122 (coord. Yacaré: 549528, 6159642), ver Fig. 34. En las Fig. 33 y 35 se muestra un corte geológico y una columna geológica idealizada, mostrando el contacto tectónico entre la Fm. Gibraltar y la Fm. Nueva Carrara.

4.3 Mapa Geológico Interpretado

En base a la integración de todos los datos obtenidos y descriptos en los apartados anteriores, litoestratigrafía, aspectos estructurales y fotointerpretación, se llega a la elaboración de el mapa geológico interpretativo escala 1/10:000 del área en cuestión, ver Fig. 36 y ver anexo mapa.

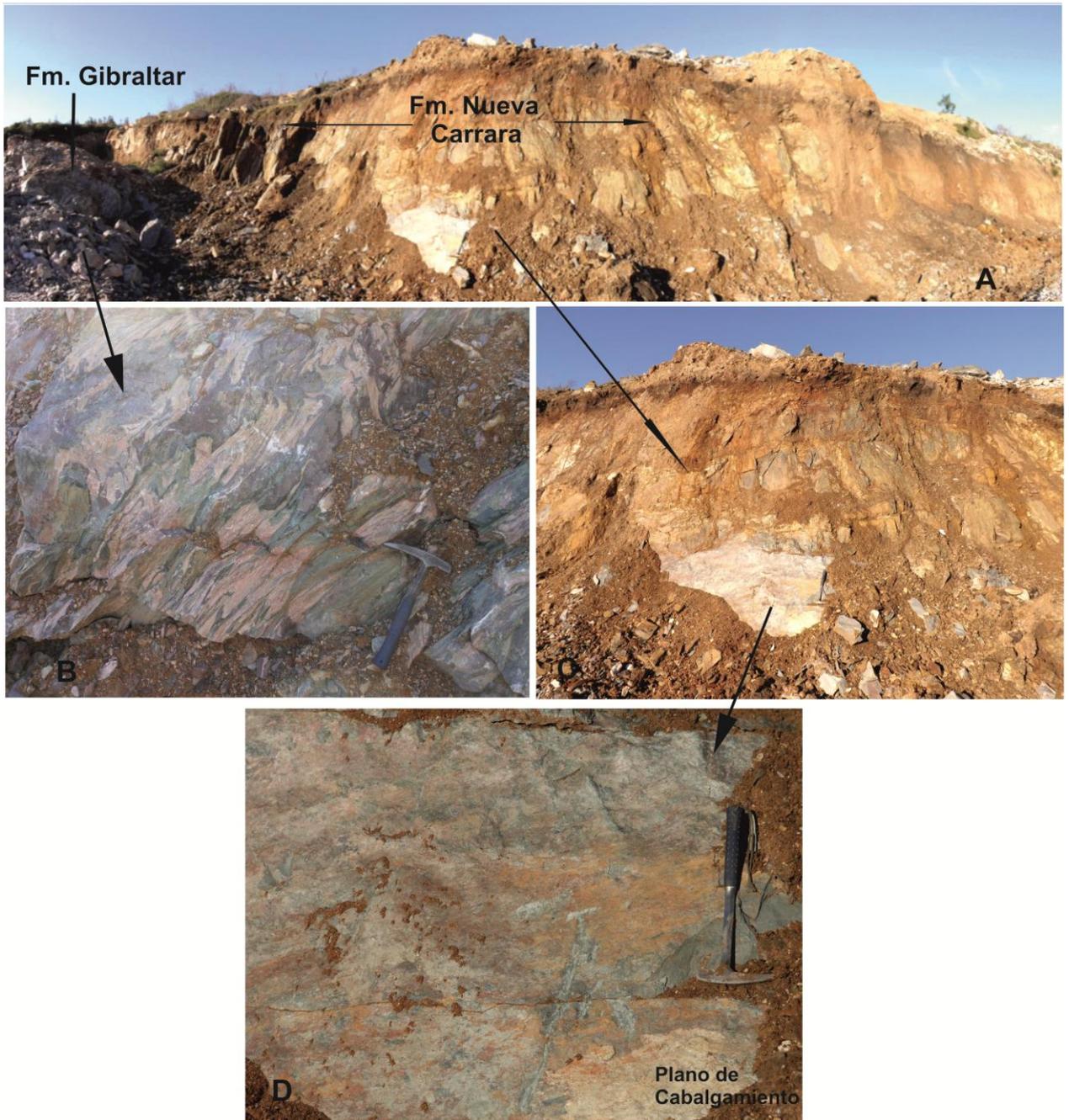


Fig. 32: Nueva zona de ampliación de Cantera Burgueño hacia el este. A) Vista panorámica donde se observa el contacto entre la Fm. Gibraltar y la Fm. Nueva Carrara a través de un cabalgamiento, B) En el contacto entre las dos formaciones las calizas abigarradas de la Fm. Gibraltar presentan pliegues recumbentes. Pto LAN 150, (coord:549897 ; 6160158). D) Paralelas a la piqueta se observan estrías de falla con movimiento vertical.

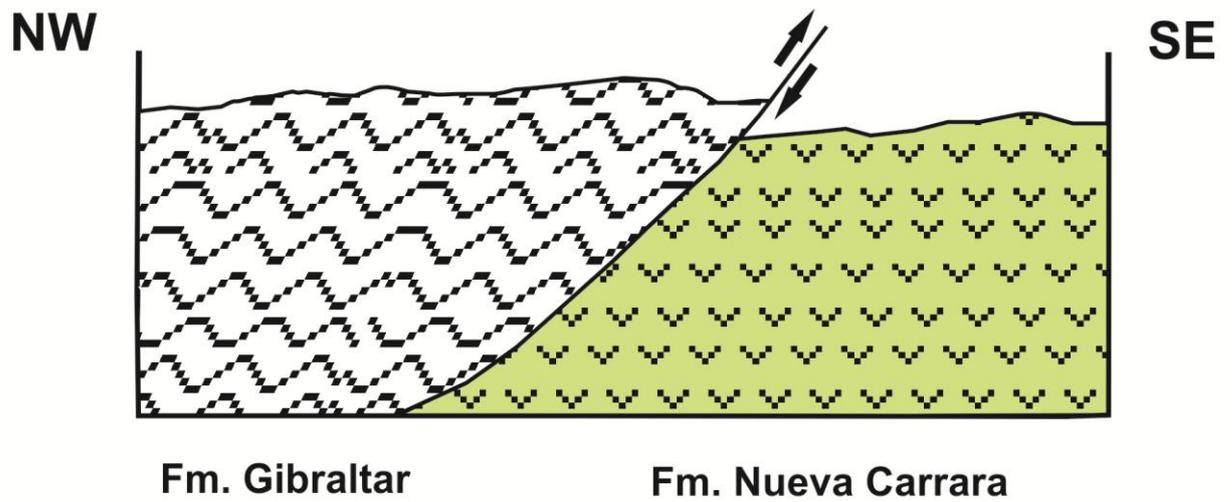


Fig. 33: Corte geológico idealizado en el cual se muestra el cabalgamiento entre la Fm. Gibraltar y Fm. Nueva Carrara.



Fig. 34: Afloramiento en el cual se observa el contacto entre la Fm. Nueva Carrara y Fm. Gibraltar mediante una falla de dirección N50E. Pto. LAN 122.

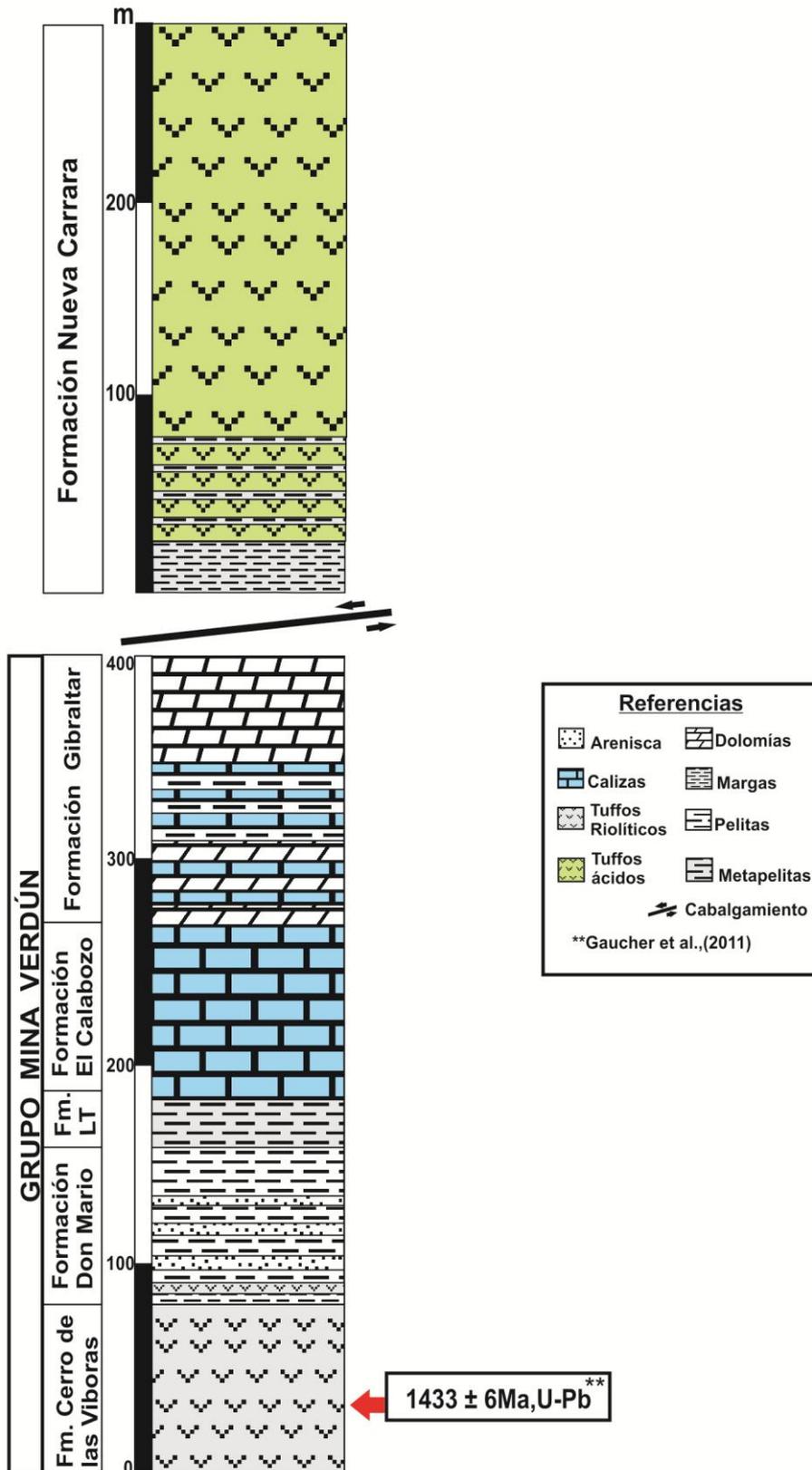


Fig. 35: Columna geológica idealizada en la que se ilustra el contacto entre la Fm. Nueva Carrara y la Fm. Gibraltar; dicho contacto es tectónico, mediante un cabalgamiento con vergencia al SE.

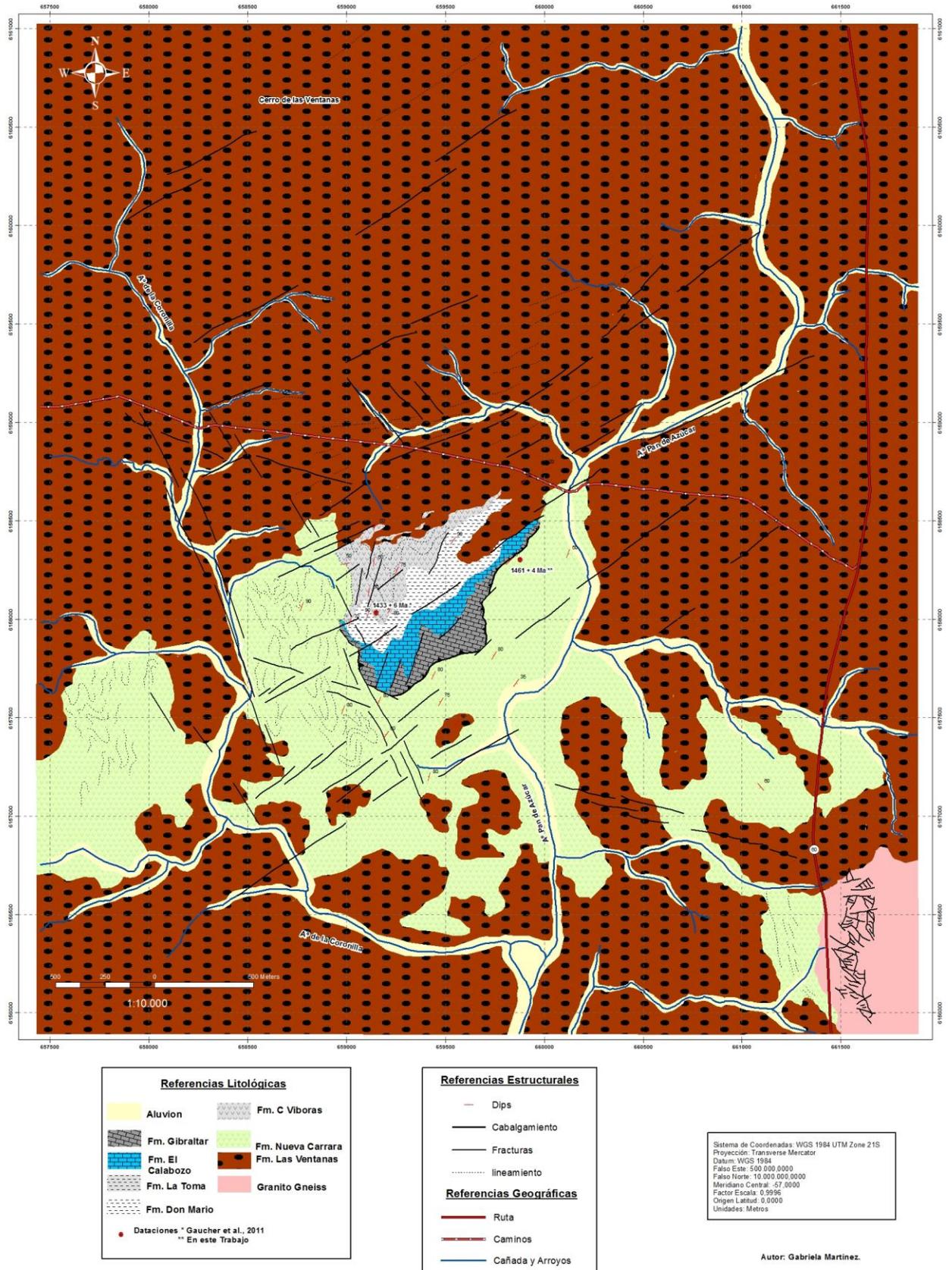


Fig. 36: Mapa Geológico interpretativo del área de trabajo, Escala 1.10.000.

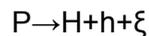
V. GEOCRONOLOGÍA

La geocronología es la ciencia que busca determinar la edad de la Tierra y de los múltiples eventos geológicos que le han dado forma.

Una de las técnicas que permite calcular la edad absoluta de los eventos geológicos, ya sea cristalización de rocas ígneas, edad de metamorfismo, entre otros, es la radiocronología. Se basa en las mediciones de la desintegración de un isótopo radioactivo por ej: $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

5.1 Fundamento teórico

El fenómeno radiactivo fue descubierto por Bequerel H. en 1896. Los estudios de datación isotópica se basan en la desintegración radiactiva de isótopos inestables. En este proceso, un núcleo inestable emite partículas subatómicas y energía originando un isótopo estable, mediante sucesivas desintegraciones (Rutherford & Soddy, 1902). Se expresa esto mediante la siguiente ecuación:



P es el núcleo radioactivo o padre.

H es el núcleo radiogénico o hijo.

h es la partícula emitida.

ξ es la energía liberada durante el proceso.

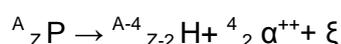
La forma de desintegración radiactiva dependerá de los modos de emisión más probables de cada isótopo siendo las más comunes las emisiones alfa(α), beta(β) y gama(γ). Existen también otros tipos de desintegración como ser fisión espontánea, captura electrónica o emisión de neutrones libres.

Los principales tipos de desintegración radiactiva de interés en geología isotópica se describen a continuación:

5.1.1 Emisión α

Es un tipo de desintegración radiactiva que se genera únicamente en núcleos atómicos de gran masa, donde un núcleo atómico emite una partícula alfa y se convierte en un núcleo con cuatro unidades menos de número másico y dos unidades menos de número atómico, o sea se caracteriza por la emisión de un núcleo de He ($^4_2\alpha^{++} = ^4_2\text{He}^{++}$) fue determinado por Rutherford (entre 1906 y 1911).

La secuencia de desintegración se presenta mediante la siguiente ecuación:



A es el número másico (suma de protones y neutrones) y Z es el número atómico del isótopo (cantidad de protones).

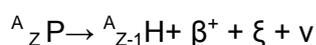
5.1.2 Emisión β

Proceso mediante el cual un protón se transforma en un neutrón emitiendo un positrón o partícula β^+ y un neutrino(ν).

El neutrino es una partícula subatómica de la familia de los Leptones (así como el electrón, el positrón y el antineutrino, entre otros). Se caracteriza por tener una masa ínfima y carece de carga eléctrica pero puede tener cantidades considerables de energía cinética. A los neutrones, protones y sus antipartículas entre otros se les denomina Bariones.

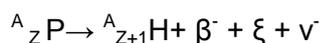
En la desintegración radiactiva, como en toda transformación nuclear el número leptónico y el bariónico se conservan.

La desintegración β^+ se produce en los núcleos con baja relación neutrones/protones. La ecuación para esta desintegración queda indicada de la siguiente manera:



La desintegración de β^- es un proceso en donde un neutrón se transforma en un protón emitiendo un electrón y un antineutrino. Se da en isótopos con escasez de protones en relación al número de neutrones.

La ecuación para la datación β^- es la siguiente:

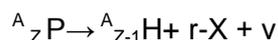


A modo de ejemplo el ${}^{238}\text{U}$ se desintegra mediante la emisión de una partícula α , al tener 92 protones y 146 neutrones, una desintegración α implica perder 2 protones y 2 neutrones, lo cual nos daría un nucleído con 90 protones y 144 neutrones o sea el ${}^{234}\text{Th}$. Este isótopo a su vez tampoco es estable sino que se desintegra mediante la emisión de una partícula β^- , obteniéndose un nuevo isótopo con 91 protones y 143 neutrones. Ese isótopo es el ${}^{234}\text{Pa}$. Sucesivamente se desintegra, hasta llegar a un isótopo estable, en este caso ${}^{206}\text{Pb}$.

5.1.3 Captura electrónica

Es un tipo de desintegración que se produce en núcleos con escasez de neutrones en relación a la cantidad de protones. En este caso el núcleo capta un electrón de la periferia, normalmente de la capa K, que al ser combinado con un protón genera un neutrón, produciendo la emisión de un neutrino y radiación X ($r-X$) al pasar un electrón a un nivel más cercano al núcleo, habitualmente de la capa L a la K.

La ecuación es la siguiente:



5.1.4 Datación Radimétrica

La datación radimétrica es un procedimiento técnico empleado para determinar la edad absoluta de rocas y minerales, entre otros. La desintegración de un núcleo radiactivo es un proceso espontáneo y es imposible predecir cuando un átomo se

transmutará. Cuando hay una gran cantidad de átomos radiactivos, se puede demostrar que la cantidad de núcleos iniciales disminuye con el tiempo.

El número de átomos que se desintegran en un tiempo dado es directamente proporcional al número de átomos presente en la muestra. La constante de proporcionalidad es conocida como constante de desintegración.

$$- \frac{dN}{dt} = \lambda N$$

donde λ es la constante de desintegración radiactiva, N número de átomos que quedan sin desintegrar en el instante t y dN/dt es la velocidad de dicha desintegración.

De este modo, $dN/N = -\lambda \cdot dt$ y resolviendo la ecuación diferencial

$$\int_{N_0}^{N_t} \frac{dN}{N} = -\lambda \int_0^t dt \rightarrow \ln N \Big|_{N_0}^{N_t} = -\lambda \cdot t \Big|_0^t \rightarrow \ln \frac{N_t}{N_0} = -\lambda \cdot t$$

donde N_0 es la cantidad inicial de nucleídos radiactivos y N_t es la cantidad de nucleídos remanentes del mismo elemento, luego del decaimiento. De esta forma se llega a la Ley de desintegración Radiactivo de Rutherford:

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Esta ley expresa que en un período de desintegración radiactiva, el número de nucleídos remanentes del elemento original es proporcional a la abundancia original de dicho nucleído decreciendo en forma exponencial con el tiempo.

Por lo tanto el tiempo t que tarda una muestra de N_0 nucleídos en reducirse a la cantidad N_t es:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln(N_0/N_t)$$

A partir de esta ecuación se deduce la vida media ($t_{1/2}$) de un nucleído, la cual se define como el tiempo en que se desintegra el 50% de una muestra de dicho nucleído. Cada sustancia radiactiva tiene un período de semidesintegración.

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

En los estudios geocronológicos solamente es posible cuantificar la abundancia de los nucleídos remanentes del decaimiento y de sus productos de desintegración al tiempo presente. Considerando que $P(t)$ es el número de núcleos radiactivos (padres) al tiempo presente y $H(t)$ es el número de núcleos radiogénico (hijos) al tiempo presente, tenemos:

$$N_0 = P(t) + H(t) \text{ y } H(t) = P(t) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Por lo tanto, la Ley Fundamental de la Geocronología es:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{P(t) + H(t)}{P(t)} \rightarrow t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln [1 + \frac{H(t)}{P(t)}]$$

5.2 TÉCNICA: Espectrometría de Masas de Iones Secundarios SIMS

La espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) es una variante de las técnicas de análisis de espectrometría de masas. El espectrómetro de masas es un instrumento que se utiliza para separar iones y moléculas cargadas eléctricamente en función de su masa. Una microsonda de iones es básicamente un espectrómetro de masas con una fuente especializada, en donde se da la incorporación de un haz de iones primarios finamente enfocados para generar iones secundarios del objetivo. Los iones primarios tienen energías del orden de los 10KeV y las colisiones entre iones primarios y la superficie erosionan físicamente la muestra, generándose un bombardeo iónico y la eyección de las partículas de la superficie. Las ventajas principales de esta técnica radican en la alta precisión y muy bajos límites de detección, analizando la mayoría de los elementos e isótopos de la tabla periódica de manera simultánea y en muy poco tiempo.

5.2.1 Método de datación

El método de datación utilizado en este trabajo, para los circones de la muestra LAN 129, es el U-Pb SIMS. El circón es reconocido como uno de los minerales accesorios más comunes en la mayoría de las rocas corticales. Sus características cristalográficas le confieren una gran estabilidad en la mayoría de los ambientes geológicos. Por otra parte la estructura del circón presenta características muy adecuadas para albergar una gran abundancia de elementos minoritarios y trazas, de manera que su composición es una fuente importante de información en el estudio del origen y evolución de las rocas. Debido a esto es el mineral más ampliamente usado para la datación de U-Pb.

Los análisis de U-Th- Pb en circones se realizaron empleando un equipo de microsonda de iones Cameca IMS 1270. Es un espectrómetro de masas avanzado que permite de forma directa la medición in situ de la composición isotópica y elemental en áreas seleccionadas de la muestra de tamaño micrométrico, utilizando un tamaño de punto de 20µm. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio NordSim en Estocolmo, Suecia. El Cameca IMS1270 es un instrumento de tecnología avanzada que se utiliza para isótopos estables, geocronología U-Pb, análisis de elementos trazas y partículas nucleares; estos equipos miden y adquieren imágenes de la composición elemental (por ej. Cu, Si y O) y de la composición isotópica del uranio ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$) en la superficie de los objetos sólidos, ver Fig. 38 y 39.

Los sistemas de espectrómetro de masas de iones secundarios son hoy en día la mejor técnica de microanálisis y datación. Las ventajas son su alta precisión, rapidez en la medición elemental o isotópica y muy bajos límites de detección.

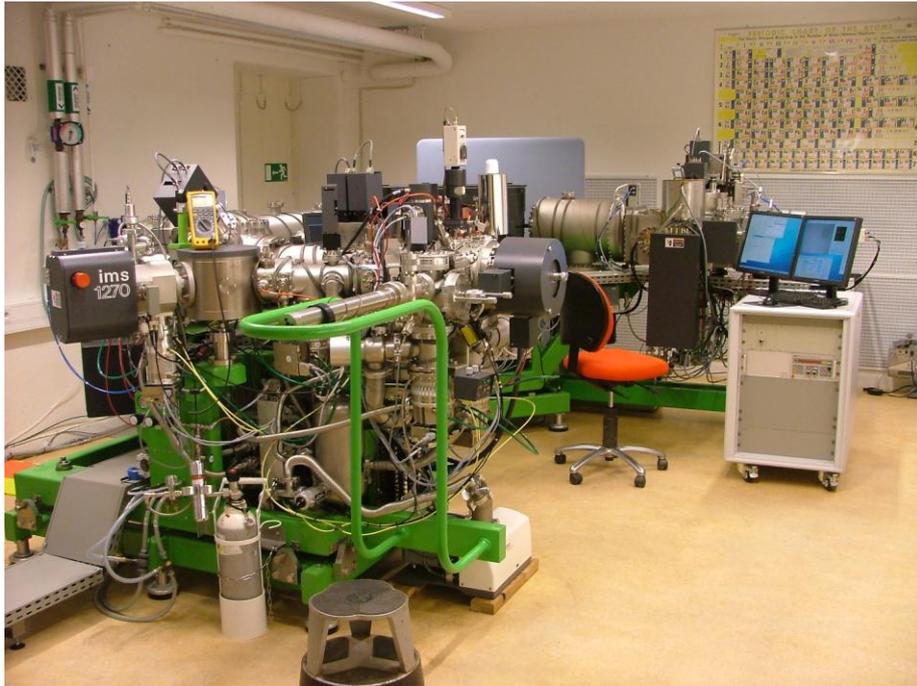


Fig. 38: Equipo Cameca IMS 1270, Laboratorio NordSim Estocolmo, Suecia.

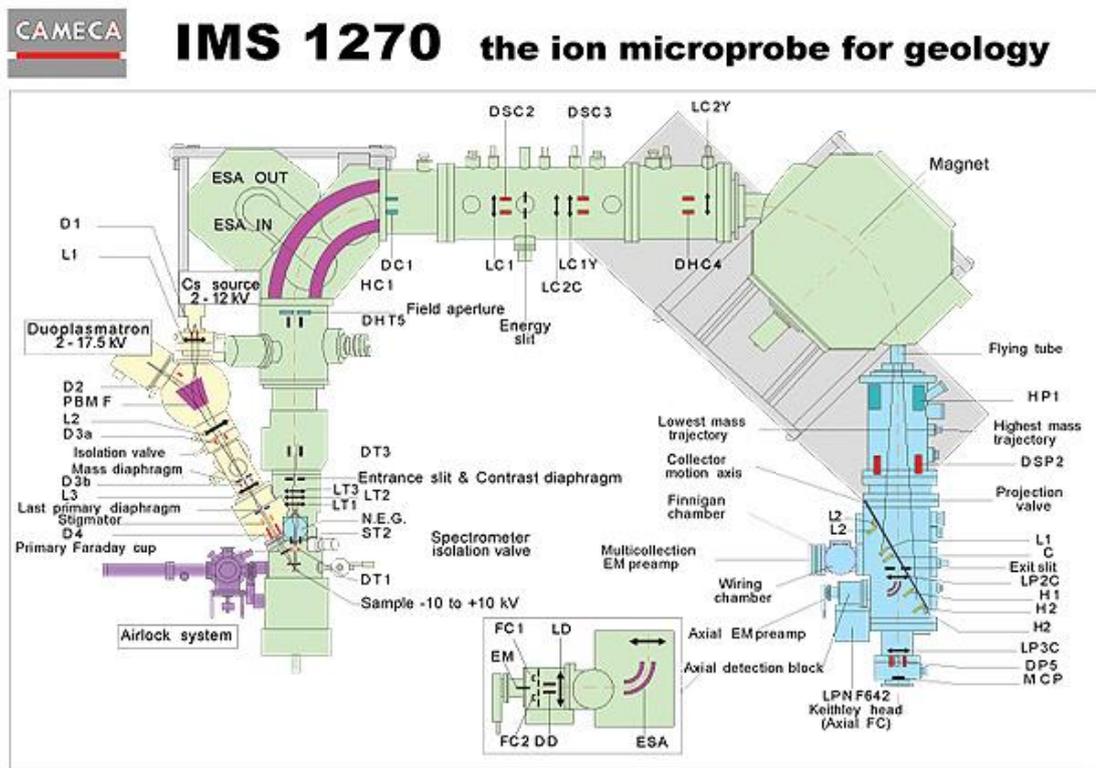


Fig. 39: Diagrama esquemático mostrando la disposición y localización de las diferentes partes del Cameca IMS-1270.

5.2.2 Preparación de las muestras

Se recolectaron muestras de metalapilli-tobas clóricos de la Fm. Nueva Carrara en el punto LAN 129 de aprox. 5,0 Kg, con el fin de separar los circones mediante procesos

físicos como trituración, técnicas magnéticas y líquidos pesados. A partir de las fracciones obtenidas de minerales pesados, fueron separados de forma manual mediante un microscopio binocular circones ópticamente limpios e idiomórficos. Posteriormente estos circones se montan sobre resina epóxica redonda de 1 pulgada, estas se pulen en un 60 a 75% de su espesor con el fin de revelar el interior de los granos, con una pasta de diamantes de $1\mu\text{m}$, hasta que se exponga una superficie lo suficientemente grande para su medición, ver Fig. 40.



Soporte de muestras

A

B

Fig. 40: A) Diagrama esquemático de un molde de resina de 25mm de diámetro en donde los granos deben ser montados en fila y lo más cerca posible unos de otros. B) Molde de resina epóxica para el montaje de circones a ser analizados.

Los datos de edades presentados en este trabajo fueron obtenidos por análisis de punto, con un diámetro de punto de $30\mu\text{m}$ y una profundidad del cráter de $20\mu\text{m}$.

Las concentraciones elementales obtenidas son comparadas con los valores aceptados de los materiales de referencia, utilizándose normas de control de calidad de circones de Plesovice (Sla'ma et al., 2008) y M127 (Nasdala et al 2008). Los resultados son consecuentes dentro de edades $>1\sigma$ de las edades publicadas ID-TIMS.

Todos los errores de edad presentan un nivel de confianza del 95%. El cálculo de edades concordia y el trazado de diagramas concordia se realizaron utilizando el software Isoplot/3.02 Ex (Ludwing 2003), ver Fig. 41.

5.3 Resultados

Se dataron circones de metalapilli-tobas cloríticas de la Fm. Nueva Carrara (LAN129) por el método SIMS. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 3.

Las 8 edades individuales obtenidas (Tabla 4) presentan una gran coherencia, oscilando entre valores de 1447 ± 9.3 y 1480.5 ± 13.4 Ma. La edad concordante U-Pb SIMS que se obtuvo para los circones volcánicos es de **1461 ± 4.0 Ma**, ver Fig. 41, Tablas 3 y 4. Dicha edad es interpretada como la edad de cristalización de los circones, debido a la forma de los mismos, presencia de bordes cristalinos rectos, granos aciculares y falta de aureolas de metamorfismo y sobre todo la coherencia de edades obtenidas.

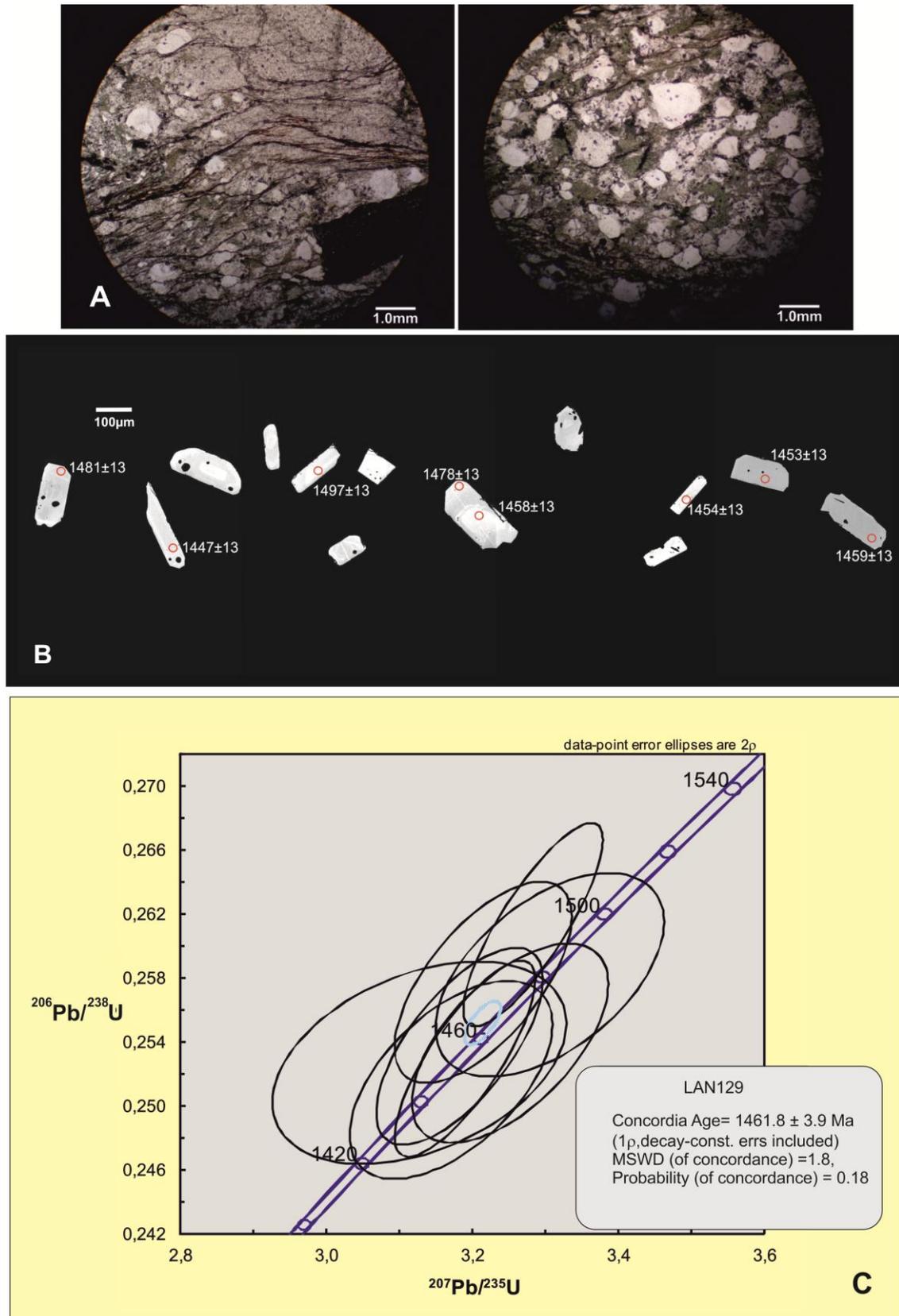


Fig. 41: A) Metalapilli-tobas cloríticas de la Fm. Nueva Carrara en LAN129, roca de la cual se extrajeron los circones a datar por el método U-PB SIMS. B) Imagen de retrodispersión de electrones en circones representativos. C) Diagrama de concordia para muestra LAN129. La edad de 1461 Ma es interpretada como la de cristalización de la roca.

Tabla 3: Resumen de razones isotópicas para las 8 diferentes dataciones obtenidas.

Razones Isotópicas - LAN129													
Análisis	[U]	[Th]	[Pb]	Th/U	Th/U	Disc. %	^{207}Pb	$\pm\sigma$	^{206}Pb	$\pm\sigma$	ρ	^{207}Pb	$\pm\sigma$
	ppm	ppm	ppm	calc	medido	conv.	^{235}U	%	^{238}U	%		^{206}Pb	%
n3797-01	28,2	39,7	10,9	1,38	1,41	-0,3	3,30596	1,93	0,25818	1,00820	0,52	0,092870	1,65
n3797-02	34,0	38,4	12,1	1,10	1,13	-0,6	3,17088	1,79	0,25165	1,00420	0,56	0,091387	1,49
n3797-03	183,6	368,6	80,6	2,07	2,01	3,7	3,28275	1,19	0,26131	0,99393	0,83	0,091114	0,66
n3797-04a	94,4	165,0	38,6	1,78	1,75	0,9	3,18254	1,47	0,25375	0,99465	0,68	0,090965	1,08
n3797-04b	61,7	63,3	22,0	1,04	1,03	3,3	3,21493	1,54	0,25773	0,99771	0,65	0,090469	1,17
n3797-05	171,5	155,1	59,2	0,93	0,90	-0,2	3,18965	1,23	0,25296	0,98930	0,80	0,091453	0,74
n3797-06	15,3	18,5	5,6	1,23	1,21	2,6	3,12699	2,63	0,25273	1,02216	0,39	0,089738	2,42
n3797-07	41,8	48,4	15,1	1,11	1,16	-2,0	3,25154	1,68	0,25396	1,00188	0,60	0,092859	1,35

Tabla 4: Resumen de edades U-Pb SIMS en circones de metalapilli-tobas cloríticas de la Fm. Nueva Carrara; muestra LAN129.

Edades								
Análisis	^{207}Pb	$\pm\sigma$	^{207}Pb	$\pm\sigma$	^{206}Pb	$\pm\sigma$	^{208}Pb	$\pm\sigma$
	^{206}Pb		^{235}U		^{238}U		^{232}Th	
n3797-01	1485,2	30,8	1482,5	15,2	1480,5	13,4	1455,3	49,7
n3797-02	1454,7	28,0	1450,1	13,9	1447,0	13,0	1416,1	47,7
n3797-03	1449,0	12,5	1477,0	9,3	1496,5	13,3	1491,0	47,1
n3797-04a	1445,9	20,4	1452,9	11,3	1457,8	13,0	1468,0	46,5
n3797-04b	1435,4	22,1	1460,8	12,0	1478,2	13,2	1451,4	46,6
n3797-05	1456,0	14,0	1454,7	9,6	1453,7	12,9	1487,7	45,3
n3797-06	1420,0	45,6	1439,4	20,3	1452,5	13,3	1451,8	56,9
n3797-07	1485,0	25,4	1469,5	13,2	1458,9	13,1	1420,5	47,0

VI. DISCUSIÓN

6.1 Correlaciones

El Terreno Nico Pérez se caracteriza por presentar dos secuencias vulcano sedimentarias marinas, de edades mesoproterozoicas, el Grupo Parque UTE (GPU) y el Grupo Mina Verdún (GMV).

Como ya fue citado anteriormente, el GPU está compuesto de base a tope por tres formaciones: Cañada Espinillo, Mina Valencia y Cerro del Mástil (Chiglino et al., 2008, 2010 y Bossi et al., 2008). Por su parte el GMV se encuentra constituido de base a tope por seis formaciones: Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo, Gibraltar y Nueva Carrara. (Poiré et al., 2003, 2005 y Gaucher et al., 2004, 2007)

Gaucher et al. (2011), planteó que la edad de 1433 ± 6 Ma, U-Pb, obtenida para la Fm. Cerro de las Víboras, determina la edad de sedimentación del GMV y a su vez demuestra que la depositación es inmediatamente posterior a la del GPU.

Por otro lado Gaucher et al. (2007) en la definición inicial de la Fm. Nueva Carrara planteó un contacto de tipo transicional con la Fm. Gibraltar mencionado anteriormente en el subíndice 4.2 de Litoestratigrafía. En realidad el contacto entre ambas unidades es tectónico mediante un cabalgamiento con vergencia al SE, por lo que en principio se desconoce la posición estratigráfica relativa respecto al GMV, ver Fig. 42.

La edad obtenida aquí de 1461 ± 4.0 Ma, para los circones volcánicos de metalapillitobas cloríticas. Se interpreta como la edad del vulcanismo sinsedimentario de la Fm. Nueva Carrara. Es de destacar que esta edad es mayor que la obtenida para la Fm. Cerro de las Víboras (Gaucher et al. 2011) siendo que representa la base del GMV, ver Fig. 41.

En base a los nuevos datos obtenidos, se plantea aquí redefinir el Grupo Mina Verdún, quitando a la Fm. Nueva Carrara de dicho grupo y ampliar la definición litológica inicial de la Fm. Nueva Carrara, ver Fig. 42.

El GMV quedaría por tanto redefinido como una secuencia vulcano-sedimentaria marina, integrada por cinco formaciones, siendo de base a tope las siguientes, ver Fig. 43:

- Fm. Cerro de las Víboras.
- Fm. Don Mario.
- Fm. La Toma.
- Fm. El Calabozo.
- Fm. Gibraltar.

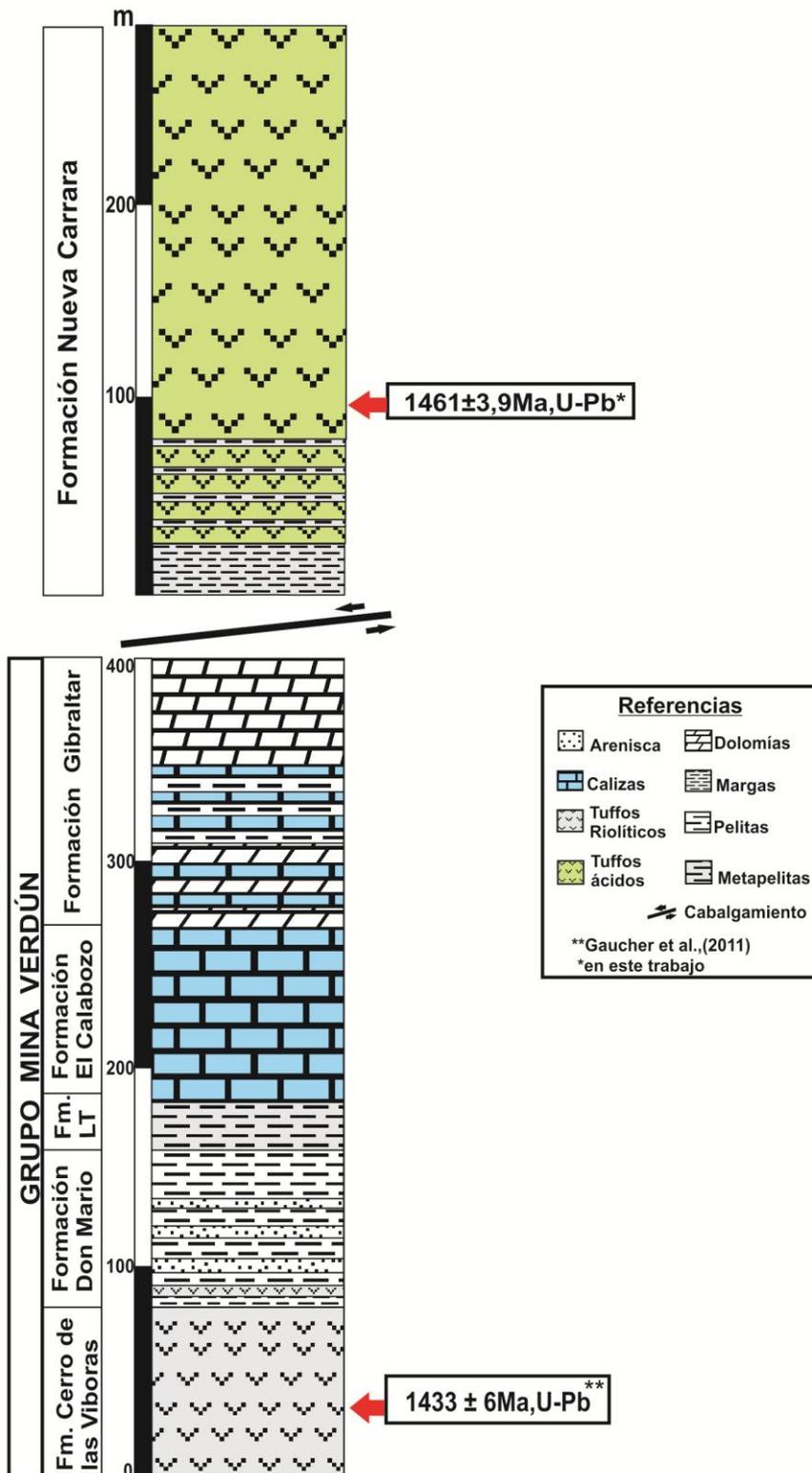


Fig. 42: Columna estratigráfica idealizada en la cual se muestra el contacto entre la Fm. Nueva Carrara y la Fm. Gibraltar, mediante un cabalgamiento con vergencia al SE y la edad U-Pb obtenida para la Fm. Nueva Carrara.

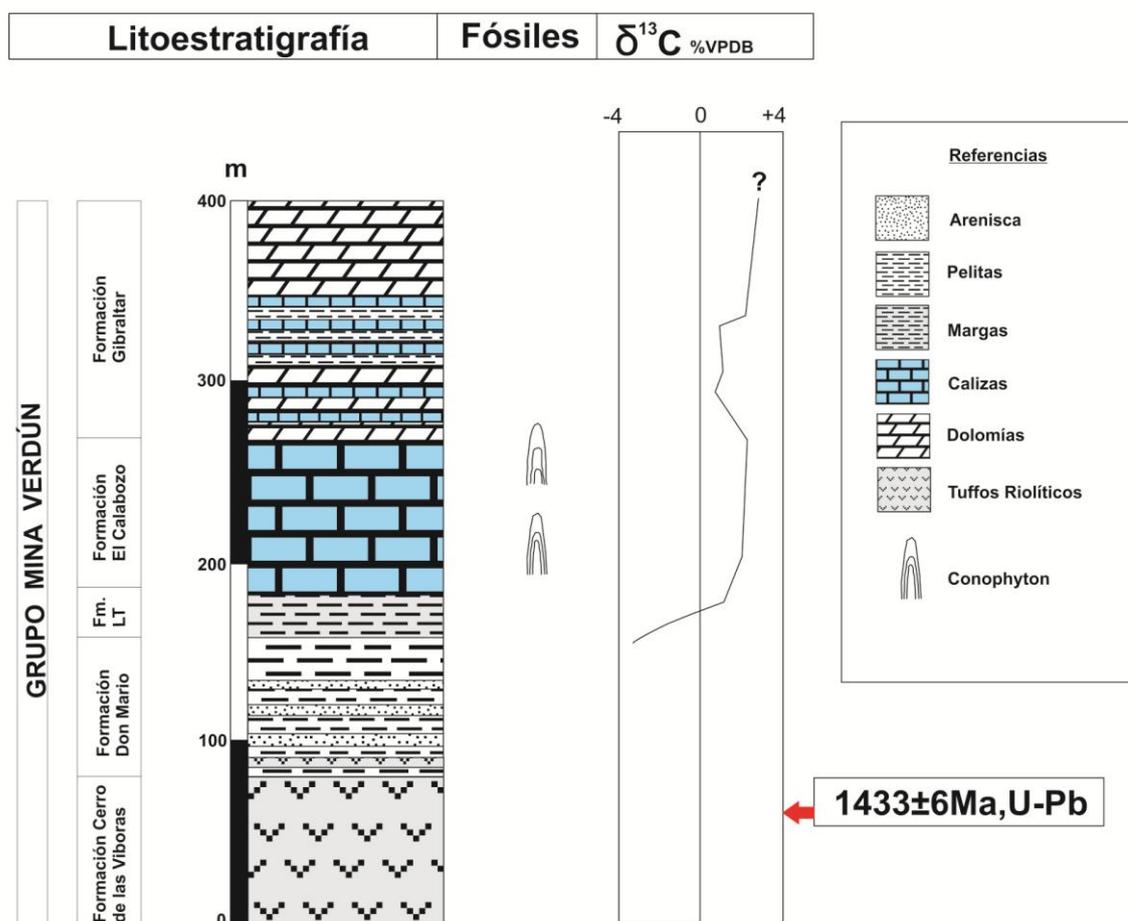


Fig. 43: Columna estratigráfica sintetizada del Grupo Mina Verdún (en este trabajo), datos geocronológicos tomados de Gaucher et al. (2011) y datos quimioestratigráficos de Gaucher et al. (2006).

Inicialmente la Fm. Nueva Carrara fue definida por Gaucher et al. (2007) como constituida por metamargas dolomíticas verdes a clorita, seguidos por lapilli tufos ácidos. Se plantea aquí una ampliación de su definición litológica, en la que la Fm. Nueva Carrara estaría constituida por las siguientes litologías: metabasaltos epidóticos, clorito esquistos, metalapilli-tobas cloríticas, metatobas, metacalcarenitas, ignimbritas ácidas y metachert. Todas estas litologías han sido descritas en detalle en el capítulo IV.

Considerando que la depositación del GPU se realizó durante el intervalo de edades de $1492 \pm 4 \text{ Ma}$ a $1429 \pm 29 \text{ Ma}$, (Oyhantçabal et al., 2005), la edad obtenida para la Fm. Nueva Carrara se ubica claramente en dicho intervalo. Es de destacar a su vez que la Fm. Nueva Carrara presenta evidencias de un vulcanismo predominantemente básico con episodios ácidos y sedimentos finos intercalados, por lo que se correlaciona mejor con la parte superior de la Fm. Cañada Espinillo, unidad más basal del GPU, ver Fig. 44.

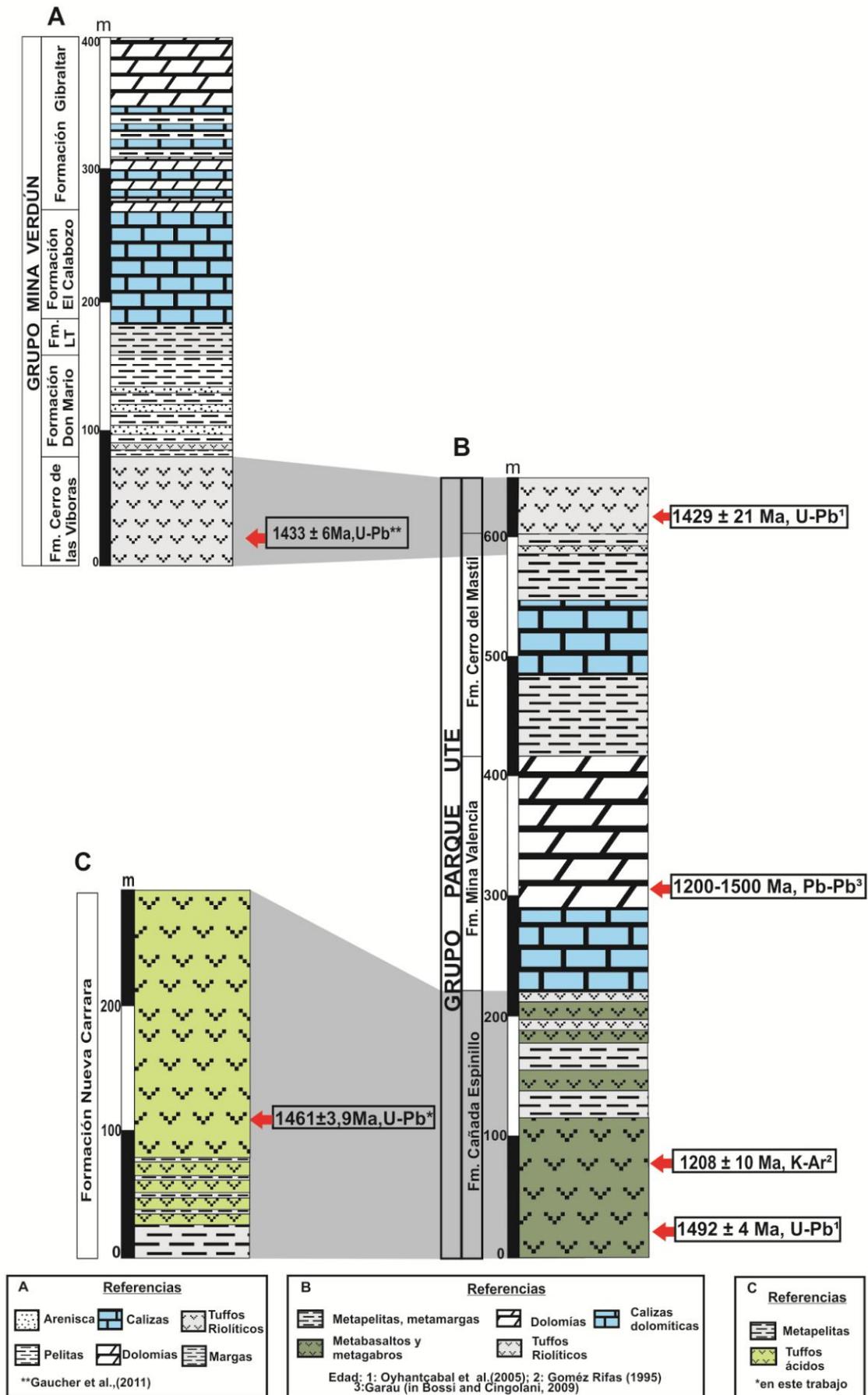


Fig. 44: Correlación propuesta en este trabajo, entre las diferentes columnas estratigráficas sintetizadas

del GMV, GPU y Fm. Nueva Carrara; datos geocronológicos tomados de Gaucher et al. (2011), Chiglino et al. (2010) y de este trabajo.

Se pudo determinar que la Fm. Las Ventanas, en los alrededores de Cantera Burgueño yace tanto sobre las litologías del GMV, como sobre la Fm. Nueva Carrara (Blanco & Gaucher, 2005) en discordancia angular y erosiva (Gaucher et al., 2008). Por lo tanto, el cabalgamiento fue anterior a la depositación de la Fm. Las Ventanas, así como también la fase de plegamiento que sufrieron las rocas mesoproterozoicas sin afectar a la Fm. Las Ventanas, ver Fig. 45.

Como ya se mencionó anteriormente, la edad de depositación de la Fm. Nueva Carrara es de $1461 \pm 4.0\text{Ma}$, debido a que estas litologías han sido afectadas por el cabalgamiento, se puede señalar que la edad del mismo es menor a $1461 \pm 4.0\text{Ma}$ y mayor a $573 \pm 11\text{Ma}$ que es la edad de depositación del tope de la Fm. Las Ventanas (Oyhantçabal et al., 2009) y dichas litologías no han sido afectadas por el cabalgamiento. Por lo tanto se puede inferir que el cabalgamiento se generó en el intervalo de tiempo de $1461 \pm 4.0\text{Ma}$ a $573 \pm 11\text{Ma}$.

Cingolani, en Bossi et al. (1998) reportaron una edad K-Ar de $1253 \pm 32\text{Ma}$. en muscovitas sincinemáticas de planos de cabalgamiento que afectan al Complejo La China, Terreno Nico Pérez. A dicho cabalgamiento se le denominó Zapicán. Como ya fuese citado por dichos autores, esta edad confirma la existencia de un evento tectónico Grenvilliano *sensu lato* en Uruguay. Se obtuvieron edades discordantes U-Pb de 1252 Ma en rocas arqueanas afectadas por el cabalgamiento (Gaucher et al., 2011), confirmando los datos K-Ar.

El cabalgamiento de Zapicán presenta, al igual que el cabalgamiento Nueva Carrara, vergencia al SE e igual cinemática, por lo cual podrían haberse generado a partir de un mismo evento tectónico. La edad de $1253 \pm 32\text{Ma}$, obtenida para el cabalgamiento Zapicán, ocurre claramente en el intervalo de tiempo propuesto de $1461 \pm 4.0\text{Ma}$ a $573 \pm 11\text{Ma}$, para el cabalgamiento Nueva Carrara. Si dicho cabalgamiento se generó mediante el mismo evento es de esperar que su edad se encuentre en el entorno de los 1.25 Ga.

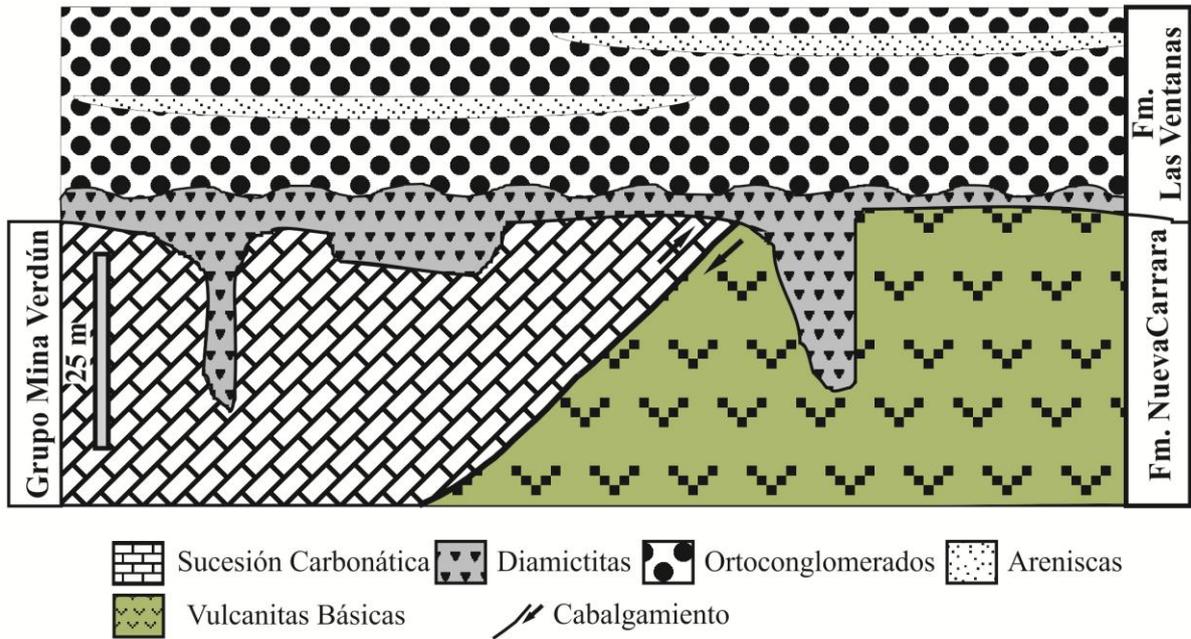


Fig. 45: Corte geológico en el que se muestra la relación de contacto entre la Fm. Las Ventanas, el GMV y la Fm. Nueva Carrara. El contacto es mediante una discordancia angular y erosiva. (Modificado de Gaucher et al. 2008)

6.2 Evolución Geológica

El Cratón del Río de la Plata (Almeida et al. 1971) es un bloque de corteza continental que ocurre en Uruguay, este de Argentina y sur de Brasil, el cual probablemente se acrecionó durante el Mesoproterozoico (Bossi et al., 1998, Gaucher et al., 2009). El Cratón del Río de la Plata se encuentra representado en Uruguay, por tres terrenos tectonoestratigráficos, Terreno Nico Pérez (Bossi y Campal, 1992), Terreno Piedra Alta (Bossi et al. 1993a) y el recientemente definido Terreno Tandilia (Bossi et al. 2005; Bossi y Cingolani, 2009).

Estos terrenos fueron evolucionando de forma independiente entre sí y se encuentran separados por megacizallas de escala continental, siendo estas la Zona de Cizalla Sarandí del Yí de sentido dextral, definida por Bossi y Campal (1992), de edad probablemente Mesoproterozoica y la Zona de Cizalla Colonia, definida por Ribot et al. (2005).

El Terreno Nico Pérez es la parte más vieja y compleja del Cratón del Río de la Plata, se caracteriza por un arreglo complejo de rocas arqueanas a eopaleozoicas. Se encuentra limitado al oeste por la ZCSY y al este por la ZCSB. Sobre este basamento de rocas arqueanas se depositaron secuencias volcanosedimentarias de edades Mesoproterozoicas representadas por el GPU y GMV, como indicado por poblaciones arqueanas (3.5, 3.0 y 2.7 Ga) en circones detríticos de rocas ahora asignadas al GPU (Mallmann et al. 2007).

Algunos autores no incluyen al TNP como parte del Cratón del Río de la Plata (Oyhantçabal et al., 2011), así mismo otros autores no reconocen la existencia del TT, (Oyhantçabal et al., 2011).

El GPU comienza con un voluminoso volcanismo básico concomitante a la depositación siliciclástica (Midot, 1984), representando un 80-85% de la secuencia (Sánchez Bettucci et al., 2001). Hacia la cima evoluciona a depositación carbonática con menores aportes volcánicos (Chigliano et al., 2010), quizás indicando una cuenca ya madura y somera bajo un clima tropical. Sánchez Bettucci & Ramos (1999) ya reconocieron el carácter somero de estos depósitos, en base a la presencia de estratificación cruzada tipo hummocky y ondulitas. Hacia el tope del GPU se observa una profundización de la cuenca y volcanismo ácido, pasando de depositación carbonática a siliciclástica nuevamente (Chigliano et al., 2010). Es marcada la tendencia bimodal del volcanismo (Sánchez Bettucci et al. 2001), comenzando con términos básicos y culminando con términos ácidos (Gaucher et al., 2011), lo cual podría ser interpretado como indicador de un ambiente extensional. Sánchez Bettucci et al. (2001) proponen un ambiente de back-arc para las rocas incluidas en el GPU y Mallmann et al. (2007) no descartan un ambiente de rift, debido a una afinidad mantélica o MORB en la geoquímica de las volcanitas.

El GMV se deposita inmediatamente después que el GPU, comenzando con volcanitas ácidas (Gaucher et al., 2011). Es llamativa la ausencia de vulcanismo básico en el GMV. Para esta unidad, a partir del análisis geoquímico de elementos minoritarios y trazas en pelitas de la Fm Don Mario, Poiré et al. (2004) determinó que la procedencia es de materiales corticales superiores félsicos altamente diferenciados, los cuales presentan una fuerte meteorización, retrabajo y selección en sus áreas fuentes.

La evolución vertical y lateral del GMV indicaría un pasaje gradual y concordante de volcanitas y piroclastitas ácidas a depósitos marinos de baja energía y reductores. Dichas condiciones son indicadas por las formaciones Cerro de las Víboras y Don Mario. Las margas de la Fm. La Toma marcan el inicio de importantes cambios en el ambiente. Paulatinamente se comienzan a producir las condiciones necesarias para el desarrollo de una sedimentación carbonática, generándose posiblemente un incremento en la cristalinidad de las aguas, mejoras en las condiciones climáticas y somerización con el fin de generar el desarrollo de una plataforma carbonática, representada por las formaciones El Calabozo y Gibraltar.

La Fm. El Calabozo presenta varios niveles de estromatolitos principalmente del grupo *Conophyton fm.*, aunque en menor proporción en Cantera Burgueño se han observado estromatolitos microdigitados, columnares dendroideos y dómicos. Los niveles de muy baja biodiversidad y la gran abundancia de *Conophyton* sugieren un ambiente marino submareal moderadamente profundo con posibles niveles de somerización representados por los estromatolitos digitados. (Poiré et al., 2003b, 2005a; Gaucher et al., 2004a, 2006, 2007a).

Poiré et al. (2005) plantea que hacia el tope de la Fm. El Calabozo se desarrolló un importante paleorelieve kárstico, generándose dentro de las calizas huecos que fueron rellenos con brechas de colapso, indicativo de un prolongado tiempo de exposición subaérea, seguramente relacionado con un descenso relativo del nivel del mar. Posteriormente tras un largo período de tiempo el mar ingresa nuevamente con relleno pelítico reconociéndose en las partes basales deprimidas de la Fm. Gibraltar. El incremento de margas y calizas dolomíticas rosadas marcan una paulatina somerización. Esta formación se vió afectada por fuertes procesos de dolomitización.

El GMV entre la base y el tope presenta una clara tendencia general a la somerización.

Una vez depositado el GMV fue afectado por procesos de deformación y metamorfismo, alcanzando en el área de Cantera Burgueño, facies esquistos verde inferior, mientras que en el área de Mina Verdún las temperaturas fueron menores, (Poiré et al., 2003, 2005). A su vez dicho grupo cabalga a la Fm. Nueva Carrara con vergencia al SE, probablemente todos estos eventos estén asociados a la orogenia Grenvilliana (1250Ma) representada por una transcurrencia de primer orden de sentido dextral, (ZCSY), que actúa como zona de sutura entre el TNP por un lado y el TPA y el TT por el otro.

Durante el Neoproterozoico Superior en el Cratón del Río de la Plata, dominó un paleoclima cálido posiblemente tropical, con varios episodios fríos o incluso eventos glaciares, (Gaucher & Poiré 2009, Pazos et al., 2008).

Sobre las litologías del GMV y la Fm. Nueva Carrara se depositó en discordancia angular y erosiva la Fm. Las Ventanas, rellenando un importante paleokart desarrollado en el tope de los carbonatos del GMV, que indican condiciones de fuerte exposición subaérea y un importante hiato depositacional.

La Fm. Las Ventanas (Midot, 1984) es una secuencia grano y estrato decreciente. El ambiente de depositación fue interpretado como depósitos de abanicos aluviales en la base, los cuales evolucionaron hacia el tope a una plataforma silicoclástica, afectados por ocasionales episodios de tormentas (Pecoits et al. 2004; Blanco & Gaucher, 2005; 2008). Pazos et al. (2003, 2008) y Gaucher et al. (2008a) reportan depósitos con influencia glacial para la Fm. Playa Hermosa y Fm. Las Ventanas respectivamente. Por otro lado Masquelin & Sánchez Bettucci (1993) proponen una posible correlación entre las formaciones Las Ventanas y Playa Hermosa. Blanco & Gaucher (2005) determinan que el contacto entre ambas formaciones es de tipo tectónico pero probablemente se trate de depósitos de la misma cuenca, siendo la Fm. Playa Hermosa, un facie lateral o posterior a Las Ventanas.

Un ambiente geotectónico extensional fue primeramente sugerido por Bossi & Navarro (1991) para la Fm. Las Ventanas. Otros autores mencionan evidencias de una tectónica extensional sindepositacional, mientras que Blanco & Gaucher, (2005) postulan una cuenca extensional de tipo rift. El rift de Las Ventanas es claramente influenciado por lineamientos pre-existentes, especialmente por la ZCSY y este hecho explica la tendencia más o menos NS del eje del rift inferido y la ocurrencia de espesas pilas de basaltos en la cercanía de la zona de cizalla, (Blanco & Gaucher, 2005).

La edad de depositación de la Fm. Las Ventanas determinada por Blanco & Gaucher (2004, 2005) en base a palinomórfos y estructuras producidas por matas de algas, encontradas en el Miembro Quebrada de Viera y El perdido es Ediacárico Temprano (630-580 Ma). Para metabasaltos intercalados en esta unidad se obtuvieron edades K-Ar de 615 ± 30 Ma (Sánchez Bettucci & Linares, 1996) y U-Pb de 590 ± 2 Ma. (Mallmann et al., 2007). Para metavolcanitas ácidas, Oyhantçabal et al., (2009) obtuvo una edad de 573 ± 11 Ma. Además dicha formación se encuentra intruída por el

granito Pan de Azúcar datado por Rb-Sr en 559 ± 28 Ma y Ar-Ar en 579 ± 11 Ma (Oyhantçabal et al., 2007) y por la Fm. Sierra de Ánimas de 520 ± 5 Ma (Bossi, 1993). En base a las edades obtenidas para la Fm. Las Ventanas se puede determinar que la depositación es inmediatamente anterior a la del Grupo Arroyo del Soldado y posiblemente dicha depositación abarque el periodo glacial Gaskies, que se generó a los 582 Ma.

Probablemente el episodio distensivo registrado en Las Ventanas esté relacionado a la apertura de la cuenca del Arroyo del Soldado, Gaucher et al., 2008, 2009).

Durante el Neoproterozoico-Cámbrico el Cratón del Río de la Plata fue limitado al este por la ZCSB, de sentido sinistral y cuya posible edad fue estimada en 530Ma (Bossi & Gaucher, 2004; Rapalini & Sánchez Bettucci, 2008). Dicha zona separa al TNP del terreno alóctono Cuchilla de Dionisio. El amalgamamiento entre ambos terrenos fue una acreción de tipo tangencial, generada durante el ciclo orogénico-Brasiliano (Basei et al., 2000, Bossi & Gaucher 2004). Durante esta colisión la ZCSY es reactivada en sentido sinistral, generando un desplazamiento hacia el norte del TNP, por lo que se interpretó como un terreno para-autóctono (Gaucher 2000, Bossi & Gaucher, 2004).

VII. CONCLUSIONES

En base a lo anteriormente expuesto se concluye lo siguiente:

- Se quita a la Fm. Nueva Carrara del GMV y se amplía su definición litológica inicial. Se encuentra constituida por: metabasaltos epidóticos, cloritoesquistos, metalapillitobas cloríticas, metatobas, metacalcarenitas, ignimbritas ácidas y metacherts, además de metamargas dolomíticas verdes a clorita.
- La edad obtenida para la Fm. Nueva Carrara, a partir de la datación de circones volcánicos de metalapillitobas cloríticas es de 1461 ± 4.0 Ma U-Pb SIMS.
- Se plantea aquí correlacionar a la Fm. Nueva Carrara con el tope de la Fm. Cañada Espinillo, unidad basal del GPU, debido a que la edad obtenida para la Fm. Nueva Carrara ocurre claramente en el intervalo de edades obtenidas para el GPU, 1492 ± 4.0 Ma a 1429 ± 29 Ma. A su vez ambas formaciones presentan un vulcanismo predominantemente básico con episodios ácidos y sedimentos finos intercalados.
- Se reconoció que el contacto entre la Fm. Nueva Carrara y la Fm. Gibraltar no es de tipo transicional, sino tectónico mediante un cabalgamiento con vergencia al SE.
- El cabalgamiento es anterior a la depositación de la Fm. Las Ventanas ya que dichas litologías no se encuentran afectadas por él.
- La edad del cabalgamiento de Nueva Carrara queda acotada por el intervalo de edades 1461 ± 4.0 a 573 ± 11 Ma, edad de la Fm. Nueva Carrara y del tope de Fm. Las Ventanas respectivamente.
- Debido a que la edad del cabalgamiento de Nueva Carrara queda acotada por el intervalo de tiempo de 1461 ± 4.0 a 573 ± 11 Ma y que al igual que el cabalgamiento de Zapicán presenta vergencia al SE e igual cinemática y su edad es de 1253 ± 32 Ma, se plantea aquí que probablemente el evento tectónico que generó a ambos es el mismo y se encuentra en el entorno de los 1250 Ma.
- Se redefine el GMV como una secuencia marino volcano-sedimentaria compuesta de base a tope por cinco formaciones: Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar.
- Por lo tanto la sucesión sedimentaria en la Cantera Burgueño y sus alrededores está constituida por: GMV (Fm. Cerro de las Víboras, Don Mario, La Toma, El Calabozo y Gibraltar) el cual cabalga a la: Fm. Nueva Carrara. Sobre estas, se depositó con discordancia angular y erosiva la Fm. Las Ventanas.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

Almeida, F.E.M., Amaral, G., Kawashita, K., 1971. The pre-Cambrian evolution of South American cratonic, margin south of the Amazon river. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.C. (Eds), *The Ocean Basin and Margin*, vol1: *The South Atlantic*, Plenum, New York, London, pp.441-446.

Basei, M., Siga, Jr., O., Masquelin, H., Harara, O., Reis Neto, J., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Editors), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio Janeiro, pp. 311-334.

Basei, M., Siga, JR., Harara, O., Preciozzi, F., Sato, K. & Kaufuss, G., 2001. Precambrian terranes of African affinities in the southern part of Brazil and Uruguay; III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, pp. 98-101; Púcon, Chile.

Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F, Jacob J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts-evidence from a reconnaissance study. *Precambrian Research* 139:195-221.

Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F, 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In Pankhurst RJ, Trouw RAJ, de Brito Neves BB, De Wit MJ (eds) *West Gondwana: Pre Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society, London special publications, pp. 239-256.

Blanco, G., Gaucher, C., 2005. Estratigrafía, paleontología y edad de la Formación Las Ventanas (Neoproterozoico, Uruguay) In: *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (2), 115- 131.

Bossi & Campal, 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. In: J. Gutiérrez, J. Saavedra, and Rábano (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero América*, pp.343-356, Universidad de Extremadura, Alicante.

Bossi, J., Cingolani, C., Llambías, E., Varela, R., Campal, N., 1993. Características del magmatismo post- orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formación Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23 (3): 282-288.

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., & Sprechmann, P., 1998. Carta Geológica del Uruguay, Escala 1/500.000. Versión 1.0

Bossi, J., 2001. Estratigrafía del Precámbrico de Uruguay: terrenos tectonoestratigráficos y geocronología. Revista de la SUG. Publicación Especial N°1. (2003).

Bossi, J., Campal, N., Hartmann, L.A. and Schipilov, A., 2001. Predevoniano en el Uruguay: terrenos y SHRIMP II. In: XI Congreso Latinoamericano y III Congreso Uruguayo de Geología, Actas (CD-ROM), Montevideo, Nr. 94.

Bossi, J., Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. Gondwana Res. 7 (3), 661-674. Digital. Geoeditores-Facultad de Agronomía, Montevideo.

Bossi, J., Piñeyro, D., Cingolani, C. 2005. El límite del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinestral de Colonia. Actas XVI, Congreso Geológico Argentino. La Plata.

Bossi, J., Gaucher, C., Chiglino, L., Sial, A., Navarro, R., Pyñeyro, D., 2008. Parque UTE Group: Mesoproterozoic of the Río de la Plata Craton (Nico Pérez Terrane, Uruguay). In: 44 Congreso Brasileiro de Geologia, Anais, Curitiba, p.67

Bossi, J., & Cingolani, C., 2009. Extension and general evolution of the Rio de la Plata Craton In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G.P., Frimmel, H. E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, Vol.16, Elsevier, pp.73-85.

Cameca, Ametek materials analysis division [ref. 2012]. Disponible en Web: < <http://www.cameca.com> >.

Campal, N., Gaucher, C., Schipilov, A., Bossi, J., 1995. El Uruaçuano en el Uruguay: evidencias geológicas, paleontológicas y radimétricas. 6º Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, pp. 97-100.

Chiglino, L., 2008. Químioestratigrafía de sequências meso e neoproterozóicas do Terreno Nico Pérez: idade, ambiente de sedimentação e correlações. Dissertação (Maestrado) Universidade de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 81 pp.

Chiglino, L., Gaucher, C., Sial, A., Bossi, J., Ferreira, V., Pimentel, M., 2010. Chemostratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. Precambrian Research 182, pp 313-336.

Dardenne, M., 2005. Conophyton de Cabeludo, Grupo Vazante, MG. Construções dolomíticas por ciano- bacterias no Proterozoico. (SIGEP 073).

Fesefeldt K., 1988. Cooperación Técnica con la Republica Oriental del Uruguay - Misión Geofísica Alemana- Asesoramiento Geológico y Yacimentológico a la dirección Nacional de Minería y Geología. DI.NA.MI.GE

Gaucher, C., 2000. Sedimentology, paleontology, stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group, (Vendian to Cambrian, Uruguay) *Beringeria*, 26, 1-120

Gaucher, C., Sial, A.N., Blanco, G., Sprechmann, P. 2004a. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and paleoclimatic implications. *Gondwana Res.*, 7(3), 715-730.

Gaucher, C., Chigolino, L., Pecoits, E., 2004b Southernmost exposures of the Arroyo del Soldado Group, (Vendian to Cambrian, Uruguay): paleogeographic implications for the amalgamation of W- Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3), 701-714.

Gaucher, C., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Ferreira, V. P., 2004c. Impact of a late Vendian, non-global glacial event on a carbonate platform, Polanco Formation , Uruguay. In: 1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana , Extended Abstracts , Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo, 21-23

Gaucher, C., Cernuschi, F., Chigolino, L., 2004d. Ocurrencia de *Conophyton* en Cantera Burgueño (Nueva Carrara, Uruguay): nuevos afloramientos del Grupo Mina Verdún y su importancia . IV Congreso Uruguayo de Geología. Actas (CD-ROM)

Gaucher, C., Sial, A.N., Poiré, D.G., Cernuschi, F., Ferreira, V.P., Chigolino, L., Gonzáles, P.D., Martínez, G. & Pimentel, M., 2006. Chemostratigraphy of the Mina Verdún Group and other cement-grade Proterozoic limestone deposits in Uruguay. V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, pp 250-253.

Gaucher, C., Martínez, G., Cernuschi, F., Chigolino, L., Sial, A.N. & Poiré, D.G., 2007. Lito, Bio y Quimioestratigrafía del Grupo Mina Verdún: Terreno Nico Pérez, Uruguay. En: IV Congreso de Geología Uruguayo y II Reunión de Geología Ambiental y Planeamiento. Actas (CD-ROOM).

Gaucher, C., Chigolino, L., Blanco, G., Poiré, D., Germs, G.J.B., 2008. Acritarchs of Las Ventanas Formation (Ediacaran, Uruguay): implications for the timing of coeval rifting and glacial events in western Gondwana. *Gondwana Research* 13, 488-501.

Gaucher, C., Frimmel, H. E., Germs, G.J.B., 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G., Frimmel, H. E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, Vol.16, Elsevier, pp. 295-316.

Gaucher, C., Poiré, D., 2009. Biostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G., Frimmel, H. E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus

on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, Vol.16, Elsevier, pp.103-114.

Gaucher, C., Poiré, D., 2009. Palaeoclimatic events. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G., Frimmel, H. E. (Eds): *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on Southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, Vol.16, Elsevier, 123-130.

Gaucher, C., Bossi, J., Blanco, G., 2009a. Palaeogeography. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G., Frimmel, H. E. (Eds): *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, Vol.16, Elsevier, pp.131-141

Gaucher, C.; Sial, A.; Poiré, D.; Gómez P, L; Ferreira, V.P; Pimmentel, M.M. 2009. Chemostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G., Frimmel, H. E. (Eds): *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on Southwestern Gondwana. Vol.16, Elsevier*, pp. 115 - 122.

Gaucher, C. ; Bossi, J.; Chemale Jr., F, Chigolino, L., Sial A., el Grupo Parque UTE y otras unidades mesoproterozoicas del terreno Nico Pérez: la conexión con Rodinia. IV Congreso Uruguayo de Geología mayo 2010, pag 24.

Gaucher, C., Frei R., Chemale F Jr., Frei D., Bossi J., Martinez G., Chigolino L., Cernuschi F., 2011. Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia?

Hartmann, L., Campal, N., Santos, J. O., Mac Naughton, N. J., Schipilov, A., (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U-Pb reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 557-570.

Haut, R., Lema, F., Mari, C., Cicalese, H., Valverde, C. 1987. Estudios Geofísicos sobre Mina Apolonia. Informe técnico, DINAMIGE.

Ireland T., 1995, Ion Microprobe Mass Spectrometry - Techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry and geochronology. *Advances in Analytical Geochemistry*. Vol 2 pp. 1-118.

Jacobsen, S.B., Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C, and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*161: 37-57.

Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechmann, P., Texeira, W., & Victoria R. 1999. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Perez Terrane, Uruguay. In: *II South American Symposium on Isotope geology. Cordoba, Actas* 394-402.

Keer, P. F. Rogers A.F., Optical Mineralogy. Edición 4 ilustrada, (Eds.) McGraw-Hill, 1977. University of Minnesota, E.E.U.U.

Kirkland et al., 2011. Neoproterozoic paleogeography in the North Atlantic Region: Inferences from the Akkajoure and Seve Nappes of the Scandinavian Caledonides. Precambrian Research 186 pp 127-146.

Mackenzie, W.S., Adams A.E., 1996. Atlas en colores de Rocas y Minerales en lamina delgada.

Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H. & Guilford, C., Atlas of Igneous Rocks and their textures.

Maldonado S., Piñeyro D., & Bossi J., 2001. Terreno Piedra Alta: Aporte a la Estratigrafía del Basamento Cristalino de Uruguay. Revista de la SUG. Publicación Especial N°1. (2003), pp18 - 38.

Mallmann et al., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. Gondwana Research 12, 489-508.

Masquelín, H. & Sánchez Bettucci L., 1993. Propuesta de Evolución Tectono-sedimentaria para la Fosa: Tardi-Brasiliana en la Región de Piriápolis, Uruguay. Revista Brasileira de Geociencias, 23(4):188-198.

Masquelín, H., 2006. El escudo Uruguayo In: Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S., (eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay, geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico, DIRAC, Montevideo, 37- 106.

Maslov, V.P. 1937. Sobre la distribución de algas carbonáticas en Siberia Oriental. IN Problemas en Paleontología, Vol.2/3: pp. 327-342. Izv-MGU, Moscú (en Ruso).

Midot et al. 1984. Etude Geologique et Diagnostic Metallogenique pour L' Exploration du secteur de Minas (Uruguay), carta geológica de la hoja Las Animas a escala 1:50.000. DI.NA.MI.GE.

Mortimer C., Química (eds) Iberoamérica. México, D.F. Química Nuclear, Cap. 25 pp:657-683.

Oyhantçabal et al., 1993. Revista Geológica Brasileira

Oyhantçabal P., 2005. The Sierra Ballena Shear Zone, kinematics, timings and its significance for the geotectonic evolution of southeast, Uruguay. PhD Thesis Georg-August- Universität Göttingen.

Oyhantçabal et al., 2009, Geochronological constraints on the evolution of the southern Don Feliciano Belt, (Uruguay). Journal of the Geological Society, London Vol.166 pp 1075-1084.

Oyhantçabal P., Siegesmud, S., Wemmer, K. & Passhier., C.W. 2011. The Transpressional connection between Dom Feliciano and Karoko Belts at 580-550 Ma. *International Journal of Earth Science* 100, 379-390, doi:10.1007/s00531-0100577-3.

Pazos P., Sánchez Bettucci L., & Tofalo O.R., 1999. El Episodio Glacial Vendiano en la Fm. Playa Hermosa, Piriápolis, Uruguay. In: XVI Congreso Uruguayo de Geológico, Argentino, Salta. *Actas Resúmenes I* 69.

Pazos, P.J, Sánchez Bettucci, L, Loureiro J. 2008. The Neoproterozoic glacial record in the Rio de la Plata Craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. *Geological Society, London, Special Publications* 294, pp. 343-364.

Pecoits E., 2003. Sedimentología y Consideraciones Estratigráficas de la Fm. Las Ventanas en su área tipo, Departamento de Maldonado, Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología. Pub. Especial N°1 2997. II Taller Sobre la Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay*, pp 124-140.

Pecoits, E., N. Aubet, P. Oyhantcabal y L. Sánchez Bettucci, 2004. Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 11, 18-27.

Poiré, D.G, González,P.D., Canalicchio, J.M., García Repetto, F., Canessa, N.D. 2003. Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria Precámbrica de la cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología* 3, Publicación Especial 1:108-123.

Poiré, D.G, González,P.D., Canalicchio, J.M., García Repetto, F., Canessa, N.D. 2005. Estratigrafía del Grupo Mina Verdún, Proterozoico de Minas, Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (2), 125-143.

Poiré, D.G, Canessa, N.D., García Repeto F., Canalicchio, F.M., 2006. Digitate columnar stromatolites from Neoproterozoic dolostones of Gibraltar Formation, Mina Verdún Group, Uruguay. V *South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, pp. 284-286, Punta del Este

Rapallini, A.E. & Bettucci, L.S. 2008. Widespread remagnetization of late Proterozoic sedimentary units of Uruguay and the apparent polar wander path for the Río de La Plata Craton. *Geophysical Journal International*, 2008: 1–20.

Ribot A, Bossi J, Cingolani CA, Piñeyro D, (2005) Caracterización petrográfica de la faja milonítica Colonia-Arroyo Pavón en el Sur del Terreno Piedra Alta, Uruguay: Zona de cizalla principal en basamento precámbrico? XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata (CD-ROM).

Sallun Filho W. & Fairchild T. 2005. Estudo Comparativo entre Estromatólitos do tipo Conophyton das Faixas Ribeira e Brasília. *Revista do Instituto Geologico, São Paulo* 26(1/2), 1-18.

Sánchez Bettucci, L., 1998. Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Uruguay. Ph.D. thesis, unpublished, Univesidad de Buenos Aires, Argentina.

Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky M, Ramos, V.A., 2001. Tectonic Setting of the Proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Reserch*, v 4, pp 395-407.

Sánchez Bettucci, L & Linares, E., 1996. Primeras edades en basaltos del Complejo Sierra de Animas, Uruguay. In: XIII Congreso Geológico Argentino, Bs. As. Argentina. Actas, I 405-412.

Sanchez Bettucci, L., Oyhançabal, P, Page, S. and Ramos, V. 2003. Petrography and geochemistry of the Carapik Granitic Complex (Southeastern Uruguay). *Gondwana Reserch.*, v. 6, pp.89-105.

Sánchez Bettucci, L., Ramos, V.A., 1999. Aspectos geológicos de las rochas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, sudeste de Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 557-570.

Siga, Jr., O, Basei, M.A.S., Sato, K, Prazeres Filho, H. J., Cury, L.F., Weber, W., Passarelli, C.R., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., 2003. U-Pb (zircón) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications *Revista do Instituto de Geociências- USP*, 3 :39-49.

Scasso R.A., Limarino, C.O, 1997. Petrología y Diagénesis de rocas clásticas. *Publicación Especial N°1*, Fac. de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad e Bs. As.

Spalletti, L. & D'Elia, L. *Rocas Piroclásticas y Sedimentación en Ambientes Volcánicos*.

Tröger W. *Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*, tail 2 1969 pp.822. Editores Schweizer Bart Schestuttgarm

UCLA SIMS. Secondary Ion Mass Spectrometry IMS 1270, SIMS Laboratorio del departamento de Ciencias de la Tierra y del Espacio, UCLA.

Walter, M.R 1994. Stromatolites: The main geological source of information on the evolution of early benthos. In: BENGTON, S. (Ed.): *Early life on Earth*: 270-286, Columbia U.P., New York.

Yardley, B. 1961. *Introdução à petrología metamórfica*, (Eds), Universidade de Brasília, Brasil.

ANEXO

