



## UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA FACULTAD DE CIENCIAS

Trabajo final de Grado Licenciatura en Geología

# "GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA DE ACUÍFEROS KÁRSTICOS EN EL ABRA DE LA CORONILLA, DEPARTAMENTO DE LAVALLEJA, URUGUAY"

Estudiante: Paula Alvarez Tutor: Dr. Claudio Gaucher Co-tutora: Dra. Paula Collazo Montevideo, 2020

#### Agradecimientos

Agradezco en primer lugar a mi tutor Claudio Gaucher, quien me propuso realizar este trabajo, por su constante apoyo, motivación, y por siempre estar a disposición para responder todas mis dudas. A su vez, quiero agradecer por sus clases, las cuales me impulsaron a desarrollar mi curiosidad y fascinación por el mundo de la geología.

En segundo lugar, a mi co-tutora Paula Collazo, por toda su ayuda y apoyo a la hora de realizar este trabajo, por todos sus consejos, sugerencias y motivación, así como también por guiarme en mis primeros pasos dentro de la hidrogeología. A su vez, me gustaría agradecerle al tribunal, Julio Jorge Spoturno, Karina Pamoukaghlián y Leticia González, por todas sus correcciones y sugerencias.

También agradezco el apoyo otorgado por el convenio Salus-CURE para la realización de los trabajos de campo, y a PEDECIBA Geociencias por darme la oportunidad de realizar una pasantía, la cual fue un apoyo fundamental para la ejecución de este trabajo. A su vez, me gustaría agradecer al Laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas por las láminas delgadas, y la rapidez con la que trabajaron. Gracias Camila y Daniel. A todos los profesores que hicieron posible que llegara a donde estoy, ya sean de universidad, del liceo, así como profesores de la vida.

Gracias a mi familia, que con su amor y apoyo constante, también hicieron posible que llegara a esta etapa de mi vida. Agradezco a mis padres por darme la vida, y a mi madre especialmente por darlo todo y ayudar a formar la persona que soy hoy. A mis abuelos por ver siempre lo mejor en mi, y a mis hermanos, mi sobrina, Andy y Adri por siempre sacarme una sonrisa. También a Fer y Marina, por siempre estar ahí.

Muchas gracias a mis amigos por siempre escucharme, hacerme sonreir y quererme como soy. Gracias por apoyarme incondicionalmente y estar siempre. Los quiero. A todos mis compañeros y amigos que me acompañaron en la carrera: Lucía Olivera, Eduardo Navia, Florencia Pimentel, Rodrigo Umpiérrez, Alejandra Ramos, Dionicio Rodríguez, Federico Pereyra, Victoria Sereno, Alejandro Ginares, y Viviana González. También a Guillermo García y Laura Ríos por acompañarme en el proceso, por el apoyo, y por escuchar mis dudas.

Finalmente, gracias a la Universidad de la República por formarme, y a su vez por darme la oportunidad de tomar una pasantía administrativa, así como también a todos mis compañeros de trabajo.

### <u>ÍNDICE</u>

1.	Introducción	5	
2.	Objetivos	6	
2	2.1. Objetivos Generales6		
2	2.2. Objetivos Específicos	6	
3.	Ubicación	6	
4.	Metodología	8	
5.	Características geográficas del área	10	
5	5.1. Demografía	11	
5	5.2. Orografía	11	
5	5.3. Hidrografía	12	
5	5.4. Suelos y usos del suelo	13	
5	5.5. Actividades Económicas y Recursos Naturales	16	
6.	Antecedentes	17	
6	6.1. Antecedentes Geológicos	17	
	6.1.1. Geología Regional	17	
	6.1.2. Geología del área de estudio.	19	
	6.1.2.1. Grupo Mina Verdún	21	
	6.1.2.2. Formación Las Ventanas	30	
	6.1.2.3. Grupo Arroyo del Soldado	34	
	6.1.2.4. Granito de Minas	40	
	6.1.2.5. Cuenca Santa Lucía	40	
	6.1.2.5.1. Formación Puerto Gómez	46	
	6.1.2.5.2. Formación Cañada Solís	47	
	6.1.2.6. Formación Libertad	47	
6	6.2. Hidrogeología del área de estudio	49	
7. Resultados		52	
7	7.1. Resultados Geológicos	52	
	.7.1.1. Geología descriptiva	53	
	7.1.1.1. Grupo Mina Verdún	53	
	7.1.1.2. Formación Las Ventanas	71	

7.1.1.3. Grupo Arroyo del Soldado	72
7.1.1.4. Granito de Minas y rocas máficas asociadas	89
7.1.1.5. Formación Puerto Gómez y rocas máficas asociada	as 97
7.1.1.6. Formación Cañada Solís	102
7.1.1.7. Coluviones	103
7.1.1.8. Formación Libertad	103
7.1.2. Estratigrafía	104
7.1.3. Geología estructural	108
7.2. Resultados Hidrogeológicos	111
7.2.1. Formación Cerro Las Víboras	112
7.2.3. Carbonatos de Grupo Mina Verdún	114
7.2.4. Formación Yerbal	115
7.2.5. Formación Polanco	118
7.2.6. Formación Puerto Gómez	119
8. Discusión	120
8.1. Correlación y evolución geológica	120
8.2. Hidrogeología	126
9. Conclusiones	127
10. Bibliografía	128
ANEXO	139

#### 1. INTRODUCCIÓN

Se presenta aquí el trabajo de grado requerido para la culminación de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Este trabajo procura generar conocimientos a través del reconocimiento e interpretación de la geología e hidrogeología en la zona de Abra de la Coronilla, Departamento de Lavalleja, Uruguay.

Se realizó la cartografía a detalle, 1:20.000, de la zona "Abra de La Coronilla" delimitando formaciones y a su vez, caracterizando las mismas desde el punto de vista hidrogeológico. Según la posición geográfica y los antecedentes geológicos disponibles de esta zona, se infiere que las litologías presentes corresponden a Grupo Mina Verdún (Poiré et al, 2003; 2005; 2014), Formación Las Ventanas (Midot, 1984; Masquelín & Sánchez Bettucci, 1993; Pecoits, 2002, 2003; Blanco & Gaucher, 2005; Gaucher et al. 2008a), Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher et al, 1996,1998a y b; Gaucher 2000, 2014), el Granito de Minas (Bossi y Navarro, 1991; Gaucher et al. 2004b), Formación Puerto Gómez (Bossi, 1966; Bossi & Schipilov, 2007), Formación Cañada Solís (Santa Ana & Ucha, 1994; Veroslavsky et al. 2004), y Formación Libertad (Goso et al. 1966).

La cartografía geológica a detalle en una zona donde no hay antecedentes se hace fundamental para el conocimiento geológico. A su vez, la delimitación de formaciones existentes se hace fundamental a la hora de la prospección y búsqueda de aguas subterráneas.

En la zona de trabajo se distinguen litologías de tipo carbonatico que generarían acuíferos de tipo kárstico. Sin embargo, también se identifican y estudian acuíferos fisurados presentes en el área. La caracterización hidrogeológica de acuíferos kársticos es una línea de investigación reciente en el país (González et al. 2017), por lo que se considera que seguir avanzando en este aspecto es fundamental para el avance el conocimiento geológico. Los acuíferos kársticos son acuíferos complejos, por lo que conocer su distribución y características hidráulicas es fundamental para la prospección del agua subterránea.

#### 2. OBJETIVOS

#### 2.1. Objetivos Generales

El propósito de este trabajo es realizar la cartografía geológica a detalle (escala 1:20.000) en la zona de "Abra de la Coronilla", Departamento de Lavalleja, para lograr un mejor entendimiento del arreglo estructural y estratigráfico en el que se presentan las litologías. A su vez, se pretende la caracterización hidrogeológica de los acuíferos presentes, así como sus conexiones hidráulicas.

#### 2.2. Objetivos Específicos

- Reconocimiento de las litologías y la estratigrafía, así como la medición de estructuras (pliegues, fallas) presentes en la zona, para la realización de un mapa geológico.
- Confección de láminas delgadas de rocas aflorantes para su estudio bajo microscopio petrográfico.
- Inventario de puntos de agua con medición de profundidad de pozos, nivel estático, caudal, etc.
- Caracterización y delimitación de los acuíferos presentes a partir de la carta geológica.

#### 3. UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra a 1,8 km al suroeste de la ciudad de Minas, departamento de Lavalleja, Uruguay, abarcando un área aproximada de 33,4 km<sup>2</sup> (Fig.1). Localizada principalmente en el extremo norte de la Carta Topográfica 1:50.000 "G-27- Fuente del Puma" (Fig.3), aunque también ocupa un área muy pequeña en el extremo sur de la Carta Topográfica 1:50.000 "G-26 - Minas" (Fig.2).

La misma abarca de norte a sur dos establecimientos mineros: Mina Verdún perteneciente a Cementos Artigas S.A, y la planta de Minas perteneciente a

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

ANCAP. A su vez, de este a oeste, el proyecto implica estudiar la zona comprendida entre los Barrios "España" y "La Coronilla".

El acceso a la misma es a partir de la Ruta Nacional 8. Partiendo desde la terminal de ómnibus Tres Cruces en la capital del país, Montevideo, el área de estudio se encuentra a 111 Km aproximadamente.



**Figura 1** – Ubicación de la zona de estudio en Uruguay y en el departamento de Lavalleja. Imágenes extraídas de https://es.wikipedia.org/wiki/Lavalleja, y de las Imágenes satelitales de Google Hybrid para SIG respectivamente.

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 2 – Extracto de Carta Topográfica 1:50.000 "G-26 - Minas", donde se ilustra el resto de la zona de estudio en recuadro rojo.



**Figura 3** – Extracto de Carta Topográfica 1:50.000 "G-27- Fuente del Puma", donde se ilustra la mayor parte de la zona de estudio en recuadro rojo.

#### 4. METODOLOGÍA

Para la elaboración de este trabajo fue necesario el desarrollo de dos estudios, uno dedicado a la comprensión de la geología de la zona, y otro a la comprensión hidrogeológica.

El estudio geológico se vio compuesto por cuatro etapas principales, un trabajo de gabinete inicial, un trabajo de campo, otro de laboratorio, y finalmente, un trabajo de gabinete final para el procesamiento de toda la información recabada.

Durante el trabajo de gabinete inicial se llevó a cabo una revisión y estudio

bibliográfico de los antecedentes geológicos regionales, y vinculados a la zona. Se realizó también un breve estudio de información geográfica de la zona, para tener un mayor conocimiento y comprensión de la misma. A su vez, en esta etapa se llevó a cabo un recopilado de material cartográfico. Dentro de este material se obtuvieron las Cartas Topográficas pertenecientes al Plan Cartográfico Nacional 1:50.000 - PCN50 del Servicio Geográfico Militar: G-27 Fuente del Puma, y G-26 Minas, sistema de referencia ROU – USAMS, proyección: Gauss - Krüger Modificada, y las fotografías aéreas 171-22, 23, 24, 29, 30, y 31 escala 1:20.000, también provistas por el Servicio Geográfico Militar. Se realizó la fotointerpretación de las fotografías, obteniendo de esta manera una división preliminar y a grandes rasgos de las principales unidades geológicas y sus límites, además de la identificación de estructuras geológicas. También se estudió la caminería, red de drenaje, y otros elementos del paisaje. Es a partir de esta información que se planearon las excursiones de campo realizadas, y con el apoyo de imágenes satelitales provistas por el programa Google Earth.

Posterior a esta etapa se realizó un trabajo de campo, el cual consistió de 7 días. Se realizó una descripción de los afloramientos visitados junto con la georreferenciación de los mismos, realizándose un muestreo de considerarse necesario, y se tomaron fotografías de los mismos. Fue realizada una caracterización litológica, así como se una descripción y toma de medidas de las estructuras geológicas presentes, se determinó el tipo de contacto entre las unidades, se confeccionaron perfiles estratigráficos, y se efectuó un análisis de la geomorfología presente.

En la etapa de trabajo de laboratorio se realizó una selección de las muestras litológicas recolectadas para la confección de láminas delgadas, las cuales fueron llevadas a cabo por el laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República. En algunas muestras correspondientes a carbonatos se realizaron tinciones con rojo de alizarina, para distinguir calcita de dolomita. Posteriormente estas muestras fueron analizadas mediante un microscopio óptico Leica DFC 290HD con software LAS de Leica. Se determinó la mineralogía y textura de la roca, así como

también estructuras y alteraciones presentes. También se realizaron descripciones de las rocas a nivel de muestra de mano.

Finalmente, en la etapa final de gabinete los puntos relevados fueron ingresados a Google Earth y al software de información geográfica QGIS. Asistidos por la información obtenida en campo y en laboratorio se realizó una re-fotointerpretación del área, realizando los ajustes necesarios, obteniendo de esta manera un mapa geológico detallado de la zona de estudio.

También se confeccionó una columna estratigráfica y se realizó una geología descriptiva de las unidades.

Con respecto al estudio hidrogeológico, en este caso, también se realizó una recopilación de antecedentes con respecto a la hidrogeología regional y del área. En el campo se realizó un inventario de puntos de agua, registrando el propietario de los pozos, el uso y la litología presente, georreferenciando los mismos, y tomando medidas de profundidad, nivel estático, caudal, pH, conductividad, sólidos totaltes disueltos, y temperatura. Para ello se utilizó un medidor multiparámetro marca HONDA HI9829. Con esta información y con ayuda de los datos geológicos recabados, fueron delimitados los acuíferos presentes en el área.

Finalmente, luego de concluidos estos estudios, se realizó una discusión de los resultados y se confeccionó el presente informe.

#### 5. CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA

El Departamento de Lavalleja se encuentra ubicado al sureste del país, y cuenta con una superficie de 10.016 km<sup>2</sup>. La temperatura anual promedio es de 17° C y las precipitaciones alcanzan unos 1.250 mm anuales. La capital de este departamento es la ciudad de Minas, siendo esta también la más poblada, ocupando una superficie de 8,2 km<sup>2</sup>. El clima de esta ciudad se caracteriza por ser húmedo, y con lluvias ocasionales durante todo el año. La fundación de esta ciudad tuvo lugar en 1784 con el nombre de "Villa Concepción de Minas". El nombre de "Minas" se debe al gran número de yacimientos que se encuentran en los alrededores de la ciudad (Intendencia de Lavalleja, 2019).

#### 5.1. Demografía

Según el Censo 2011 del Instituto Nacional de Estadísticas (INE) la población del departamento de Lavalleja es de 58.815 habitantes, y en la ciudad de Minas hay un total de 38.446 habitantes. Esto significa que aproximadamente el 65% de los habitantes se encuentran en la capital.

#### 5.2. Orografía

El departamento de Lavalleja se caracteriza por ser una zona de relieve alto en el sur, con sierras, cerros y valles amplios, y una zona de llanura hacia el norte. Presenta colinas y peñascos a menudo de granito. También presenta valles de gran extensión, muy favorables para el desarrollo de la ganadería y de la agricultura debido a sus suelos fértiles. Las principales cuchillas son Palomeque, Polanco y Cerro Partido. Destacan también las Sierras de Minas y de Aiguá, y las asperezas de Polanco y de Sepulturas (Enciclopedia digital del Uruguay, 2019; Intendencia de Lavalleja, 2019).

Lavalleja se encuentra recortado por la Cuchilla Grande, y alberga tres de sus cumbres: Cerro Verdún de 326 metros de altura, Cerro Arequita de 305 metros de altura, y el Cerro Artigas de 280 metros de altura. De estos cerros, en el área a estudiar solo se encuentra presente el Cerro Verdún (EcuRed, 2019).

El Cerro Verdún se encuentra ubicado sobre la ruta 12, a 6 km de la ciudad de Minas, y al Norte del área de estudio. En la fecha del 21 de abril de 1901 se inauguró la estatua de la Virgen de la Inmaculada Concepción en la cima del cerro. El Cerro del Verdún es conocido por la peregrinación al Santuario Nacional Nuestra Señora del Verdún que se realiza desde 1901 cada 19 de abril. En 2012, el santuario a la Virgen del Verdún fue declarado Santuario nacional por la Conferencia Episcopal uruguaya y es denominado Santuario Nacional Nuestra Señora del Verdún (Intendencia de Lavalleja, 2019). El tope del Cerro Verdún se encuentra compuesto de cuarcitas, las cuales se apoyan sobre el Grupo Mina Verdún mediante contacto tectónico (González et al., 2004).

También al norte del área de estudio se encuentra el Cerro de los Chivos de aproximadamente 270 metros de altura. En el suroeste del área se encuentra el

Cerro del Águila, con una altura de aproximadamente 298 metros, y el Cerro de Los Cuervos de aproximadamente 280 metros.

Mientras tanto, en el sureste del área se encuentran el Cerro La Plata de aproximadamente 260 metros de altura, y parte del Cerro Lavalleja de 180 metros de altura.

#### 5.3. Hidrografía

El Departamento de Lavalleja presenta una importante y muy bien distribuida red hidrográfica que puede ser dividida en dos cuencas: la del Río Santa Lucía que abarca toda la región sur, y la central o del Río Cebollatí, encerrada parcialmente por la Cuchilla Grande, que implica toda la zona norte y central (Intendencia de Lavalleja, 2019).

La Cuenca del Río Santa Lucia se ubica al sur del país, y presenta una extensión de 13.433 km<sup>2</sup>, de los cuales 2.222 km<sup>2</sup> (11%) pertenecen al Departamento de Lavalleja. Esta cuenca hidrográfica se compone por los siguientes ríos principales: el Santa Lucía (con 230 km de longitud, y un caudal de 2700 m<sup>3</sup>/s), el Santa Lucía Chico y el San José. Esta cuenca es la principal fuente de abastecimiento hídrico, ya que provee agua potable al 60% de la población del país. En el territorio de ésta se concentra casi el 32% de la población rural nacional, que se dedica a la actividad hortícola, frutícola, vitivinícola, a la cría de aves y cerdos, y a la actividad lechera. El deterioro del aqua perteneciente a esta cuenca se debe a múltiples factores: la falta de un adecuado sistema de saneamiento urbano, una incorrecta gestión de los residuos sólidos, el vertido de efluentes sin tratar de parte de las industrias, la erosión de suelos por prácticas agrícolas inadecuadas, y el uso abusivo de agro-tóxicos. Si bien el vertido de los efluentes desde los tambos ha sido uno de los temas que más ha causado preocupación a autoridades y productores, es uno más de los problemas ambientales que aún persiste en la cuenca (Achkar et al., 2012).

En el área de estudio, la hidrografía se compone por afluentes del Río Santa Lucía. El sector centro-norte es recortado por el Arroyo San Francisco, del cual se ramifican varios afluentes que se encuentran en la zona: al noreste del área las cañadas del Coto, del Molino, y Lavalleja, y el Arroyo La Plata. Este último se desarrolla principalmente en el centro del área, siendo la Cañada Cortez Blanco su afluente, que se visualiza en el suroeste de la zona.

Al noroeste del área de estudio se encuentran el Arroyo Verdún y las cañadas del Sauce y Coronilla.

#### 5.4. Suelos y usos del suelo.

Para desarrollar una mayor comprensión del área de estudio, se consultó la Carta de Clasificación de Suelos CONEAT (1979), la cual separa en grupos a los distintos tipos de suelos.

Los grupos CONEAT establecen áreas homogéneas, definidas por su capacidad productiva de carne bovina, ovina y lana, expresada por un índice relativo a la capacidad productiva media del país, a la que corresponde el índice 100. La descripción de estos grupos se realiza definiendo los suelos dominantes y asociados según la Clasificación de Suelos del Uruguay, MGAP, 1976. La nomenclatura de los grupos CONEAT se correlaciona con las Zonas de Uso y Manejo de los Suelos del Uruguay (Comisión de Inversiones y Desarrollo Económico, 1967) (MGAP, 2019). Se indican para cada grupo, algunas propiedades importantes de los suelos y características asociadas del paísaje.

Según la Carta de Clasificación de Suelos CONEAT (1979), la zona de estudio comprende los grupos CONEAT 2.10, 2.11a, 2.11b, 2.12, 2.21, 4.2, 5.3, 9.8 y 10.8b (Fig.4).

Los grupos 2.10, 2.11A, y 2.11B corresponden a zonas de sierras rocosas, éstas son aplanadas con alta densidad de afloramientos en el caso del primero, y en el caso de los otros dos generan un paisaje ondulado fuerte. Las pendientes del grupo 2.11A se encentran entre el 5 y el 20%, mientras que en el 2.11B son mayores al 20%. En estos grupos predominan los Brunosoles Subeutricos, los Litosoles Subéutricos, y los Litosoles Districos Úmbricos o melánicos. La vegetación es de pradera de ciclo estival y se encuentran matorrales asociados. Los suelos del grupo 2.12 comparten también estas características, siendo la principal diferencia que estos implican sierras no

rocosas con relieve ondulado y ondulado fuerte, y pendientes variables entre 5 y 15%. El índice de productividad es de 9 para el grupo 2.10, para el 2.11A y 2.11B es de 53 y 26 respectivamente, y de 83 en el caso del grupo 2.12

Los suelos del grupo 2.21, presentan relieve de colinas, con interfluvios convexos y pendientes entre 6 y 12%. Estos suelos implican Brunosoles Luvicos y Argisoles Subéutricos Melánicos Abrupticos. La vegetación es de pradera predominantemente estival. El índice de productividad es de 105.

Respecto a los suelos del grupo 4.2., los mismos presentan un relieve fuertemente ondulado con 4-8% de pendiente, con interfluvios convexos, laderas extendidas, y afloramientos rocosos muy escasos. Abundantes cárcavas se extienden a través de las concavidades del relieve. Los suelos dominantes son Argisoles Subéutricos de drenaje moderadamente bueno y fertilidad media a baja. El material madre se constituye por sedimentos limo-arcillosos de poco espesor que recubren el basamento cristalino alterado. La vegetación es de pradera, predominantemente invernal, de tapiz denso y algo abierto. Índice de Productividad 61.

Los suelos del grupo 5.3 se desarrollan a partir de materiales y productos de una profunda alteración de granitos y anfibolitas. El relieve corresponde a interfluvios y laderas de lomas y colinas con pendientes de 4 a 6%. La asociación de suelos está constituida por Brunosoles Subéutricos, y Argisoles Subéutricos. Son suelos de color pardo rojizo y rojo, fertilidad media y moderadamente bien drenados. La rocosidad es escasa, menos del 2%. Índice de Productividad 127.

El grupo 9.8 presenta suelos con relieve ondulado y pendientes de hasta 10%. Los suelos corresponden a Inceptisoles Ócricos, a veces Melánicos. El color es pardo a pardo rojizo, presentan fertilidad baja y buen drenaje. Presenta vegetación de pradera poco densa. Índice de Productividad 31.

Por último, los suelos del grupo 10.8b se desarrollan sobre sedimentos limo arcillosos de color pardo y normalmente con concreciones de carbonato de calcio. El relieve es suavemente ondulado a ondulado con de pendientes de 1 a 4%. Este grupo normalmente se localiza en posiciones de bajo riesgo de Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

erosión, como interfluvios altos y laderas de pendientes suaves. Los suelos corresponden a Vertisoles Rúpticos y Brunosoles Éutricos y Subéutricos, presentan un color negro o pardo muy oscuro, fertilidad alta y drenaje moderadamente bueno. Índice de Productividad 184.

El uso actual de estos suelos es predominantemente pastoril y parcialmente agrícola. Al sur del departamento de Lavalleja se desarrolla un área chacrera y lechera, y existe una zona donde la actividad forestal se ha expandido llegando a ocupar 109.226 hectáreas.



**Figura 4** – Ilustración del área de estu dio (recuadro negro), dentro de la Carta de Clasificación de Suelos CONEAT (1979).

#### 5.5. Actividades Económicas y Recursos Naturales.

Las principales actividades económicas son la ganadería y la agricultura; aunque también juegan un papel importante la forestación, la actividad turística y la minería. Se crían principalmente vacunos y ovinos, además de porcinos y conejos. Se cultivan soja, sorgo, maíz, cebada cervecera, papa, arroz, vid, frutales, y recientemente el arándano y olivo (Intendencia de Lavalleja, 2019).

Se realiza una importante explotación de rocas y minerales como dolomita, mármol (del que existen 350 variedades), cobre, piedra laja, hierro, granito, y caliza entre otros. Se extraen también materiales de construcción como arena, pedregullo, y el limo arcilloso con el que se elabora la cerámica roja (Intendencia de Lavalleja, 2019). Dentro de la industria sobresalen: la planta de cemento Artigas y Mina Verdún; y la fabricación de cemento portland en las fábricas de ANCAP y Mina La Plata. Cabe estacar que estas se encuentran ubicadas dentro de la zona de estudio.

La Compañía Uruguaya de Cemento Portland S. A., que en el 2006 cambia de razón social y pasa a denominarse Cementos Artigas S.A, comienza en 1997 la actividad en la Planta de Clinker construida adyacente al predio de la Mina Verdún. Este emprendimiento contó con la última tecnología disponible al momento de su construcción, y fue el primero en cumplir con los requerimientos de la Evaluación de Impacto Ambiental de más reciente exigencia en el país hasta ese momento. La compañía ha logrado posicionarse en la región con productos de calidad con certificación ISO para la seguridad de sus clientes. Tiene una capacidad de producción de 500.000 toneladas anuales y da empleo a más de 120 personas (Intendencia de Lavalleja, 2019; Cementos Artigas, 2019).

La empresa estatal ANCAP cuenta con una planta ubicada en el kilómetro 113 de la Ruta 8, ciudad de Minas, Departamento de Lavalleja. Esta planta es productora de cemento, y a su vez se realiza la expedición y venta del mismo en bolsas y granel. La misma, abastece de cemento a granel a la Planta Manga mediante transporte ferroviario, donde es ensacado o vendido a granel. La planta presenta dos líneas de producción con una capacidad de producción de cemento de 240.000 toneladas al año (ANCAP, 2019). La fábrica de Lavalleja utiliza sus propias reservas de caliza (Mina La Plata y otras fuera del área de estudio) y mineral de hierro, únicos elementos que integran la mezcla de materias primas que emplea en la fabricación de cemento portland (Intendencia de Lavalleja, 2019).

El agua mineral, producto de sus diversos manantiales naturales, y la madera, producto de las grandes extensiones dedicadas a la forestación, también cumplen un papel muy importante en el sector industrial y productivo. La cerveza Patricia, los productos chacinados de La Serrana, alfajores artesanales Las Sierras de Minas, y productos de Confitería Irisarri entre otros también cumplen un rol muy importante en la industria (Intendencia de Lavalleja, 2019).

La empresa SALUS es reconocida por sus productos de alta calidad en mercados internacionales (París, Ginebra, Chicago). Al día de hoy día la empresa lidera el mercado local de agua mineral embotellada, con un market share de más del 60%. En octubre de 2000, la compañía SALUS fue adquirida por Grupo Danone de Francia, líder internacional del sector alimenticio (Intendencia de Lavalleja, 2019).

#### 6. ANTECEDENTES

#### 6.1. Antecedentes Geológicos

#### 6.1.1. Geología Regional

A pesar de ser un país pequeño, la geología de Uruguay es amplia y compleja, generándose así diversos debates y visiones con respecto a la misma.

El basamento cristalino se encuentra dividido en cuatro terrenos tectonoestratigráficos delimitados a partir de tres Zonas de Cizalla: El Terreno Piedra Alta (TPA; Bossi et al., 1993), Terreno Tandilia (TT; Bossi et al., 2005), Terreno Nico Pérez (TNP; Bossi & Campal, 1992), y Terreno Cuchilla Dionisio (TCD; Bossi et al., 1998). Los Terrenos Piedra Alta y Tandilia se encuentran al oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) o el Lineamiento Sarandí del Yí-Piriápolis (LSYP) como fue descripto por Bossi & Campal (1992), la cual presenta un rumbo N10W. Anteriormente el TT era considerado como parte del TPA, sin embargo Bossi et al. (2005) reconocen una faja milonítica, la Zona de Cizalla Colonia-Arroyo Pavón, la cual tiene una extensión aflorante de 100km, un rumbo N70E a E-W, y 6 a 8 km de ancho. Ribot et al. (2005) estudiaron las milonitas de esta zona de cizalla, encontrando indicadores cinemáticos que evidencian un movimiento sinistral. Bossi et al. (2005) y Ribot et al. (2005) proponen entonces la existencia de dos Terrenos separados por esta zona de cizalla: el Terreno Piedra Alta al norte y el Terreno Tandilia al sur. El TNP se encuentra limitado al oeste por la ZCSY y el límite este fue definido como la Zona de Cizalla Sierra Ballena (Gómez Rifas, 1995) por Gaucher et al. (1998a) y Bossi et al. (1998). Finalmente, al este de esta zona de cizalla se encuentra ubicado el TCD. Los terrenos Piedra Alta, Tandilia, y Nico Pérez constituyen el Cratón del Río de la Plata en Uruguay según Bossi & Cingolani, (2009), aunque otros autores excluyen al TNP (Oriolo et al. 2016)

Los Terrenos Cuchilla Dionisio y Tandilia son los más discutidos, así como también la extensión del Cratón del Río de la Plata. Algunos autores consideran al TT como parte del TPA, conformando este último al CRP, por ejemplo Oyhantçabal et al. (2011). El TNP y el TPA son aceptados de manera unánime aunque con diferencias en cuanto a extensión, y en el caso del TNP también respecto a la edad de las rocas que lo componen. Esta otra interpretación de la geología del Uruguay (Sánchez Bettucci et al., 2010; Oyhantçabal et al. 2011; Oriolo et al. 2016), sostiene que el escudo uruguayo se encuentra integrado por dos unidades tectono-estratigráficas, el Terreno Piedra Alta y el Terreno Nico Pérez, y un cinturón Brasiliano (Cinturón Dom Feliciano). Hacia el W de la ZCSY se encuentra el TPA, y hacia el E de la misma se encuentran las rocas cristalinas del TNP con edades Argueanas a Mesoproterozoicas, y el Cinturón Dom Feliciano de edad Neoproterozoica. El Cinturón Dom Feliciano es un componente mega-estructural producto de sucesivas subducciones y colisiones durante la Orogénesis Brasiliana. El desarrollo de ese cinturón también involucró el retrabajamiento de bloques de basamento preexistente como Unidad Campanero, Terreno Punta del Este, y el Complejo Encantadas de Brasil (Sánchez Bettucci et al., 2010; Oyhantçabal et al., 2011) (Fig. 5).

En este estudio se trabajará utilizando la interpretación de Bossi et al. (2005).

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



*Figura 5 – Modelos tectónicos para el Uruguay: a) modelo según Sánchez Bettucci et al. (2010), Oyhantçabal et al. (2011); b) modelo según Bossi et al. (2005), Bossi & Cingolani (2009), Bossi & Gaucher (2014). Extraído de Núñez Demarco (2015)* 

#### 6.1.2. Geología del área de estudio.

El área a estudiar se encuentra enmarcada dentro del Terreno Nico Pérez, definido por Bossi & Campal (1992), limitado al W por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y al E por la Zona de Cizalla Sierra Ballena (Gaucher et al., 1998a).

Según Gaucher et al. (2004b), afloran aquí el Grupo Mina Verdún, el Grupo Arroyo del Soldado, y el Granito de Minas (Fig.6). A su vez, Rossello et al. (2007) reporta la presencia de las lavas de Formación Puerto Gómez, y los conglomerados de Cañada Solís.

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



*Figura 6 – Mapa extraído y modificado de Gaucher et al. (2004b), donde se ilustra aproximadamente el área de estudio con un recuadro rojo.* 

#### 6.1.2.1. Grupo Mina Verdún

El Grupo Mina Verdún (GMV), de edad Mesoproterozoica, fue definido por Poiré et al. (2003, 2005) en la cantera "Mina Verdún" y aflora en el sector sur del Terreno Nico Pérez (Fig.7). Antes incluido en el Grupo Lavalleja (Caorsi & Goñi 1958; Bossi, 1966), o como "Calizas tipo Fuente del Puma" (Bossi y Navarro, 2000) y dentro de Formación Fuente del Puma (Midot, 1984; Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci et al., 2001).



Figura 7 – Mapa geológico de la localidad tipo del Grupo Mina Verdún (Poiré et al., 2005, modificado), extraído de Poiré, 2014.

Este grupo se encuentra constituido por una sucesión siliciclástica y carbonática, y en la definición original el mismo se conformaba de base a techo por cuatro formaciones: Formación Don Mario (metapelitas); Formación La Toma (margas grises); Formación El Calabozo (calizas grises estromatolíticas); y Formación Gibraltar (dolomías con pelitas y margas asociadas) (Poiré et al., 2003). Eventualmente la definición fue expandida a cinco, donde se incluyó la Formación Cerro Las Víboras (metariolitas foliadas) en la base de la sucesión, la cual fue reconocida en la cantera Burgueño (Gaucher et al., 2011). El grupo se encuentra cubierto en discordancia erosiva por la Formación Las Ventanas de edad Ediacárico Inferior (Midot 1984; Gaucher et al., 2008a).

La Formación Cerro Las Víboras se compone principalmente por metariolitas foliadas de color gris y gris verdoso, con una potencia de 80m, compuestas por una matriz cuarzo-sericítica con fenocristales de cuarzo y feldespato en menor porcentaje, que se intercalan con tobas lapillíticas con fiammes dispersos. En el tope es transicional con las litologías de la Formación Don Mario, mientras que la base no se encuentra expuesta. (Poiré, 2014)

Martinez (2013), describe petrográficamente a las metariolitas. Según la autora estas se caracterizan por presentar un 94% de matriz y un 6% de fenocristales de cuarzo de alta temperatura. La matriz se encuentra compuesta en un 43% de sericita-muscovita, 40% de cuarzo policristalino de pequeño tamaño, 6% de opacos, 3% de feldespato potásico y 2% de tremolita. Es característica la presencia de fenocristales de cuarzo beta euhedrales a subeuhedrales, monocristalinos, en su mayoría con bordes rectos y angulosos y presentando bahías de corrosión o golfos. Estos fenocristales se encuentran inmersos en una matriz microgranular de sericita, muscovita y cuarzo. En la matriz pueden encontrarse cuarzos policristalinos, y una gran cantidad de opacos (magnetita, pirita entre otros). Como minerales accesorios se reconoce turmalina, circón, óxidos de hierro y clorita.

Gaucher et al. (2011), obtuvieron una edad U-Pb LA-ICP MS concordante en zircones primarios de 1433  $\pm$  6 Ma para esta unidad en la Cantera Burgeño. Presenta su área tipo en el cerro homónimo ubicado al NW de dicha cantera, siendo esta la única área conocida donde aflora hasta el momento.

**Formación Don Mario** se encuentra integrada por 40 m de lutitas y fangolitas negras a grises, masivas y laminadas, ricas en materia orgánica y con pirita diseminada. El alto contenido de materia orgánica y la presencia de pirita señalan condiciones anóxicas en la cuenca en el momento de la depositación, así como un ambiente fuertemente reductor y de baja energía. También se encuentran recortadas por venillas lenticulares de cuarzo de 20 cm de potencia. Al microscopio se identifica bien preservada la laminación, con alternancia de capas limosas y fangosas, con muy delgadas capas de arcilla, y gradación normal de granos detríticos de cuarzo. Abundantes lentes de materia orgánica se intercalan con la laminación. A su vez, planos de clivaje penetrativo recortan el conjunto de forma oblicua, los cuales se encuentran definidos por la orientación de finas escamas de sericita. La laminación y el clivaje se encuentran a su vez, recortados por micro-fracturas rellenas de carbonato y micro-bandas de cizalla frágil (shearbands, Poiré et al., 2005; Poiré, 2014).

Poiré et al. (2005), realizan una difractometría de rayos X donde observan que estas rocas se encuentran compuestas por un importante porcentaje de cuarzo, y escasa cantidad de arcillas y carbonatos, siendo los argilominerales presentes esencialmente illita, clorita, e inter-estratificados illita-esmectita y clorita-esmectita. A su vez, realizaron análisis geoquímicos, los cuales sugieren un alto grado de meteorización, retrabajamiento y selección del área fuente. La relación Th/Sc vs. Zr/Sc permitió determinar el grado de los procesos de selección y reciclado del material, así como la procedencia, mientras que para diferenciar el ámbito tectónico aplicaron las funciones discriminantes de Bathia & Crook (1986) Ti/Zr vs. La/Sc y La/Y vs. Sc/Cr. Estos, indicaron una procedencia a partir de materiales félsicos altamente diferenciados de la corteza superior influenciada por un arco de isla continental en un margen continental activo (Ti/Zr vs. La/Sc), o simplemente margen continental activo (La/Y vs. Sc/Cr). Puede ser un forebulge o un margen pasivo de una cuenca de retroarco. Rocas de corteza continental superior antigua que aportan a márgenes pasivos o a cuencas continentales colisionales como en arcos jóvenes diferenciados que alimentan cuencas de retroarco y trasarco. Esto coincidiría con el notable reciclado presente en estos sedimentos. (Poiré at al., 2005; Poiré 2014).

En la base pueden ocurrir paquetes de areniscas arcósicas e intercalaciones con tufos ácidos. En el tope, las pelitas pasan gradualmente a las margas de la Formación La Toma. (Gaucher et al., 2004a, 2011; Poiré, 2014)

La **Formación La Toma** presenta un contacto concordante y transicional con la Formación Don Mario y se encuentra cubierta concordantemente por las calizas de Formación El Calabozo. Se compone por potencias de hasta 15-20 metros de margas grises de grano fino a medio, que a causa de la meteorización pueden encontrarse de color gris verdoso. (Poiré, 2014)

Según Poiré et al. (2005), las margas se componen de 40-45% SiO<sub>2</sub> y 25-35% carbonato de calcio, y el resto mayormente MgCO<sub>3</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Estudios de Difracción de Rayos X detectaron que los clastos de tamaño limo se componen por abundante cuarzo, dolomita, calcita, argilominerales (illita y escasa clorita), y feldespatos subordinados. Al microscopio, estos autores observaron cristales de carbonato micríticos suturados de dolomita y calcita, entre los que se disponen escamas de sericita y granos de cuarzo, plagioclasa y turmalina. En cuanto a las estructuras sedimentarias, las rocas de esta formación presentan laminación plano-paralela con bases netas y gradación normal, donde láminas de carbonatos se intercalan con láminas silicoclásticas mezcladas con carbonato. La laminación se encuentra recortada por un clivaje de disolución por presión y rumbo noreste-sudoeste a este-oeste, y a su vez, tanto la laminación como el clivaje se ven afectados por pliegues kink con ejes que buzan hacia el noroeste entre 25 y 60 grados y venillas de carbonato. Estas estructuras se encuentran cortadas por estilolitos cuspados y rectangulares, entre cuyos planos se encuentran granos relícticos de cuarzo y feldespato (Poiré et al., 2005; Poiré, 2014). Hacia el tope de la unidad se encuentran ritmitas dolosiltito (o marga dolomítica)-calcarenita impura, que transicionan hacia las calizas estromatolíticas de la Formación El Calabozo (Gaucher et al., 2007)

Las margas de la Fm. La Toma indican el inicio de cambios importantes en el ambiente, de manera que comienzan a generarse las condiciones necesarias para el desarrollo de la sedimentación carbonática: incremento de la cristalinidad de las aguas, somerización, mejores condiciones climáticas. Estas margas podrían haber sido parte de una rampa carbonática que evoluciona a plataforma. Esta plataforma sería la Fm. El Calabozo, con un importante desarrollo de estromatolitos (Poiré et al., 2005; Poiré, 2014).

**Formación El Calabozo** es la unidad de mayor importancia económica de GMV, comprendida por una potente sucesión de calizas con un espesor de 170 m y que ocupa la mayor parte de los afloramientos de la cantera. Son el objeto de explotación de Cementos Artigas S.A. para la fabricación de cemento portland. Se encuentra por encima de las rocas de la Formación La Toma en continuidad estratigráfica, y se encuentra cubierta por la Formación Gibraltar en contacto erosivo (Poiré et al., 2003).

En el tope de la formación es interpretado por Poiré et al. (2005), como un paleorelieve kárstico que presenta valles con incisiones de hasta 15 metros de profundidad rellenos por brecha de colapso, lo cual sugiere el retiro prolongado del mar con la caída de su nivel relativo. Las calizas que componen esta formación pueden ser masivas, laminadas o estromatolíticas. Estas son muy puras, con porcentajes de CaCO<sub>3</sub> de 93% en Mina Verdún y de hasta 95% en Cantera Burgueño (Gaucher & Poiré, 2009).

Los estromatolitos columnares asignados a *Conophyton fm.* son los más abundantes, aunque también se observan escasos estromatolitos dendroides, y columnares digitados (Gaucher & Poiré, 2009). Los estromatolitos son herramientas sumamente importantes para determinar la polaridad de las capas y la posición del S<sub>0</sub>. Este tiende a ser perpendicular al eje vertical de la columna estromatolítica, y el ápice de las láminas cónicas apunta hacia arriba (Poiré, 2014). Estos se conforman por espesos bioestromas de hasta 1,70 m de alto. Se trata de estructuras subcilíndricas simples, no-ramificadas con una laminación interna netamente cónica, cuyos ápices definen una zona axial distintiva, y una sección horizontal de estructura concéntrica muy conspicua (Poiré et al., 2005; Poiré, 2014). La laminación interna frecuentemente es discontinua de una columna a otra, por lo que las secciones verticales de los bioestromas muestran ápices que apuntan hacia arriba. La actitud de las columnas es generalmente recta, aunque algunas adoptan posturas recumbentes o sinuosas. El grado de separación entre estas varía

desde poco espaciadas a muy apretadas, y las alturas son de 70 cm como máximo y anchos de 5 a 25 cm (Poiré et al. 2005; Poiré, 2014). Las morfologías columnares cónicas simples son las más abundantes, la biodiversidad estromatolítica es muy baja, sin embarga eventualmente se encontraron estromatolitos mal preservados con estilo de ramificación dendroideo, y posiblemente también se desarrollaron subordinadamente estromatolitos columnares digitados (Poiré et al. 2005; Poiré, 2014). El grupo Conophyton ha sido interpretado como desarrollados en ambientes marinos submareales en sus sectores más profundos por Poiré (1987, 2002). Poiré (1987) muestra una variación en la morfología de los estromatolitos con la batimetría, de modo que los estromatolitos columnares digitados son esencialmente intermareales, los bulbosos son submareales someros y los cónicos submareales más profundos. Por lo cual, la baja biodiversidad y gran abundancia de Conophyton en Fm. El Calabozo sugieren un ambiente marino submareal muy recurrente, con posibles niveles de somerización representados por digitados de menor escala (Poiré et al., 2005).

Poiré et al. (2003) define seis miembros informales que de base a techo son: 1) "Calizas grises laminadas": 15 m calizas grises, rojas y verdes laminadas. Conforman una sucesión heterolítica donde se intercalan láminas de calcipelitas y calcarenitas con 65 a 75% de CaCO<sub>3</sub>; 2) "Calizas grises masivas": 30 m calizas con 85% de CaCO<sub>3</sub>.; 3) "Calizas estromatolíticas grises": 50 m de calizas con abundantes estromatolitos columnares cónicos *Conophyton fm.*, con tenores de 93% de CaCO<sub>3</sub>. Depósitos de brechas de colapso de origen kárstiko pueden modificar el espesor a menos de 30 m.; 4) "Calizas gris verdosas": 30 m calizas mostrando contenidos de 83% de CaCO<sub>3</sub>.; 5) "Calizas negras bien consolidadas": 15 m calizas silíceas negras, masivas, con alto grado de consolidación, caracterizadas por altos contenidos de SiO2 de hasta 42%.; 6) "Calizas estromatolíticas negras": 30 m calizas estromatolíticas negras similares a las inferiores con presencia de *Conophyton fm.* Hacia el techo pasa a una caliza negra con laminación monticular y recortada por abundantes venas rellenas con calcita. Presenta tenores de 89% de CaCO<sub>3</sub>.

Al microscopio Poiré et al. (2005), observaron que las calizas se conforman por individuos ortoquímicos de calcita en mosaicos homogéneos esparíticos y

subesparíticos, o con laminación corrugada estromatolítica. También observaron las características microtectónicas, identificado un clivaje de disolución aún más penetrativo que en el caso de las margas de Formación La Toma, y estilolitos de mayor longitud y amplitud de dientes. Realizaron análisis de difracción de rayos X, que indicaron un fuerte predominio de calcita frente a uno más escaso de cuarzo y argilominerales (Illita), con trazas de feldespato. (Poiré et al., 2005; Poiré, 2014).

Formación Gibraltar se dispone en discordancia erosiva sobre las calizas de Formación Polanco, con un espesor mayor a 60 m. El techo de esta unidad no se encuentra aflorando. Se encuentra constituida por pelitas y margas negras, calizas, calizas dolomíticas rosadas, y sobre todo dolomías amarillas, verdosas y negras, así como una pseudo-brecha basal de hasta 4 m de potencia, con "clastos" y cemento calcáreo (se sugiere una autobrecha diagenética, Poiré et al., 2005). Las pelitas y margas son grises oscuras, laminadas, y con intercalaciones de lentes calcáreos laminados, estas se disponen por encima de la pseudo-brecha basal, y con una potencia aproximada de 40 m, pero que disminuye notablemente en altos positivos del paleorelieve labrado sobre calizas de Fm. El Calabozo (Poiré et al., 2003, 2005; Poiré, 2014). Algunas capas calcáreas presentan trenes de ondulas asimétricas y laminación cruzada. Estas litologías se encuentran recortadas por venillas calcíticas finas, y los análisis de difractometría de rayos X mostraron abundante cuarzo, calcita y arcillas, acompañados de escaso feldespato y dolomita (Poiré et al., 2005). Hacia el tope aumentan los lentes calcáreos, hasta ser cubiertas por un manto de calizas y calizas dolomíticas rosadas, litológicamente similar a estos lentes, masivas, y de una potencia de 8 m. Presenta tenores de CaCO<sub>3</sub> entre 60 y 78%, con abundante calcita, dolomita y cuarzo con tenores moderados a bajos de arcillas y feldespato (Poiré et al., 2005). Por encima de estas litologías continúan dolomías amarillas, verdosas y grisáceas, de buen grado de consolidación y grano fino, tanto masivas como laminadas. En testigos corona, Poiré et al. (2006) reportaron la presencia de estromatolitos digitados. La estratificación tiene actitudes variables principalmente por cambios de rumbo e inclinación debido al pegamiento producidos por zonas de cizalla (Poiré, 2014). En el microscopio se encuentran constituidas por un mosaico de dolomita

micrítica a subesparítica fina, microcristalina y cementos silíceos de chert. Se encuentran atravesadas por lentes micrométricos de cuarzo con textura granuda poligonal. El clivaje de disolución está prácticamente ausente, y característicamente se encuentran fajas de cizalla con variados rumbos e inclinaciones. Por difracción de rayos X detectaron muy abundante dolomita, cuarzo, y muy escasa calcita (Poiré et al., 2003, 2005; Poiré, 2014).

Los estromatolitos de esta formación fueron identificados solamente en testigos corona y están representados por formas columnares digitadas del tipo gymnosolenidos y muy escasos *Conophyton fm.* (Poiré et al., 2006). Los gymnosolenidos registrados son columnares ramificados, de digitados a dendroideos, verticales, delgados, uniformes, de erectos a levemente inclinados y márgenes lisos con alturas máximas de hasta 14 cm y diámetros de 2 a 2,5 cm. El perfil de las láminas internas de estos estromatolitos es levemente convexo a parabólico, de moderado a alto relieve y circular a subcircular en planta (Poiré, 2014). Las columnas no están conectadas entre sí, sin embargo el espaciado entre ellas es leve por lo cual se clasifican como cercanos. Los *Conophyton fm.* consisten en columnas subcilíndricas noramificadas, de hasta 20 cm de altura y 5 a 10 cm de diámetro. Con una marcada laminación interna cónica, cuyos ápices definen una zona axial, y una sección horizontal concéntrica muy regular. Su perfil es anguloso a geniculado y su perímetro circular redondeado (Poiré, 2014).

Los estromatolitos gymnosolenidos de Fm. Gibraltar corresponden a zonas submareales altas a intermareales bajas, siendo mucho más someros que los *Conophyton fm.* encontrados en la Fm. El Calabozo (Poiré et al., 2006).

En el techo de la Fm. El Calabozo se encuentran depresiones rellenas con brechas de colapso dentro de las calizas, este paleorelieve kárstico labrado sugiere el retiro prolongado del mar con la caída de su nivel relativo. Luego de un período de tiempo el mar regresa nuevamente rellenando con pelitas pertenecientes a la Fm. Gibraltar las partes basales deprimidas. El incremento de margas y calizas dolomíticas rosadas que culminan con un manto de dolomías, marca una paulatina somerización de la cuenca. Los rasgos sedimentarios de estas rocas se encuentran muy obliterados para realizar un análisis de facies y microfacies que permita esbozar interpretaciones paleoambientales más detalladas (Poiré, 2014).

El GMV y la Formación Las Ventanas en Mina Verdún se encuentran recortados por un enjambre de diques subverticales de basalto y andesita con rumbo latitudinal, denominado "Enjambre sub-volcánico de Minas". Estos diques presentan un espesor de hasta 7 m y son tabulares. Algunos de ellos presentan estructuras de boudinage. Producen metamorfismo de contacto con las rocas de caja, generando hornfels en las pelitas y skarns en las calizas (González et al., 2004).

En el tope de Cerro Verdún bancos de cuarcitas cuyo contacto con el GMV es de origen tectónico mediante un sobrecorrimiento que las transportó (González et al., 2004). Estas no se encuentran atravesadas por el enjambre Subvolcánico de Minas, y la estratificación se encuentra plegada según un estilo apretado ("tight") que no afectó al GMV. Estas rocas se encuentran cortadas por fajas de cizalla frágil con espejos de falla que contienen estrías y crestas que buzan hacia el SW-S con ángulos muy bajos de 10 a 14 grados. El GMV aparece en el área como una ventana tectónica.

#### Edad

Gaucher et al. (2006) presentan datos qumioestratigráficos que permiten hacer inferencias con respecto a la edad de depositación de GMV. Estos autores generan una curva de  $\delta^{13}$ C para el Grupo Mina Verdún en su localidad tipo, donde observaron las relaciones isotópicas de carbono reflejan la composición del agua de mar. Esto no sucede en el caso de Cantera Burgueño y la sección Paso del Molino, donde verifican una alteración térmica importante.

La curva de  $\delta^{13}$ C obtenida muestra una excursión negativa en la base de hasta -3.3% V-PDB (Fm. La Toma), seguida por valores moderadamente positivos que crecen hasta +4.0‰ V-PDB hacia el tope (transición entre Fm. La toma y Fm. El Calabozo). Los carbonatos muestran principalmente un plateau en torno a +2 ‰ V-PDB (siendo este un rasgo quimioestratigráfico característico de esta unidad), y solo se obtuvieron valores positivos de  $\delta^{13}$ C que varían entre +0.15 a +4.0‰ V-PDB. En general los valores de valores absolutos de  $\delta^{13}$ C varían entre –3.3 y +4.0 ‰ V-PDB (Gaucher et al., 2006, 2011).

A partir de las curvas globales de  $\delta^{13}$ C publicadas por Kah et al. (1999), se puede observar que la curva que se obtuvo para el Grupo Mina Verdún se asemeja a la composición isotópica de los carbonatos correspondientes al Mesoproterozoico Superior y Neoproterozoico Inferior (Toniano), entre 1300 y 850 Ma (Poiré., 2014). A su vez, las asociaciones estromatolíticas dominadas por *Conophyton* son más habituales en carbonatos del Mesoproterozoico. Walter (1994) indica que el período de mayor diversidad y abundancia de *Conophyton* ocurrió en el Mesoproterozoico Tardío entre 1300-1050 Ma (Gaucher et al., 2007).

La edad de cristalización para la Fm. Cerro Las Víboras de 1433 ± 6 Ma por el método U-Pb LA-ICP MS en circones determinada por Gaucher et al. (2011), expresa la edad de sedimentación de la base del GMV. A su vez, la edad del GMV se encuentra acotada por la edad de depositación correspondiente a la Fm. Las Ventanas. Esta formación sobreyace en discordancia angular y erosiva sobre GMV (Blanco & Gaucher, 2005, 2014). De acuerdo a las asociaciones de acritarcas descritas de la Formación Las Ventanas por estos autores, así como determinaciones U-Pb de Oyhantçabal et al. (2009) y Mallmann et al. (2007), dicha unidad se asigna al Ediacarense temprano (entre 570 y 590 Ma). Por ello se concluye que la depositación del Grupo Mina Verdún no sólo es anterior a 600 Ma, sino que ya estaba plegado y parcialmente erosionado al depositarse la Formación Las Ventanas.

#### 6.1.2.2. Formación Las Ventanas

Diversos autores como Darwin (1832), Walther (1919), MacMillan (1933) citan algunas de las litologías de esta unidad con anterioridad. La Formación Las Ventanas fue formalmente definida por Midot, (1984) al mapear y estudiar la región Minas-Pan de Azúcar, en el marco de un proyecto de DINAMIGE denominado Inventario Minero Nacional. El autor la interpreta como una secuencia compuesta por conglomerados y brechas, cuyos clastos son principalmente de origen volcánico básico, ácido y graníticos, así como también areniscas y subordinadamente pelitas. Midot, (1984) interpretó a estos depósitos como generados a partir de depósitos subaéreos o subacuáticos de tipo terrazas o playa. Esta Formación aflora en el cerro homónimo y alrededores, presentando una extensión de 120 km<sup>2</sup> en los fotoplanos Las Animas y Piriápolis, y al noreste de Minas.

Preciozzi, et al. (1985) no consideran a esta formación como una unidad independiente, por lo cual la incluyen dentro del Grupo Barriga Negra. Posteriormente, es incorporada al Grupo Lavalleja por Bossi & Navarro (1991), quienes establecen que esta formación se encuentra inter-estratificada con filitas, metalavas y calizas correspondientes al mismo.

Masquelín & Sánchez Bettucci (1993) elaboraron perfiles estratigráficos que los llevó a correlacionar la Formación Las Ventanas y Formación Playa Hermosa, llegando a la conclusión de que estas fueron depositadas dentro de la misma cuenca, a la cual denominaron "Cuenca de Piriápolis", e interpretaron como del tipo pull-apart. A su vez, indican el origen de la Formación Las Ventanas a partir del desarrollo de abanicos aluviales procedentes de Sierra de Ánimas. Sánchez Bettucci & Pazos (1996) definen la "Cuenca Playa Verde", en la cual se habrían depositado las secuencias representadas actualmente por las formaciones Las Ventanas, Playa Hermosa y San Carlos. Estos autores establecen una edad ordovícica, basándose en que la Formación Las Ventanas es posterior a las restantes y, a su vez, al levantamiento de la Formación Sierra de las Ánimas, desde donde descendían los abanicos aluviales que dieron lugar a la misma. Bossi et al. (1998) y Bossi & Ferrando (2001) consideran que la formación Las Ventanas no posee una posición estratigráfica cierta.

Pecoits (2002) realizó un mapeo de la región del Cerro de las Ventanas y sus alrededores, describiendo de manera sistemática los tipos litológicos encontrados, realizando una columna estratigráfica, y un análisis secuencial faciológico y paleoambiental más tarde publicado en Pecoits (2003).

Pecoits (2002; 2003) reconoce en el estratotipo de la Formación una facies proximal y otra distal. La facies proximal, se desarrolla en el sur y se extiende

hacia el norte con forma de cuña, y se compone por conglomerados polimícticos y areniscas masivas, areniscas congloméradicas y fangolitas. La facies distal se encuentra en el norte, y se compone por limolitas estratificadas, areniscas masivas, conglomerados y brechas. Pecoits (2003) cita la presencia de lavas básicas (metabasaltos), al S del área, de color verde claro grisáceo, con vacuolas. En la Formación Playa Hermosa, Sánchez Bettucci et al. (2009) indican la simultaneidad de sedimentación y vulcanismo en ambiente subacuático.

Blanco & Gaucher (2005), confirman la correlación entre Formación Las Ventanas y Formación Playa Hermosa indicando que esta última equivale a una facies marino profundas de la Fm. Las Ventanas. Estos autores subdividen a la Fm. Las Ventanas en tres miembros de base a tope: Miembro La Rinconada, Miembro Quebrada de Viera, y Miembro El Perdido

El Miembro La Rinconada se encuentra compuesto por 500 metros de vulcanitas básicas (principalmente basaltos) y brechas volcanoclásticas básicas intercaladas. Los basaltos son vacuolares, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz subofítica de plagioclasas y piroxenos. Las brechas presentan clastos angulosos con clastos de hasta 3 cm y tienen origen a partir de los basaltos por procesos piroclásticos. Ocurren también tobas básicas intercaladas con las brechas y basaltos. Este miembro se encuentra recortado por microsienitas de Fm. Sierra de Ánimas, su base no se encuentra expuesta y en el tope se observa una transición bastante rápida entre las brechas y lo conglomerados polimícticos del miembro suprayacente.

El **Miembro Quebrada de Viera** es la unidad más potente, con una potencia superior a 3800 m y también la que se presenta con mayor extensión. Se compone principalmente por conglomerados polimícticos, inmaduros textural y composicionalmente, generalmente clasto-soportados, matriz arenosa y con una ocasional estratificación cruzada plana de mediano porte. Esporádicamente se presentan niveles diamictíticos entre los conglomerados. Se intercalan también niveles de areniscas arcosas a vaques arcósicos, así como también tobas riolíticas con una potencia importante. Este miembro es estrato y granodecreciente culminando con la presencia de areniscas y pelitas. Se apoya en discordancia erosiva sobre el miembro anterior, en discordancia angular y erosiva sobre GMV, y es concordante con el Miembro El Perdido.

El Miembro El Perdido presenta una potencia de 600 m y se encuentra compuesto en la base por areniscas muy finas a limolitas que gradan a limolitas finas con una laminación milimétrica. El color varía desde violeta en la base, a gris amarillento y verde en el tope. Las pelitas verdes en el tope presentan cristales de pirita que cortan la laminación, lo cual indica un ambiente anóxico en el momento de la depositación. Este miembro se apoya concordantemente sobre el Miembro Quebrada de Viera, y el techo del mismo no se encuentra expuesto.

Esta Formación en su área tipo se encuentra plegada formando un sinclinal con eje buzando 35º al S20W (Blanco & Gaucher, 2005; 2014).

La Formación Las Ventanas es una secuencia grano y estrato decreciente, interpretada 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 estos autores es de una cuenca extensional de tipo rift, concordante con lo propuesto por Bossi & Navarro (1991) y Masquelín & Sánchez Bettucci (1993).

Blanco & Gaucher (2005) y Gaucher et al. (2008a), le asignan a esta formación una edad Ediacárico Temprano (630-580 Ma) en base a palinomorfos (principalmente acritarcas) encontradas en los miembros Quebrada de Viera y El Perdido. Sánchez Bettucci & Linares (1996), obtiene una edad K-Ar de 615  $\pm$  30 Ma para basaltos del Miembro La Rinconada, y Malmann et al. (2007) reporta una edad U-Pb de 590  $\pm$  2 Ma para basaltos que probablemente correspondan a esta unidad (aunque asignados al Grupo Lavalleja). Oyhantçabal et al. (2009), obtuvieron una edad de cristalización

de circones mediante el método U-Pb SHRIMP de 573  $\pm$  11 Ma en rocas volcanoclásticas ácidas pertenecientes al Miembro La Rinconada según Blanco & Gaucher (2014). Además esta unidad se encuentra intruída por sienitas y traquitas de la Fm. Sierra de Animas, con edades Rb-Sr de 520  $\pm$  5 Ma (Bossi et al., 1993).

#### 6.1.2.3. Grupo Arroyo del Soldado

El Grupo Arroyo del Soldado (GAS) es una potente secuencia sedimentaria inicialmente definida por Gaucher et al. (1996) en un área al norte de la ciudad de Minas, y luego extendida a las áreas N y NE de Uruguay (Gaucher et al., 1998a; Gaucher 2000). Algunos de los afloramientos fueron primeramente descriptos por Weiss (1830), y Darwin (1846). MacMillan (1933) definió la "Minas Series of Uruguay" donde incluía litologías ahora pertenecientes al GAS. La mayoría de los afloramientos que hoy lo componen, inicialmente eran considerados como parte del Grupo Lavalleja (Bossi & Navarro, 1991). Sánchez Bettucci & Ramos (1999) incluyen dentro de la Formación Minas del Grupo Lavalleja algunos afloramientos pertenecientes al mismo. Los afloramientos del GAS se encuentran limitados hacia el E por la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB), la cual constituye el límite oriental del Terreno Nico Pérez (Gaucher et al., 1998a; Bossi et al., 1998). Hacia el W es limitado por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), aunque existen unidades cronocorrelatas al W de este lineamiento como lo es la Fm. Piedras de Afilar.

Este grupo se compone de base a techo por (Gaucher, 2014, y referencias): Formación Barriga Negra (Midot, 1984), principalmente conglomerados y brechas); Formación Yerbal (predominan areniscas y pelitas, con carbonatos y BIF puros, subordinados); Formación Polanco (carbonatos siendo características las ritmitas calizas-dolomía); Formación Cerro Espuelitas (potente sucesión pelítica con cherts y BIF intercalados en su parte media); Formación Cerros de San Francisco (areniscas finas a medias cuarzosas); y Formación Cerro Victoria (dolomías estromatolíticas, dolarenitas, dolarenitas oolíticas y brechas dolomíticas intraformacionales). Inicialmente Gaucher at al. (1996,1998a,b) no incluían en la secuencia a la Fm. Barriga Negra, la cual fue integrada a la misma por Gaucher (2000). El reconocimiento de la Formación Manguera Azul (Cabrera et al., 2014) de edad Paleoproterozoica por Gaucher et al. (2011), también implicó un cambio en la secuencia de este grupo. Las calizas de esta formación se encuentran recubiertas por brechas de la Formación Barriga Negra, y anteriormente eran asignadas erróneamente por similitud litológica a la Formación Polanco. Este hecho generó un cambio en la posición estratigráfica de la Formación Barriga Negra, ya que anteriormente se la designaba a la parte media de GAS, y en el presente se encuentra en la base, correlacionándose con Formación Yerbal (Gaucher, 2014). Se describen a continuación las formaciones que se obervaron en el área de trabajo.

**Formación Yerbal** es una secuencia siliciclástica grano- y estrato-decreciente con más de 1500 metros de potencia. En la base predominan areniscas, que pasan a intercalaciones de pelitas y areniscas en la parte media y pelitas en el tercio superior de la unidad. En el tope se intercalan BIF facies óxido y cherts. A su vez, se observan carbonatos intercalados en la parte superior, de composición predominantemente dolomítica y una potencia de hasta decenas de metros, anunciando el comienzo de Formación Polanco (Gaucher et al., 2004b, 2014). La composición de las areniscas varía de cuarzosas a arcósicas, y en la parte media es común encontrar areniscas blanquecinas intercaladas con limolitas gris azuladas, como sucede en Quebrada de los Cuervos y sus alrededores (Blanco et al., 2009; Chiglino, 2006).

Los BIF presentan patrones de TTRR + Ytrio que indican depositación en un ambiente marino con influencia de fuentes hidrotermales distales y con aguas superficiales oxigenadas (anomalía positiva de Eu e Y, y negativa de Ce, Frei et al., 2009, 2013; Gaucher, 2014).

Las limolitas bandeadas son muy características de esta Formación. Consisten en una alternancia de estratos centimétricos ricos en materia orgánica con presencia de pirita, con estratos con pobres en materia orgánica y más claros (Gaucher, 2000). Pamoukaghlián et al. (2004) indican que la composición de los argilominerales es principalmente illita y clorita, con un porcentaje de caolinita que aumenta hacia el tope. A su vez, identifican la presencia de glauconita y de inter-estratificados clorita/esméctica en el tercio superior de la Formación. Formación Yerbal presenta una importante riqueza fosilífera, desde fósiles esqueletales a acritarcas, los cuales indican un ambiente marino para la unidad (Gaucher, 2014, y referencias). Esto incluye a Cloudina Riemkeae, fósil guía del Ediacárico tardío (Gaucher & Sprechmann, 1999).

**Formación Polanco** se apoya concordantemente sobre la Formación Yerbal, y se compone por 900 metros de carbonatos prácticamente sin intercalaciones siliciclásticas. Se compone principalmente por ritmitas caliza-dolomía, calizas puras, y dolomías en menor medida. Las litologías integrantes se caracterizan por la presencia de materia orgánica, otorgándoles un color azulado o negro. Las ritmitas caliza-dolomía descriptas por Gaucher (2000) son las rocas más características de esta formación. Son alternancias milimétricas a decimétricas de calcarenitas gradadas de origen tempestítico con dolosiltitos a dololutitas ricas en materia orgánica y pirita, siendo estas últimas de origen primario. El modelo de precipitación de la dolomita que mejor permite explicar su formación es la reducción bacteriana de sulfato en una cuenca con aguas profundas anóxicas (Gaucher et al., 1996, 1998b; Gaucher, 2014).

La Formación Polanco es dividida por Gaucher et al. (2004c) en seis miembros informales (unidades A a F), caracterizados por distinta proporción de calizas y dolomías, distinta granulometría, y diferente composición isotópica de C y Sr. Esta división es más fácilmente reconocible en las secciones más someras, donde incluso es posible cartografiar los miembros. Formación Polanco es una secuencia grano- y estrato-decreciente, donde se identifica una disminución de la paleobatimetría hacia el tope de la unidad debido a una importante regresión marina. En la base (Unidad A), la batimetría fue mayor al nivel de base de las olas de mal tiempo, en la Unidad F se observa estratificación cruzada de bajo ángulo la cual indica acción del oleaje en una playa (Gaucher et al., 2004c; Gaucher, 2014).

Los fósiles en esta Formación son relativamente limitados, donde resaltan ejemplares silicificados de *Cloudina riemkeae* (Germs, 1972) en la Unidad B (Gaucher y Poiré, 2009), fósil guía del Ediacárico tardío (Grant, 1990). También aparecen esporádicamente acritarcas de los géneros *Leiosphaeridia y Lophosphaeridium* (Gaucher, 2000). Los estudios de quimioestratigrafía
isotópica permitieron hacer inferencias con respecto a la edad y correlaciones de la Formación Polanco (Gaucher et al., 2004c; Gaucher, 2014).

**Formación Cerro Espuelitas** sobreyace concordantemente sobre Formación Polanco. En la base se encuentra compuesta por pelitas, que en su parte inferior presentan delgadas intercalaciones de calizas similares a las de Formación Polanco. En el tope también se encuentra integrada por pelitas, y en su parte media por 600 metros de depósitos quimiogénicos como BIF y chert. En total, la secuencia presenta una potencia de 1200 metros (Gaucher et al., 1996,1998b; Gaucher, 2000, 2014).

Las pelitas de esta unidad son pizarrosas, compuestas por Illita y clorita, además de ricas en materia orgánica (Gaucher et al., 2003). Los chert se caracterizan por su alta resistencia, generando cerros empinados. Se encuentran compuestos por un mosaico de cuarzo óxidos de hierro y terrígenos en cantidades variables. El color de estos varía según el porcentaje de materia orgánica y de óxido de hierro (negro/gris y rosado, Gaucher, 2014). Los BIF de esta Formación son facies óxido (con un contenido de óxido de hierro que llega a 35% en peso), microbandeados, presentando una alternancia de bandas con un contenido de 40-100% de magnetita o hematita y bandas de chert (Gaucher, 2000). La composición de TTRR+Y muestran un ambiente marino con influencia de fuentes hidrotermales distales, al igual que para Formación Yerbal (Frei et al., 2009; Gaucher 2014).

Esta Formación presenta únicamente acritarcas de los géneros *Bavlinella y Soldadophycus* (Gaucher & Schipilov, 1994; Gaucher, 2000).

En cuanto a la edad, Grupo Arroyo del Soldado es interpretado como una típica secuencia de plataforma depositada sobre un margen continental pasivo durante el Ediacárico-Cámbrico. Esta edad para el GAS fue estimada con datos radiocronológicos, bioestratigráficos y quimioestratigráficos (Gaucher, 2014).

Edades U-Pb de zircones detríticos marcan las edades máximas de depositación para las formaciones Barriga Negra, Yerbal, y Cerros San Francisco en 566  $\pm$  8 Ma, 664  $\pm$  14 Ma y 605  $\pm$  53 Ma respectivamente (Blanco et al., 2009). Las formaciones Yerbal y Cerros San Francisco sobreyacen en

discordancia erosiva sobre granitos Neoproterozoicos de edades U-Pb SHRIMP de 585  $\pm$  3 Ma, y sobre el Granito Mangacha de 583  $\pm$  7 Ma respectivamente (Gaucher et al., 2008b; Gaucher, 2014). A su vez, el GAS se encuentra intruído por las sienitas de Formación Sierra de Ánimas, para las cuales se Bossi et al., (1993) han obtenido edades Rb-Sr de 520  $\pm$  5 Ma (Gaucher, 2014).

*Cloudina riemkeae*, es un fósil guía del Ediacárico tardío (Grant, 1990), que se encuentra en las Formaciones Yerbal y Polanco. Mientras tanto, en la Formación Cerro Victoria fueron encontrados icnofósiles del género *Thalassinoides*, indicando una edad Cámbrica (Sprechmann et al., 2004).

Respecto a los datos quimioestratigráficos, estudios de la composición isotópica correspondiente a Formación Polanco indican una razón <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que varía entre 0,7070 y 0,7087, valores que la curva global de Melezhik et al. (2001) se corresponden con el intervalo 580-550 Ma (Gaucher, 2014). Gaucher (2000) y Gaucher et al. (2003, 2004c, 2007, 2009) reportan valores de  $\delta^{13}$ C para los carbonatos del GAS que muestran una serie de excursiones positivas y negativas típicas del Ediacárico superior. Gaucher et al. (2007) afirman en base a datos quimioestratigráficos que la sedimentación comenzó cerca de 570-565 Ma y culminó en el Cámbrico Inferior. A su vez, indican que el límite Precámbrico-Cámbrico se encuentra probablemente en la transición de Formación Cerros San Francisco y Formación Cerro Victoria.

En el área de estudio se encuentra presente el "Anticlinal La Plata" (Gaucher et al, 2004b), el cual se encuentra conformado por limolitas bandeadas y BIF en el núcleo pertenecientes a Formación Yerbal (Gaucher, 2000), y por calizas, ritmitas caliza-dolomía en los flancos, correspondientes a Formación Polanco (Gaucher et al., 2004b).

El Grupo Arroyo del Soldado es intruído en el área de estudio por el Granito de Minas (Bossi y Navarro, 1991; Gaucher et al., 2004b) generando hornfels y skarns debido al metamorfismo de contacto provocado en las Formaciones Yerbal y Polanco respectivamente. Por sus relaciones estratigráficas se considera una edad Cámbrico Inferior para el Granito de Minas (Gaucher et al., 2004b), ya que no existen dataciones U-Pb de dicho plutón. Respecto al metamorfismo de la unidad, Gaucher (2000) indica que el GAS solo ha alcanzado condiciones de anquimetamorfismo en base a estudios de paragénesis mineral, madurez de los palinomorfos y cristalinidad de la illita. Temperaturas por encima de 200°C fueron encontradas exclusivamente cerca de intrusiones como los granitos Polanco, Minas y Guazunambí (Gaucher, 2000). El Granito de Minas genera skarns en la calizas, que en ese caso alcanzan facies de metamorfismo piroxeno-hornfels (Gaucher et al., 2004b). La deformación en ocurrió en un ambiente transpresivo y esencialmente en una fase, siendo la misma moderada y decreciendo hacia el oeste (Gaucher, 2000).

Gaucher et al. (2004b) estudiaron la zona comprendida entre la ZCSY y el Lineamiento Arroyo la Plata (Oyhantcabal et al., 2001), la cual incluye la zona de estudio, exponiéndose a continuación sus conclusiones. La Formación Yerbal ocupa la mayor parte de esta área, principalmente por pelitas y subordinadamente chert, BIF y dolomías. Las pelitas son generalmente laminadas y con un color de negro a gris debido a la presencia de materia orgánica. En los núcleos de los anticlinales La Plata y La Salvaje las pelitas bandeadas son persistentes, así como también a 500 m del suroeste de la mina de ANCAP. La parte inferior de la Fm. Yerbal no se encuentra expuesta en el área de estudio, siendo el contacto entre esta unidad y el basamento en la zona de la Mina Verdún, de índole tectónico. La transición entre las formaciones Yerbal y Polanco se encuentra bien expuesta en varias secciones, como por ejemplo, los anticlinales La Salvaje y La Plata y dos sinclinales sin nombre a 1-3 km al suroeste de Minas. La Formación Polanco también ocupa un área importante y se encuentra representada por calizas (principalmente calcosiltitos) de color azulado a negro, y ritmitas caliza-dolomía. Mármoles de grano grueso son encontrados en el contacto de esta formación con el Granito de Minas, donde la ocurrencia de talco se da debido al metamorfismo de contacto de calizas silíceas y dolomíticas. A su vez, los carbonatos de la mina sufren un patrón de plegamiento bastante complejo, también a causa de la intrusión granítica, probablemente por la deformación dúctil generada por el aumento del gradiente de temperatura. La unidad más joven del GAS en la región se encuentra representada por la Formación Cerro Espuelitas, la cual

aflora al noroeste del área de estudio (Sinclinales Fuente del Puma, Salus y Verdún). En Fuente del Puma, la transición entre las Formaciones Polanco y Cerro Espuelitas se encuentra expuesta. La formación se encuentra compuesta en la base por limolitas ricas en materia orgánica, intercaladas con estratos de cuarzoarenitas con estratificación cruzada plana. Tectónicamente, el bloque NW se encuentra caracterizado por la presencia de pliegues cilíndricos con flancos buzando aproximadamente 60° y ejes sub-horizontales con orientación NE. La complejidad de los pliegues aumenta cuanto más cerca de la ZCSY, cuya reactivación sinistral en el Cámbrico también afectó al GAS.

### 6.1.2.4. Granito de Minas

El Granito de Minas se encuentra intruyendo al GAS en el área de estudio. Este fue definido primeramente por Bossi & Navarro (1991). Se encuentra compuesto por un 40% de ortoclasa pertítica, 30% de cuarzo. 20% de plagioclasa y 5% de hornblenda y biotita (Bossi y Navarro, 1991; Sánchez Bettucci et al., 2003). La forma de la intrusión se encuentra fuertemente controlada por el Lineamiento Arroyo La Plata, y a su vez se expresa como diques alrededor del área. Al oeste de la mina de ANCAP, aproximadamente a 2 km, ocurren varios roof-pendants de calizas, lo cual confirma que el emplazamiento del plutón se dio a poca profundidad, y relativamente poca erosión desde el emplazamiento del mismo. Este granito genera un intenso metamorfismo de contacto tanto con los carbonatos de la Formación Polanco y las limolitas de la Formación Yerbal, la última desarrollando mica-flakes grandes y sin orientación particular (Gaucher et al., 2004b).

No hay dataciones disponibles sobre el Granito de Minas, pero una edad Cámbrica cercana a la del Granito Guazunambí de aproximadamente 530 Ma (Kawashita et al., 1999) parece probable considerando su relación con el GAS. Finalmente, las sienitas de Formación Sierra de Ánimas intruyen tanto al GAS como al Granito de Minas (Gaucher et al., 2004b).

# 6.1.2.5. Cuenca Santa Lucía

Desde finales del Proterozoico hasta el Cretácico Temprano alto, el actual territorio uruguayo formó parte del Gondwana Occidental. Debido a

perturbaciones térmicas que afectaron la base de la litósfera de Gondwana, a partir del Cretácico Temprano alto este pasó a ocupar una posición geotectónica diferente a causa de un mega-proceso de fracturación y compartimentación continental. Estos procesos se encuentran íntimamente relacionados a la evolución del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (SaLAM). El SaLAM es un extenso corredor tectónico definido por Rossello et al. (1999), tratándose de un rift abortado de edad Jurásico-Cretácico Temprano relacionado con la apertura del Océano Atlántico. Este rift afectó el basamento cristalino y controló la sedimentación y volcanismo de las cuencas Santa Lucía y Merín, y la de los remanentes intermedios (Veroslavsky et al., 2004).



**Figura 8** – Localización del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín en la República Oriental del Uruguay. La zona del SaLAM se expresa en el trazado diagonal: I = Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía); II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín). Extraído de Veroslavsky et al. 2004.

El SaLAM presenta 450 km de largo y 40 a 60 km de ancho. Se dispone en dirección ENE a NE a través del basamento cratónico precámbrico, desde el Río de la Plata hasta la Laguna Merín (Veroslavsky et al., 2004).

Rossello et al. (1999, 2000), proponen analizar el SaLAM en tres segmentos (Fig. 8): sudoccidental (al oeste de la ZCSY); intermedio (al este de la ZCSY y al oeste de la ZCSB); y nororiental (al este de la ZCSB).

En los segmentos sudoccidental y noroccidental, el SaLAM se vincula espacial y temporalmente a la génesis y evolución de las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín respectivamente. Mientras tanto, en el segmento intermedio, se expresa en remanentes y acumulaciones de rocas mesozoicas dispuestas en fosas de orientación NE controlados por fallas transferentes dispuestas N110° a N130° (Rossello et al., 2000).

Rossello et al. (1999, 2000) exponen que la evolución del SaLAM se dio principalmente en dos etapas. La primera etapa se desarrolló desde el Jurásico hasta el Cretácico Temprano y fue de carácter intracratónico, aún Gondwánica. Esta etapa implicó una subsidencia extensional que provocó fallamientos, la generación de nuevos espacios de acumulación y un magmatismo asociado. La segunda etapa se inició a partir del Aptiense y se caracteriza por la actuación de un régimen de intraplaca compresivo como resultado de la nueva dinámica de la placa sudamericana. Este régimen generó un desplazamiento transcurrente dextral NE a lo largo del corredor tectónico, asociado al desarrollo de depocentros sedimentarios y fallamientos.

Según Rossello et al., (2007) en el área de estudio se identifica la falla principal considerada como el labio sur de la cuenca Santa Lucía, la cual intercepta la ZCSY cortando las rocas precámbricas del Terreno Nico Pérez y se prolonga hacia el NE donde controla el emplazamiento y desarrollo del volcanismo cretácico de la región de Marmarajá.

La cuenca Santa Lucía fue descubierta en el año 1951 debido a una perforación en búsqueda de agua realizada en la localidad de San Jacinto por el Instituto Geológico del Uruguay. Posteriormente Jones (1956) describe tanto en superficie como en el subsuelo a la cuenca Santa Lucía, caracterizando tres unidades sedimentarias clásticas que denominó facies Migues, Tala y Montes. También presume la estructura de la misma, conformada por dos graben separados por un horst angosto, hoy conocido como el Alto de Santa Rosa (Veroslavsky et al., 2004, Fig.9). Según Veroslavsky et al. (2004), otras

contribuciones sobre la geología de la Cuenca Santa Lucía fueron realizadas por Bossi (1966), Zambrano (1974), Sprechmann et al. (1981), Bossi & Navarro (1991), de Santa Ana et al. (1994), Veroslavsky (1999) y Rossello et al. (2001).



**Figura 9** – "Esquema que ilustra la estructuración y compartimentación interna de la Cuenca Santa Lucía. El corte geológico que luce arriba representa el perfil transversal de toda la cuenca y el de abajo muestra el perfil longitudinal de la subcuenca Sur. (Tomado de Veroslavsky 1999)". Extraído de Veroslavsky et al., 2004.

La Cuenca Santa Lucía muestra en su sección transversal un perfil asimétrico integrado por un sistema conjugado de fallas normales lístricas de crecimiento sintéticas y antitéticas que definen grábenes y pilares tectónicos sucesivos de diferentes escalas (Fig. 9). Esta cuenca puede ser subdividida en dos fosas (subcuenca Norte y subcuenca Sur) las cuales funcionaron, entre el Albiano y el Senoniano, como ámbitos de sedimentación independientes separados por el Alto Santa Rosa (Veroslavsky, 1999; Veroslavsky et al., 2004).

Los relevamientos realizados tanto en superficie como en subsuelo, muestran un relleno volcano-sedimentario típico de la fase rift que exhibe una arquitectura rombohedral limitada por fallas ENE-WSW que funcionaron como transcurrencias dextrales (Veroslavsky et al., 2004). Esta cuenca es interpretada como de pull-apart por Rossello et al., (2000; 2001).

El apilamiento y registro sedimentario en esta cuenca fue controlado por la tectónica y las variaciones climáticas. Para su estudio, el relleno de la Cuenca Santa Lucía fue subdividido en tres tectono-secuencias (Fig.10): A, B y C (Veroslavsky et al., 2004):

# La Tectono-secuencia A (Jurásico)

La primera fase extensional, de edad Jurásico, según Veroslavsky et al. (2004), se encuentra representada por coladas basálticas delgadas (Formación Puerto Gómez) que se intercalan con conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, rojizos, interpretados como depósitos aluviales originados a partir de un relieve abrupto controlado por las fallas ENE (Formación Cañada Solís).

# La Tectono-secuencia B (Cretácico Temprano, Neocomiense)

La segunda reactivación que ocurre en la cuenca es carácter extensional y se desarrolla durante el Neocomiense. Esta se expresa principalmente en las rocas volcánicas que integran la Formación Arequita y también en algunos de los términos basálticos que se asocian a aquellas.

# La Tectono-secuencia C (Cretácico Temprano, Aptiense-Albiense)

A partir del Aptiense se constata una progresiva aceleración de la subsidencia mecánica en la Cuenca Santa Lucía, producto del desarrollo de un esfuerzo extensional. Este episodio se encuentra caracterizado por los depósitos continentales que conforman las formaciones Castellanos, Migues y Cañada Solís. El comportamiento del Alto de Santa Rosa definió las subcuencas Norte y Sur, y además, controló el estilo de relleno sedimentario de los sistemas aluvio-fluviales y lacustres en el interior de estas.

En un principio, en la región central de la cuenca (lugar que luego ocuparía el Alto de Santa Rosa), se instaló un cuerpo de agua dulce que dio origen a una sedimentación lacustre rica en materia orgánica, microfósiles y palinomorfos, con algunos episodios evaporíticos muy subordinados evidenciados por la formación de niveles centimétricos de yeso y anhidrita (Formación Castellanos). La edad Albiense de la Formación Castellanos está definida por una rica asociación palinológica estudiada por Campos et al. (1998a, b).

Posteriormente el Alto de Santa Rosa fue progresivamente levantado y erosionado convirtiéndose así una estructura positiva que controló buena parte de los sistemas aluvio-fluviales que caracterizan la Formación Migues.

Eventualmente se registró en la cuenca una aceleración de la subsidencia mecánica definida por grandes fallamientos normales y el desarrollo de una sedimentación de tipo red bed, compuesta por pelitas, areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, de coloraciones rojizas, rosadas y naranjas que se reúnen en las formaciones Migues y Cañada Solís. Los depósitos de la Formación Migues conforman la mayor parte del relleno de esta cuenca, presentando una potencia mayor a los 2000 m. Los transportes de tipo lateral se desarrollan perpendicularmente a los bordes y altos internos de la cuenca (dirección de flujo N-S) y fueron gobernados por sistemas de abanicos aluviales vinculados a las fallas de dirección ENE. Las facies más proximales están corresponden a la Formación Cañada Solís, mientras que las intermedias y distales corresponden a la Formación Migues.

		Unidades litoestratigr	estratigráficas del Lineamiento Santa Lucía - Aiguá - Mer		
		Segmento su doccidental So Santa Lucía	Segmento intermedio Minas - Lascano, etc.	Segmento nororiental Aiguá - Laguna Merín NE	Fase tectónica
urásico Cretácico	Aptiense Albiense	CS Ca	₿? Mi? <sub>₿</sub>	∭Mi? MaVC PG	Transcurrente dextral
	fedio Sup. Neocomiense	CS PG		DaRB	 Extensional

**Figura 10** – "Registros del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín: fases tectónicas y unidades estratigráficas. CS = Formación Cañada Solís; PG = Formación Puerto Gómez; DaRB = dacitas de Río Branco; Aq = Formación Arequita; MaVC = Macizo Alcalino de Valle Chico; Ca = Formación Castellanos; Mi = Migues ?: sedimentitas asignadas a las formaciones Migues y Cañada Solís.)". Extraído de Veroslavsky et al., 2004.

Las fallas y lineamientos de dirección N-S (o muy próxima a ésta) fueron reactivados, en forma recurrente, durante la evolución cenozoica de la Cuenca Santa Lucía. Esto último configura un rasgo distintivo en la evolución cenozoica del territorio uruguayo.

### 6.1.2.5.1. Formación Puerto Gómez

Según Muzio (2004), las primeras referencias de esta unidad geológica se deben a Walther (1927). Estas lavas fueron encontradas en un sondeo realizado en Puerto Gómez y descriptas por Serra (1944), luego denominadas "Lavas de Puerto Gómez" por Caorsi & Goñi (1958). Fue definida como formalmente por Bossi (1966), donde plantea un esquema estratigráfico para las lavas Mesozoicas del Uruguay, como basaltos espilíticos vacuolares. Más adelante, Bossi & Schipilov (1998) propusieron renombrar a esta formación como "Formación Mariscala" sin ninguna modificación conceptual, ya que consideraron impropio el lugar geográfico asignado debido a que las lavas no afloraban allí, sino que fueron descubiertas gracias a un sondeo de 200 m de profundidad. Estos basaltos fueron descriptos por Muzio (2004), como basaltos amigdaloides de color gris oscuro, y castaño rojizo cuando se encuentran alterados. Por lo general se presentan como basaltos amigdaloides, pero pueden subordinadamente encontrarse masivos. Presentan textura subofítica y glomeroporfiítica. Mineralógicamente los ocasionalmente basaltos se caracterizan por la presencia de augita (clinopiroxeno), plagioclasa cálcica, olivino, y minerales opacos. Las amigdalas de estos basaltos se encuentran rellenas de zeolita, calcita, yeso y cuarzo (Muzio, 2004).

Según Bossi & Schipilov (2007) estas lavas se encuentran compuestas por plagioclasa relictual An<sub>57</sub> (labrador), augita y celadonia. A su vez, la plagioclasa se encuentra corroída y transformada a una mezcla de albita y ceolita, lo cual según los autores indica abundante presencia de Na<sup>+</sup> en las aguas donde se derramaron estas lavas.

Pueden encontrarse también andesitas, las cuales son de color marrón rojizo, presentan textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa (An44) en una matriz afanítica, que se disponen como diferentes derrames sobre los basaltos, principalmente en los alrededores de las localidades de Lascano y Velázquez (Bossi & Ferrando, 2001). Diversos autores realizaron dataciones de esta unidad utilizando distintos métodos (Tablas 1 y 2), predominando las edades Cretácico Inferior.

Dataciones <sup>40</sup> K/ <sup>40</sup> Ar			
Edad	Autor		
142 ± 10 Ma	Bossi & Umpierre (1975)		
165.6 ± 16.6 Ma	Veroslavsky (1999)		
120.0 ± 3.2 Ma	Muzio (2000)		

Dataciones <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar				
Edad	Autor			
133,0 ± 0,8 Ma	Stewart et al. (1996)			
132,0 ± 0,2 Ma	Féraud et al. (1999)			
126,9 ± 0,9 Ma	Cernuschi et al. (2015)			

*Tabla 1–* Dataciones <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar de Fm. Puerto Gómez

**Tabla 2-** Dataciones <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de Fm. Puerto Gómez.

### 6.1.2.1.1. Formación Cañada Solís

La Formación Cañada Solís fue definida originalmente por de Santa Ana & Ucha (1994). El desarrollo de esta formación en superficie y subsuelo se encuentra acotado casi exclusivamente a los bordes y altos de cuenca. Litológicamente se encuentra compuesta por conglomerados, conglomerados conglomerádicas, rojizos. arenosos V areniscas de colores Estos conglomerados presentan textura matriz-sostén típicos de ambientes de synrift, y son de origen aluvial (Rossello et al., 2000). En la región del arroyo El Perdido, al Noroeste de la ciudad de Minas, Rossello et al., (2000) reconocen grietas lenticulares rellenas con cuarzo lechoso de hasta 1 m de largo y 1 cm de potencia dispuestas subverticalmente con rumbos N110°. En conjunto, estas presentan arreglos en trenes escalonados en bandas con rumbo N 80° sobre las que es posible determinar desplazamientos transtensivos dextrales.

#### 6.1.2.2. Formación Libertad

Fue definida por Goso et al. (1966) al mapear la región de Sur del Departamento de San José, en base a los estrato tipos ubicados en la zona de la localidad del mismo nombre. El autor le otorgó el rango de Formación y la separó de un conjunto de sedimentos cuaternarios que con anterioridad Caorsi & Goñi (1958) denominaban "Loess de Arazatí". Caorsi & Goñi (1958) designan estos sedimentos con el nombre de Loess de Arazatí para sustituir la denominación de Formación Pampeana o Loess Pampeano con que en Uruguay se nombraban genéricamente a los sedimentos de origen continental Pleistocenicos (Preciozzi et al., 1985; Veroslavsky, 2004). Fue citada sin modificaciones relevantes en Goso & Bossi (1966,1969), y ha resistido todas

las revisiones realizadas por los especialistas. Algunos autores, como por ejemplo Bossi & Navarro (1991), adicionan elementos a la misma manteniendo su estatus formal (Veroslavsky, 2004). Según Spoturno et al. (2012) se ha reconocido cartográficamente en la zona sur, sureste y suroeste del país por Preciozzi et al. (1985); Bossi et al. (2001); Spoturno et al. (2004 a, b, c).

Esta unidad se desarrolla principalmente en el sur del país, generando superficies onduladas. Litológicamente se caracteriza por la presencia de lodolitas masivas con porcentajes no mayores al 1 % de arena gruesa y grava homogéneamente dispersa en la matriz, siendo la mineralogía de estos detritos es fundamentalmente cuarzosa y feldespática. Dominan los términos limo-arcillo-arenosos y limo-arcillosos. Menos frecuentemente pueden presentarse loess y arenas de coloración pardo-rojiza, y carbonato de calcio dispuesto en concreciones y lentes pequeños. En términos generales los porcentajes de carbonato son del orden del 2 al 4%. Pueden encontrarse también pequeñas concreciones de óxido de hierro y rosetas de yeso. Sondeos realizados indican que la potencia de esta Formación es de 30 metros como máximo (Preciozzi et al., 1985; Veroslavsky., 2004).

Ubilla & Perea (1999) afirman que a esta Formación se le ha atribuido una gran riqueza paleontológica no verificada, ya que esta unidad es parte de lo que tradicionalmente se ha denominado "Pampeano". La mayor parte de los fósiles asignados no tienen adecuado control estratigráfico, y algunos podrían corresponder a otras unidades, como por ejemplo, la Formación Dolores. A su vez, estos autores ofrecen una lista tentativa de mamíferos que podrían corresponder a la Formación, así como también a las Formaciones Raigón y Dolores.

Lo que algunos autores interpretan como una intercalación con niveles ingresivos correspondientes a la Formación Chuy, permitiría segregar los "eventos" Libertad I y Libertad II, preservándose esencialmente como terrazas elevadas y medias. Con lo que refiere a la paleoclimatología reinante en momentos de la depositación de la unidad, se encuentran matices entre los autores. Se hace referencia a un clima semiárido con períodos húmedos, condiciones diluviales, asociación a episodios glaciales, entre otras. Panario &

Gutiérrez (1999) indican que Libertad I estaría asociada a clima seco y frío, y Libertad II a clima cálido y húmedo (Veroslavsky et al., 2004).

Según Preciozzi et al. (1985), se trata de sedimentos depositados en ambiente continental a clima semiárido con períodos de mayor humedad, permitiendo la acumulación de material fino por transporte eólico y su removilización por escurrimiento, así como deslizamientos en masa y solifluxión.

Las relaciones de contacto en la base son en general discordantes con formaciones de edad terciaria, cretácicas, devónicas, así como con el basamento cristalino (Preciozzi et al., 1985).

Se la ha vinculado al Piso Ensenadense (actualmente Plioceno tardío – Pleistoceno medio temprano según Cione & Tonni 1999), y por criterios estratigráficos se ha considerado su edad de depositación dentro el Pleistoceno Inferior y Medio (Veroslavsky et al., 2004). Finalmente, estudios más recientes la colocan dentro del Pleistoceno Superior (Ubilla & Martinez, 2016).

### 6.2. Hidrogeología del área de estudio

Según la Memoria de la Carta Hidrogeológica del Uruguay escala 1:2.000.000 (DINAMIGE, 1986) en la división de provincias hidrogeológicas del continente, la cual fue aprobada en la segunda reunión de coordinación para la elaboración del Mapa Hidrogeológico de América del Sur, nuestro país se encuentra comprendido por la Provincia Hidrogeológica del Paraná, la Provincia del Escudo Meridional, y la Provincia Costera.

La Provincia Hidrogeológica del Paraná ocupa la región noreste y centro-norte del país, donde destacan como unidades hidrogeológicas principalmente rocas sedimentarias y basaltos hacia el oeste. La Provincia del Escudo Meridional está integrada por las rocas de edad precámbricas, abarcando las regiones centro-sur, centro-este y sureste del territorio nacional, y ocupando la mayor parte de la superficie del país. Desde el punto de vista hidrogeológico se caracteriza por la presencia de acuíferos fisurados, no presentan en general problemas de calidad, existiendo anomalías solamente en cuanto a su dureza, con rangos entre 300 y 400 ppm de carbonato de calcio. Finalmente, la Provincia Costera se encuentra integrada fundamentalmente por las Cuencas

Santa Lucía y Laguna Merín, y los sedimentos de origen costero. Abarca las formaciones geológicas desde el Cretácico hasta el Cenozoico (Heinzen et al., 1986; Collazo & Montaño, 2012).

El área de estudio, por lo tanto, se encuentra enmarcada dentro de la Provincia del Escudo Meridional y la Provincia Costera.

Para lograr una mejor organización del esquema hidrogeológico del país, se optó por realizar una separación en unidades hidrogeológicas (Heinzen et al., 1986).

Heinzen et al. (1986) generaron una clasificación de unidades acuíferas a partir de parámetros litológicos e hidrodinámicos. En primer lugar, clasificaron a estas unidades en tres grupos: rocas porosas con importancia hidrogeológica relativa grande a pequeña; rocas fracturadas con importancia hidrogeológica relativa media a pequeña, y rocas porosas o fracturadas con importancia hidrogeológica hidrogeológica relativa muy pequeña o nula.

En la zona de estudio, las unidades presentes son la unidad geológica Puerto Gómez, la unidad Geológica Cámbrico-Precámbrico Superior Moderno, y la unidad geológica Precámbrico Medio. Estas se encuentran englobadas en la clasificación de rocas fracturadas con importancia hidrogeológica relativa media a pequeña.

La Unidad Geológica Puerto Gómez (Jpg) se caracteriza por la presencia de acuíferos locales, en zonas de fracturas y/o mantos de alteración. La permeabilidad es baja, la calidad química del agua es variable, al igual que la profundidad de los pozos presentes. Esta unidad presenta un comportamiento muy heterogéneo, tanto desde el punto de vista químico como de productividad, no existe en general mucha información de esta unidad por su escasa importancia como acuífero.

La Unidad Geológica asignada al Cámbrico-Precámbrico Superior Moderno (GpGA) se caracteriza por acuíferos locales, restringidos a áreas fracturadas. Se trata generalmente de rocas metamórficas con una permeabilidad generalmente buena. Finalmente, la Unidad Geológica correspondiente al Precámbrico Medio (pEC). Se caracteriza también por la ocurrencia de acuíferos locales vinculados a áreas de alteración y/o fracturación. Se trata generalmente de rocas metamórficas, donde la permeabilidad es baja, y la calidad química del agua es generalmente buena.

Heinzen et al. (1986) separa a el Cámbrico-Precámbrico Superior Moderno y el Precámbrico Medio como dos unidades diferentes debido a que en el primero, ya que las posibilidades hidrogeológicas del mismo se encuentran prácticamente restringidas a áreas de fracturación de la roca. En cambio, en el Precámbrico Medio, junto al fenómeno de fracturación, es muy común que el agua se encuentra asociada a niveles importantes de alteración.

En la Carta Hidrogeológica 1:1.000.000 presentada por Heinzen et al. (2003), la zona de estudio se encuentra en un área donde la productividad de los acuíferos es muy baja (q < 0.5 m<sup>3</sup>/h/m). En esta carta, las unidades hidrogeológicas correspondientes al área de estudio se encuentran en dos categorías: Acuíferos en rocas con porosidad por fracturas y/o niveles de alteración o disolución cárstica, con alta a media posibilidad para agua subterránea; y Acuíferos en rocas con porosidad intersticial o por fracturas de limitada amplitud, con baja posibilidad para agua subterránea.

La Unidad Hidrogeológica Neoproterozoico (NP) se encuentra comprendida dentro de la primera categoría, y se localiza en el sureste y noreste del país. Litológicamente se encuentra conformada por esquistos, micaesquistos, bancos y lentes de calizas y dolomitas, filitas, cuarcitas, meta-areniscas, anfibolitas, gneises y granitos. Los caudales específicos en general son inferiores a 0.50 m<sup>3</sup>/h/m, y el residuo seco promedio es del orden de los 600 mg/l.

En la segunda categoría, los autores incluyeron aquellas rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, que por su composición, tienen importancia hidrogeológica muy reducida. Dentro de la zona de estudio predominan las rocas de porosidad secundaria. En este contexto, Heinzen et al. (2003) han incluido las unidades geológicas del Neoproterozoico y Mesoproterozoico, las

51

cuales corresponden fundamentalmente a las unidades Arroyo del Soldado, Complejo Metamórfico Grenvilliano y del Grupo Carapé.

González et al. (2017) realizaron un estudio geológico e hidrogeológico en tres regiones del país, una de las cuales abarca el área de estudio. Este estudio se enfoca en la importancia de la Formación Polanco como acuífero kárstico, y a su vez observaron el comportamiento hidrogeológico de las formaciones Yerbal y Cerro Espuelitas en estas regiones.

En este estudio, los autores concluyen que los carbonatos de la Formación Polanco en los alrededores de la ciudad de Minas se caracterizan por constituir bancos de calizas, calizas dolomíticas y calcarenitas. Observan que Formación Yerbal se ubica en los niveles topográficos más elevados del área, y que en superficie genera depresiones en las que se desarrollan cuerpos de agua temporales. Los autores indican que tanto esta, como Formación Cerro Espuelitas, se comportan hidrogeológicamente como niveles muy poco permeables. En este estudio se definen por vez primera estructuras kársticas en los carbonatos de la Formación Polanco. Se desarrolla un relieve kárstico sobre la Formación Polanco, donde González et al. (2017) identifican dolinas tipo "taza" principalmente, y dolinas tipo "pozo" abiertas con colapso de las estructuras. Según González et al. (2017) los karst en calizas plegadas se desarrollan aprovechando el drenaje de plano axial.

# 7. RESULTADOS

# 7.1. Resultados Geológicos

Se realizó un mapa geológico 1:20.000 del área (Anexo 6), utilizando como referencia el mapa presentado por Gaucher et al. (2004b), a partir de varios puntos de campo donde se recolectaron datos litológicos y estructurales. Se correlacionaron las litologías encontradas con las unidades estudiadas en los antecedentes, donde la confección de láminas delgadas jugó un papel muy importante. En Mina Verdún solo se pudieron realizar tres puntos, por ello, para realizar el mapa geológico se utilizó como referencia el mapa realizado por Poiré et al. (2003), modificado en Poiré (2014). Sobre el cuadrante suroeste del área, al sur de la Ruta 8, se encuentra un gran predio privado al cual no se

pudo ingresar. Esta zona incluye parte del anticlinal Salus y sus alrededores. En este caso, el mapa se encuentra fuertemente basado en fotointerpretación y en el mapa de Gaucher et al. (2004b). Se realizaron también dos cortes geológicos (A-B; C-D) ubicados en Anexo 7. Las descripciones a detalle de los puntos relevados y de las láminas delgadas se encuentran en Anexo 1 y Anexo 4 respectivamente.

# 7.1.1. Geología descriptiva

# 7.1.1.1. Grupo Mina Verdún

El Grupo Mina Verdún aflora en el norte, noreste y oeste del área, presentando una extensión aproximada de 3,59 km<sup>2</sup>. Geomorfológicamente, no genera elevaciones importantes, dominando principalmente una geomorfología planaondulada. Se identificaron diversas litologías que fueron correlacionadas con este grupo, de base a techo: meta-ignimbritas, meta-pelitas, meta-margas, y carbonatos. Las meta-ignimbritas fueron correlacionadas con la Formación Cerro Las Víboras, las meta-pelitas con la Formación Don Mario, las metamargas con la Formación La Toma, y finalmente los carbonatos con las Formaciones El Calabozo y Gibraltar (Fig.11). Una porción del área, que ocupa aproximadamente 1,64 km<sup>2</sup> en el norte, no presenta afloramientos, sin embargo se estimó que esta zona se corresponde con litologías del Grupo Mina Verdún por varias razones. En primer lugar, geomorfológicamente es una zona plana, lo cual corresponde con la mayoría de las litologías del Grupo Mina Verdún. A su vez, al norte, suroeste y este de esta área afloran litologías correspondientes a este Grupo. Finalmente, esta zona se encuentra en el núcleo del anticlinal SALUS, donde aflora este Grupo y se encontró un afloramiento de carbonatos pertenecientes al mismo.

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 11- Columna estratigráfica correspondiente al Grupo Mina Verdún.

#### A) Formación Cerro Las Víboras

Esta unidad se expresa en reducidos afloramientos ubicados en el noreste del área, y ocupa un total de 0,4 km<sup>2</sup>. Estos afloramientos exhiben una topografía positiva, que se expresa en pequeños cerros de aproximadamente 180 m (Fig.12 A y B).

Se encuentra en contacto transicional con la Formación Don Mario al norte, y en contacto por falla con las formaciones Yerbal y Polanco al sur.

A nivel de muestra de mano se presentan como rocas de color ocre, y algo verdosas. Se observan cristales de lo que aparenta ser cuarzo  $\beta$  y pirita, inmersos en una matriz más fina. En algunos puntos, parecen encontrarse más silicificadas y alteradas. Pueden observarse pátinas de óxido de hierro, probablemente debido a la oxidación de la pirita, así como también pequeños

fiammes dispersos (Fig. 12 C y D). Esta roca se encuentra afectada por diaclasas rumbo E-W y N70W, espaciadas entre 10 y 5 cm (Fig.12 B).

Se logró identificar la  $S_0$ , obteniéndose las siguientes medidas: N50E/80W-NW; N61E/80NW; N50E/80NW (Fig.12 B).

En lámina delgada (muestra FPU 564) se identifica una roca con textura granolepidoblástica. Mineralógicamente se encuentra compuesta por cuarzo + biotita  $\pm$  clorita  $\pm$  opacos. La roca se encuentra compuesta por un 85% de matriz, y por un 15% de fenocristales (Fig. 13 A y B).

Los fenocristales son de cuarzo policristalino y monocristalino, estos últimos exhibiendo golfos de corrosión, los cuales se presentan de automorfos a subautomorfos y con tamaños entre los 50  $\mu$ m y los 200  $\mu$ m (se presume cuarzo  $\beta$ ; Figs. 13 C y D). Los opacos presentes en la lámina como fenocristales, posiblemente pirita, son automorfos a subautomorfos, de secciones cuadradas, con tamaños que varían entre 100  $\mu$ m y 200  $\mu$ m. Estos presentan una alteración rojiza, probablemente a hematita.

La matriz se encuentra compuesta en parte por biotita xenomorfa y subautomorfa, con un tamaño que varía de 15 a 50  $\mu$ m. Esta se encuentra orientada, y se aprecia foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (Fig.13 A). A su vez, se encuentran cuarzos de automorfos a subautomorfos, con tamaños de 15 a 30  $\mu$ m. En algunas zonas de la lámina puede observarse que los cuarzos de la matriz se encuentran levemente estirados. También se encuentran en la matriz cristales subautomorfos de opacos en una abundancia de 2%, cuyos tamaños varían entre los 15 y 25  $\mu$ m.

Finalmente, se observan niveles de clorita en forma lenticular. Se estima pueda tratarse de vidrio volcánico desvitrificado a clorita, ya que esta forma lenticular no es característica de la misma (Fig.14). En algunas zonas de la lámina pueden apreciarse indicadores cinemáticos sigma, lo cual indica deformación de la roca. Se clasificó a esta roca como una meta-ignimbrita.



Figura 12 – A) Afloramiento de meta-ignimbritas en pequeño cerro al noreste del área de estudio (FPU565. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). B) Afloramiento de meta-ignimbritas donde se observan diaclasas E-W (flecha negra inferior). Se observa también el plano de S<sub>0</sub>: N50E (flecha negra en el margen derecho, FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras) C) Muestra de mano de meta-ignimbritas extraída de afloramiento al noreste del área. Se puede observar manchones rojos de óxido de hierro (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). D) Muestra de mano donde se aprecian pequeños "fiammes", los cuales se encuentran señalados por flechas negras (FPU565. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras).



Figura 13 – A) Lámina delgada donde se observan en luz polarizada cruzada porfiroclastos de cuarzo (Qtz) y opacos (Op), inmersos en una matriz donde se observan cristales de biotita (Bt). Puede observarse una foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). B) Se observa en luz polarizada plana la Fig. 13A, donde se identifican fenocristales de cuarzo (Qtz) y opacos (Op), inmersos en una matriz donde se observan cristales de biotita (Bt). Puede observarse una foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). B) Se observa en luz polarizada plana la Fig. 13A, donde se identifican fenocristales de cuarzo (Qtz) y opacos (Op), inmersos en una matriz donde se observan cristales de biotita (Bt). Puede observarse una foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). C) Se puede observar en esta lámina, con polarizadores cruzados, la presencia de cuarzo (Qtz) monocristalino con caras definidas y forma rectangular (se presume cuarzo β). Se puede distinguir en el margen derecho del cristal, un golfo de corrosión señalado con una flecha de color negro. Finalmente, se aprecian en la matriz cristales de biotita (Bt) foliada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). D) Se puede observar la imagen 13C, pero utilizando mayor aumento. Se observa cristal de cuarzo (Qtz) monocristalino con caras definidas y forma rectangular (se presume cuarzo β). Se puede distinguir en el margen derecho del cristal, un golfo de corrosión señalado con una flecha de color negro, sí como también se observa la presencia de biotita (Bt, FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Abreviaturas de minerales basada en Siivola J.& Schmid R., (2007).



Figura 14 – A) Lámina delgada donde se observa en luz polarizada cruzada lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde. En los alrededores se observan también cristales de biotita (Bt) y cuarzo (Qtz, FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). B) Se observa Fig.14A en luz polarizada plana donde se observa lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde. En los alrededores se observan también cristales de biotita (Bt) y cuarzo (Qtz, FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). C) Se observa lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde, así como también cristales de cuarzo (Qtz), y biotita (Bt). Luz polarizada cruzada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). D) Pueden identificarse lentes de clorita (Chl) señalados con flechas color verde, así como también cristales de cuarzo (Qtz), y opacos (Op). Luz polarizada cruzada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). D) Pueden identificarse lentes de clorita (Chl) señalados con flechas color verde, así como también cristales de cuarzo (Qtz), y opacos (Op). Luz polarizada cruzada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras). D) Pueden identificarse lentes de clorita (Chl) señalados con flechas color verde, así como también cristales de cuarzo (Qtz), y opacos (Op). Luz polarizada cruzada (FPU564. Grupo Mina de Verdún, Fm. Cerro Las Víboras).

#### B) Formación Don Mario

Esta unidad se encuentra aflorando en el cuadrante SE del área, y a su vez, dentro de la Mina Verdún, ocupando un total de 1,0 km<sup>2</sup> en el área de estudio. Geomorfológicamente, la Formación Don Mario se expresa generando un relieve relativamente plano, algo ondulado, con cotas que varían entre los 140 y los 120 m.

Se encuentra en contacto transicional con la Formación Cerro Las Víboras en la base y con la Formación La Toma en el tope.

En afloramiento se observan meta-pelitas negras, donde en algunos casos puede apreciarse la laminación original, y con abundante materia orgánica (Fig. 15A y D). Pueden identificarse porciones más pelíticas y otras más arenosas, evidenciadas por una refracción de la esquistosidad. Se observó que el porcentaje de arena aumenta hacia el este. Se identificó la presencia de pirita en afloramientos encontrados en Mina Verdún (Fig. 15C). En algunos afloramientos (FPU563) se identifican intercalaciones de carbonato y de ceniza volcánica (Fig. 15B). A partir de las intercalaciones de ceniza volcánica se tomó una medida de S<sub>0</sub> para esta unidad de N10E/65E.

En lámina delgada estas rocas presentan textura granolepidoblástica, y una foliación continua de grano fino, suave y paralela. Mineralógicamente se encuentran compuestas por cloritoide *c.f.* + clorita + cuarzo  $\pm$  muscovita  $\pm$  opacos  $\pm$  hematita  $\pm$  turmalina  $\pm$  rutilo (Fig. 16 A y B).

Fueron estudiadas dos láminas delgadas, FPU485 y FPU563. En ambas se identificaron cristales de color verdoso a incoloro, ligeramente pleocróicos en algunas secciones. Se observó un relieve de moderado a alto y una birrefrigencia moderada, por lo cual se descartó que se tratara de clorita. A partir de estas observaciones se presume que se trata de cloritoide, sin embargo, se observó que la birrefrigencia es ligeramente alta para este mineral, por lo cual se resolvió referirse a este mineral como cloritoide *c.f.* 

En la muestra FPU485, los cristales de cloritoide *c.f.* son xenomorfos a subautomorfos, con un tamaño que varía de 100 a 400  $\mu$ m. La clorita es xenomorfa, con un tamaño de aproximado de 50  $\mu$ m. Se identificaron cristales

redondeados a alargados de cuarzo xenomorfo a subautomorfo. Estos tienen un tamaño máximo de 50 µm, y se presentan en una abundancia del 6%. En general los contactos entre los cristales varían de rectos a interlobados.

En cuanto a los minerales accesorios, se identifican opacos de subautomorfos a xenomorfos y con tamaños que varían de 50  $\mu$ m a tamaños menores a 10  $\mu$ m. También se aprecian cristales de muscovita subautomorfa, con tamaños que varían de 20-100  $\mu$ m. Se observan a su vez cristales de rutilo, turmalina, y hematita como forma de alteración. En sectores, se aprecian venillas rellenas de cuarzos, que alcanzan un tamaño de hasta 150  $\mu$ m. A su vez, en estas venillas se pueden identificar también cristales de cloritoide *c.f.* y clorita.

En una lámina en particular (FPU 563) se observó una textura lepidoblástica, y una foliación continua de grano fino, suave y levemente anastomosada. La roca en este caso se encuentra compuesta principalmente por cloritoide c.f., clorita y cuarzo. También se identificó la presencia de opacos.

En una concentración del 30% se encuentra cloritoide *c.f.*, xenomorfa en bandas anastomosadas, representando finos dominios de clivaje. Estos dominios de clivaje se encuentran separados por dominios lenticulares, en los cuales se observa que los cristales presentan distinta orientación, y a su vez que la concentración de cloritoide *c.f.* es considerablemente menor. Estos dominios preservados de la deformación se denominan microlitones. Curiosamente, los cristales que los conforman se encuentran orientados perpendicularmente a las bandas anastomosadas conformadas por cloritoide *c.f.* y opacos. Los microlitones se encuentran mineralógicamente compuestos por cuarzo principalmente, aunque se observa la presencia de opacos y clorita (Fig. 16 C y D). En base al estudio en lámina delgada de estas rocas, se llegó a la conclusión de que se trata de metapelitas.

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 15 – A) Afloramiento de meta-pelitas en el noroeste del área de estudio. Se pueden apreciar planos de esquistosidad (FPU563. Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). B) Afloramiento de meta-pelitas donde se identificó un nivel de cenizas volcánicas, el cual se encuentra afectado por una pequeña falla dextral (FPU563. Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). C) Muestra de meta-pelita extraída de la Mina Verdún, donde se observa una importante aglomeración de pirita en el margen izquierdo (FPU540. Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). D) Muestra de meta-pelita (FPU485. Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario).

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 16 – A) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados una textura granolepidoblástica, y una foliación continua de grano fino, suave y paralela. Se identifican cristales de clorita (Chl), cloritoide (Cld), muscovita (Ms), y cuarzo (Qtz. Muestra FPU485 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). B) Se observa en luz polarizada plana la Fig.16A. Muestra FPU485 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). C) Se observa con polarizadores cruzados un microliton compuesto por cristales de cuarzo (Qtz), opacos (Op), y clorita (Chl) rodeado de cloritoide (Cld). Muestra FPU563 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). D) Se observan con polarizadores cruzados microlitones compuestos por cristales de cuarzo (Qtz), opacos (Op), y clorita (Chl) rodeados de cloritoides (Cld) y opacos (Op). Muestra FPU563 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario).

Cercano al Barrio España se observó un afloramiento (FPU566) donde se distinguen las meta-pelitas de esta formación intercaladas con areniscas abudinadas y rocas carbonáticas (Fig. 17 A y B). A su vez, se identifican dos diques de basalto muy alterados, subconcordantes con la  $S_0$ = N90<sup>o</sup>/85<sup>o</sup>N, así como también niveles carbonáticos de 50 cm. de potencia aprox.

También se realizó una lámina delgada de estos carbonatos (FPU566), donde se identifica la presencia de una laminación donde se intercalan niveles de dominios cuarzosos/dolomíticos, con otros niveles donde domina el óxido de hierro (hematita) y dolomita (Fig. 17 C y D), y venillas calcíticas.

Se presume que el óxido de hierro presente es hematita, debido a que no presenta magnetismo, y la misma se presenta en nódulos de colores rojizos. Es posible que este óxido de hierro sea producto de alteración de los carbonatos, tal vez de algún carbonato ferroso (siderita).

Los niveles cuarzosos/dolomíticos se encuentran compuestos por un 3% de clorita, 7% de óxido de hierro (hematita), 43% de cuarzo y 47% de dolomita. El tamaño de los cuarzos es de hasta 100 µm (arena fina), los cuales se observan subangulosos, y por lo general policristalinos (Fig. 18 A y B). Mientras tanto, la dolomita presenta tamaños aproximados a 50 µm (arena muy fina).

En algunos casos se pueden apreciar venillas de calcita, donde los cristales presentan un tamaño de hasta 2 mm (Fig. 18 C y D).

Los niveles de óxido de hierro (hematita) y dolomita, se encuentran conformados por un 60% de óxido de hierro (hematita), 20% de cuarzo, y 20% de dolomita. Los clastos tanto de cuarzo como de dolomita presentan tamaños de hasta 0,1 mm (arena fina), y son de sub redondeados a subangulosos.

Esta roca fue clasificada como una dolarenita impura.



Figura 17– A) Afloramiento donde se distinguen las meta-pelitas de esta formación intercaladas con areniscas abudinadas y rocas carbonáticas. (FPU566- Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario) B) Muestra de mano correspondiente a dolarenita impura (FPU566. Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario) C)
Lámina delgada en la cual se observa, con polarizadores cruzados, una laminación donde se intercalan niveles de dominios cuarzosos/dolomíticos, con otros niveles donde dominan el óxido de hierro (hematita, Ox.) y dolomita. Se identifican cuarzo (Qtz), dolomita (Dol), y una venilla de calcita (Cal). Muestra FPU566 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario).
D) Se observa Fig.17C en luz polarizada plana. Muestra FPU566 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario).

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 18 – A) Lámina delgada, donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) subanguloso-subredondeado, así como de dolomita (Dol), y manchones de óxido de hierro (hematita, Ox). Muestra FPU566 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). B) Ídem Fig. 18A observada en luz polarizada plana. Muestra FPU566 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario). C) Se pueden identificar venillas de calcita (evidenciado por la tinción con rojo de alizarina), así como cuarzo (Qtz), dolomita (Dol), y manchones de óxido (hematita, Ox). Luz polarizada plana, muestra FPU566 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario).
Fm. Don Mario). D) Se puede identificar una gran venilla de calcita (evidenciado por la tinción con rojo de alizarina), así como cuarzo (Qtz), dolomita (Dol), y manchones de óxido (hematita, Ox). Luz polarizada plana, muestra FPU566 (Grupo Mina de Verdún, Fm. Don Mario).

C) Formación La Toma

Formación La Toma es la unidad que se presenta con menor extensión en el área de estudio, ocupando únicamente un total de 0,07 km<sup>2</sup>. Aflora principalmente en la cantera Mina Verdún, sin embargo, se encontró un afloramiento de pequeña extensión, no mapeable, al noreste del área y adyacente a la Ruta 8. En la cantera, esta formación presenta un contacto concordante y por falla con los carbonatos del GMV, y contacto transicional con la Formación Don Mario.

En el afloramiento de la Ruta 8 (FPU 484) se observan margas verdes que presentan una laminación milimétrica a centimétrica, y calizas laminadas intercaladas (Fig.19 A). Mientras tanto, en la cantera Mina Verdún presentan un color gris oscuro a verdosas, así como pátinas de óxido de hierro (Fig.19 B). Se logró tomar una medida de N40E/84 NW para la S<sub>0</sub> de esta formación.

En lámina delgada, las margas presentan cristales tamaño fino, una textura equigranular, granolepidoblástica, y una orientación preferencial deforma. Se realizaron dos láminas delgadas, una de las margas sobre Ruta 8 (FPU484) y otra de las margas en Mina Verdún (FPU539). Mineralógicamente las margas de la Ruta 8 se encuentran compuestas por calcita + clorita + cuarzo ± opacos, y las encontradas en Mina Verdún por dolomita + clorita + cuarzo ± opacos.

Con respecto a las margas aflorantes sobre la Ruta 8 (FPU484), en lámina delgada los cristales de carbonato varían en tamaño de 75 a 400 µm, son predominantemente subautomorfos, y los contactos entre sí son de interlobados a poligonales (Fig.19 C). Se realizó una tinción con rojo de alizarina en la contraparte de la lámina, ya que la misma presenta cubre-objeto y no es posible teñirla. Al ver que toda la muestra se pudo teñir, se llegó a la conclusión de que los carbonatos presentes son predominantemente calcita (Fig.20 D).

La clorita es xenomorfa a subautomorfa. Los contactos con el resto de los minerales son interlobados. En cuanto a su tamaño, varía entre 20 y 400 µm y puede encontrarse ligeramente orientada (Fig.19 C y D).

Los cristales de cuarzo son subautomorfos a xenomorfos. Los contactos entre el cuarzo y los carbonatos varían entre poligonales e interlobados, y con los cristales de clorita son interlobados. Se presentan en un tamaño que varía entre 50 y 300 µm (Fig.19 C y D). Se observan opacos xenomorfos, cuyos tamaños varían entre 1 y 200 micras.

La principal diferencia que se encontró entre esta lámina y la realizada en Mina de Verdún (FPU539) radica en el menor tamaño de los cristales (Fig.20 B y C). Los carbonatos son xenomorfos y su tamaño es igual o menor aproximadamente 100 µm. Cabe destacar que en este caso, estos son

dolomita, ya que no se tiñeron con rojo de alizarina. La clorita presenta hábito tabular, un tamaño aproximado de 100  $\mu$ m o menor, y xenomorfa a subautomorfa. Los cristales de cuarzo son xenomorfos, y presentan un tamaño de entre 70 y 100  $\mu$ m. Finalmente, los opacos son xenomorfos, y con un tamaño aproximado de 50 a 200  $\mu$ m. Se observan venillas rellenas de carbonatos, donde aumenta ligeramente el tamaño de los cristales, alcanzando aproximadamente los 150  $\mu$ m y los contactos entre estos son más poligonales (Fig.20 A).

Estas rocas fueron clasificadas como meta-margas.



Figura 19 – A) Afloramiento en FPU484 donde se observan margas verdes que presentan una laminación milimétrica a centimétrica, y calizas laminadas intercaladas (Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma).
B) Muestra de mano extraída de la Mina Verdún (FPU539. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma).
C) Pueden apreciarse con polarizadores cruzados, cristales de cuarzo (Qtz), calcita (Cal), y clorita (Chl). Se observan contactos poligonales e interlobados entre los cuarzos y los carbonatos (FPU484. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma).
D) Imagen 19C observada en luz polarizada plana (FPU484. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma).

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 20 – A) Se observan cristales de dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz), así como una venilla rellena de dolomita recortando la roca. Lámina observada con polarizadores cruzados (FPU539. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma). B) Fotografía de lámina delgada donde se observan cristales de clorita (ChI), dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz). Puede apreciarse una textura granolepidoblástica. Polarizadores cruzados (FPU539. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma). C) Fotografía de lámina delgada donde se observan cristales de dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz). Puede apreciarse una textura granolepidoblástica. Polarizadores cruzados (FPU539. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma). C) Fotografía de lámina delgada donde se observan cristales de dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz). Puede apreciarse una textura granolepidoblástica.
Polarizadores cruzados (FPU539. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma) D) Tinción de contra-parte de lámina FPU484 con rojo de alizarina. Esta se tiñó de color rojo/rosa, demostrando que el carbonato presente en la roca es calcita. Medidas de la muestra: 2,8 x 4,6 cm (Grupo Mina de Verdún, Fm. La Toma).

D) Carbonatos de GMV: Formación el Calabozo y Formación Gibraltar

Estos carbonatos exhiben pequeños afloramientos en el oeste del área, y también pueden encontrarse en la cantera Mina Verdún al norte del área. En total, ocupan un aproximado de 0,48 km<sup>2</sup> en la zona de estudio. Esta unidad se caracteriza por generar una geomorfología plana del paisaje.

En los puntos visitados, se identificaron principalmente dolomías rojizas/rosadas, amarillentas, y algunas grises verdosas (Fig.21 A y C). Estos colores responden principalmente a la alteración de la roca. Estas dolomías suelen ser masivas, y en algunos casos se encuentran recortadas por venillas de cuarzo (Fig.21 D). Esta litología fue correlacionada con la Formación Gibraltar. Se logró medir una S<sub>0</sub> de N30W/65SW en el punto FPU509.

En el punto FPU342 se pudo observar el contacto entre Formación Gibraltar y carbonatos correlacionados con la Formación El Calabozo. En este punto se identificó una intercalación entre calizas y dolomías (Figs. 21A y 22A). Se aprecia que las calizas se concentran por encima de las dolomías, lo cual implica que la secuencia en este punto se encuentra invertida. Esta inversión, puede deberse a que el GMV se encuentra afectado por dos eventos de plegamiento, por lo cual, puede tratarse de un flanco invertido. En este punto, se logró medir el rumbo y buzamiento de la S<sub>0</sub>: EW/52N.

En un punto anexo a la Ruta 8 (FPU362) pudo observarse un afloramiento de las calizas de Formación El Calabozo karstificadas, sobreyaciendo a margas probablemente correspondientes a la Formación La Toma (Fig.21 B).

Se realizó una lámina delgada donde se identificó que la roca se encuentra mineralógicamente compuesta por calcita + dolomita + cuarzo.

Se observaron cristales de carbonato que van desde automorfos a subautomorfos y con tamaños que varían de 1 a 3 mm en venillas que recortan la roca. Los contactos entre los cristales de carbonatos son poligonales.

El 98% de la roca se encuentra compuesta por carbonatos. De este carbonato, el 78% se encuentra en forma microcristalina, y es el que conforma la roca en sí. El 80% de estos carbonatos fueron identificados como calcita, mientras que el 20% restante es dolomita (Fig.22 D). Un total del 20% de los carbonatos se encuentran conformando venillas de calcita que recortan la roca (Fig.22 C y D).

Se identificaron niveles de cuarzo sub-redondeado, con tamaños que varían aproximadamente entre los 50 y 100 µm. En la mayoría de la lámina, los minerales se encuentran cubiertos por una capa de alteración color rojizo (Fig.22 B).



Figura 21 – A) Afloramiento donde se observa un contacto transicional entre Formación El Calabozo y Formación Gibraltar, evidenciado por la intercalación de niveles calcáreos de color gris oscuro y niveles dolomíticos color crema/rosado (FPU342. Grupo Mina de Verdún, Fms. El Calabozo y Gibraltar.). B) Afloramiento de carbonatos pertenecientes a Formación El Calabozo afectados por un proceso de kastificación (FPU362. Grupo Mina de Verdún, Fm. El Calabozo). C) Afloramiento de dolomías color rosado pertenecientes a la Formación Gibraltar (FPU509. Grupo Mina de Verdún, Fm. La Gibraltar). D) Muestra de mano correspondiente a las dolomías de la Formación Gibraltar. Se observa una roca color crema/rosado, recortada por fracturas y venillas de cuarzo de hasta 2 mm de espesor (FPU509. Grupo Mina de Verdún, Fm. Gibraltar).

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 22 – A) Muestra de mano de roca perteneciente al contacto entre Formación El Calabozo y
 Formación Gibraltar (FPU342. Grupo Mina de Verdún, contacto entre Fm. El Calabozo y Fm. Gibraltar) B)
 Cristales de carbonato (Cb) y cuarzo (Qtz) recubiertos por una capa de alteración rojiza (Alt).
 Polarizadadores cruzados, FPU342. Fotografía tomada antes de teñir con rojo de alizarina (Grupo Mina
 de Verdún, contacto entre Fm. El Calabozo y Fm. Gibraltar). C) Lámina teñida con rojo de alizarina, donde
 se observan cristales de calcita recortados por una venilla de aproximadamente 0,5 mm de calcita (Cal).
 Polarizadores cruzados, FPU342 (Grupo Mina de Verdún, contacto entre Fm. El Calabozo y Fm.
 Gibraltar). D) Lámina teñida con rojo de alizarina, donde pueden observarse cristales de dolomita (Dol) y
 venillas rellenas de calcita (Cal). Luz polarizada plana, FPU342 (Grupo Mina de Verdún, contacto entre
 Fm. El Calabozo y Fm. Gibraltar).

#### 7.1.1.2. Formación Las Ventanas.

Esta formación aflora en el extremo norte de la zona, abarcando un área aproximada de 0,1 km<sup>2</sup>. Solo se realizó un punto en esta zona, pero la presencia de esta unidad aquí se confirma a partir de antecedentes, más específicamente el mapa de Poiré et al. (2003), y el trabajo de Blanco & Gaucher (2005). Estos últimos correlacionan por primera vez los conglomerados de la Formación Las Palmas de Poiré et al. (2003), expuestos

al norte de la Mina Verdún, con el Miembro Quebrada de Viera de Formación Las Ventanas. Blanco & Gaucher, (2005) observan que las litologías aflorantes son idénticas a la parte superior del Miembro Quebrada de Viera en su área tipo, sin embargo en las cercanías a Minas presenta una potencia mucho menor, producto de un acuñamiento de la Formación Las Ventanas hacia el norte.

Se observó en el punto realizado, un conglomerado polimíctico con areniscas intercaladas. Mientras tanto, los autores también describen a estos conglomerados como polimícticos y con estratos decimétricos de areniscas intercalados. Identifican, a su vez, clastos de areniscas violáceas, limolitas laminadas verdes y púrpura, cuarcitas, granito de grano medio a grueso, gneiss muscovítico, tufos rosados y posibles riolitas. Blanco & Gaucher, (2005), así como Gaucher et al. (2008a), afirman que los conglomerados se apoyan sobre las litologías correspondientes al Grupo Mina Verdún mediante una discordancia angular y erosiva, rellenando un paleokarst desarrollado en el tope de los carbonatos de este Grupo.

#### 7.1.1.3. Grupo Arroyo del Soldado

El Grupo Arroyo del Soldado ocupa un total de 18,8 km<sup>2</sup>, es decir, más de la mitad del área de estudio. Se destaca por ocupar prácticamente todo el sector sur del área, donde comparte espacio únicamente con el Granito de Minas y coluviones del cuaternario. Ocupa gran parte del cuadrante noroeste, y un sector en el cuadrante noreste.

En el noreste y el suroeste de la zona, se encuentra en contacto por falla con la Fm. Cañada Solís, y unidades del GMV: Fm. La Toma, Fm. Cerro Las Víboras, y los carbonatos correspondientes a GMV. Se encuentra intruído al sur y sureste por los cuerpos pertenecientes al Granito de Minas, y presenta contacto erosivo con coluviones y con la Formación Libertad.

En la zona de estudio, las unidades de este grupo se encuentran plegadas, generando tanto sinclinales como anticlinales. Esta característica del grupo será estudiada en profundidad en el capítulo de geología estructural.
Este grupo se encuentra representado en el área de estudio por tres formaciones de base a techo: Formación Yerbal, Polanco y Cerro Espuelitas (Fig.23).



Figura 23 – Columna estratigráfica del Grupo Arroyo del Soldado.

A) Formación Yerbal

En el área de estudio esta unidad ocupa aproximadamente un total de 12,1 km<sup>2</sup>. Esta exhibe una topografía positiva importante, alcanzando cotas de hasta casi 300 m, y dando lugar a varios de los cerros de la zona: Cerro Verdún, Cerro de los Chivos, Cerro de los cuervos, el Cerro del Águila y el Cerro La Plata.

Se encuentra en contacto por falla en el noreste del área con las formaciones Don Mario y Cerro Las Víboras. Presenta un contacto transicional y concordante con la Formación Polanco, en el extremo sureste del área se encuentra en contacto intrusivo con el sienogranito de la unidad Granito de Minas, y casi en el centro del área con la monzonita asociada a esta unidad, Finalmente, se encuentra en contacto erosivo con un coluvión en el oeste del área, y con la Formación Libertad en el noroeste. Litológicamente, en la zona de estudio se encuentran representadas tres facies de base a techo: cuarcitas, pelitas azuladas con intercalaciones de areniscas, y pelitas grises. Intercaladas con las pelitas grises se encontraron BIF, dolomías, y cherts.

Las cuarcitas son las que generan un mayor impacto en el relieve, generando los cerros de mayor altura en la zona: Cerro del Águila y el Cerro de los Cuervos (aprox. 300m), Cerro de los Chivos (270 m), y Cerro del Verdún (325,63 m). Esto se debe a que estas litologías presentan una mayor resistencia a la meteorización que las otras circundantes (Fig.24 A y B).

En muestra de mano, estas se presentan como rocas de color blanco, fracturadas, con un tamaño de grano que varía de fino a muy fino, con muy buena selección, y que se encuentra compuesta principalmente por cuarzo. Se trata de una roca madura tanto composicional como texturalmente (Fig.24 C).

En lámina delgada se observó que esta roca se encuentra compuesta mineralógicamente por cuarzo  $\pm$  muscovita  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  opacos, clastos se encuentran predominantemente de tamaño arena fina-muy fina. Se aprecia que la roca se encuentra intensamente fracturada, y que la misma presenta una textura diagenética, es decir, no se puede identificar la textura original, ya que esta no se encuentra preservada. Los contactos entre los clastos se encuentran suturados en su mayoría, aunque se encuentran asilados algunos contactos cóncavo-convexos, y otros rectos (Figs. 24D y 25C). En las láminas observadas (FPU489 y 490), los clastos de cuarzo presentan tamaños que varían entre los 50 y 200 µm (arena muy fina a fina), mientras que los clastos de muscovita se encuentran entre los 10 y 20 µm (limo medio), los clastos de feldespato entre 80 y 400 µm (Figs. 25 A y C). Los opacos presentes en la lámina son angulosos, de secciones cuadradas, al parecer alterados a hematita, aunque también se presentan con otras formas (Figs.25 C y D). Se presume podría tratarse de pirita de origen diagenético. Presentan un tamaño de aproximado entre 100 y 200 µm (arena fina).

Se clasificó a esta roca como una cuarzoarenita según el diagrama de Folk, (1968).

Como consecuencia de la erosión de estas cuarzoarenitas, se depositaron en los alrededores espesos mantos de coluvión que cubren buena parte del área.



Figura 24 – A) Afloramiento de cuarcitas alteradas de altura importante (MIN117, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B) Afloramiento de cuarcitas cercano a la planta de ANCAP (FPU490, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). C) Muestra de mano de afloramiento de cuarcitas cercano a la planta de ANCAP (FPU489, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). D) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la composición cuarzosa de esta roca. Se observa cuarzo detrítico (Qtz), y con flechas verdes se pueden observar las relaciones de contacto entre los mismos. En la flecha número 1 se observa un contacto recto, en la flecha número 2 un contacto cóncavo-convexo, y en la flecha número 3 un contacto suturado (FPU489, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).



Figura 25 – A) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) y feldespato (Afs) de origen detrítico. El tamaño de este feldespato es muy inusual, y es el mayor tamaño de grano que se observa en la lámina (FPU489, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B)
Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) y muscovita (Ms) de origen detrítico (FPU489, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). C) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) y muscovita (Ms) de origen detrítico. CPU489, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). C) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la composición cuarzosa de esta roca. Se observa cuarzo (Qtz) y feldespato (Afs) detrítico. Con flechas verdes se pueden observar las relaciones de contacto entre los mismos. En la flecha número 1 se observa un contacto recto, en la flecha número 2 un contacto cóncavoconvexo, y en la flecha número 3 un contacto suturado. Puede identificarse también, señalado con una flecha negra, la presencia de un opaco (Op, FPU490. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). D) Se observa la misma fotografía que en la imagen 25D, pero esta vez con luz polarizada plana. Puede observarse con mayor claridad el opaco presente, señalado con flecha color negro (FPU490, Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).

Las pelitas grieses-azuladas corresponden a la facies Quebrada de los Cuervos. Afloran al norte del cuerpo de microgabro correspondiente a la unidad Granito de Minas, formando parte de la cumbre del Cerro La Plata (Fig.26 A). La S<sub>0</sub> de estas presenta rumbos que varían entre N40E y E-W, y los buzamientos se encuentran entre 50°S-55SE.

A nivel de muestra de mano se describieron como pelitas color gris azulado, con facies heterolíticas hacia la base, e intercalaciones lenticulares de arena hacia el tope. Se observó también la presencia de unas estructuras tubulares, similares a granos de arroz, que se desarrollan en una dirección preferencial. Se sospecha pueda tratarse de la traza fósil *"Vimenites" (Fig.26 B)* 

En lámina delgada (FPU 533) se observó una roca relativamente equigranular, cuyos granos presentan un tamaño muy fino. Mineralógicamente se encuentra compuesta por cuarzo + sericita + opacos.

Esta presenta estructuras tubulares que fueron cortadas transversalmente, y en la lámina se expresan como una masa redondeada, y alargada en algunos casos, compuesta por cuarzo principalmente. Pueden ser las trazas fósiles *"Vimenites".* Estas estructuras, se observan en la lámina con diámetros que varían entre 1,5 mm y 200 µm (Fig. 26 C).

El cuarzo presenta un tamaño que varía de 5 a 50  $\mu$ m (limo muy fino a limo grueso), y se presenta subanguloso a subredondeado, mientras que el cuarzo que compone las estructuras se presenta como subanguloso a redondeado y los tamaños varían entre los 2 y los 70  $\mu$ m. (arcilla a limo grueso). Se encuentran en una abundancia del 40%.

La sericita presenta tamaños aproximados entre 20 y 50 µm, y en algunos casos con el objetivo 63X se llega a apreciar tabular. Esta se encuentra afectada por un leve clivaje de crenulación (Fig.26 D y 27 A). Se encuentra en una abundancia del 40%. También se encuentra presente dentro de las estructuras, en algunos casos con forma tabular y en tamaños que varian de 12 a 30 µm (Fig.27 B). En las estructuras tubulares (posible *"Vimenites"*) se encuentra en una abundancia del 7%, mientras que el resto se compone de cuarzo. Cerca de los bordes, el tamaño del cuarzo aumenta, y los contactos entre los mismos son suturados.

Los opacos se presentan con una concentración del 20%. La forma de estos varía de angulosos a subredondeados, y presentan un tamaño entre 5 y 20 µm (limo muy fino a limo grueso).

Se clasificó a esta roca como una limolita.



Figura 26 – A) Afloramiento de pelitas azuladas en el sureste del área. Puede apreciarse la superficie de S<sub>0</sub> fuertemente marcada (FPU533. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B) Muestra de mano de pelitas azuladas. Sobre la superficie pueden distinguirse formas tubulares, las cuales fueron interpretadas como el fósil traza "Vimenites" (FPU533. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). C) Fotografía de lámina delgada donde pueden identificarse estructuras redondeadas compuestas mayormente por cuarzo, correspondientes a cortes transversales del fósil traza "Vimenites". Se observa la presencia de bandas compuestas principalmente sericita (Ser), que a su vez presentan pequeños porcentajes de cuarzo (Qtz) y opacos (Op). Polarizadores cruzados, (FPU533. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal) D) Se observa clivaje de crenulación afectando principalmente a las bandas de sericita (Ser). En el extremo superior izquierdo puede observarse una estructura redondeada correspondiente al fósil traza "Vimenites". Se encuentran señalados tanto cuarzos (Qtz) como opacos (Op). Polarizadores cruzados, (FPU533. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).



Figura 27 – A) Nivel pelítico donde se observa la sericita ligeramente crenulada, y se identifica la presencia de opacos (Op). Polarizadores cruzados (FPU533. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B) Sericita (Ser) con forma tabular inmersa en masa de cuarzo (Qtz) correspondiente al fósil traza "Vimenites". Se aprecia también la presencia de opacos (Op). Polarizadores cruzados (FPU533. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).

Estratigráficamente por encima de estas pelitas azuladas, se encuentran las pelitas grises, más típicas del tope de la Fm. Yerbal. Estas dominan principalmente en la zona este del área de estudio, aunque también se encuentran afloramientos al oeste, asociados a las cuarcitas. Estas pueden encontrarse aflorando en planta, así como generando importantes elevaciones (Fig. 28 A y B).

Estas pelitas fueron descriptas como de color negro o gris oscuro, y en algunos casos de color ocre, crema o verdoso (Fig.28 C). Al encontrarse alteradas es común encontrar cambios de color, en algunas zonas, es común encontrar un color rojo correspondiente a pátinas de óxido de hierro. En algunos casos pueden observarse niveles de arena intercalados, así como en algunos puntos se intercalan con dolomías, BIF's, y cherts. Es común encontrar a estas pelitas afectadas por un intenso diaclasamiento.

En cuanto a las pelitas negras, en lámina delgada (FPU488) se observa que mineralógicamente se encuentran compuestas por cuarzo + sericita ± opacos (Figs.28 D). Estos minerales de origen detrítico, se presentan en un tamaño que varía de arena muy fina a limo fino, por lo cual fue clasificada como una limolita. El cuarzo se expresa con un tamaño que varía de 100 a 20 µm. Los

contactos entre los cuarzos son cóncavo-convexos a suturados, y los clastos se observan de subangulosos a subredondeados. La sericita puede encontrarse tabular en secciones observadas con el objetivo 63X, y con tamaños que varían de arena muy fina a limo fino (80 µm a 10µm). Finalmente, los opacos se presentan con un tamaño de 60 µm. Es de destacar que en la misma puede observarse una gran cantidad de materia orgánica (Fig.29 A y B).

Esta roca fue clasificada como una limolita.



Figura 28 – A) Afloramiento de pelitas negras en escarpa (FPU497. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B) Afloramiento en planta de pelitas negras en planta (FPU497. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). C) Muestra de mano de pelitas negras extraída del sureste del área (FPU488. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). D) Lámina delgada, donde se identifica la presencia de cuarzos (Qtz) y opacos (Op) de origen derítico. Polarizadores cruzados (FPU488. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).



Figura 29 – A) Se observa en la fotografía la presencia de sericita (Ser) y cuarzo (Qtz) detrítico. Enmarcado en un círculo de color negro puede identificarse un opaco (Op).Puede identificarse a su vez, abundante materia orgánica presente en la roca (M.O.). Polarizadores cruzados (FPU488. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B) Imagen 29A, pero observada con luz polarizada plana (FPU488. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).

Las dolomías presentan coloraciones verdosas, crema, beige, y grises. En algunos casos, puede apreciarse una laminación (Figs.30 A y B). Estas rocas son muy tenaces, y reaccionan muy levemente con HCI. Se observó la presencia de venillas, y hasta filones de cuarzo.

En lámina delgada (FPU487) se encuentran compuestas mineralógicamente por dolomita  $\pm$  cuarzo  $\pm$  opacos (Figs.30 C y D). Se trata de una roca de grano muy fino, relativamente equigranular, cuyos cristales varían entre los 50 y 150 µm. Encontramos cristales de carbonatos, cuyos contactos entre sí son interlobados y ameboidales, y pueden encontrarse maclados. A su vez, se identifica la presencia de venillas rellenas predominantemente de carbonato recristalizado, los cuales presentan contactos rectos entre sí, y se expresan con un mayor tamaño, 150 µm, mientras que en la roca generalmente predominan tamaños entre los 50-100 µm. Se realizó una tinción con rojo de alizarina en la contraparte de la lámina, ya que la lámina delgada presenta cubreobjeto y no se pudo teñir. La contraparte no presentó ninguna coloración, por lo cual se asumió que el carbonato presente es dolomita (Fig.31 B).

Se puede apreciar cuarzo con extinción ondulosa, cuyo contacto con los carbonatos es interlobado. Presentan un tamaño aproximado de 50  $\mu$ m, y se encuentran en una abundancia de 6% (Fig.31 A). Finalmente se identifican opacos xenomorfos, con un tamaño de 20  $\mu$ m, y en una abundancia de 1%.

Esta roca fue clasificada como una dolomía.



Figura 30 – A) Afloramiento de dolomía (FPU496. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). B) Muestra de mano de dolomía color crema (FPU487. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). C) Se observa en esta fotografía, la textura de la roca. Se identifica la presencia de dolomita (Dol) y de cuarzos (Qtz). Polarizadores cruzados (FPU487. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal). D) La misma imagen observada en 30C, solo que utilizando luz polarizada plana (FPU487. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).



Figura 31 – A) Imagen de lámina delgada observada con polarizadores cruzados, donde se identifica con mayor claridad el cuarzo (Qtz) presente en la roca. Se observan también dolomita (Dol).Muestra FPU487. (Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal) B) Contraparte de la lámina delgada teñida con rojo de alizarina (FPU487). Debido a que no se observó una tinción importante de la misma, se concluyó que el mineral presente en la roca es predominantemente dolomita. Medida de la muestra: 2,8 x 4,7 cm (Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Yerbal).

B) Formación Polanco

En la zona de estudio, esta unidad ocupa aproximadamente 6,55 km<sup>2</sup>. La mayoría de los afloramientos se encuentran concentrados en el sur y sureste del área, sin embargo, también se encontraron en el sector noroeste. Esta unidad se caracteriza por generar una geomorfología plana del paisaje (Fig.32 A).

Sobreyace concordantemente sobre Fm. Polanco la Fm. Cerro Espuelitas en el sureste del área, y en contacto por falla con la Fm. Cañada Solís en el noroeste. A su vez, también se encuentra en contacto por falla con las formaciones Cerro Las Víboras y Don Mario en el noreste, y en contacto erosivo con un coluvión y con Formación Libertad en el noroeste. Se encuentra en intruida tanto por el sienogranito del Granito de Minas, así como por el monzogabro y los diques asociados a éste. Con la Formación Puerto Gómez se encuentra en contacto por falla en el noroeste del área, y sobreyacida por la misma en el suroeste.

Las litologías correlacionadas con esta unidad son principalmente ritmitas caliza-dolomía, aunque también se encontraron afloramientos correspondientes

a dolomías. En Mina La Plata, ANCAP, se registran calizas puras (Gaucher et al., 2004b; 2006).

Las ritmitas caliza-dolomía se caracterizan por intercalaciones de niveles de caliza que se alteran a un color gris oscuro, y niveles de dolomía, más resistentes a la erosión, que se altera a colores ocre.

En la mayoría de los afloramientos relevados, se observaron a estas ritmitas afectadas por micro-plegamientos (Fig.32 B). Esta intensa deformación dúctil, probablemente se encuentra relacionada a la cercanía con el Granito de Minas, el cual se estima se encuentra por debajo de la unidad en varios puntos, generando así un *"roof pendant"*. Existe una diferencia en cuanto a la competencia que presentan estas litologías, siendo la dolomía la más competente. Es por ello que cuando se encuentran niveles muy potentes de caliza junto a niveles menos potentes de dolomía, la primera fluye más y no permite apreciar la deformación, mientras que en la dolomía si puede apreciarse con claridad el plegamiento.

Se observó que en varios puntos de los relevados, estas ritmitas se encuentran afectadas por procesos de disolución kárstica (Fig. 33 A).

En algunas zonas, las ritmitas se encuentran silicificadas, producto de metamorfismo de contacto el monzogabro y los diques correspondientes al Granito de Minas (Fig.33 C). Se generan skarns producto de este metamorfismo dando lugar a mármoles de calcáreos y dolomíticos, donde se aprecian dolomita, calcita, epidoto, tremolita, y en algunos casos, abundantes cristales de pirita.

Se pudo observar en un punto (FPU529) una superficie de clivaje, S1= N55 E, donde pueden apreciarse niveles dolomíticos crenulados por el clivaje. Este hecho podría indicar la cercanía a la charnela de un pliegue, en este caso, el "Sinclinal Cañada del Molino" (Fig.33 B).

Las dolomías encontradas varían desde colores verdosos y grisáceos a amarillentos. En algunos afloramientos puede observarse estratificación y laminación en las mismas, mientras que en otros se puede observar un incipiente metamorfismo, indicado por la decoloración y la mineralogía (cristalización de tremolita).

Se realizó una lámina delgada (FPU 563) en una roca carbonática donde pudieron identificarse dominios más carbonáticos y otros más cuarzosos. Mineralógicamente se encuentra compuesta por calcita + cuarzo ± opacos.

El tamaño de los carbonatos varía entre 40 y 400  $\mu$ m. Al teñir la lámina con rojo de alizarina, se concluyó que este carbonato es calcita (Fig.33 E y F). Principalmente se encuentra subangulosa a subredondeada, y en una abundancia del 74%. Los contactos entre la calcita y el cuarzo varían entre rectos y cóncavo-convexos (Fig.33 D). Los granos de cuarzo son de subredondeados a subangulosos y presentan un tamaño de entre 20 y 200  $\mu$ m (limo medio y arena fina). La abundancia de este mineral en la lámina es de un 24%. Los opacos son subangulosos, con un tamaño aproximado de 40  $\mu$ m (limo grueso), y se presentan en una abundancia del 2%.

Se clasificó a esta roca como una calcarenita.



Figura 32 – A) Geomorfología relativamente plana que genera esta formación en el paisaje (FPU552.
 Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco). B) Afloramiento en planta de ritmitas caliza-dolomía, las cuales se encuentran microplegadas. Este microplegamiento probablemente se debe a la cercanía con una fuente de calor como la es la intrusión del Granito de Minas (FPU494. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco).



Figura 33 – A) Afloramiento en planta de ritmitas caliza-dolomía, donde se pueden apreciar los efectos de la disolución kárstica (FPU524. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco). B) Superficie de clivaje, S1= N55 E, donde pueden apreciarse niveles dolomíticos crenulados por el clivaje (FPU525. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco). C) Ritmitas caliza-dolomía silicificadas debido a intrusión de monzogabro (FPU543. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco). D) Lámina delgada de caliza, donde se observa la presencia de carbonatos, cuarzo (Qtz y opacos (Op) con polarizadores cruzados (FPU536. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco). E) Fotografía de lámina delgada teñida con rojo de alizarina. Puede observarse que el carbonato presente es calcita (Cal). Se identifica también la presencia de cuarzo (Qtz). Polarizadores cruzados (FPU536. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco). F) Fotografía de lámina delgada teñida con rojo de alizarina. Puede observarse que el carbonato presente es calcita (Cal). Se identifica también la presencia de lámina delgada teñida con rojo de alizarina. Puede observarse que el carbonato presente es calcita (Cal). A su vez, se identifica también la presencia de cuarzo (Qtz), en este caso se presenta con un tamaño mayor que en la imagen anterior. Polarizadores cruzados (FPU536. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Polanco).

## C) Formación Cerro Espuelitas

La Formación Cerro Espuelitas se encuentra representada por reducidos afloramientos concentrados en el cuadrante sureste de la zona de estudio (Sinclinal Cañada del Molino), ocupando un total de 0,15 km<sup>2</sup>. Se expresa gemorfológicamente generando topografías positivas, que alcanzan cotas de hasta 200 m aproximadamente.

Se encuentra en contacto concordante sobre la Formación Polanco.

Esta formación se expresa en el área con afloramientos de pelitas y margas principalmente. Las pelitas correspondientes a esta formación son de color gris, aunque alteradas exhiben un color verdoso, e incluso rojizo. Estas pelitas se encuentran laminadas, y presentan algunas zonas aparentemente más ferrosas. Las margas se presentan se color verdoso, con grano muy fino e intercalaciones de carbonatos (Figs.34 A y B). Se encontraron también, de forma aislada, arensicas muy alteradas.

En lámina delgada (FPU 520) se identificó que la roca se encuentra compuesta por dolomita + cuarzo ± calcita ± opacos. Fueron realizadas tinciones con rojo de alizarina para poder distinguir entre calcita y dolomita.

De base a tope, se aprecian tres dominios en esta roca:

- a. El primer dominio se encuentra compuesto principalmente por un 90% de óxido de hierro. Se aprecia la presencia de dolomita microcristalina en un porcentaje del 10%. Este dominio se encuentra recortado por un nivel de calcita, destacando una en particular que presenta una potencia aproximada de 300 µm, con cristales de un tamaño aproximado de 150 µm (Figs.34 C y 35 B).
- b. Por encima se observa un dominio compuesta por un 96% de dolomita microcristalina, un 2% de cuarzo detrítico subredondeado a subanguloso, con un tamaño de 22 – 40 µm, y un 1% de opacos alterados de 20 µm. Se observa un 1% de óxido de hierro (Fig.34 D).
- c. Finalmente, hacia el tope aumenta tanto el porcentaje de cuarzo, como el tamaño de la dolomita y el cuarzo. La dolomita puede llegar a alcanzar tamaños de hasta 100 μm, y los cuarzos tamaños de 70 μm.

Porcentualmente en este dominio se llega a encontrar hasta un 30% de cuarzo, mientras que el restante 69% pertenece a dolomita, y un 1% a óxido de hierro (Fig.35 A).

Se presume que el óxido de hierro presente es hematita, debido a que no presenta magnetismo, y la misma se presenta en nódulos de colores rojizos.

Esta roca fue clasificada como una marga.



Figura 34 – A) Afloramiento de margas pertenecientes a la Formación Cerro Espuelitas (FPU520. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Cerro Espuelitas). B) Muestra orientada extraída del afloramiento ilustrado en Fig.34 A (FPU520. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Cerro Espuelitas). C) Fotografía de la lámina donde se puede apreciar el dominio óxido (Ox)/dolomítico (Dol), recortado por nivel calcítico (Cal). Polarizadores cruzados (FPU520. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Cerro Espuelitas). D) Fotografía donde puede apreciarse el dominio dolomítico (Dol), donde a su vez puede identificarse la presencia de cuarzo (Qtz) y óxido (Ox). Polarizadores cruzados (FPU520. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Cerro Espuelitas).



Figura 35 – A) Fotografía donde puede apreciarse dominio margoso, donde se aprecia un aumento en el porcentaje de cuarzo (Qtz), así como un leve aumento en el tamaño tanto de los cuarzos y la dolomita (Dol). Polarizadores cruzados (FPU520. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Cerro Espuelitas). B) Fotografía tomada luego de la tinción con rojo de alizarina. El único sector de la lámina que resultó teñido fue el nivel carbonático observado en la Fig.34 C (FPU520. Grupo Arroyo del Soldado, Fm. Cerro Espuelitas).

#### 7.1.1.4. Granito de Minas y rocas máficas asociadas

El Granito de Minas aflora en el sur y sureste del área estudiada, ocupando un total de 2,25 km<sup>2</sup>. La unidad exhibe topografía positiva, alcanzando en el área de estudio cotas de hasta 260 metros de altura. Específicamente, se encuentra compuesto por un gran cuerpo de granítico en el sureste, con un área aproximada de 1,75 km<sup>2</sup>; asociado se encuentra un cuerpo de aproximadamente 0,4 km<sup>2</sup> de monzogabro ubicado en el centro-sureste, correspondiente a la falda del Cerro La Plata; y por último se expresa como diques de granito y monzogabro en el sur que intruyen carbonatos de Fm. Polanco.

Se encuentra en contacto intrusivo con el Grupo Arroyo del Soldado, específicamente con las formaciones Yerbal y Polanco.

#### A) Cuerpo Granítico

En los afloramientos correspondientes al cuerpo granítico, se observa que el mismo se encuentra buzando, probablemente debido a que, como indican Gaucher et al., 2004b, el mismo intruyó aprovechando el plano de cabalgamiento generado por el Lineamiento Arroyo La Plata (Fig.36 A y B)

definido por Oyhantçabal et al. (2001). Medida estructural del plano de afloramiento: N40E/50NW.

En muestra de mano se identificó una roca leucócrata, e inequigranular, cuyos cristales varían en tamaño de medio a fino. Mineralógicamente, se identificó la presencia de cristales de cuarzo, feldespato potásico, y máficos. Se observó que algunos cristales de cuarzo se encuentran alargados. Es común que esta roca pueda encontrarse alterada en los afloramientos (Fig.36 C y D).

En lámina delgada (FPU337), se observó que se trata de una roca holocristalina con una textura fanerítica, inequigranular seriada y, en algunas secciones, cataclástica. El tamaño absoluto de los cristales varía de 50 µm a 5 mm (fino a medio), y la misma se encuentra compuesta mineralógicamente por ortoclasa + cuarzo + plagioclasa ± biotita ± epidoto ± opacos. Los cristales de ortoclasa son xenomorfos, fracturados, cuyos tamaños varían entre 0,75 a 5 mm, que presentan textura de exsolución, y se encuentran alterados a sericita (Figs.36 E y 37 A). Ocasionalmente se encuentran mirmequitas (Fig.36 E). Las plagioclasas son subautomorfas a xenomorfas, con tamaños que varían desde 50 µm a 3 mm. Presentan textura poiguilítica, donde se encuentran incluídas dentro de cristales de ortoclasa, y en ocasiones se encuentran afectadas por sericitización (Figs.36 E y 37 A). Los cristales de cuarzo son xenomorfos, alargados en algunas zonas, y fracturados (Fig.37 C). En algunos casos se observa la presencia de subgranos. Se presenta en un tamaño que varía desde 0,2 a 2 mm. La biotita se presenta en cristales xenomorfos, con tamaños desde 0,1 a 2 mm, los cristales de epidoto son xenomorfos, fracturados y con tamaños desde 0,1 a 1 mm (Figs.36 E, 37 A y B). Finalmente, los opacos varían de subautomorfos a automorfos con tamaños de aproximadamente 0,1 mm.

Según Streckeisen, (1976), esta roca se clasifica como un Sienogranito.



Figura 36 – A) Afloramiento de sienogranito N40E/50NW en bochas (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito). B) Afloramiento de sienogranito. Se observa textura de la roca (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito). C) Muestra de mano de sienogranito (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito). C) Muestra de mano de sienogranito (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito). E) Se observa gran cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs) con inclusiones de plagioclasa (Pg, textura piquilítica), donde también se distingue una mirmequita. Se observa cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs) en el margen inferior derecho, con signos de exsolución y una inclusión de epidoto (Ep). También se aprecian cristales de cuarzo (Qtz). Polarizadores cruzados (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito).



 Figura 37 – A) Se puede observar cristal subautomorfo de plagioclasa (Pg) sericitizada, en contacto con un gran cristal xenomorfo de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), el cual se encuentran levemente sericitizado y exhibe signos de exsolución. Se identifican también cristales de cuarzo (Qtz), así como biotita (Bt). Polarizadores cruzados (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito) B) Misma imagen observada en Fig.37A, pero en este caso utilizando luz polarizada plana (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito). C) En esta fotografía se puede observar un gran cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), rodeado por cristales de cuarzo (Qtz) que se encuentran estirados. Polarizadores cruzados (FPU337. Granito de Minas: Sienogranito).

# B) Monzogabro hornbléndico.

Aflora dentro de la "Estancia La Plata", generando una importante topografía positiva, y formando parte de lo que se conoce como el "Cerro La Plata", el cual alcanza cotas de hasta 260 m (Fig. 38 A y B).

Este plutón se encuentra intruyendo los carbonatos de Formación Polanco, y las pelitas de Formación Yerbal. El mismo, genera metamorfismo de contacto en estas litologías, generando silicificación y deformación en el caso de los carbonatos (Figs. 39 A y B). A su vez, se observa que en algunas zonas, este cuerpo se encuentra recortado por filones de granito (Fig.38 C)

En muestra de mano se identificó una roca básica, inequigranular, con un tamaño de los cristales que varía de medio a fino. Mineralógicamente se pueden distinguir a ojo desnudo cristales de hornblenda y de plagioclasa (Fig.38 D). No se aprecian cristales de cuarzo. Se observa que la roca presenta cierto grado de alteración, en algunas zonas se observan pátinas de óxido de hierro, así como también argilitización de las plagioclasas.

En lámina delgada (FPU544), se caracterizó a esta roca como holocristalina, presentando una textura fanerítica e inequigranular seriada. El tamaño de los cristales varía entre 0,1 a 5 mm. Mineralógicamente se encontró compuesta por hornblenda + plagioclasa + ortoclasa + hiperstena ± epidoto ± clorita ± apatito ± opacos. Cabe destacar que los cristales de hornblenda son los que presentan mayor tamaño (de 1 a 5 mm), se expresan como cristales xenomorfos, y en algunos casos se observan maclas (Figs.39 C y D). Los cristales de hiperstena se presentan de xenomorfos a subautomorfos, con tamaños que varían de 400 µm a 4 mm, y en algunos casos pueden encontrarse zoneados. En las plagioclasas se encontraron evidencias de sausuritización, así como también alteración a sericita (Figs.39C y 40B). Estas son xenomorfas a subautomorfas, con tamaños de 0,5 a 4 mm. Mientras tanto, la ortoclasa presenta textura de exsolución, así como también sericitización, siendo estas de xenomorfas a subautomorfas, y con tamaños que van desde 0,5 a 1 mm (Figs. 39C y 40 A y B). La clorita es de subautomorfa a xenormofa, y con tamaños de 0,5 mm a 2 mm. Se asume que puede tratarse de una clorita magnesiana (pennina), ya que no presenta prácticamente pleocroísmo y es transparente a luz polarizada plana (Fig.40 A). Los cristales de epidoto son xenomorfos, con tamaños que varían de 200  $\mu$ m a 0,5 mm (Fig.40 B). Se encuentran cristales de apatito, los cuales son automorfos a subautomofos en algunos casos, y con un tamaño generalmente menor a 100  $\mu$ m (Fig.40 B). Finalmente, se observan opacos, los cuales se presentan como automorfos a subautomorfos, con tonalidades rojas, y con tamaños desde 0,1 mm a 0,5 mm (Figs. 39D y 40 A).

Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un Monzogabro.



**Figura 38 – A)** Se observa la geomorfología positiva que genera la intrusión en el paisaje, en este caso, representa una porción del Cerro La Plata (FPU502. Granito de Minas: Monzogabro). **B)** Afloramiento en bochas de monzogabro (FPU502. Granito de Minas: Monzogabro).**C)** Afloramiento de Monzogabro donde se observa recortado por un filón de granito (FPU502. Granito de Minas: Monzogabro). Granito de Minas: Monzogabro). Granito de Minas: Monzogabro).



Figura 39 – A) Carbonatos silicificados debido al efecto de la intrusión de monzogabro (FPU543. Granito de Minas: Monzogabro). B) Carbonatos recristalizados debido al metamorfismo de contacto generado por la intrusión de monzogabro (FPU543. Granito de Minas: Monzogabro). C) Lámina delgada donde se observan grandes cristales de hornblenda (Hbl), uno de los cuales presenta maclas y se encuentra señalado con círculo color amarillo. Se identifica la presencia de plagioclasa (Pg) sericitizada, y feldespato potásico (ortoclasa, Afs). Polariazdores cruzados (FPU 544. Granito de Minas: Monzogabro). D) Misma imagen observada en Fig.39C, pero esta vez utilizando luz polarizada plana. Se señala en esta fotografía la presencia un cristal de opaco (Op) subautomorfo. Muestra FPU544 (Granito de Minas: Monzogabro).



Figura 40 – A) En esta fotografía puede apreciarse un gran cristal de hornblenda (Hbl), junto con dos cristales subautomorfos de clorita (Chl) magnesiana. A su vez, se identifica un cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), y un opaco (Op). Polarizadores cruzados (FPU544. Granito de Minas: Monzogabro). B) Se identifica un la cara basal de un piroxeno (Px). En este caso se trata de un ortopiroxeno: Hiperstena. Anexos a este cristal se encuentran cristales de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), plagioclasa (Pg) fuertemente sericitizada, clorita (Chl), epidoto (Ep) y apatito (Ap). Polarizadores cruzados (FPU544. Granito de Kinas: Afs), plagioclasa (Pg) fuertemente sericitizada, clorita (Chl), epidoto (Ep) y apatito (Ap). Polarizadores cruzados (FPU544. Granito de Kinas: Monzogabro).

# C) Diques

Finalmente, esta unidad se expresa con la presencia de diques que afloran en el sur del área. Estos diques intruyen los carbonatos de la Formación Polanco, generando metamorfismo de contacto.

Litológicamente se encuentran compuestos por microgranito y micromonzogabro (Fig.41 B y C). Se presentan con geometría tabular, en algunos casos aflorando en bochas, con una potencia observada en campo entre 5 y 23 metros, y rumbos que varían entre N70W y EW (Fig.41 A).

En muestra de mano el micro-granito se presenta como una roca subfanerítica, félsica, con cristales de tamaño fino-medio (Fig.41 C). Se distingue a ojo desnudo la presencia de abundante feldespato y epidoto, este último probablemente debido al metamorfismo de contacto generado con las calizas, ya que requiere la presencia de calcio para su formación.

En muestra de mano el micro-grabro, se identificó como una roca subafanítica, básica, con un tamaño de los cristales fino. Aparenta ser mineralógicamente

similar al monzogabro observado en otros afloramientos, aunque se debería realizar un estudio en lámina delgada (Fig. 41 B).



**Figura 41 – A)** Afloramiento en bochas de dique granítico (FPU550. Granito de Minas: diques). **B)** Muestra de mano de dique de microgabro (FPU106. Granito de Minas: diques). **C)** Muestra de mano de dique de sienogranito (FPU106. Granito de Minas: diques).

# 7.1.1.5. Formación Puerto Gómez y rocas máficas asociadas.

La Formación Puerto Gómez aflora en la porción oeste-noroeste de la zona de estudio, y se presenta con una extensión aproximada de 1,7 km<sup>2</sup> en total. Esta formación exhibe una geomorfología relativamente plana, prácticamente no presenta variaciones respecto a la cota topográfica en la que se encuentra, manteniéndose en torno a los 150 m. Asociado a esta formación, se observó un cuerpo plutónico de aproximadamente 171 metros de altura en el extremo

noroeste del área, el cual presenta similar litología que el basalto, pero con un mayor tamaño de los cristales.

Esta formación sobreyace sobre los carbonatos del GMV a partir de un contacto neto. La Formación Puerto Gómez se encuentra recubierta en contacto erosivo por los sedimentos de la Fm. Libertad y el coluvión de cuarcitas.

En los afloramientos se observa basalto alterado y basculado, que presenta un rumbo casi E-W y buza 25° hacia el norte, es decir, hacia dentro de la Cuenca Santa Lucía. Presenta abundante diaclasamiento tanto subvertical como subhorizontal. Se observa que el basalto es masivo y se encuentran niveles de disyunción columnar (Figs. 42 A y B). En un afloramiento al noroeste del área se observaron algunos basaltos vacuolares.

A nivel de muestra de mano se identifica una roca volcánica, afanítica, melanócrata, con un grado importante de alteración. Se identifica la presencia abundante de un mineral alterado a color rojizo, que aparenta ser olivino alterado a iddingsita (Fig. 42 C).

En lámina delgada (FPU511) se identificó una roca hipocristalina, con textura afanítica, inequigranular seriada y subofítica (Fig.43 A y B). El tamaño de los cristales en esta roca es fino. Mineralógicamente se encuentra compuesta por augita + plagioclasa + olivino + ortoclasa ± opacos (Fig.43 A y B). Se identificó la presencia de vidrio volcánico.

Las plagioclasas se presentan como automorfas o subautomorfas, con tamaños entre 0,9 a 0,1mm y a partir de Michel-Lévy se determinó que estas son Andesina (An45). En algunas zonas, los cristales de plagioclasa se encuentran aglomerados, y se encuentran en una abundancia del 45,5%. En cuanto a los piroxenos, se identificaron a estos como cristales xenomorfos de augita debido a su pleocroísmo y su birrefringencia. En algunas zonas se aprecia una textura poiquilítica (Fig.43 C y D). Se encuentran en una abundancia del 26,5% y presentan tamaños entre 0,4 a 1 mm.

Los cristales de olivino son xenomorfos, con tamaños entre 200 µm a 0,5 mm, y se encuentran en su gran mayoría alterados a iddingsita. Se encuentran con

una abundancia del 16,5%. La ortoclasa es xenomorfa, con un tamaño aproximado de 200  $\mu$ m, se encuentra fracturada y en una abundancia del 7%.

Como minerales accesorios, se identificaron opacos xenomorfos, con tamaños de 50 µm hasta 1 mm, y una concentración de 0,5%. A su vez, se identificó la presencia de vidrio volcánico, con un color pardo/verdoso y un tamaño aproximado entre 0,1 a 0,5 mm, en una abundancia de 4% (Fig.43 A y B).

Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un basalto.



Figura 42 – A) Afloramiento de basalto masivo en escarpa, en el noroeste del área. Se aprecia disyunción columnar (FPU511. Formación Puerto Gómez).
 B) Se observa disyunción columnar en basalto masivo de Formación Puerto Gómez (FPU511. Formación Puerto Gómez).
 C) Muestra de mano perteneciente al basalto de Fm. Puerto Gómez (FPU511).



Figura 43 – A) Se observa en la fotografía la textura subofítica que caracteriza a esta roca. Se observan algunas aglomeraciones de cristales de plagioclasa (Pg) los cuales son subautomorfos/automorfos. Se observan cristales de augita (Aug) y de olivino (ol), el cual se enuentra alterado a iddingsita. Puede apreciarse la presencia de vidrio volcánico (Vi), cercano al margen derecho inferior de la fotografía. Polarizadores cruzados (FPU511. Formación Puerto Gómez). B) Misma imagen observada en Fig.43A, utilizando luz polarizada plana Se observan cristales de plagioclasa (Pg), augita (Aug) y de olivino (ol), el cual se enuentra alterado a iddingsita. Puede apreciarse también la presencia de vidrio volcánico (Vi), cercano al margen derecho inferior de la fotografía (FPU511. Formación Puerto Gómez). C) Fotografía donde se identifica textura poiquilítica, ilustrando un gran cristal de augita (Aug), con inclusiones de plagioclasa (Pg) subautomorfa a automorfa. Polarizadores cruzados (FPU511. Formación Puerto Gómez).
D) Fotografía donde se identifica textura poiquilítica, ilustrando un gran cristal de augita (Aug), con inclusiones de plagioclasa (Pg) subautomorfa a automorfa. Misma fotografía que la observada en Fig.43C observada con luz polarizada plana (FPU511. Formación Puerto Gómez).

Con respecto al cuerpo plutónico identificado en el noroeste, a nivel de muestra de mano se identificó una roca básica y con cristales de tamaño fino a medio (Fig.44). En el borde del plutón se observa una disminción en el tamaño de los cristales. Mineralógicamente se distingue la presencia de plagioclasa y minerales máficos. En lámina delgada (FPU512) se presenta como una roca hipocristalina, con una textura fanerítica, inequigranular seriada y subofítica

(Fig.45 A y B). El tamaño absoluto de los cristales en esta roca se encuentra entre medio y fino. Mineralógicamente se encuentra compuesta por augita + plagioclasa + ortoclasa ± opacos.

Las plagioclasas son subautomorfas, con tamaños desde 1,5 mm hasta 100 µm. A partir de Michel-Lévy se determinó que las plagioclasas son Andesina (An40). En algunas zonas, los cristales de plagioclasa de encuentran aglomerados. Este mineral se encuentra en una abundancia del 41,5%, Por lo general los contactos de estos minerales con otros son del tipo poligonal.

En cuanto a los piroxenos, se identificaron a estos como augita debido a su birrefringencia. Los cristales pleocroísmo y su son xenomorfos а subautomorfos, y con tamaños que varían de 1 mm a 200 µm aproximadamente. Se encuentran en algunos sectores una textura poiquilítica (Fig.45 C). En la lámina, este mineral se encuentra en un 41,5%. Los contactos entre los cristales de augita con otros en la lámina varían de poligonales a interlobados. Puede apreciarse que en algunos casos, los cristales de este mineral se encuentran zoneados. También se pueden encontrar levemente alterados. La ortoclasa es xenomorfa, se expresa con un tamaño aproximado entre 200 µm y 1 mm, y se encuentra en una abundancia del 15%. Puede encontrarse levemente sericitizada y con signos de exsolución (Fig.45 D). Como minerales accesorios, se identificaron opacos xenomorfos, con tamaños entre 400 µm y 40 µm, y en una abundancia de 2%.

Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un monzogabro.



Figura 44 – Muestra de mano de Monzogabro asociado a Formación Puerto Gómez (FPU512. Formación Puerto Gómez).



Figura 45 – A) Se observa textura subofítica, con cristales de augita (Aug) rodeados de cristales de plagioclasa (Pg) automorfa a subautomorfa. Se identifican también cristales de opacos (Op). Puede apreciarse que las augitas se presentan con cierta zonación. Polarizadores cruzados (FPU512. Formación Puerto Gómez). B) Mismo sector de la lámina observada en la Fig. 45 A, pero en este caso con luz polarizada plana (FPU512. Formación Puerto Gómez). C) Textura poiquilítica en cristal de augita (Aug), donde se observan inclusiones de plagioclasa (Pg) subautomorfa a automorfa. Polarizadores cruzados (FPU512. Formación Puerto Gómez). D) Fotografía donde se observa cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs) con indicios de exsolución, anexo a cristales de augita (Aug), plagioclasa (Pg) y opaco (Op). Polarizadores cruzados (FPU512. Formación Puerto Gómez).

#### 7.1.1.6. Formación Cañada Solís

Formación Cañada Solís ocupa un total de 0,15 km<sup>2</sup> al noroeste del área de estudio. Geomorfológicamente, se expresa generando un relieve levemente ondulado, con cotas de entre 180 y 160 metros aproximadamente. Se encuentra en contacto por falla con la Fm. Polanco, y en contacto erosivo con el coluvión de cuarcitas y la Formación Libertad. Debido a la presencia de

clastos de basitos en los conglomerados, se supone que en parte esta formación sobreyace, y se interdigita, con la Formación Puerto Gómez.

Litológicamente, se encuentra compuesta por conglomerados oligomícticos, clastos soportados y con matriz arenosa. Se identifican clastos de granito, basaltos de la Fm. Puerto Gómez, y riolitas de la Fm. Arequita. Estos clastos se presentan con tamaños de hasta 30 cm, aunque en algunas zonas más proximales se los encuentran de hasta 1 m. En algunas zonas, se identifican estratos de arena conglomerádica, algo limosa.

# 7.1.1.7. Coluviones

Esta unidad se expresa tanto en el noroeste como en el suroeste del área, y se desarrolla anexo a los cerros de cuarcita generados por la Formación Yerbal. Este espeso coluvión es el resultado de los procesos de erosión que afectaron a estos cerros de cuarcita, y ocupan aproximadamente un total de 2.3 km<sup>2</sup> en el área.

Este coluvión se apoya en contacto erosivo sobre el Grupo Mina Verdún, sobre algunas formaciones del Grupo Arroyo del Soldado, y sobre las formaciones Puerto Gómez y Cañada Solís. Sobre esta se apoyan también en contacto erosivo los sedimentos de Fm. Libertad.

A nivel de afloramiento, esta unidad fue caracterizada por la presencia de bloques de cuarcita de hasta 40 cm de diámetro, y que en algunos casos alcanzan el metro. Estos bloques se encuentran inmersos en una matriz pelítica, y en algunos casos algo arenosa. El coluvión presenta coloraciones rojizas.

# 7.1.1.8. Formación Libertad

Esta formación aflora principalmente en el cuadrante noroeste del área de estudio, y a su vez, en una pequeña área en el sector suroeste. En el área de estudio esta Formación ocupa un total de 2,9 km<sup>2</sup>. Geomorfológicamente se caracteriza por generar lomadas suaves en el terreno. Se observó en los puntos relevados, que sobre esta formación se desarrollan aproximadamente 70 cm de suelo orgánico negro.

Esta formación sobreyace a partir de un contacto erosivo con las siguientes unidades: Fm. Polanco, Fm. Puerto Gómez, Fm. Cañada Solís, y el coluvión de cuarcitas (aunque en el caso de este último, puede ser concordante en algunos casos).

Litológicamente se encuentra representada por fangolitas arcillosas a limoarcillosas, de color marrón y beige, con clastos diseminados. Es común encontrar concreciones blancas, esféricas, de carbonato de calcio pulverulento, que en algunas zonas se disponen estratificadas y con tamaños que alcanzan hasta los 7 cm aproximadamente. Esta formación se observó con una potencia aproximada de 1 metro, con un máximo de 4 metros en barrancas correspondientes a algunos cursos de agua.

## 7.1.2. Estratigrafía

La confección de la columna estratigráfica se realizó a partir de la correlación de las litologías encontradas con las diferentes unidades presentes en la zona, así como de los datos obtenidos respecto a sus edades al estudiar los antecedentes.

Las unidades más antiguas, y las que se encuentran en la base son las correspondientes al Grupo Mina Verdún. La edad de cristalización para la Fm. Cerro Las Víboras de 1433±6 Ma por el método U-Pb LA-ICP MS en circones determinada por Gaucher et al. (2011), expresa la edad de sedimentación de la base del GMV. Mientras tanto, la Formación Don Mario se encuentra sobre la Fm. Cerro de las Víboras mediante un contacto transicional, y sobre esta se apoya la Fm. La Toma también a partir de un contacto transicional (Poiré et al., 2003; Poiré, 2014). En este trabajo, se optó por representar a las formaciones El Calabozo y Gibraltar como una sola unidad, "Carbonatos del Grupo Mina Verdún", y esta fue colocada sobre la Fm. La Toma, siendo el contacto de entre estas unidades de tipo concordante y transicional, aunque Poiré et al. (2005) indican localmente la presencia de una superficie erosiva en la Mina Verdún.

La curva de  $\delta^{13}$ C obtenida para las formaciones La Toma, El Calabozo y Gibraltar por Gaucher et al., (2006), se asemeja a la composición isotópica de

los carbonatos correspondientes al Mesoproterozoico Superior y Neoproterozoico Inferior (entre 1300 y 850 Ma) según Kah et al., (1999). A su vez, Walter (1994) ubica el período de mayor diversidad y abundancia de Conophyton en el Mesoproterozoico Tardío entre 1300-1050 Ma (Gaucher et al., 2007).

Luego de la depositación, plegamiento y una leve erosión del Grupo Mina Verdún, ocurre un evento distensivo que genera el magmatismo y la depositación de la Formación Las Ventanas. Esta formación sobreyace en discordancia angular y erosiva sobre GMV, y se le atribuye una edad Ediacárico temprano, en torno a 590-570 Ma, en base a palinomorfos (Blanco & Gaucher, 2005; Gaucher et al., 2008a), dataciones de Mallmann et al. (2007) y Oyhantçabal et al. (2009).

La siguiente unidad dentro de la columna estratigráfica sería el Grupo Arroyo del Soldado. En primer lugar se encuentra la Formación Yerbal, con edades U-Pb de zircones detríticos que marcan una edad máxima de depositación de 664 ± 14 Ma (Blanco et al., 2009). *Cloudina riemkeae*, es un fósil guía del Ediacárico (Grant, 1990), que se encuentra en la Formación Yerbal. A su vez, esta se apoya en discordancia erosiva sobre granitos Neoproterozoicos de edades U-Pb SHRIMP de 585+/-3 Ma (Gaucher, 2014). Sobre la Formación Yerbal, se apoyan concordantemente los carbonatos de la Formación Polanco. Estudios de la composición isotópica correspondiente a esta formación ilustran una razón <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que varía entre 0,7070 y 0,7087, valores que la curva global de Melezhik et al. (2001) se corresponden con el intervalo 580-550 Ma (Gaucher, 2014). Finalmente, sobre la Formación Polanco y en contacto concordante se exhiben las litologías correspondientes a la Fm. Cerro Espuelitas.

Estratigráficamente por encima de estas unidades, se colocó al Granito de Minas y las rocas máficas asociadas a este. Si bien no hay dataciones disponibles sobre la edad de esta unidad, Gaucher et al. (2004b) lo consideran de una edad Cámbrica, cercana a la del Granito Guazunambí de aproximadamente 530 Ma (Kawashita et al., 1999), en base a su relación con el

GAS. Finalmente, las sienitas de Formación Sierra de Ánimas intruyen al Granito de Minas, para las cuales se Bossi et al., (1993) han obtenido edades Rb-Sr de 520 +/- 5 Ma (Gaucher, 2014).

A partir de este momento, se observa un hiato en la columna estratigráfica de la zona, donde se pasa de encontrar unidades del Paleozoico inferior a unidades Mesozoicas. Por encima estratigráficamente del Granito de Minas, se encuentran la Formación Puerto Gómez y sus rocas máficas asociadas, producto del magmatismo mesozoico que afectó al suroeste de Gondwana. Esta unidad se encuentra asignada al Cretácico inferior en torno a 130 Ma (Cernuschi et al., 2015 y referencias). Por encima de la Formación Puerto Gómez fue colocada la Formación Cañada Solís, sin embargo estas son coetáneas y pueden encontrarse intercaladas entre sí (Veroslavsky et al., 2004).

En el campo se registró un coluvión, dominado por la presencia de bloques de cuarcitas producto de la erosión de la Formación Yerbal. Estratigráficamente, este coluvión fue observado suprayacente con respecto a las unidades anteriores, e infrayacente a la Formación Libertad (aunque cerca del tope, pueden encontrarse interdigitadas). Por ello se consideró a esta unidad de edad cuaternaria, y probablemente Pleistocénica, al igual que Formación Libertad.

Finalmente, en el tope de la columna estratigráfica para esta zona, se encuentran los sedimentos de la Formación Libertad. La misma ha sido vinculada al Piso Ensenadense (actualmente Plioceno tardío – Pleistoceno medio temprano según Cione & Tonni 1999), y por criterios estratigráficos se ha considerado su edad de depositación correspondiente al Pleistoceno Superior (Ubilla & Martinez, 2016).

Los colores utilizados en la columna estratigráfica (Fig.46), se corresponden con los propuestos por a la International Chronostratigraphic Chart (2018). En el caso del mapa geológico, no se respetó este criterio debido a que la mayoría de las unidades pertenecen al Mesoproterozoico y al Neoproterozoico, los cuales se representan con el color naranja, y sería dificultoso diferenciar cada unidad.

Alvarez, P., 2020

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

- C		8			
Eói	ш	Perío	Formación	Litología	
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	Fm. Libertad		
			Coluvión		Referencias
	Mesozoico	Cretácico	Fm. Cañada Solís	4 E 0 ( 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	Fangolitas
			Fm. Puerto Gómez y rocas máficas asociadas		Conglomerado
	Paleozoico	Cámbrico	Granito Minas y rocas máficas asociadas	+ $+$ $+$ $+$ $+$ $+$ $+$ $+$ $+$ $+$	Basalto/Monzogabro
Proterozoico	Neoproterozoico	Ediacárico	Fm. Cerro Espuelitas		Sienogranito/Monzogabro
			Fm. Polanco		Pelitas y margas Carbonatos
			Fm. Yerbal		Dolomias y BIF
			Fm. Las Ventanas		Pelitas Areniscas
	Mesoproterozoico	Ectásico	Carbonatos GMV		Meta-conglomerado
			Fm. La Toma		Carbonatos Meta-margas
			Fm. Don Mario		Meta-pelitas
			Fm. Cerro Las Víboras		Meta-ignimbritas

Figura 46 – Columna estratigráfica de zona de estudio "Abra de la Coronilla".

## 7.1.3. Geología estructural

La zona de estudio, a lo largo del tiempo geológico, se vio afectada por múltiples eventos de deformación tanto frágil como dúctil.

En primera instancia, según los antecedentes, ocurre el plegamiento en dos fases del GMV. Este evento de deformación dúctil se asume ocurrió antes de los 590-570 Ma, ya que en el momento de la depositación de la Fm. Las Ventanas, esta unidad ya se encontraba plegada (Gaucher et al., 2008a; Blanco & Gaucher, 2014). Dentro de este grupo se recolectaron varios datos estructurales en distintas formaciones. La Formación Cerro Las Víboras aflora presentando planos de S<sub>0</sub> cuyos rumbos varían entre N50-70E y sus buzamientos entre 75 y 80° hacia el NW. En cuanto a la Formación Don Mario, se encontró que los planos de S<sub>0</sub> presentan rumbos entre N40E y N60E, mientras que los buzamientos van desde verticales hasta 70°SE. Para esta formación se logró medir el plano de una S1: N10E/50E.

Respecto a la Formación La Toma, dentro de la Mina Verdún se tomó una medida de  $S_0$  de N40E/53NW, mientras que un afloramiento anexo a la Ruta 8 se tomó una medida de N40E/84 NW. Se observa que la principal diferencia en este caso es el ángulo de buzamiento, que entre ambos puntos varía un total de 30°, mientras que el rumbo se mantiene constante.

Finalmente, en un punto se encontró el contacto entre las formaciones el Calabozo y Gibraltar, donde se midió una S<sub>0</sub>: EW/52N.

Se observa que en todas las formaciones de este grupo, los rumbos se presentan entre N40E y N70E, con excepción de los carbonatos del GMV que se encuentran EW. También se contempla que tanto la Fm. Cerro Las Víboras, como la Fm. La Toma, se encuentran buzando hacia el NW, y los carbonatos del GMV hacia el N. Mientras tanto, la Formación Don Mario buza hacia el SE o vertical. Estos datos sugieren que efectivamente el GMV fue expuesto a complejos procesos de deformación, posiblemente en dos fases (Midot, 1984, Gaucher et al., 2011, Poiré, 2014), que dieron lugar al plegamiento de estas unidades.
A pesar de estas observaciones, el evento de deformación que destaca en el área, es el que genera el plegamiento del GAS. Este evento se estima ocurrió luego de la depositación del GAS y cohetaneo a la intrusión del Granito de Minas, ya que este exhibe una elongación paralela al Lineamiento Arroyo La Plata y se observa una textura orientada en algunos afloramientos, lo cual sugiere que la intrusión de este granito fue sincinemática. En algunas zonas se observa una alteración en la forma de los pliegues, debido a la deformación dúctil generada gracias al aumento del gradiente de temperatura.

En el área logran apreciarse tres sinclinales y tres anticlinales. Dos de estas estructuras fueron nombradas por Gaucher et al., (2004b) como el "Anticlinal La Plata" y el "Sinclinal Verdún", y uno de los anticlinales es nombrado por el mismo autor como "Sinclinal Salus".

Partiendo del oeste al este, se encuentra en primer lugar lo que para Gaucher et al. (2004b) sería el "Sinclinal Verdún", lo cual se mantiene en este trabajo como "Sinclinal Fuente Verdún", debido a la cercanía con la fuente homónima. Se tomaron medidas de S<sub>0</sub> en el flanco posicionado en el extremo sureste de la estructura de N25E/50SE, N15E/65E y N30E/85NW. Esta variación en el buzamiento, es atribuído a las fallas que afectan la zona. Medidas procuradas por Gaucher y Collazo (com. pers.) indican que el buzamiento del flanco es hacia el NW. El hecho de que se presenten cuarcitas (Fm. Yerbal) en los flancos, seguidos de pelitas (Fm. Yerbal), y en el centro calizas de Fm. Polanco, sugiere que se trata de un sinclinal.

A continuación encontramos el "Anticlinal Salus". La estructura se encuentra dentro de un predio privado, por lo cual, el análisis de esta estructura se encuentra basado en fotointerpretación, el mapa presentado por Gaucher et al. (2004b) y medidas proporcionadas por Gaucher y Collazo (com. pers.). Estas medidas muestran que se trata de un anticlinal y no de un sinclinal como anteriormente propuesto por Gaucher et al. (2004b). Según la fotointerpretación realizada, los flancos se encuentran compuestos por cuarcitas, mientras que el en el núcleo se encuentran las litologías pertenecientes al GMV, lo cual confirma una estructura Anticlinal. Se observó que este pliegue se encuentra

afectado por fallas, se observan especialmente una falla sinistral en el suroeste del área, y una aparente falla dextral en los alrededores de la Ruta 8.

Luego se encuentra el "Sinclinal Cortéz Blanco", el cual se encuentra intruído por la monzonita asociada al Granito de Minas. Conformando a esta estructura se encuentran aflorando las pelitas azules y grises de la Formación Yerbal en los flancos, y las ritmitas caliza-dolomía de la Formación Polanco en el núcleo. El flanco noroeste presenta medidas de S<sub>0</sub> de N60E/80SE, N65E/65SE, y N60E/75SE, mientras que en el flanco sureste se tomaron medidas de S<sub>0</sub> de N40E/55SE y N55E/65SE. Debido a la deformación generada por la intrusión de monzonita, es posible que las medidas tomadas en el flanco sureste no sean muy seguras, ni representativas de la estructura. Este pliegue, se encuentra afectado por dos fallas que ponen en contacto litologías del GAS con litologías del GMV.

Hacia el este observamos el sinclinal denominado aquí como "Cuchilla del Portezuelo", con pelitas y BIF del GAS en su núcleo y calizas de la Fm. Polanco en los flancos. Al sur del área se encuentra afectado por una falla transcurrente sinestral (Gaucher et al., 2004b). En el flanco suroeste se tomaron medidas de S<sub>0</sub> de N60E/15SE, N65E/40SE, y N20E/70SE, mientras que en el noroeste S<sub>0</sub> de N40E/55SE y N55E/65SE. Como ya mencionado anteriormente, la deformación generada por la intrusión de monzonita genera inseguridad con respecto a las medidas tomadas en este flanco.

A continuación, se encuentra el "Sinclinal Cañada del Molino", cuya estructura permite que afloren tanto las ritmitas de la Formación Yerbal, como las margas y pelitas de Formación Cerro Espuelitas. Sobre el flanco noroeste se tomaron medidas de S<sub>0</sub> de N60E/15SE, N65E/40SE, y N20E/70SE. Mientras tanto, sobre el flanco sureste se tomaron medidas de S<sub>0</sub> de N40E/15NW, N55E/75NW, y N45E/70NW.

Finalmente, el Anticlinal La Plata se encuentra en el extremo más sureste del área, donde afloran las formaciones Yerbal y Polanco y en su extremo sur es intruido por Granito de Minas. En el flanco noroeste se tomaron medidas de  $S_0$  de E-W/60N, N45E/70NW, y N55E/75NW. Sobre el flanco sureste se tomó una medida de  $S_0$  de N40E/59SE.

Debido a que los ejes de estos pliegues son prácticamente paralelos y con un rumbo NE-SW, se interpreta que la zona fue afectada por esfuerzos compresivos, cuyo elipsoide de deformación presenta un  $\sigma$ 1 con dirección NW-SE, que corresponde al evento fini-brasiliano (Bossi & Gaucher, 2004).

En cuanto al Granito de Minas, como fue indicado en la geología descriptiva, los afloramientos presentan un rumbo N40E, y buzan 50° al NW. Estas medidas se deben probablemente a que, como indican Gaucher et al. (2004b), la intrusión de este se encuentra fuertemente controlada por el plano de cabalgamiento generado por el Lineamiento Arroyo La Plata. A su vez, se expresa como diques alrededor del área que presentan rumbos aproximadamente E-W.

La Formación Puerto Gómez se encontró con un rumbo E-W, y buzando 25°N, es decir hacia el centro de la cuenca. Es importante notar que una gran falla dextral se encuentra recortando el Sinclinal Salus, y según Rossello et al. (2007) esta falla es la prolongación oriental de la que define el borde sur de la cuenca Santa Lucía (N70°), aunque también podría ser de edad Neoproterozoico-Cámbrico retomada por la extensión cretácica. Esta sufre una inflexión, para luego retomar más hacia el este el rumbo N 60 a 70° (Rossello et al., 2007).

### 7.2. Resultados Hidrogeológicos

Se realizó un inventario de pozos de agua (Ver Anexo 8) en la zona de estudio con el fin de identificar cuáles de las unidades presentes en la misma se comporta como un acuífero. En este inventario se relevó la siguiente información: coordenadas, propietario, contacto, uso, propiedades hidrogeológicas (pH, conductividad, STD, temperatura, nivel estático, profundidad total, y caudal), litología, tipo de acuífero, muestra de agua (directa o de tanque), y comentarios.

A su vez, en el inventario se incluyeron pozos cuya información fue extraída del Visualizador de Información Hídrica del MVOTMA.

A continuación se presentan los resultados obtenidos.

### 7.2.1. Formación Cerro Las Víboras

Esta formación se encuentra conformada por meta-ignimbritas/tobas. Estas rocas, por lo general, la única posibilidad de generar buenos acuíferos se encuentra ligada a zonas de alteración superficial y a aquellas intensamente fracturadas y diaclasadas. Es decir, es necesaria la formación de una porosidad secundaria para permitir la circulación del agua. En el caso de esta formación, la esquistosidad generada por el metamorfismo implica una concentración de planos de debilidad, facilitando entonces una mayor densidad de fracturación. Este sería el medio principal para la circulación del agua en estas litologías. Es de destacar que estas rocas se encuentran en una zona rodeada de fallas.

Una dificultad importante a tener en cuenta a la hora de la prospección, es que las fracturas pueden encontrarse rellenas u obstruidas por arcillas, las cuales conforman un porcentaje importante en la composición de estas rocas.

Punto	Propietario		лЦ	Cond.	STD	NE	P total	Q	Тіро
		030	рп	(µs/cm)	(ppm)	(m)	(m)	(l/h)	Acuífero Fisurado
FPUH5	María Dalfolo	Piscina, limpieza	6,7	239	119	26	55	2000	Fisurado
FPUH16	García, O.	Doméstico	6,68	73	36	15,1 5	-	-	Fisurado

Se relevaron dos pozos de agua en este acuífero.

**Tabla 3 –** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero Formación Cerro Las Víboras.

Los niveles de pH son similares para ambos, puntos, siendo este muy cercano a 7 (pH neutro). La conductividad en ambos casos en baja, es decir, no presenta gran cantidad de iones disueltos y cae dentro de los rangos frecuentes en aguas subterráneas. La conductividad, se encuentra directamente relacionada con la cantidad de sólidos totales disueltos, por lo cual es esperable que estos valores también sean bajos. Los niveles estáticos para ambos pozos, se encuentran a una profundidad importante, de todas maneras el valor obtenido para el punto FPUH5, puede interpretarse como un valor de nivel dinámico y no como un valor estático real, ya que la bomba es automática y se encontraba en funcionamiento (Tabla 3). En el caso del pozo FPUH5, se observa que el caudal en el mismo no es muy bueno, lo cual puede encontrarse relacionado con la metodología de construcción del pozo (Tabla 3). Un detalle importante es que el agua en este pozo presenta alta turbidez, lo cual puede deberse también a problemas en la construcción.

### 7.2.2. Formación Don Mario

Formación Don Mario se encuentra compuesta principalmente por meta-pelitas, aunque también se encuentran intercalaciones de carbonato y ceniza volcánica.

Las rocas que componen la Formación Don Mario, al igual que la Formación Las Víboras, no presentan una porosidad primaria que permita la circulación del agua, por lo que para ser acuífero es requisito que estas litologías presenten algún tipo de porosidad secundaria.

Los filosilicatos se encuentran en porcentajes mayores al 60% en estas metapelitas. La presencia de abundantes cristales de filosilicatos orientados en una roca aumenta su esquistosidad, facilitando así la formación de fracturas a partir de estos planos de debilidad. A su vez, la composición de esta roca puede llegar a representar un problema, ya que aumenta la probabilidad de que estas fracturas se encuentren obstruidas por los mismos filosilicatos.

También es posible que dentro de las intercalaciones carbonáticas ocurra disolución, generando karst que permitirían la circulación del agua.

Punto	Propiotaria	Uso	pН	Cond.	STD	NE	P total		Tipo d	de
	Topletano			(µs/cm)	(ppm)	(m)	(m)		Acuífero	
FPUH17	Alejandro	Domástico	69	41	20	2.09	40		Figurado	
	Fernández	Domestico	0,0		20	3,00	40	-	FISUIAUU	
FPUH18	Mirtha	Lavado auto	7 73	876	129	0.46	12	_	Figurado	
	Romero	y calle	1,13		400	0,40	12	_	1 1301200	

**Tabla 4 -** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero Formación Don Mario.

En ambos casos los niveles de pH son normales y aptos para el consumo, ya que son valores cercanos a 7 (pH neutro). En el caso del pozo FPUH18, el pH

es básico, cercano a 8 (Tabla 4). La propietaria afirmó que el jabón se corta cuando utiliza agua del pozo, lo cual concuerda con los valores de pH obtenidos, ya que esto sucede cuando el jabón entra en contacto con aguas duras. Esto se debe a que los cationes de calcio y magnesio interactúan con las moléculas de jabón, disminuyendo su eficacia, e incluso, generando la precipitación del mismo en una "natilla". Los valores de conductividad y sólidos totales disueltos son elevados, lo cual concuerda con estas afirmaciones (Tabla 4). A su vez, el hecho de que el agua presente una concentración elevada de cationes calcio o magnesio, puede sugerir que el agua estuvo en contacto con rocas carbonáticas. Cuando el agua de lluvia cae disuelve dióxido de carbono del aire y forma ácido carbónico por lo que se acidifica ligeramente:

 $CO_2$  (g) + H<sub>2</sub>O (l) = H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (aq)

Cuando en ácido carbónico entra en contacto con calizas, ocurre la siguiente reacción:

$$CaCO_3$$
 (s) +  $H_2CO_3$  (aq) =  $Ca^{2+}$  (aq) +  $2HCO_3^{-}$  (aq)

En el caso de la Formación Don Mario, puede deberse a algunos de los niveles carbonosos intercalados entre las pelitas.

Por el contrario, los valores obtenidos de conductividad y sólidos totales disueltos para el pozo FPUH17 se encuentran dentro de los valores normales esperados para el agua subterránea, y sugieren que no presenta una gran concentración de iones disueltos. Estos valores concuerdan más con lo esperable de aguas que circulan por las fracturas de meta-pelitas. Se observa también que en este caso, la profundidad del pozo es considerablemente mayor que en el punto FPUH18, así como la del nivel estático (Tabla 4).

### 7.2.3. Carbonatos de Grupo Mina Verdún

Este acuífero se encuentra conformado por las calizas de la Formación El Calabozo y las dolomías de la Formación Gibraltar.

En estas rocas, al igual que en los casos anteriores, las posibilidades de representar buenos acuíferos radican en la porosidad secundaria generada en las mismas. Sin embargo, estas rocas presentan la particularidad de que, además de aumentar su porosidad y permeabilidad a través de niveles de alteración, fallas y diaclasas, las mismas generan karst. Las rocas kársticas son aquellas formaciones geológicas consolidadas, cuyos poros y fisuras han sido ensanchados por la disolución que genera el agua subterránea en estas. (Custodio & Llamas, 1983).

Estas rocas pueden presentar caudales importantes, la disolución puede ser tal, que las grandes dimensiones de las fisuras lleven a que no se pueda hablar de un régimen laminar, sino que nos encontraríamos frente a un régimen turbulento, donde los conceptos de transmisibilidad y permeabilidad no tengan lugar (Custodio & Llamas, 1983).

Punto	Propietario	Uso	рН	Cond. (µs/cm)	STD (ppm)	NE (m)	P total (m)	Q	Tipo de Acuífero
FPUH2	Fernando Tellechea	Riego	6,35	1300	650	0,74	13	-	Kárstico

**Tabla 5 -** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero asociado a los Carbonatos del Grupo Mina Verdún.

El valor de pH obtenido en este punto, si bien se encuentra dentro de los parámetros de potabilidad, es cercano a 6, lo cual implica una ligera acidez en el agua (Tabla 5). Este valor llama la atención, ya que al tratarse de rocas carbonáticas son esperables valores más cercanos a 7, e incluso superiores.

En cuanto al valor de conductividad, este se encuentra considerablemente elevado, lo cual es extraño y sugiere que tal vez la medida no sea correcta. El valor de solidos totales disueltos se encuentra de los parámetros esperables para el agua subterránea (Tabla 5).

Finalmente, se observa que el nivel estático se encuentra relativamente cercano a la superficie (Tabla 5).

### 7.2.4. Formación Yerbal

La Formación Yerbal, parte del grupo Arroyo del Soldado, se encuentra compuesta por rocas sedimentarias consolidadas con grados diagenéticos y de compactación importante. Se inventariaron pozos de agua en dos facies de esta formación: cuarzoarenitas, y pelitas grises.

### A) Cuarzoarenitas

La porosidad en las areniscas depende de la composición granulométrica, la forma y redondez de los clastos, su empaquetamiento, y con el nivel de cementación y compactación.

En el caso de las cuarzoarenitas de la Formación Yerbal, estas presentan buena selección, sin embargo, se encuentran afectadas por un importante nivel de compactación, generando contactos suturados entre los clastos y eliminando cualquier porosidad primaria que podrían haber presentado las mismas.

Esto significa que, al igual que la mayoría de los acuíferos presentes en el área, la capacidad de esta formación para captar y transmitir el agua se encuentra limitada a la existencia de porosidad secundaria. En el caso de estas cuarzoarenitas, se observó que en el área se encuentran afectadas por un intenso fallamiento y diaclasado, lo cual permite que esta litología pueda comportarse como acuífero.

Punto	Propietario	Uso	рН	Cond. (µs/cm)	STD (ppm)	NE (m)	P total (m)	Q	Tipo de Acuífero
FPUH3	Marcos Carrere	No se usa	-	-	-	1,13	-	-	Fisurado
FPUH4	Marcos Carrere	No se usa	6,1	152	76	Surgente	-	-	Fisurado
FPUH19	Esmeralda Palacios	No se usa	7,7	229	117	Surgente	14	-	Fisurado
FPUH29	Padrón 17245	Industrial, envasado de agua	-	-	-	4	61	20m <sup>3</sup> /h	Fisurado
FPUH32	Padrón 4607	Industrial, envasado de agua	-	-	-	11	46	8 m <sup>3</sup> /h	Fisurado

**Tabla 6 -** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero asociado a las cuarzo-arenitas de Fm. Yerbal.

Los valores de pH medidos en los puntos FPUH4 y FPUH19 caen dentro de los valores de potabilidad, sin embargo es importante tener en cuenta que el valor encontrado en el pozo FPUH4 es prácticamente de 6, es decir, se trata de

aguas ácidas. En cuanto a la conductividad y los sólidos totales disueltos, los valores no son muy elevados, caen dentro de lo esperado para el agua subterránea. Teniendo en cuenta que la litología es una cuarzo-arenisca, es esperable que no se encuentre una gran densidad de iones disueltos (Tabla 6).

Se observa que en la mayoría de los pozos el nivel estático se encuentra relativamente cerca de la superficie, y que en el caso de dos puntos los pozos son surgentes (Tabla 6). Es importante tener en cuenta que, según el visualizador de DINAMA, el agua proveniente de esta formación en los puntos FPUH29 y 32 se utiliza para el envasado y comercialización de agua potable.

### **B)** Pelitas

Las pelitas por lo general son poco permeables y porosas, que por lo general se encuentran conformando acuitardos (Custodio & Llamas, 1983). En el caso de la Formación Yerbal, estas rocas además han sufrido una importante compactación, al igual que las cuarcitas, por lo cual la porosidad y la permeabilidad en estas rocas son aún menores.

En la zona de estudio, sin embargo, se comporta como un acuífero. Se estima a que esto se debe a la porosidad secundaria generada por la gran densidad de fracturas que se desarrollan en esta litología.

Punto	Propietario	Uso	рН	Cond. (µs/cm)	STD (ppm)	STD (ppm) NE (m)		Q	Acuíferos Fisurados
FPUH6	Sra. Pombo	Riego	7	420	210	Surgente	-	-	Fisurado
FPUH14	Homero Umpierre	Doméstico	7,7	190	95	0,30	5	-	Fisurado
FPUH15	Ricardo Alberti	Doméstico	7,4	475	237	Surgente	-	360 L/h	Fisurado
FPUH27	Fábrica de Alfajores Villa Serrana	-	7,1	760	380	Surgente	5,8		Fisurado
FPUH28	Ricardo Frochia	Sin uso	7,25	601	300	5,7	7,3		Fisurado
FPUH31	Padrón	Industrial,	-	-	-	7,07	54	11m <sup>3</sup> /h	Fisurado

17245	envasado				
	de agua				

**Tabla 7 -** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero asociado a las pelitas de Fm. Yerbal.

Los valores de pH obtenidos cercanos a 7 (pH neutro), se encuentran dentro los valores normales y aceptables para el agua potable. En el caso del punto FPUH14, se observa un valor ligeramente más elevado y cercano a 8 (Tabla 7).

En cuanto a los valores de conductividad y solidos totales disueltos, estos también se encuentran dentro de lo esperado para el agua subterránea (Tabla 7). Se observa que en la mitad de los casos se encontraron pozos surgentes, y los niveles estáticos se encuentran cercanos a la superficie, con la excepción de los pozos FPUH28 y FPUH31 (Tabla 7).

En cuanto a los caudales, el pozo FPUH15 presenta un caudal bastante pobre, lo cual puede encontrarse relacionado a la construcción del pozo, así como a la poca capacidad de esta litología a comportarse como un acuífero. Sin embargo, en el punto FPUH31 se encuentra un valor de caudal muy bueno, lo cual puede deberse a que la porosidad y permeabilidad de la roca en esa zona es mejor, y la construcción del pozo es adecuada (Tabla 7). Sin embargo, también cabe la posibilidad de que al perforar se llegara a otra formación, tal vez los carbonatos de GMV.

### 7.2.5. Formación Polanco

La Formación Polanco en la zona de estudio se encuentra conformada principalmente por ritmitas caliza-dolomía, que en campo se observa han sufrido importantes procesos de karstificación.

En la zona de estudio, las rocas se encuentran intensamente fracturadas, lo cual en rocas carbonáticas favorece notablemente la formación de kasrt. Debido a estos procesos, es que estas rocas pueden representar excelentes acuíferos.

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

Dunto D	Dramiataria		54	Cond.	STD	NE	P total	Q	Tipo de
Punto	Propietario	050	рп	(µs/cm)	(ppm)	(m)	(m)	(m <sup>3</sup> /h)	Acuífero
	Padrón	Destino							
FPUH33 9414	comercial y	-	-	-	7,16	30	2,8	Kárstico	
		servicios							

**Tabla 8 -** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero de la Fm. Polanco.

Solo se relevó un punto en esta Formación, del cual se obtuvo información gracias al visualizador del DINAMA. Es importante observar, que el valor de caudal no es tan bueno como el que se esperaría a partir de esta litología, aunque se encuentra dentro de valores promedios (Tabla 8).

### 7.2.6. Formación Puerto Gómez

La Formación Puerto Gómez se compone principalmente por basaltos, típicamente vacuolares, aunque en la zona de estudio se encontraron masivos. Se encontró asociado a esta formación, un cuerpo de micrograbro ubicado en el noroeste del área de estudio, cercano a uno de los cuerpos relevados.

La porosidad en las rocas volcánicas puede variar mucho según el proceso de solidificación que dio origen a la roca. Si la solidificación ha sido relativamente tranquila, como en chimeneas, lagos de lava, la porosidad suele ser inferior a 5%. Sin embargo, cuando la lava discurre en forma de coladas el enfriamiento ocurre mucho más rápido, generando vacuolas en la roca que aumentan considerablemente la porosidad de la misma, la cual en algunos casos llega hasta un 50%. Respecto a la permeabilidad, esta suele ser mayor en coladas básicas que en ácidas, así como es mayor en las coladas más modernas que en las antiguas. (Custodio & Llamas, 1983).

En el caso de la zona de estudio, los basaltos que se encuentran son masivos, por lo cual, en este caso la porosidad para permitir la circulación del agua se verá ligara a posibles niveles de alteración y fallas/fracturas.

En el caso del punto FPUH1 (Tabla 9), se encontró que se desarrolla un importante manto de alteración a partir de estas rocas basálticas, y por donde probablemente circula el agua, considerandos entonces que se comporta como poroso en la zona alterada del acuífero fisurado. En los puntos FPUH20 y 21 (Tabla 9) no se observó este manto de alteración, por lo cual se estima que la capacidad como acuífero se encuentra ligada a la existencia de fallas y diaclasas.

Punto	Propietario	Uso	рН	Cond. (µs/cm)	STD (ppm)	NE (m)	P total (m)	Q	Tipo de Acuífero
FPUH1	Agustín Martinez Fariña	Doméstico, bebedero, riego	6,73	531	265	Surgente	-	-	Poroso (nivel alterado)
FPUH20	Gustavo Guidobono	Doméstico, consumo, fabricación de cerveza artesanal.	7,5	242	121	1,57	45	-	Fracturado
FPUH21	Gustavo Guidobono	Bebedero animales	7,3	359	178	Surgente	7	-	Fracturado

**Tabla 9 -** Datos extraídos del inventario de puntos realizado, correspondientes con el acuífero asociado a Fm. Puerto Gómez.

Se observan valores de pH cercanos a neutro en los tres pozos. En el caso de los pozos FPUH20 y 21, se observan valores algo más elevados y básicos (Tabla 9). Por lo general, la química del agua en contacto con rocas básicas suele ser del tipo cálcico-magnésico-bicarbonatada, por lo cual es esperable encontrar valores de pH más básicos. A su vez, el contenido de silicio en las aguas subterráneas ligadas a rocas volcánicas suele ser mayor que en la mayoría (Custodio & Llamas, 1983)

Los valores obtenidos de conductividad y solidos totales disueltos se encuentran dentro de lo esperado para aguas subterráneas (Tabla 9).

Se observa que dos de los tres pozos relevados son surgentes, mientras que el pozo restante presenta un nivel estático de 1,57 m (Tabla 9).

### 8. DISCUSIÓN

### 8.1. Correlación y evolución geológica

La evolución geológica del área comienza con la depositación del Grupo Mina Verdún. Dentro del Grupo Mina Verdún, se identificaron en el noreste del área unas rocas clasificadas como meta-ignimbritas que fueron correlacionadas con la Formación Cerro Las Víboras. Este magmatismo ácido marca el comienzo de la depositación del GMV (Gaucher et al., 2011). El hallazgo de esta formación es importante, ya que según los antecedentes estudiados, esta solo se encontraba hasta ahora aflorando en los alrededores de Cantera Burgeño. Podría ser motivo de un futuro trabajo analizar estos afloramientos con más detalle para verificar esta correlación y realizar más estudios.

Lateral y verticalmente, la evolución de este grupo muestra un pasaje gradual y concordante de las vulcanitas ácidas correspondientes a Fm. Cerro Las Víboras, con los depósitos de Fm. Don Mario, los cuales indican el desarrollo de un ambiente marino y reductor, evidenciado por la presencia de pirita (Poiré et al., 2003; 2005; Poiré, 2014). Los afloramientos de esta formación fueron encontrados al noreste del área en contacto con Formación Las Víboras, así como también en la Mina Verdún.

El pasaje transicional entre la Formación Don Mario y las margas de la Formación La Toma, indica un cambio en el ambiente. Comienzan a desarrollarse condiciones más propicias para la sedimentación de carbonatos, aumenta la cristalinidad de las aguas, mejoran las condiciones climáticas y comienza una somerización de la cuenca. Estas margas podrían haber sido parte de una rampa carbonática que evoluciona a plataforma. Esta plataforma sería la Fm. El Calabozo, la cual se deposita concordantemente sobre las margas de la Fm. La Toma, y fue observada aflorando en el oeste del área y en Mina Verdún (Poiré et al., 2003; 2005; Poiré, 2014).

En el techo de la Fm. El Calabozo se encuentran depresiones rellenas con brechas de colapso dentro de las calizas, este paleorelieve kárstico labrado sugiere el retiro prolongado del mar con la caída de su nivel relativo. 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. Luego de un período de tiempo el mar regresa nuevamente rellenando con pelitas pertenecientes a la Fm. Gibraltar en las partes basales deprimidas. El incremento de margas y calizas dolomíticas rosadas culminan con un manto de dolomías, indicando de esta manera una paulatina somerización de la cuenca. Cabe destacar que en el área de trabajo se encontró un contacto transicional entre las dolomías de Gibraltar y las calizas de Fm. El Calabozo. Esto podría indicar que en ciertas zonas de la cuenca el mar no se retiró por completo, permitiendo así una inter-digitación entre ambas formaciones (Poiré et al., 2003; 2005; Poiré, 2014).

En el período comprendido entre la depositación de GMV y el Ediacárico no ocurre depositación, sino que ocurre una erosión de las litologías. A su vez, el GMV se vio afectado por un metamorfismo facies esquistos verdes y deformación (Poiré et al., 2003; 2005).

Durante el Ediacárico se instaló una tectónica extensional, la cual dio origen a una cuenca de tipo riftn representado por la Fm. Las Ventanas. Este rift se ve influenciado por lineamientos pre-existentes, especialmente la ZCSY, y lo cual 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 & Este evento tectónico dio lugar a la depositación de la Gaucher, 2005). Formación Las Ventanas, la cual se deposita en discordancia angular y erosiva, sobre las litologías del GMV en el norte del área de estudio (Gaucher et al., 2008a). Se puede encontrar rellenando el paleokarts en el tope de los carbonatos del GMV. En la zona de estudio se encuentran aflorando los conglomerados del Miembro Quebrada de Viera (Blanco & Gaucher, 2005) en discordancia angular erosiva con el GMV (Gaucher et al., 2008a). La Formación Las Ventanas es una secuencia grano y estrato decreciente, interpretada 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. Blanco & Gaucher (2005) y Gaucher et al., (2008a), le asignan a esta formación una edad Ediacárico Temprano (630-580 Ma) en base a palinomorfos (principalmente acritarcas) encontradas en los miembros Quebrada de Viera y El Perdido. Esta edad (590-570 Ma) es corroborada por diversas dataciones tanto en basaltos como rocas ácidas pertenecientes a esta formación (Malmann et al., 2007; Oyhantçabal et al. 2009)

En base a la edad de la Fm. Las Ventanas se infiere que su depositación es inmediatamente anterior a la del Grupo Arroyo del Soldado. Probablemente este episodio distensivo se encuentre relacionado a la apertura de la cuenca donde se depositó Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher et al., 2008a, 2009).

El Grupo Arroyo del Soldado es una típica secuencia de plataforma depositada sobre un margen continental pasivo durante el Ediacárico-Cámbrico. Gaucher et al. (2007) afirman en base a datos quimioestratigráficos que la sedimentación comenzó cerca de 570-565 Ma y culminó en el Cámbrico Inferior. En las formaciones Yerbal y Polanco se encuentra Cloudina riemkeae, el cual es un fósil guía del Ediacárico (Grant, 1990). Mientras tanto, en la Formación Cerro Victoria fueron encontrados icnofósiles del género Thalassinoides, indicando una edad Cámbrica (Sprechmann et al., 2004). A su vez, edades U-Pb de zircones detríticos marcan las edades máximas de depositación para las formaciones Barriga Negra, Yerbal, y Cerros San Francisco en 566+/-8 Ma, 664 +/- 14 Ma y 605 +/- 53 Ma respectivamente (Blanco et al., 2009).

Este grupo fue correlacionado con afloramientos de cuarcitas, margas, pelitas y carbonatos desarrollados en la mayoría de la zona de estudio, con especial representación en el sur. Se correlacionaron pelitas negras, azuladas y cuarcitas con la Formación Yerbal, ritmitas caliza/dolomía con la Formación Polanco, y pelitas y margas con la Formación Cerro Espuelitas. Se interpreta a la Formación Yerbal como una ingresión marina que gradualmente sufre una profundización, y que luego conjunto a un cambio en las condiciones climáticas, marca el comienzo del desarrollo de una gran rampa carbonática en la cuenca (Gaucher et al., 2003). Esta rampa carbonática se encuentra representada por las litologías de la Formación Polanco. Eventualmente, ocurre otra ingresión, la cual da lugar a las margas y pelitas correspondientes a la Formación Cerro Espuelitas (Gaucher et al., 1996,1998b; Gaucher, 2000; 2014). Según González et al. (2017) la Formación Polanco en los alrededores de la ciudad de Minas se caracteriza por constituir bancos de calizas, calizas dolomíticas y calcarenitas. Sin embargo, en este trabajo se observó que predominan litológicamente las ritmitas caliza-dolomía. Estos autores también

afirman que Formación Yerbal se ubica en los niveles topográficos más elevados del área, lo cual fue corroborado en este trabajo.

No se encontraron presentes las formaciones Cerros San Francisco y Cerro Victoria. Estos puede deberse a que las mismas no se depositaron en el área de estudio, o fueron erosionadas. Esta última posibilidad es la más probable y se ve apoyado por el nivel de erosión que se profundiza de este a oeste: en el oeste aflora la base de Fm. Yerbal e incluso su contacto con el basamiento, mientras que en el este afloran el tope de Fm. Yerbal, Fm. Polanco y Fm. Cerro Espuelitas.

Posteriormente ocurre un evento de deformación que afecta al Grupo Arroyo del Soldado, así como también a la Formación Las Ventanas según los antecedentes recabados. Este evento de deformación genera un plegamiento e la zona, donde se aprecian seis pliegues: tres sinclinales y tres anticlinales. A su vez, se observó que los ejes de estos pliegues se encuentran prácticamente paralelos y con dirección NE-SW, por lo cual se concluye que los esfuerzos compresivos fueron predominantemente NW-SE. Con respecto a lo afirmado por Gaucher et al. (2004b) se confirmó la presencia del "Anticlinal La Plata", así como el hecho de que este se encuentra compuesto principalmente por limolitas de Fm. Yerbal y carbonatos de Fm. Polanco. Se identificaron el "Sinclinal Cañada del Molino", el "Anticlinal Cuchilla de Portezuelo", y el "Sinclinal Cortéz Blanco", los cuales no se encuentran marcados en el mapa presentado por Gaucher et al. (2004b). También se observó la presencia de un anticlinal, referido por Gaucher et al. (2004b) como el "Sinclinal Salus", el cual en este trabajo es renombrado "Anticlinal Salus". Por último, se corroboró la estructura del "Sinclinal Verdún" presentada por Gaucher et al. (2004b), llamado en este trabajo "Sinclinal Fuente Verdún".

En el transcurso del Neoproterozoico-Cámbrico ocurre el amalgamiento entre los terrenos Nico Pérez y Cuchilla Dionisio, la cual fue una acreción de tipo tangencial, generada durante el fin del ciclo orogénico-Brasiliano (Basei et al., 2000, Bossi & Gaucher 2004). A partir de esta colisión ocurre una reactivación con sentido sinistral de la ZCSY, lo cual genera un desplazamiento hacia el norte del TNP (Gaucher, 2000; Bossi & Gaucher, 2004; Gaucher et al., 2008b). En el Cámbrico temprano ocurre un evento magmático que responsable del emplazamiento del Granito de Minas y sus rocas máficas asociadas. Si bien no hay dataciones disponibles sobre el Granito de Minas, una edad Cámbrica cercana a la del Granito Guazunambí de aproximadamente 530 Ma (Kawashita et al., 1999) es sugerida por Gaucher et al. (2004b) debido a su relación con el GAS y con las sienitas de Formación Sierra de Ánimas (520  $\pm$  5 Ma, método Rb-Sr, Bossi et al., 1993), las cuales intruyen tanto al GAS como al Granito de Minas (Gaucher et al., 2004b).

Luego del emplazamiento de estas rocas, en el área no se encuentran otras litologías en el registro geológico hasta el Cretácico, por lo cual se infiere que en este período de tiempo reinaba una estabilidad tectónica, así como períodos de erosión y meteorización de las litologías presentes.

A partir del Cretácico Temprano perturbaciones térmicas que afectaron la base de la litósfera de Gondwana Occidental (de la cual el territorio uruguayo formaba parte), lo cual generó un mega-proceso de fracturación y compartimentación continental. Este proceso se encuentra íntimamente relacionado a la evolución del Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM), el cual es un extenso corredor tectónico definido por Rossello et al. (1999). Se trata de un rift abortado de edad Jurásico-Cretácico Temprano relacionado con la apertura del Océano Atlántico. Este rift afectó el basamento cristalino y controló la sedimentación y volcanismo de las cuencas Santa Lucía y Merín, y la de los remanentes intermedios (Veroslavsky et al., 2004). Relacionadas a este proceso se encuentran las litologías de la Formación Puerto Gómez y la Formación Cañada Solís, las cuales se depositaron en el mismo tiempo geológico e incluso llegan a encontrarse interdigitadas, aunque por lo general Formación Puerto Gómez por debajo estratigráficamente se encuentra (Veroslavsky et al., 2004). En la zona de estudio se correlacionaron con la Formación Puerto Gómez unos basaltos masivos que se encuentran principalmente en el oeste del área, y a su vez se encontró un microgabro asociado. Mientras tanto, con la Formación Cañada Solís fueron correlacionados unos conglomerados oligomícticos, clastos soportados y con matriz arenosa en el noroeste del área.

A continuación, se aprecia otro hiato en la columna estratigráfica que abarca desde el Cretácico hasta el cuaternario, donde se presume se emplazó un período de estabilidad tectónica, así como erosión y meteorización de las unidades existentes. A partir de la erosión de los cerros de cuarcitas conformados por la Formación Yerbal, se depositó un coluvión de cuarcitas al pie de los mismos, el cual se aprecia en el oeste del área. Se presume este se depositó en el cuaternario, y anterior o coetáneamente a la Formación Libertad debido a la relación estratigráfica que presenta con esta última.

Finalmente, se correlacionaron los sedimentos limo-arcillosos encontrados principalmente en el noroeste del área con la Formación Libertad. Esta última ha sido vinculada al Piso Ensenadense (actualmente Plioceno tardío – Pleistoceno medio temprano según Cione & Tonni 1999), y por criterios estratigráficos se ha considerado su edad de depositación correspondiente al Pleistoceno Superior (Ubilla & Martinez, 2016).

### 8.2. Hidrogeología

Se logró realizar el inventario de puntos de agua con éxito, identificando un total de un total de seis formaciones que se comportan como acuíferos. La mayoría se comporta como acuífero fisurado, mientras que solo se identificaron dos acuíferos kársticos: Unidad Polanco y Sistema Mina Verdún.

Se lograron obtener dos puntos de agua en formaciones carbonáticas, los cuales fueron asociados a unidades geológicas distintas: Formación Polanco y a los carbonatos de Grupo Mina Verdún. Se sugiere para profundizar el estudio de estos acuíferos realizar estudios con trazadores, de manera de lograr un mayor entendimiento de la dinámica del agua en el karst.

En general, los valores de pH, conductividad, y STD se encuentran dentro de los valores normales y esperables para el agua subterránea. Gran parte de los pozos inventariados en la zona se utilizan con fines industriales (envasado de agua), para riego, fines domésticos, y otros, por lo cual resulta de vital importancia analizar y regular posibles actividades que puedan resultar en la contaminación del agua subterránea.

### 9. CONCLUSIONES

Se realizó un mapa geológico escala 1:20.000 de la zona "Abra de la Coronilla" que abarca un área aproximada de 33,4 km2, así como también se logró realizar una columna estratigráfica de la zona.

Pudieron definirse las litologías presentes a partir de un estudio de muestras de mano y láminas delgadas. En el caso de las rocas carbonáticas, se realizaron tinciones con rojo de alizarina. Se correlacionaron las litologías encontradas con las unidades investigadas en los antecedentes de esta manera concluyendo que afloran las siguientes unidades de base a techo: el Grupo Mina Verdún, Formación Las Ventanas, Grupo Arroyo del Soldado, Granito de Minas y rocas máficas asociadas, Formación Puerto Gómez, Formación Cañada Solís, un coluvión, y Formación Libertad.

Con respecto a la geología estructural, se lograron identificar seis pliegues en la zona, de los cuales tres son sinclinales y otros tres son anticlinales. Estos son de este a oeste el "Anticlinal La Plata", el "Sinclinal Cañada del Molino", el "Anticlinal Cuchilla del Portezuelo, el "Sinclinal Cortéz Blanco", el "Anticlinal Salus", y finalmente, el "Sinclinal Fuente Verdún". Se observó que los ejes de estos pliegues se encuentran en su mayoría prácticamente paralelos y con dirección NE-SW, por lo cual se concluye que fueron generados por esfuerzos compresivos predominantemente NW-SE.

Pudo realizarse con éxito un inventario de puntos de agua con coordenadas, propietario, contacto, uso, propiedades hidrogeológicas (pH, conductividad, STD, temperatura, nivel estático, profundidad total, y caudal), litología, tipo de acuífero, muestra de agua (directa o de tanque), y comentarios.

A partir del inventario de pozos y el mapa geológico realizado, se realizó una caracterización y delimitación de los acuíferos presentes: Formación Cerro Las Víboras, Formación Don Mario, Carbonatos del Grupo Mina Verdún, Formación Yerbal, Formación Polanco, y Formación Puerto Gómez. La mayoría de estas unidades se comportan como acuíferos fisurados. Sin embargo, se identificaron dos acuíferos kársticos: Unidad Polanco y Sistema Mina Verdún. Se propone,

para avanzar en el estudio de los mismos, utilizar trazadores con el objetivo de desarrollar una mayor comprensión de la dinámica del agua en el karst.

Se propone a partir de este trabajo el estudio a fondo de la Formación Cerro Las Víboras en el área, de manera de verificar la correlación establecida. A su vez, también el estudio de la traza fósil "Vimenites" encontrada dentro de las pelitas azuladas de Formación Yerbal.

Finalmente, los datos recolectados en este trabajo sirven de base para poder realizar posteriormente un trabajo de vulnerabilidad de los acuíferos en la zona, recomendándose en este caso el método DRASTIC.

### 10. BIBLIOGRAFÍA

Achkar, M., Dominguez, A., Pesce, F., 2012. Cuenca del Río Santa Lucía – Uruguay. Aportes para la discusión ciudadana. Programa Uruguay Sustentable. pp. 1-25

**A**NCAP, 2019. "Planta Minas" (Internet). Sitio web: https://www.ancap.com.uy/innovaportal/v/1751/1/innova.front/plantaminas.html. (Acceso 16//06/19).

**B**athia, M.R., K.A.W. Crook, 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology 92: 181-193.

**B**lanco, 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.

**B**lanco, G., Rajesh, H.M., Gaucher, C., Germs, G.J.B., Chemale Jr., F., (2009). Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. Precambrian Research 171, 57–73.

Blanco, G.; Gaucher, C. (2014). Formación Las Ventanas. In: Bossi, J.; Gaucher, C. (Eds.) Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico. Polo, Montevideo, pp. 299-312

**B**ossi, J. (1966). Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.

**B**ossi, J. & Navarro, R., 1991. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.

**B**ossi & 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.

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

**B**ossi. J. & Schipilov, A., 1998. Rocas ígneas básicas del Uruguay, vol. I, Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Montevideo, 245pp.

**B**ossi, J. & Schipilov, A. 2007. Rocas Ígneas Básicas del Uruguay. Editor Facultad de Agronomía, Montevideo, pp.99-104.

**B**ossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, N., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeiro, P., Sprechman, P., 1998. Carta geológica del Uruguay 1/500.000, Cátedra de Geología - Facultad de Agronomía, Geoeditores.

**B**ossi, J. & Navarro, R., 2000. Recursos Minerales del Uruguay. Ediciones Rojobona, Montevideo, pp. 1-339

**B**ossi J & Ferrando L (2001): Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. Edición Geoeditores SRL (CD-ROM).Montevideo.

**B**ossi, J. & Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay; an allochtonous block accreted in the Cambrian to SW Gondwana; Gondwana Research, 7 (3): 661-674.

**B**ossi, J., Campal, N., Hartmann, L.A., Schipilov, A., 2001. Predevoniano en el Uruguay:Terrenos y SHRIMP II. In: Congreso Latinoamericano de Geología, 15. Montev-ideo, Actas CD, Resúmenes Ampliados, nº94.

**B**ossi, 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.

**B**ossi, 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.

**C**abrera, J., Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2014. Formación Manguera Azul. In: Bossi, J.; Gaucher, C. (Eds.) Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico., págs. 191 – 208, Montevideo.D

**C**ampos, C., García, J., Dino, R., Veroslavsky, G., & Fulfaro, V.J., 1998a. Palinomorfos da Formação Castellanos, na porção Norte da Bacia de Santa Lucía, Albiense-Uruguay. Revista Guarulhos, serie Geociências, III (6): 5-21. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

**C**ampos, C., Garcia, J., Dino, R., Veroslavsky, G., Saad, A. & Fulfaro, V.J., 1998b.Registro palinológico dos poços SL9-SL e SL12-SB, Formação Castellanos na porção norte da Bacia de Santa Lucía. Actas 2º Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay; pp. 173-176.

**C**aorsi, J. y Goñi, J. 1958. Geología uruguaya. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N° 37: 1-73. Montevideo.

**C**ementos Artigas, S.A., 2019. "Cronología histórica" (Internet). Sitio web: http://www.cementosartigas.com.uy/es/empresa/cronologia-historica. (Acceso: 16/06/2019).

**C**ernuschi F., Dilles J.H., Kent A.J.R., Schroer G., Raab A.K., Conti B., Muzio R., 2015. Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin, Uruguay. Gondwana Research 28 (2015) 837–857.

**C**higlino, L., 2006. Fósiles Esqueletales de la Formación Yerbal en la Quebrada de los Cuervos: Paleontología y Tafonomía. Trabajo Final. Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 1-33.

**C**ione, A. & Tonni, E.P. (1999): Biostratigraphy and chronological scale of Upper-most Cenozoic in Pampean area, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 12: 23-51.

**C**ollazo, P. & Montaño, J., 2012. "aguas subterráneas en Uruguay" en Manual de Agua Subterránea. Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca. Dirección General de Desarrollo Rural. Montevideo, Uruguay. pp. 58-63.

**C**ONEAT. (1979). Grupos de Suelos. Indices de Productividad. 28/9/18, de MGAP Sitio web:

http://eva.universidad.edu.uy/pluginfile.php/713353/mod\_resource/content/1/ coneat. (Acceso 14/05/19)

**C**ustodio, E. & Llamas, E., 1983.Hidrogeología subterránea. Tomo 1 y 2. Editorial Omega. España.

**D**e Santa Ana H & Ucha N (1994): Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the uruguayan sedimentary basins. ANCAP, Montevideo, 98pp. (informe interno).

EcuRed, 2019. "Cuchilla Grande, Uruguay". (Internet). Sitio web: https://www.ecured.cu/Cuchilla\_Grande\_(Uruguay) (Acceso: 16/05/19)

Enciclopedia Digital del Uruguay, 2019. "Geografía - Departamento de Lavalleja - Uruguay " (Internet). Sitio web:

http://www.geografiadeluruguay.eluruguayo.com/Departamento-de-Lavalleja01.htm. (Acceso: 15/05/19) Frei, R., Gaucher, C., Poulton, S.W., Canfield, D. E., 2009. Fluctuations in Precambrian atmospheric oxygenation recorded by chromium isotopes. Nature, 461, 250-254.

**F**rei, R., Gaucher, C., Stolper, D., Canfield, D. E., 2013. Fluctuations in late Neoproterozoic atmospheric oxidation – Cr isotope chemostratigraphy and iron speciation of the late Ediacaran lower Arroyo del Soldado Group (Uruguay). Gondwana Research, 23, 797-811.

**G**aucher, C.; Schipilov, A. 1994. Carta geológica a escala 1:20.000 del sector SE del Fotoplano Arroyo del Soldado – G25. Trabajo final de grado, Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 1-46.

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

**G**aucher, C., Frei R., Chemale F Jr., Frei D., Bossi J., Martinez G., Chiglino L., Cernuschi F., 2011. Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? International Journal of Earth Sciences, 100: 273-288.

**G**aucher C, Sprechmann P. & Schipilov A. (1996): Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. Neue Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 199: 339-367.

**G**aucher, C., Sprechmann, P., Montaña, J., 1998a. New advances on the geology and paleontology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez Terrane of Uruguay, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte,1998,106\_/118.

**G**aucher, C., Sprechmann, P., Montaña, J., Martinez, S. 1998b. Litoestratigrafía, sedimentología y paleogrografía del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano-Cámbrico, Uruguay). Actas del II Congreso Uruguayo de Geología, pp.24-31.

**G**aucher, C., Boggiani, P.C., Sprechman, P.,Sial, A.N. y Fairchild, T.R., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. En: Precambrian Res, 120, pp.241-278.

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

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

Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

**G**aucher, C., Sial, A.N., Blanco, G. y Sprechmann, P., 2004c. Chemostratigraphy of the Lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. En: Gondwana Res, 7(3), pp.715-730.

**G**aucher, C., Sial, A.N., Poiré, D.G., Cernuschi, F., Ferreira, V.P., Chiglino, 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.

**G**aucher, C., Martínez, G., Cernuschi, F., Chiglino, 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).

**G**aucher, C., Chiglino, L., Blanco, G., Poiré, D., Germs, G.J.B., 2008a. 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.

**G**aucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., Valencia, V.A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K., Gómez Peral, L., 2008b. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. Precambrian Research, 167, 150-170.

**G**aucher, 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.

**G**aucher, C., 2014. Grupo Arroyo del Soldado. En: Bossi, J., Gaucher, C., ed., 2014. Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico. Montevideo: [s.n.]. pp.313–339

**G**erms, G. J. B., 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. American Journal of Science, 272, 752-761

**G**ómez Rifas, C., 1995. A zona de cizalhamento sinistral de "Sierra Ballena" no Uruguai. Tesis doctoral, Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, 244pp.

**G**onzález, P.D., D. G. Poiré, J.M. Canalicchio y F. García Repetto, 2004. Geología y marco tectonomagmático de un enjambre longitudinal de diques del terreno Lavalleja (Minas, Uruguay). Cuarto Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo (CD-ROM).

**G**onzález, L., Ivón, L., Gaucher, C., Collazo, P., Segovia, D., Montaño, J., 2017. Uso de nuevas tecnologías en la prospección de recursos hídricos. Caso de estudio: Karst de la Formación Polanco, Uruguay. Revista del laboratorio tecnológico del Uruguay. ISSN 1688-6593 · INNOTEC 2017, No. 13 (36 - 45).

Goso, H., 1966. Carta Geológica Escala 1/100 000 de las Hojas San

Gregorio y Cagancha. Programa de Estudio y levantamiento de Suelos, Montevideo Uruguay, Dirección de Suelos y Fertilizantes – MGAP. Informe Interno.

**G**oso H & Bossi J (1966): Cenozoico, pp. 259-305 de Bossi JC (ed.): Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469 p.

**G**oso H & Bossi J (1969): Cenozoico, en Bossi J: Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469 p.

**G**rant, S.W.F., 1990. Shell structure and distribution of Cloudina , a potential index fossil for the terminal Proterozoic. American Journal of Science 290-A, 261\_/294.

Heinzen, W., Velozo, C., Carrión, R., Cardozo, L., Mandracho, H., Massa, E., 1986. Memoria Explicativa. Carta Hidrogeológica. 1:2.000.000. Ministerio de Industria y Energía. Dirección Nacional de Mineria y Geología. División de Aguas Subterraneas.

Heinzen, W., Carrión, R., Massa, E., Pena, S., Stapff, M., 2003. Carta Hidrogeológica. 1:1.000.000. Ministerio de Industria, Energía y Minería. Dirección Nacional de Mineria y Geología. División de Aguas Subterráneas.

Instituto Nacional de Estadísticas (INE) (2011). Censo Nacional de Población y Vivienda del Uruguay. Sitio web:

https://web.archive.org/web/20121105050625/http://www.ine.gub.uy/censos201 1/resultadosfinales/lavalleja.html (Acceso: 15/05/19).

Intendencia de Lavalleja, 2019. "LAVALLEJA, territorio diverso, productivo y natural. Una oportunidad para la inversión." (Internet). Sitio Web: http://www.lavalleja.gub.uy/web/lavalleja/143 (Acceso: 18/05/19).

Intendencia de Lavalleja, 2019. "Minas: capital departamental" (Internet). Sitio Web: http://www.lavalleja.gub.uy/web/lavalleja/historia. (Acceso: 18/05/19).

Intendencia de Lavalleja, 2019. "Historia de Minas" (Internet). Sitio Web: http://www.lavalleja.gub.uy/web/lavalleja/120. (Acceso: 18/05/19).

International Chronostratigraphic Chart, 2018. International Comission on Stratigraphy ICS, IUGS. - Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; actualizada). (Acceso: 14/08/19) Sitio web: <u>http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08Spanish.pdf</u>

**K**ah, L. C., Sherman, A.G., Narbonne, G. M., Knoll, A. H., Kaufman, A. J., 1999.13C Estratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. Can. J. Earth Sci. 36, 313-332.

**K**awashita, 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 Symposyum on Isotope geology. Cordoba, Actas 394-402.

**M**ac Millan (1933): Terrenos Precámbricos del Uruguay. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín N°18. Montevideo.

**M**allmann, G., Chemale, F., Avila, J.N., Kawashita, K., Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. Gondwana Reserch, 12, 489-508.

**M**artínez, G. 2013. Petrografía y estratigrafía del Grupo Mina Verdún en los alrededores de la cantera burgueño. Thesis, Universidad de la República, Uruguay, 85 p.

**M**asquelín, H. & Sánchez Bettucci L.,1993. Propuesta de Evolución Tectonosedimentaria para la Fosa: Tardi-Brasiliana en la Región de Piriápolis, Uruguay. Revista Brasilera de Geociencias, 23(4):188-198.

**M**idot 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.

**M**inisterio de Ganadería, Agricultura y Pesca (MGAP). 2016. "Grupos CONEAT" (Internet). Sitio web: http://www.mgap.gub.uy/unidad-organizativa/direccion-general-de-recursos-naturales/suelos/coneat/grupos-coneat. (Acceso: 16/05/19).

**M**ontaña, J and Sprechmann, P. (1993) Calizas extromatolíticas y ooliticas y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (?Vendiano, Uruguay). Rev. Bras. Geoc., v. 23, pp. 306-312.

**M**uzio, R., 2004. El magmatismo Mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales asociados. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico, DIRAC - Facultad de Ciencias 4: 77-102, Montevideo.

**N**úñez Demarco P. 2014. Caracterización geológica de la porción sur de la Formación barriga Negra y las relaciones con su basamento. thesis, Universidad de la República, Uruguay, 171 p.

**O**riolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2016. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. Precambrian Research 280, 147–160.

**O**yhantçabal, P., Spoturno, J., Goso, E., Heimann, A., Bergalli, L., 2001. Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas en la Hoja Fuente del Puma (Sur de Minas). III Congreso Uruguayo de Geología y XI Congreso Latinoamericano de Geología, Montevideo, Nr.246. **O**yhantçabal, P. B., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Don Feliciano Belt,(Uruguay).Journal of the Geological Society, London Vol.166 pp 1075-1084.

**O**yhantçabal P.; Siegesmund S.; Wemmer K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages isotopic signature. International Earth Sciences (Geol Rundsch) 100:201-220. Springer.

**P**amoukaghlián, K., Gaucher, C., Poiré, D., 2004. Arcillas de la Formación Yerbal, Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano, Uruguay): implicancias paleoambientales y de proveniencia. IV Congreso Uruguayo de Geología, Actas (CD ROM), Montevideo.

**P**anario D. & Gutiérrez O. (1999). The continental Uruguayan Cenozoic: an overview. Quaternary International 62: 75-84.

Pecoits, E., 2002. Carta geológica a Escala 1/20. 000 Fotos SGM 35 124126/166/168 Fotoplano Las Ánimas- G 28. Examen Final Curso Cartografía Geológica II Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Licenciatura de Geología, inédito.

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. Il 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.

**P**oiré, D.G., 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olvarría, provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 494, 271 pp.

**P**oiré, D.G., 2002. Sea level changesand precambrian stromatolite cycles from Villa Mónica Formation, Tandilia System, Argentina. 16<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Abstracts, 295.

**P**oiré, D.G, Gonzaléz, 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.

**P**oiré, D.G, Gonzaléz, 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.

**P**oiré, 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

**P**oiré, D.G. 2014. Grupo Mina de Vardún. In: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), Geología del Uruguay –Tomo 1: Predevónico, págs. 233 – 251, Montevideo.

**P**reciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P., 1985. Carta Geológica del Uruguay (Dirección Nacional de Minería y Geología, Ministerio de Industria y Energía. Montevideo - Uruguay.

**R**ibot, A., Bossi, J., Cingolani, C., Piñeyro, D., 2005. Caracterización petrográfica y cinemática de la faja milonítica Colonia – Arroyo Pavón en el sur del Terreno Piedra alta. Uruguay: Zona de cizalla principal en basamento precámbrico. Actas XVI, Congreso Geológico Argentino, La Plata.

**R**ossello, E.A., De Santa Ana, H., y Veroslavsky, G., 1999: El Lineamiento Santa Lucía- Aiguá-Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo mesozoico abortado durante la apertura atlántica?, pp. 443-448 de: Anais 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, UNESP/SBG, Serra Negra, Brasil.

**R**ossello, E.A., De Santa Ana, H., y Veroslavsky, G., 2000: El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá- Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 749-756.

**R**ossello EA, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2001): La Cuenca Santa Lucía (Uruguay): un pull-apart Juro-Cretácico transtensivo dextral. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(1): 38-50.

**R**ossello, E.A., Veroslavsky, G., Masquelin, H., y De Santa Ana, H., 2007. El corredor Juro-Cretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Cinemática transcurrente dextral y controles preexistentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(1): 92-104.

**S**ánchez 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.

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

**S**ánchez 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.

**S**ánchez 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.

**S**ánchez-Bettucci, L., Koukharsky, M., Pazos, P. J., & Stareczek, S., 2009. Neoproterozoic subaqueous extrusive–intrusive rocks in the Playa Hermosa Formation in Uruguay: Regional and stratigraphic significance. Gondwana Research, 16(1), 134-144.

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

Sánchez Bettucci, L. & Pazos, P., 1996. Análisis paleoambiental y marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. In XIII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos I (pp. 405-412).

**S**ánchez Bettucci L., Peel E. & Masquelin E.,2010. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. International Geology Review, 52:51–78.

**S**ánchez Bettucci L. & Ramos, V. A., 1999. Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, sudeste de Uruguay. Revista Brasileira de Geociências, 29(4), 557-570.

**S**erra N. (1944): Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Treinta y Tres. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N° 31. Montevideo.

**S**iivola J.& Schmid R., 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07 pp. 1-14

**S**poturno J.; Oyhantçabal P.; Goso C.; Aubet N.; Cazaux S.; Huelmo,S. (2004a). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de Montevideo a Escala 1/50 000 Cap.I Introducción. Proyecto CONICYT 6019 - Fondo Clemente Estable- DINAMIGE -Facultad de Ciencias. Convenio de Cooperación.

**S**poturno J.; Oyhantçabal P.; Goso C.; Aubet N.; Cazaux S.; (2004b). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de Canelones a Escala 1/100 000 Cap. II Geología. Proyecto CONICYT 6019 – Fondo Clemente Estable – DINAMIGE – Facultad de Ciencias. Convenio de Cooperación.

**S**poturno J.; Oyhantçabal P.; Aubet N.; Cazaux S.; (2004). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de San José a Escala 1/100 000 Cap. Il Geología. Proyecto CONICYT 6019 - Fondo Clemente Estable – DINAMIGE – Facultad de Ciencias. Convenio de Cooperación.

**S**poturno, J.J.; Oyhantçabal, P.B.; Loureiro, J. (2012). Memoria Explicativa, Mapa Geológico del Departamento de Maldonado, escala 1/100.000. Primera edición. Montevideo.

**S**prechmann, P., Gaucher, C., Blanco, G. y Montaña, J., 2004. Stromatolitic and trace fossil community of de Cerro Victoria Formation, Arroyo del Soldado Group (lowermost Cambrian, Uruguay). En: Gondwana Res, 7, pp.753–766.

**S**treckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth-science reviews, 12(1),1-33.

**U**billa, M. & Martínez, S. (2016). Continental Beds. En Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay (pp.29-57). Springer.

**U**billa & Perea ,1999. Quaternary vertebrates of Uruguay: bioestratigraphic and climatic overview. Quaternary of South America and Antarctic peninsula, 12:75-90 Balkema.

Veroslavsky, G., 1999. Geología da Bacia de Santa Lucia - Uruguai. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, Tese de Doutorado, 152pp.

Veroslavsky, G., De Santa Ana, H., Rossello, E., 2004. Depósitos del jurásico y cretácico temprano de la región meridional de Uruguay el lineamiento santa lucía–aiguá–merín. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico, DIRAC - Facultad de Ciencias 4: 117-142, Montevideo.

**V**isualizador de Información Hídrica del MVOTMA. DINAGUA. (Acceso: 07/10/2019). Sitio Web: https://app.mvotma.gub.uy/geoportal/.

**W**alther K (1919): Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía 3(2): 1-186.

**W**alter, M.R.1994. Stromatolites: The main geological source of information on the evolution of the early benthos. In: Bengtson, S.(ed.): Early Life on Earth, Nobel Symposium No. 84: 270-286, New York (Columbia University Press).

Weiss, C.S. (1830) Über das südliche Ende des Gebirgszuges von Brasilien in der Provinz S. Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staate von Monte Video; nach den Sammlungen des Herrn Fr. Sellow. Abh. Königl. Akad. Wiss. Berlin (Phys. Kl.), v. 1827, pp. 217-293.





## UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA FACULTAD DE CIENCIAS

Trabajo final de Grado Licenciatura en Geología

# ANEXO: "GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA DE ACUÍFEROS KÁRSTICOS EN EL ABRA DE LA CORONILLA, DEPARTAMENTO DE LAVALLEJA, URUGUAY"

Estudiante: Paula Alvarez

Tutor: Dr. Claudio Gaucher

Co-tutora: Dra. Paula Collazo

Montevideo, 2020

### <u>ÍNDICE</u>

Anexo 1: Descripción de puntos	
Anexo 2: Coordenada de puntos	45
Anexo 3: Datos estructurales	47
Anexo 4: Descripción de láminas delgadas	
Anexo 5: Mapa de puntos geológicos	85
Anexo 6: Mapa geológico	
Anexo 7: Cortes geológicos	
Anexo 8: Inventario de puntos de agua	
Anexo 9: Mapa de puntos hidrogeológicos	106
Anexo 10: Mapa geológico con puntos	107

### ANEXO 1: DESCRIPCIÓN DE PUNTOS

### FPU 39

Afloramiento de limolitas bandeadas, color grisáceo, en el noreste del área. S0: N80E/ vertical.

Fm. Yerbal.

### FPU 106

Diques de moznogabro y sienogranito con dirección E-W, intruyendo ritmitas calizas-dolomía pertenecientes a Fm. Polanco. S0: N60E/42 SE

Fm. Polanco

### FPU 106B

Afloramiento en planta de ritmitas caliza-dolomía (Fig.1). Se observa disolución kárstica (Fig.2). Se encuentran afectadas por metamorfismo de contacto. Presentan un grano más fino que en el punto anterior, y domina la caliza sobre dolomías. Se observó también roca con feldespato y abundante epidoto. Probablemente producto del meta de contacto con las calizas ya que requiere presencia de calcio. S0: N65W/45 SW.

Fm. Polanco.



Figura 1 – Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía. Se observa leve microplegamiento.

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 2 – Afloramiento de ritmitas donde se observa disolucón kársitca.

### FPU 141

Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía. Domina la caliza con potencia de hasta 30 centímetros aproximadamente, y dolomías con potencias de 20 centímetros. Las calizas son de color rosado, y las dolomías son grises y se alteran a color salmón, son algo margosas y laminadas. Se observó dique de basalto rumbo N42E. Se cierra estructura, gran charnela de pliegue o eje de pliegue. Eje casi vertical. Eje buza 81 grados para el S-SW aproximadamente. S0: NS/80W Fm. Polanco

### FPU 342

Afloramiento de dolomías rojizas, amarillentas, algunas grises verdosas. Estas presentan un color gris/rosado producto de la alteración (Fig.3). Se observan intercalaciones caliza/dolomía, donde la caliza se encuentra por encima de la dolomía, lo cual indica que las formaciones se encuentran estratigráficamente invertidas en este punto (Fig.4). Esto puede deberse a que este Grupo se encuentra afectado por plegamiento. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).S0: EW/52N

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

Contacto Fm.Gibraltar y Fm. El Calabozo.



Figura 3 – Afloramiento donde se observan dolomías color rojizo/rosado.



Figura 4 – Contacto entre Fm. El Calabozo y Fm. Gibraltar.

### FPU 337

Afloramiento de gran extensión donde se observa cuerpo granítico. El mismo se encuentra buzando, probablemente debido a que, como indican Gaucher et al., 2004b, el mismo intruyó aprovechando el plano de cabalgamiento generado por el Lineamiento Arroyo La Plata. Medida estructural del plano de afloramiento: N40E/50NW (Fig.5). Se identificó una roca ígnea, plutónica, félsica, leucócrata, e inequigranular, cuyos cristales varían en tamaño de medio a fino. Mineralógicamente, se identificó la presencia de cristales de cuarzo, feldespato potásico, y máficos. Se observó que algunos cristales de cuarzo se encuentran alargados. Es común que esta roca se encuentre alterada. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

#### Granito Minas



Figura 5 – Afloramiento de granito N40E/50NW.

### FPU 362

Afloramiento donde se observan calizas karstificadas pertenecientes a la Fm. El Calabozo (Fig.6). Estas se intercalas con margas y pelitas (Fig.7)

Fm. El Calabozo.



Figura 6 – Afloramiento de calizas karstificadas.


Figura 7 – Intercalaciones de margas y pelitas.

Afloramiento de pelitas negras.

Fm. Yerbal

## FPU 484

Afloramiento sobre Ruta 8 donde se observan margas verdes y calizas intercaladas laminadas (Fig.8). La laminación es de milimétrica a centimétrica. Las calizas presentes son de color rosado, y se disuelven mejor con HCI. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N40E/84 NW

Fm. La Toma.



Figura 8 – Intercalación de margas verdes y calizas laminadas.

Pelitas laminadas. Se intercalan zonas con mayor y menor alteración. Se observa la presencia de algunas intercalaciones de carbonato. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N60E. Verticales.

Fm. Don Mario

### FPU 486

Afloramiento donde se observan pelitas negras pizarrosas, muy alteradas, con indicios de oxidación. S0: N60E/80SE

Fm. Yerbal

### FPU 487

Afloramiento de dolomías verdosas, color crema y grises, laminadas, y muy tenaces. Reaccionan levemente con HCI. Presentan venillas y hasta filones de cuarzo. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).S0: N40E/80SE

Fm. Yerbal

#### FPU 488

Afloramiento anexo a Ruta 8 de pelitas negras y grises. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).S1: N45E. Vertical

Fm. Yerbal

#### FPU489

Cantera donde se observan areniscas cuarzosas de grano muy fino. Rumbo EW/ 70S. Hacia el S de la cantera un posible BIF y la misma cuarcita pero más ferruginosa. Finas intercalasciones de rocas más ferríferas y chert. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N70W/60 SW.

Fm. Yerbal

Entrada Planta ANCAP. Afloramiento de arenisca cuarzosa muy fina a fina, con estratificación centimétrica, y de color gris claro a blanco (Fig.9). Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N80E/75S Posible cabalgamiento N75E/20N.

Fm. Yerbal.



Figura 9 – Afloramiento de cuarcita.

## FPU 491

Coluvión en cerro de cuarcita (Cerro Verdún), donde se observan bloques de hasta 1 metro de diámetro de cuarcita.

Coluvión

## FPU 492

Afloramiento de meta-ignimbritas de color verdoso. Se observa que estas litologías generan pequeños cerros. (Fig.10). S0: N61E/80NW

Fm. Cerro las Víboras



Figura 10 – Afloramiento de meta-ignimbritas. Se observa pequeño cerro al fondo.

Cerro de meta-ignimbritas iguales a las observadas en el punto anterior, pero más silicificadas y alteradas, con pátinas de óxido de hierro (Fig.11). Expuesto aprox. 70 metros de espesor. Al W del cerro se encuentran aún más alteradas (Fig.12). Fallas rumbo E-W y N70W, espaciadas entre 10 y 5 cm. S0: N50E/80W-NW

Fm. Cerro Las Víboras.



Figura 11– Afloramiento de meta-ignimbrita.



Figura 12 - Afloramiento de meta-ignimbrita muy alterada al oeste del cerro.

Ritmitas de caliza azul y dolomía más oscura con micropliegues (Figs.13 y 14). Se observa deformación dúctil intensa, probablemente por cercanía a granito. Cuando se encuentran niveles más potentes de caliza junto a niveles poco potentes de dolomía, se observa que la dolomía se presenta muy plegada S0: N20E/80W.

Fm. Polanco



Figura 13 - Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía microplegada



Figura 14 - Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía microplegada

## FPU 495

Afloramiento de meta-ignimbritas color crema, alteradas, con pátinas de óxido de hierro. S0: N52E/subvertical.

Fm. Cerro Las Víboras

## FPU 496

Se observa intercalación y contacto entre pelitas (Fig. 15) y ritmitas caliza/dolomía. Pelitas S0: N30E/subverticales. En cto al W con Dolomías masivas (Fig.16).

Fm. Polanco, contacto con Fm. Yerbal



Figura 15 – Afloramiento de pelitas



Figura 16 – Afloramiento de dolomías.

## FPU 497

Afloramiento de pelitas alteradas color crema (Figs. 17 y 18). S0: N42E/86 NW

Fm. Yerbal.



Figura 17 – Afloramiento de pelitas color crema.



Figura 18 – Afloramiento de pelitas color crema.

Afloramiento de gran extensión donde se observa contacto neto de pelitas con dolomía. S0: N41E/75SE

Fm. Yerbal.

Entrada Estancia "La Plata". Se observan pelitas grises con pátinas de óxido de hierro e intenso diaclasamiento que genera orografía positiva.S0: N65E/65SE

Fm. Yerbal.

### FPU 500

Dentro de Estancia "La Plata". Afloramiento de calizas grises/negras (reacciona intensamente con HCl), intercalada con niveles más silíceos o dolomíticos (niveles más verdosos). Se encuentran atravesadas por un dique N10E (Fig.19), y por un filón de cuarzo sucio con mucha pirita. S0: N10W/75 N

Fm. Polanco



Figura 19 – Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía atravesadas por dique N10E

## FPU 501

Carbonatos silicificados por intrusión de monzogabro (Fig.20). Contacto de caliza con filón de granito. S0: N45W/subvertical.

Fm. Polanco



Figura 20 – Carbonatos silicificados.

Contacto de monzogabro con carbonatos (Fig.22). El Monzogabro genera una topografía positiva importante en el paisaje (Fig.21). Se observa que puntualmente se encuentran filones de granito (Fig.23).

Monzogabro asociado a Granito Minas.



Figura 21 – Geomorfología generada por Monzogabro



Figura 22 – Afloramiento de Monzogabro.



Figura 23 – Monzogabro aflorando y filón de granito.

Afloramiento de pelitas metamorfizadas ricas en MO (Fig.24). Aparente pliegue con eje N62E. Anticlinal que permite aflorar yerbal.

Fm. Yerbal.



**Figura 24 —** Afloramiento de pelitas metamorfizadas. Piqueta colocada sobre aparente eje N62E.

#### FPU 509

Afloramiento de dolomías masivas amarillentas, atravesadas por venillas de cuarzo. S0: N30W/65SW

Fm. Gibraltar.

### FPU 510

Afloramiento de dolomías masivas amarillentas.

Fm. Gibraltar.

#### FPU 511

Afloramiento de basalto muy alterado y masivo (Fig.25). Se observa nivel con disyunción columnar (Fig.26), junto a un diaclasado subvertical y subhorizontal. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). Estas rocas aforan N95E/25N.

Fm. Puerto Gómez.



Figura 25 — Afloramiento de basalto masivo de Fm. Puerto Gómez.



Figura 26 — Afloramiento de basalto masivo de Fm. Puerto Gómez, donde se observa disyunción columnar.

## FPU 512

Afloramiento de roca máfica, de color oscuro, que presenta textura nodular en afloramiento. Se observan cristales de piroxeno o anfíbol de gran tamaño. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).

Monzogabro asociado a Fm. Puerto Gómez.

#### FPU 513

Intercalaciones de pelitas gris oscuro y carbonatos gris claro. Las bandas de carbonato tienen una potencia de 2 a 0,5 cm. Los niveles pelíticos presentan carbonato. Se puede apreciar la estatificación original, y pequeños fallamientos. S0:N80/80S

Fm. Yerbal y Fm. Polanco.

## FPU 514

Afloramiento al N-NE del camino. Ritmita caliza (calcarenita, se aprecia estratificación) – dolomía (Fig.28). La caliza presenta color rosado producto de metamorfismo, probablemente debido al Granito de Minas. Se observan fallas. Dolomía color verde por el metamorfismo. Se observan micropliegues (Fig.27). La presencia de dolomía probablemente se debe a precipitación química en ambiente reductor. S0: N45E/70SE

Fm. Polanco.



Figura 27 — Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía microplegadas.



Figura 28 — Estratificación en calcarenita.

## FPU 515

Afloramiento de pelitas color ocre, rosado, gris, con presencia de arena. S0: N15W/75S-SE.

Fm. Yerbal.

## FPU 516

Afloramiento de dolomía verdosa. S0: N161/65 SW

Fm. Polanco

#### FPU 516B

Punto 50 metros al SE del punto FPU 516. Dolomía verdosa perteneciente a Fm. Polanco. S0: N35W/60NE

Fm. Polanco.

#### FPU 517

Afloramiento de dolomías estratificadas a laminadas en cañada, se observa precipitación de carbonato de calcio. Estas dolomías presentan alteración de

color ocre, mientras que el color de la roca es amarillento/gris. S0: NS/75W

Fm. Polanco

#### FPU 518

Afloramiento de pelita color marrón claro, alterada, cercana al contacto con Fm. Polanco. S0: N20E/70SE

Fm. Yerbal.

### FPU 519

Afloramiento extenso de carbonatos laminados grises, probablemente dolomíticos.

S0: N70E/55S

Fm. Polanco

### FPU 520

Afloramiento de pelitas y margas laminadas intercaladas, que presenta niveles más ferrosos (Fig.29). Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).S0: N65E/40SE

Fm. Cerro Espuelitas.



Figura 29 — Afloramiento de pelitas y margas laminadas.

Afloramiento de pelitas amarronadas, grisáceas, con una laminación perfectamente marcada (Figs. 30 y 31). S0: N40E/15NW

Fm. Cerro Espuelitas.



Figura 30 - Afloramiento de pelitas laminadas. Se aprecia laminación muy marcadas



Figura 31 — Afloramiento de pelitas laminadas.

Afloramiento de pelitas negras sobre un cerro. A partir de la medida de S0 se concluye que entre este punto y FPU521 se encuentra la charnela de un anticlinal. S0: N65E/22SE

Fm. Cerro Espuelitas

## FPU 523

Afloramiento de ritmitas donde caliza de color rosado se intercala con dolomía de color gris verdoso. Se aprecia parente charnela de pliegue, se aprecia clivaje de crenulación (Fig.32).S0: N60E/15SE

Fm. Polanco.



**Figura 32 —** Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía. Aparente charnela de pliegue, se aprecia clivaje de crenulación.

## FPU 524

Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía. Se observa que estas se encuentran karstificadas, especialmente en caliza y sobre aparente clivaje de crenulación de un posible pliegue (Fig.33). S0: N40W/45SW

Fm. Polanco.



**Figura 33** — Afloramiento en planta de ritmitas caliza-dolomía. Se observa karstificación en caliza y sobre aparente clivaje de crenulación, identificándose como una estructura kárstica tipo tubo.

Afloramiento donde se observan pelitas verdosas con colores de alteración rojizos algo arenosas. Más adelante, se observa en contacto con BIF. S0: EW/60N

Fm. Yerbal

#### FPU 525B

Afloramiento donde se observan ritmitas calcita-dolomía, plegadas, karstificadas. S0: N40E/59SE.

Fm. Polanco.

#### FPU 526

Bancos de caliza en niveles de aproximadamente 50 centímetros, color gris oscuro, grano fino. Intercalados con dolomía gris de entre 10-20 cm aproximadamente. A su vez, puede apreciarse como se intercalan con niveles de pelita, probablemente pertenecientes a Fm. Yerbal. S0: N45E/70W

Fm. Polanco se intercala con niveles de pelita de Fm. Yerbal.

Afloramiento en planta de ritmitas de caliza/dolomía microplegadas, probablemente debido al calor generado por la intrusión del Granito Minas (Fig.34).

S0: N55E/75NW

Fm. Polanco.



Figura 34 — Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía microplegadas.

#### FPU 528

Afloramiento donde se observan ritmitas caliza-dolomía levemente microplegadas, domina en un 65% la caliza, y en un 35% la dolomía. Se encuentran falladas (Fig.35). Se observó una vertiente de agua circulando a partir de las estructuras generadas por los procesos de karstificación que afectan a esta roca. En algunas zonas puede apreciarse la presencia de kinks (Fig.36). S0: N50E/85NW

Fm. Polanco.



Figura 35 - Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía afectado por fallamiento.



Figura 36 — Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía donde se aprecia la presencia de kinks.

#### FPU 529

Afloramiento donde se observan ritmitas caliza-dolomía. Se expresa clivaje en caliza, y la dolomía lo invade (Fig.37). Punto cercano a de charnela de pliegue.

S0: EW/50N; S1: N55E.

Fm. Polanco.



Figura 37 — Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía, donde se expresa clivaje de crenulación invadido por dolomía.

#### **FPU 530**

Se observan en este punto, dolomías verdosas finamente estratificadas pertenecientes a la Fm. Polanco. S0: N70E/60NW

Fm. Polanco.

### FPU 531

Afloramiento pequeño, donde se observa arenisca de grano muy fino y alterada. Posible S0: N70E/45NW

Fm. Cerro Espuelitas

#### FPU 532

Afloramiento donde se observan pelitas grises laminadas a estratificadas. S0: N50E/47SE

Fm. Yerbal.

Afloramiento que genera una importante topografía positiva, donde se observan pelitas grises azuladas de la quebrada de los cuervos (Fig.38). Seidentifican intercalaciones lenticulares de arenisca. En algunos casos pueden presentar fósiles (no se observaron en este caso). Presenta moteado alargado, probablemente correspondiente a la traza fósil "Vimenites". Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N40E/55SE

Fm. Yerbal.



Figura 38 - Afloramiento de pelitas azuladas.

## FPU 534

Se observan en este punto las facies heterolíticas de quebrada de los cuervos. Se identifican niveles de pelita y arena, este punto se encuentra estratigráficamente por debajo de punto anterior. S0: EW/50S

Fm. Yerbal.

Afloramiento reducido de ritmita caliza-dolomía, donde predomina la fracción dolomítica. Esta roca se encuentra muy microplegada, por lo cual fue muy dificultoso medir la S0. Se midieron dos S0 por el plegamiento que presenta. S0: N50E/72SE - N35W/45 SW

Fm. Polanco

## FPU 536

Afloramiento donde se observan ritmitas caliza-dolomía, donde al igual que en el punto anterior, predomina la dolomía. Estas se encuentran intercaladas con pelitas azuladas de la facies encontrada en quebrada de los cuervos. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N35E/60SE

Fm. Polanco

## FPU 537

Afloramiento de rocas carbonáticas, donde se observan ritmitas caliza-dolomía. S0: N55E/65SE

Fm. Polanco

## FPU 538

Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía, donde se observa disolución kárstica que permite infiltración rápida del agua (Fig.39). S0: N70E/55S

Fm. Polanco.



Figura 39 — Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía karstificado.

Afloramiento donde se observa una caliza margosa, la cual presenta manchones rojos producto de la alteración. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N40E/53NW

Fm. La Toma.

## FPU 540

Se observa roca color oscuro, pelítica, que reacciona levemente con HCl, indicando la presencia de carbonato de calcio. En las porciones más pelíticas de observan aglomeraciones de pirita. S<sub>0</sub>: N30E/60NW.

Fm. El Calabozo o Don Mario.

## FPU 541

Se observa el contacto de coluvión de cuarcitas con litologías del Grupo Mina Verdún alteradas, dentro de la mina homónima (Fig.40).

Coluvión.



Figura 40 — Contacto de coluvión de cuarcitas con litologías del Grupo Mina Verdún alteradas.

## FPU 542

Afloramiento dentro de "Estancia La Plata", donde se observan pelitas laminadas grises y color negro oscuro. S0: E-W/55S

Fm. Yerbal

#### FPU 543

Se observa en este punto skarn por metamorfismo de contacto de una roca ígnea con rocas carbonáticas de Fm. Polanco (Figs.41, 42, y 43). Se observa la laminación original. Se aprecian presentes los siguientes minerales: Dolomita, Calcita, Epidoto, Tremolita. S0: N70E/45S

Fm. Polanco.



Figura 41 – Metamorfismo de contacto y microplegamiento de ritmitas caliza-dolomía



Figura 42 – Skarn en ritmitas caliza-dolomía



Figura 43 - Skarn en ritmitas caliza-dolomía

Afloramiento donde se observa el contacto entre un monzogabro porfirítico, con carbonatos de la Fm. Polanco. Pueden apreciarse grandes cristales de hornblenda en el monzogabro. A dos metros se observa un mármol dolomítico, con presencia de epidoto y tremolita. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).

Monzogabro asociado a Granito Minas en contacto con Fm. Polanco.

# FPU 545

Afloramiento de siltitos azules con intercalaciones de arenisca de Q. de los Cuervos, no se observan indicios de metamorfismo.

Fm. Polanco

## FPU 546

Afloramiento de dolomías de grano muy fino, color crema, blancas con beige. S0: N50W/50NE

Fm. Yerbal.

Afloramiento de pelitas negras, silíceas con fracturas E-W. Se intercalación de dolomías beige y cherts. S0: N40W/65NE

Fm. Yerbal.

## FPU 548

Afloramiento donde se observa siltito bandeado y ferruginoso intercalado con chert bandeado (Fig.44).

Fm. Yerbal.



# FPU 549

Dique de 23m de espesor de microgranito con rumbo N70W.

Dique asociado a Granito Minas.

## FPU 550

Dique de microgranito, donde se observan bochas de 5 metros de diámetro (Fig.45).

Dique asociado a Granito Minas.



Figura 45 – Dique de granito que aflora en bochas.

Pequeño afloramiento de mármoles de caliza con presencia de muchos cristales de pirita. Este se encuentra cercano al Monzogabro que aflora en la "Estancia La Plata". S0: N35E/55SE

Fm. Polanco.

## FPU 552

Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía. Se observa geomorfología plana que genera esta litología (Fig.46).

S0: N60E/75SE

Fm. Polanco.



Figura 46 – Geomorfología plana generada por ritmitas caliza-dolomía.

### FPU 553

Afloramiento de ritmitas caliza-dolomía. S0: N60E/75SE

Fm. Polanco.

#### FPU 563

Afloramiento de pelitas negras, donde se observan intercalaciones con porciones más arenosas. Hacia el E aumenta la porción de arena. Se trata de la base de la Fm. Don Mario (Fig.47). S0= N40E/70SE; S1= N10E/50E

A unos metros, se observan también niveles de ceniza volcánica, donde se midió una S0 de N10E/65E (Fig.48). En algunas zonas este nivel de ceniza se encuentra afectado por fallas normales (Fig.49). Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).

Fm. Don Mario.



Figura 47 — Afloramiento de pelitas negras.



Figura 48 — Nivel de ceniza intercalado entre las pelitas.



Figura 49 – Nivel de ceniza afectado por falla dextral.

## FPU 564

Afloramiento de gran extensión donde se observan meta-ignimbritas alteradas, con pátinas de color anaranjado (Fig.50). Se observan cristales de aparente cuarzo beta y de pirita inmersos en una matriz más fina. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4). S0: N50E/vertical

Fm. Cerro Las Víboras.



Figura 50 – Afloramiento de meta-ignimbritas.

Pequeño cerro, donde afloran las meta-ignimbritas descriptas en el punto anterior (Fig.51). S0: N70E/75NW

Fm. Cerro Las Víboras.



Figura 51 – Cerro donde afloran meta-ignimbritas de la Fm. Cerro Las Víboras.

## FPU 565b

Afloran las meta-ignimbritas descriptas en el punto anterior.

Fm. Cerro Las Víboras

## FPU 566

Afloramiento en Barrio España (Fig.52), donde se observa en este punto una intercalación arenisca-pelita. Se observan areniscas abudinadas, recortadas por dos diques de basalto muy alterados, concordantes con la S0. Algunos de estos niveles se observan carbonáticos. Se trata de una dolarenita/dolosiltito. Se realizó lámina delgada de esta roca (Ver Anexo 4).

Fm. Don Mario.



Figura 52 – Afloramiento en Barrio España donde afloran dolosiltitos/dolarenitas.

### FPU 567

Afloramiento de pelita color gris oscura, laminada, carbonosa, la cual presenta niveles de ceniza. S0: E-W/vertical.

Fm. Don Mario.

#### **MIN 36**

Afloramiento anexo a cantera Mina de Verdún en escarpa, donde se observa un conglomerado polimíctico con areniscas intercaladas (Fig.53).

Fm. Las Ventanas



Figura 53 – Afloramiento sobre la Ruta 12 de conglomerado de Fm. Las Ventanas.

### **MIN 104**

Afloramiento donde se observa una intercalación de pelitas negras, carbonatos y rocas ferríferas. S0: N30E/85NW

Fm. Yerbal.

#### **MIN105**

Afloramiento donde se observa una intercalación de pelitas negras, carbonatos y rocas ferríferas. S0: N25E/50SE

Fm. Yerbal.

#### MIN 117

Afloramiento en Cerro Verdún de cuarcita color rosada a blanca (Fig.53). Se observa una estratificación planoparalela centimétrica a métrica, así como bancos de 30cm a 1m de espesor, masivos. Se observa abundante diaclasado en distintas direcciones. S0: N15E/65E

Fm. Yerbal.



Figura 54 – Afloramiento de cuarcitas.
# MIN 118

Se observan bloques abundantes compuestos por cuarcita, de hasta 40cm, inmersos en matriz pelítica.

Coluvión.

### MIN 119

Afloramiento en pequeño cerro, donde se observa la misma litología encontrada en el punto FPU512.

Monzogabro asociado a Fm. Puerto Gómez

### MIN 120

Afloramiento donde se observa basalto vacuolar, fresco, correspondiente a la Fm. Puerto Gómez. Este punto se encuentra cercano al anterior.

Fm. Puerto Gómez

### MIN 121

Afloramiento donde se observa la misma litología observada en los puntos FPU 512 y MIN 119, con la diferencia que se encuentra en un tamaño de grano más fino.

Monzogabro asociado a Fm. Puerto Gómez.

#### MIN 124

Se observa en este punto un perfil de aproximadamente 1 m de fangolita arcillosa, marrón, con clastos diseminados de hasta 7 cm, y concreciones de carbonato de calcio (Fig. 55). Es común encontrar concreciones blancas, esféricas, de carbonato de calcio pulverulento, que en algunas zonas se disponen estratificadas y con tamaños que alcanzan hasta los 7 cm aproximadamente. Se observan por debajo clastos de cuarcitas correspondientes al coluvión observado en otros puntos. Sobre estas fangolitas se desarrolla aproximadamente un espesor de 0.70 cm de suelo orgánico negro.

# Fm. Libertad.



*Figura 55 –* Fangolitas de Fm. Libertad donde se observa la presencia de carbonato de calcio diseminado.

# MIN 124B

Se observan conglomerados oligomícticos, clastos soportados y con matriz arenosa (Fig. 56). Se identifican clastos de granito, basaltos de la Fm. Puerto Gómez, y riolitas de la Fm. Arequita. Estos clastos se presentan con tamaños de hasta 30 cm, aunque en algunas zonas más distales se los encuentran de hasta 1 m. En algunas zonas, se identifican estratos de arena conglomerádica, algo limosa.

Fm. Cañada Solís.



Figura 56 - Afloramiento de conglomerados correspondientes a Fm. Cañada Solís

# ANEXO 2: COORDENADA DE PUNTOS

Punto	X (mE)	Y (mS)	Litología	Unidad
FPU 39	660503	6192892	Limolitas bandeadas	Fm. Yerbal
FPU 106	656848	6190062	Dique de gabro intruy. calizas	Cto. Polanco c/diques
FPU 106B	656570	6190072	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS
FPU 141	659023	6193144	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS
FPU 337	660500	6191323	Granito	Granito Minas
FPU 342	655404	6192813	Dolomías/Interc. caliza/dolomía	Cto Fm. Gibraltar y Fm. Calabozo
FPU 362	656278	6192455	Calizas	Fm. El Calabozo
FPU 467	657254	6192431	Pelitas	Fm. Yerbal - GAS
FPU 484	658831	6193594	Meta-margas y Calizas	Fm. La Toma - GMV
FPU 485	658941	6193656	Meta-pelitas negras	Fm. Don Mario - GMV
FPU 486	658173	6193262	Pelitas negras	Fm. Yerbal - GAS
FPU 487	658058	6193285	Dolomía laminada	Fm. Yerbal - GAS
FPU 488	657441	6192959	Pelitas negras y grises	Fm. Yerbal - GAS
FPU 489	657045	6192293	Areniscas cuarzosas	Fm. Yerbal - GAS
FPU 490	657254	6192431	Areniscas cuarzosas	Fm. Yerbal - GAS
FPU 491	656070	6192734	Coluvion	Actual
FPU 492	659204	6193284	Meta-ignimbrita	Fm. Cerro Las víboras - GMV
FPU 493	659083	6193251	Meta-ignimbrita	Fm. Cerro Las víboras - GMV
FPU 494	648915	6193402	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS
FPU 495	658946	6193348	Meta-ignimbrita	Fm. CerroLas Víboras - GMV
FPU 496	659196	6193116	Cto Pelitas y Ritmita caliza-dolo	Cto Fm. Yerbal y Fm. Polanco
FPU 497	659125	6193048	Pelitas color crema	Fm. Yerbal - GAS
FPU 498	659073	6192961	Pelitas y dolomías	Fm. Yerbal - GAS
FPU 499	657826	6193117	Pelitas grises	Fm. Yerbal - GAS
FPU 500	658045	6192259	Ritmita caliza-dolo	Fm. Polanco - GAS
FPU 501	658103	6192006	Carbo silicificados	Fm. Polanco - GAS
FPU 502	658315	6192015	Cto Monzogabro c/carbonatos	Cto. Fm. Polanco c/ monzogabro
FPU 503	658283	6192178	Pelitas metamorf.	Fm. Yerbal - GAS
FPU 509	655880	6193294	Dolomías	Fm. Gibraltar
FPU 510	655346	6193019	Dolomías amarillentas	Fm. Gibraltar
FPU 511	655201	6193363	Basalto	Fm. Puerto Gómez
FPU 512	655087	6194481	Monzogabro	Asociado a Fm. Puerto Gómez
FPU 513	659673	6192947	Interc. Pelitas con ritmitas	Fm. Yerbal y Fm. Polanco - GAS
FPU 514	659748	6192893	Ritmita caliza-dolo	Fm. Polanco - GAS
FPU 515	659662	6193123	Pelitas c/arena	Fm. Yerbal - GAS
FPU 516	659755	6192759	Dolomía	Fm. Polanco - GAS
FPU				
516B	659722 6192753 Dolomía		Dolomia	Fm. Polanco - GAS
FPU 517	659732	6192615	Dolomía	Fm. Polanco - GAS
FPU 518	659753	6192562	Pelitas color marrón claro Fm. Yerbal - GAS	
FPU 519	659816	6192567	Carbonatos laminados grises	Fm. Polanco - GAS

FPU 520	659899	6192500	Pelita laminada	Fm. Cerro Espuelitas - GAS	
FPU 521	659931	6192382	Pelitas negras/grises	Fm. Cerro Espuelitas - GAS	
FPU 522	659968	6192499	Pelitas negras/grises	Fm. Cerro Espuelitas - GAS	
FPU 523	659908	6192620	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 524	659857	6192840	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 525	660361	6192560	Pelitas verdosas	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 525 B	660641	6191971	Ritmitas caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 526	660191	6192400	Caliza y dolo interc. c/pelitas	Fm. Yerbal inter. c/ Fm. Polanco	
FPU 527	660071	6192238	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 528	659919	6192086	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 529	659722	6192014	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 530	659595	6191953	Dolomías verdosas	Fm. Polanco - GAS	
FPU 531	659449	6191862	Arenisca alterada	Fm. Cerro Espuelitas - GAS	
FPU 532	659251	6191745	Pelitas grises	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 533	658985	6191739	Pelitas grises azuladas	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 534	658794	6191735	Pelitas c/arena facies heteroliticas	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 535	658802	6191752	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 536	658895	6191889	Ritmita caliza-dolo interc/ pelitas	Fm. Polanco interc. c/Fm.Yerbal	
FPU 537	658900	6191996	Ritmitas caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 538	659970	6192821	Ritmitas caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 539	657586	6194788	Meta-marga	Fm. La Toma - GMV	
FPU 540	657585	6194807	Marga pelitica	Fm. El Calabozo o Fm. Don Mario	
FPU 541	657521	6194807	Coluvion	Actual	
FPU 542	658496	6192304	Pelitas grises y negras	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 543	658562	6192068	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 544	658512	6192046	Cto Ritmita caldo c/monzogabro	Cto. Fm. Polanco c/monzogabro	
FPU 545	658609	6192091	Siltitos azules iter. c/arenisca	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 546	658976	6192614	Dolomías crema	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 547	658746	6192544	Pelitas negras	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 548	658718	6192639	Siltito bandeado c/chert	Fm. Yerbal - GAS	
FPU 549	656934	6190351	Microgranito	Asociado a Granito Minas	
FPU 550	657607	6190718	Microgranito	Asociado a Granito Minas	
FPU 551	657323	6190778	Mármoles de caliza	Fm. Polanco - GAS	
FPU 552	657907	6192920	Ritmitas caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 553	657831	6192802	Ritmita caliza-dolomía	Fm. Polanco - GAS	
FPU 563	658889	6193905	Pelitas negras c/ niveles arenosos	Fm. Don Mario - GMV	
FPU 564	659090	6193375	Meta-ignimbrita	Fm. Cerro Las Víboras - GMV	
FPU 565	659186	6193336	Meta-ignimbrita	Fm. Cerro Las Víboras - GMV	
FPU 565B	659080	6193280	Meta-ignimbrita Fm. Cerro Las Víboras - GMV		
FPU 566	659496	6193676	Dolarenita/Dolosiltito Fm. Don Mario - GMV		
FPU 567	659454	6193772	Pelitas	Fm. Don Mario	
MIN36	658334	6195237	Conglomerado polimíctico	Fm. Las Ventanas	

MIN104	656501	6193912	Pelitas, carbonatos y rocas ferríferas.	Fm. Yerbal
MIN105	656670	6194263	Pelitas, carbonatos y rocas ferríferas.	Fm. Yerbal
MIN117	657011	6194461	Cuarcita rosada a blanca	Fm. Yerbal
MIN118	656303	6195564	Bloques de cuarcita	Coluvión
MIN119	654931	6194804	Monzogabro	Asociado a Fm. Puerto Gómez
MIN120	655116	6194992	Basalto	Fm. Puerto Gómez
MIN121	654991	6194846	Monzogabro	Asociado a Fm. Puerto Gómez
MIN 124	655938	6194793	Fangolitas	Fm. Libertad
MIN 124 B	655980	6194238	Conglomerado	Fm. Cañada Solís

Tabla I – Datos de coordenadas, litología y Formación.

# **ANEXO 3: DATOS ESTRUCTURALES**

Punto	X (mE)	Y (mS)	SO	Otro	Unidad
FPU 39	660503	6192892	N80E/ vertical		Fm. Yerbal
FPU 106	656848	6190062	N60E/42 SE		Cto. Polanco c/diques
FPU 106B	656570	6190072	N65W/45 SW.		Fm. Polanco - GAS
FPU 141	659023	6193144	NS/80W		Fm. Polanco - GAS
FPU 337	660500	6191323		N40E/50NW (afloramiento)	Granito Minas
FPU 342	655404	6192813	EW/52N		Cto Fm. Gibraltar y Fm. Calabozo
FPU 484	658831	6193594	N40E/84 NW		Fm. La Toma - GMV
FPU 485	658941	6193656	N60E/vertical		Fm. Don Mario - GMV
FPU 486	658173	6193262	N60E/80SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 487	658058	6193285	N40E/80SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 488	657441	6192959	N45E. Vertical		Fm. Yerbal - GAS
FPU 489	657045	6192293	EW-70S		Fm. Yerbal - GAS
FPU 490	657254	6192431	N80E/75S		Fm. Yerbal - GAS
FPU 492	659204	6193284	N61E/80NW		Fm. Cerro Las víboras - GMV
FPU 493	659083	6193251	N50E/80NW		Fm. Cerro Las víboras - GMV
FPU 494	648915	6193402	N20E/80W		Fm. Polanco - GAS
FPU 495	658946	6193348	N52E/subvertical		Fm. CerroLas Víboras - GMV
FPU 496	659196	6193116	N30E/subvertical		Cto Fm. Yerbal y Fm. Polanco
FPU 497	659125	6193048	N42E/86 NW		Fm. Yerbal - GAS
FPU 498	659073	6192961	N41E/75SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 499	657826	6193117	N65E/65SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 500	658045	6192259	N10W/75 N		Fm. Polanco - GAS
FPU 501	658103	6192006	N45W/subvertical		Fm. Polanco - GAS
FPU 509	655880	6193294	N30W/65SW		Fm. Gibraltar
FPU 511	655201	6193363		E-W/25N (afloramiento)	Fm. Puerto Gómez
FPU 512	655087	6194481			Asociado a Fm. Puerto Gómez
FPU 513	659673	6192947	N80/80S		Fm. Yerbal y Fm. Polanco - GAS

FPU 514	659748	6192893	N45E/70SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 515	659662	6193123	N15W/75S-SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 516	659755	6192759	N161/65 SW		Fm. Polanco - GAS
FPU 516B	659722	6192753	N35W/60NE		Fm. Polanco - GAS
FPU 517	659732	6192615	NS/75W		Fm. Polanco - GAS
FPU 518	659753	6192562	N20E/70SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 519	659816	6192567	N70E/55S		Fm. Polanco - GAS
FPU 520	659899	6192500	N65E/40SE		Fm. Cerro Espuelitas - GAS
FPU 521	659931	6192382	N40E/15NW		Fm. Cerro Espuelitas - GAS
FPU 522	659968	6192499	N65E/22SE		Fm. Cerro Espuelitas - GAS
FPU 523	659908	6192620	N60E/15SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 524	659857	6192840	N40W/45SW		Fm. Polanco - GAS
FPU 525	660361	6192560	EW/60N		Fm. Yerbal - GAS
FPU 525 B	660641	6191971	N40E/59SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 526	660191	6192400	N45E/70NW		Fm. Yerbal inter. c/ Fm. Polanco
FPU 527	660071	6192238	N55E/75NW		Fm. Polanco - GAS
FPU 528	659919	6192086	N50E/85NW		Fm. Polanco - GAS
FPU 529	659722	6192014	EW/50N	N55E (S1)	Fm. Polanco - GAS
FPU 530	659595	6191953	N70E/60NW		Fm. Polanco - GAS
FPU 531	659449	6191862	N70E/45NW		Fm. Cerro Espuelitas - GAS
FPU 532	659251	6191745	N50E/47SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 533	658985	6191739	N40E/55SE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 534	658794	6191735	EW/50S		Fm. Yerbal - GAS
FPU 535	658802	6191752	N50E/72SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 536	658895	6191889	N35E/60SE		Fm. Polanco interc. c/Fm.Yerbal
FPU 537	658900	6191996	N55E/65SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 538	659970	6192821	N70E/55S		Fm. Polanco - GAS
FPU 539	657586	6194788	N40E/53NW		Fm. La Toma - GMV
FPU 540	657585	6194807	N30E/60NW		Fm. El Calabozo o Fm. Don Mario
FPU 542	658496	6192304	E-W/55S		Fm. Yerbal - GAS
FPU 543	658562	6192068	N70E/45S		Fm. Polanco - GAS
FPU 546	658976	6192614	N50W/50NE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 547	658746	6192544	N40W/65NE		Fm. Yerbal - GAS
FPU 548	658718	6192639			Fm. Yerbal - GAS
FPU 549	656934	6190351		N70W (afloramiento.)	Dique sociado a Granito Minas
FPU 551	657323	6190778	N35E/55SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 552	657907	6192920	N60E/75SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 553	657831	6192802	N60E/75SE		Fm. Polanco - GAS
FPU 563	658889	6193905	N40E/70SE	N10E/50E (S1)	Fm. Don Mario - GMV
FPU 564	659090	6193375	N50E/vertical		Fm. Cerro Las Víboras - GMV
FPU 565	659186	6193336	N70E/75NW		Fm. Cerro Las Víboras - GMV
FPU 566	659496	6193676	E-W/ 85N		Fm. Don Mario - GMV

Alvarez, P., 2020

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.

FPU 567	659454	6193772	E-W/vertical	Fm. Don Mario
MIN104	656501	6193912	N30E/85NW	Fm. Yerbal
MIN105	656670	6194263	N25E/50SE	Fm. Yerbal
MIN117	657011	6194461	N15E/65E	Fm. Yerbal
Tabla II Datos do coordonadas, goología estructural y Formación				

 Tabla II – Datos de coordenadas, geología estructural y Formación.

### ANEXO 4: DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

Lamina FPU 337 (Granito Minas, Sienogranito):

En lámina delgada esta roca se presenta como holocristalina, con una textura fanerítica, inequigranular seriada y, en algunas secciones, cataclástica. La misma se encuentra compuesta esencialmente por cristales de ortoclasa, cuarzo y plagioclasa. Como minerales accesorios se observó la presencia biotita, epidoto y opacos. El tamaño absoluto de los cristales varía de fino a medio.

Los cristales de ortoclasa son cristales xenomorfos, fracturados, cuyos tamaños varían entre 0,75 a 5 mm. Estos presentan textura de exsolución, y se encuentran alterados a sericita (Figs. 57 A, B, y C). Ocasionalmente se encuentran mirmequitas (Fig.57C). En la lámina, estos cristales se encuentran en una abundancia de un 49,5  $\pm$  7 %.

Las plagioclasas son subautomorfas a xenomorfas, y de tamaños que varían desde 50  $\mu$ m a 3 mm. En ocasiones se encuentran afectadas por sericitización (Fig.57A). Se observa textura poquilítica donde pequeños cristales de plagioclasa se encuentran incluídos en un gran cristal de ortoclasa (Fig.57C). Estos cristales se encuentran en una abundancia de 7,5 ± 3%

Los cristales de cuarzo son xenomorfos, alargados en algunas zonas, y fracturados (Fig.57 A y D). En algunos casos se observa la presencia de subgranos. Se presenta en un tamaño que varía desde 0,2 a 2 mm. Este mineral se encuentra en una abundancia del  $26,5 \pm 6\%$ 

Respecto a los minerales accesorios, la biotita se presenta en cristales xenomorfos, con tamaños desde 0,1 a 2 mm, y en una abundancia de un 14 $\pm$ 5% (Fig.57A). Los cristales de epidoto son xenomorfos, fracturados y con tamaños desde 0,1 a 1 mm, y se expresan con una abundancia del 2,5 $\pm$ 5%

(Fig.54 7 y C). Finalmente, los opacos varían de subautomorfos a automorfos con tamaños de aproximadamente 0,1 mm.

Para esta lámina se realizó un conteo de 200 puntos con el fin de obtener resultados de porcentajes más fidedignos. Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un Sienogranito.



Figura 57 – A) Se puede observar cristal subautomorfo de plagioclasa (Pg) sericitizada, en contacto con un gran cristal xenomorfo de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), el cual se encuentran levemente sericitizado y exhibe signos de exsolución. Se identifican también cristales de cuarzo (Qtz), así como biotita (Bt). Polarizadores cruzados. B) Misma imagen observada en Fig.57A, pero en este caso utilizando luz polarizada plana. C) Se observa gran cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs) con inclusiones de plagioclasa (Pg, textura piquilítica), donde también se distingue una mirmequita. Se observa cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs) con inclusiones de necuentran potásico (ortoclasa, Afs) en el margen inferior derecho, con signos de exsolución y una inclusión de epidoto (Ep). También se aprecian cristales de cuarzo (Qtz). Polarizadores cruzados. D) En esta fotografía se puede observar un gran cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), rodeado por cristales de cuarzo (Qtz) que se encuentran estirados. Polarizadores cruzados.<sup>1</sup>

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Abreviaturas de minerales basada en Siivola J.& Schmid R. ,(2007).

### Lámina FPU 342 (Caliza, contacto entre Fm. El Calabozo y Fm. Gibraltar ):

Roca afanítica de color rojizo. Se identificó la presencia de carbonatos, cuarzo, y una alteración de color rojo (Fig.59 A y B).

Se observan cristales de carbonato que van desde automorfos a subautomorfos y con tamaños que varían de 1 a 3 mm en venillas que recortan la roca (Fig.59 C y D). Los contactos entre los cristales de carbonatos son poligonales.

El 98% de la roca se encuentra compuesta por carbonatos. De este carbonato, el 78% se encuentra en forma microcristalina, y es el que conforma la roca en sí. El 80% de estos carbonatos fueron identificados como calcita, mientras que el 20% restante es dolomita. Un total del 20% de los carbonatos se encuentran conformando venillas de calcita que recortan la roca (Fig.58 A y B).

Se identificaron niveles de cuarzo sub-redondeado, con tamaños que varían aproximadamente entre los 50 y 100 µm, comprendiendo un 2% de la roca. En la mayoría de la lámina, los minerales se encuentran cubiertos por una capa de alteración color rojizo.



**Figura 58 – A)** Lámina teñida con rojo de alizarina, donde se observan cristales de calcita recortados por una venilla de aproximadamente 0,5 mm de calcita (Cal). Polarizadores cruzados. **B)** Lámina teñida con rojo de alizarina, donde pueden observarse cristales de dolomita (Dol) y venillas rellenas de calcita (Cal). Luz polarizada plana.



Figura 59 – A) Cristales de carbonato (Cb) y cuarzo (Qtz) recubiertos por una capa de alteración rojiza (Alt). Polarizadadores cruzados. Fotografía tomada antes de teñir con rojo de alizarina. B) Figura 59A, donde se observa la lámina con luz natural. C) Se observa carbonato (Cb) rodeado por capa de alteración rojiza (Al). Polarizadores cruzados. Fotografía tomada antes de teñir con rojo de alizarina. D) Lámina teñida con rojo de alizarina, donde se identifican venillas de calcita (Cal) que recortan la roca y una capa de alteración rojiza (Al). Luz polarizada cruzada.

### Lámina FPU 484 (Meta-marga, Fm. La Toma):

Se trata de una roca afanítica de color gris, que en lámina delgada presenta una textura equigranular, granolepidoblástica, y una orientación preferencial deforma (Fig.60A). Se observa que los cristales/granos presentan un tamaño fino. Se identificó la presencia de cuarzo, carbonatos, clorita y opacos.

Los cristales de carbonato varían en tamaño de 75 a 400 µm, son predominantemente subautomorfos, cuyos contactos entre sí son de interlobados a poligonales. En la lámina, se encuentran con una abundancia de 55%. Se realizó una tinción con rojo de alizarina en la contraparte de la lámina, ya que la misma presenta cubre-objeto y no es posible teñirla. Al ver que toda la muestra se pudo teñir, se llegó a la conclusión de que los carbonatos presentes son predominantemente calcita (Fig.60E).

Entre los filosilicatos se pudo identificar la presencia de clorita xenomorfa a subautomorfa (Fig.60A, B, C y D). Los contactos con el resto de los minerales son interlobados. En cuanto a su tamaño, varía entre 20 y 400 µm. La clorita se presenta con una abundancia del 37%.

Los cristales de cuarzo son subautomorfos a xenomorfos. Los contactos entre el cuarzo y los carbonatos varían entre poligonales e interlobados. Mientras tanto, los contactos con los cristales de clorita son interlobados. Se presentan en un tamaño que varía entre 50 y 300 µm. En esta lámina, se encuentran en una abundancia del 7% (Fig.60 A y B).

Se observan opacos xenomorfos, cuyos tamaños varían entre 1 y 200 micras, en un porcentaje del 1% (Fig.60D).

Se la clasificó como una meta-marga.



Figura 60– A) Pueden apreciarse cristales de cuarzo (Qtz), calcita (Cal) y clorita (Chl). Se observan contactos poligonales e interlobados entre los cuarzos y los carbonatos. Se puede distinguir una orientación preferencial deforma. Polarizadores cruzados. B) Imagen 60A observada esta vez con luz polarizada plana. C) Pueden apreciarse con polarizadores cruzados, cristales de cuarzo (Qtz), calcita (Cal), y clorita (Chl). Se observan contactos poligonales e interlobados entre los cuarzos y los carbonatos. D) Imagen 60C observada en luz polarizada plana. E) Tinción de contra-parte de lámina FPU484 con rojo de alizarina. Esta se tiñó de color rojo/rosa, demostrando que el carbonato presente en la roca es calcita. Medidas de la muestra: 2,8 x 4,6 cm.

### Lámina FPU 485 (Meta-pelitas, Fm. Don Mario):

Roca afanítica, de color gris, que presenta una textura granolepidoblástica, y una foliación continua de grano fino, suave y paralela. Se observó que la roca se encuentra compuesta principalmente por cloritoide *c.f.*, clorita y cuarzo (Figs.61 A y B). También se identificaron muscovita, opacos, hematita, turmalina y rutilo como accesorios.

En una abundancia del 67% se encuentran cristales de cloritoide *c.f.*, con un tamaño que varía de 100 a 400  $\mu$ m. Estos son xenomorfos a subautomorfos. Se identificaron como cristales de color verdoso a incoloro, ligeramente pleocróicos en algunas secciones. Se observó un relieve de moderado a alto y una birrefrigencia moderada, por lo cual se descartó que se tratara de clorita. A partir de estas observaciones se presume que se trata de cloritoide, sin embargo, se observó que la birrefrigencia es ligeramente alta para este mineral, por lo cual se resolvió referirse a este mineral como cloritoide *c.f.* 

Se observa también un 20% de clorita xenomorfa, con un tamaño de aproximado de hasta 50 µm. Se identificaron cristales redondeados a alargados de cuarzo xenomorfo a subautomorfo. Estos tienen un tamaño máximo de 50 µm, y se presentan en una abundancia del 6%. En general los contactos entre los cristales varían de rectos a interlobados.

En sectores de la lámina, se aprecian venillas rellenas de cuarzos, que alcanzan un tamaño de hasta 150  $\mu$ m. A su vez, en estas venillas se pueden identificar también cristales de cloritoide *c.f.* y clorita.

En cuanto a los minerales accesorios, se identifican opacos de subautomorfos a xenomorfos y con tamaños que varían de 50 µm a tamaños menores a 10 µm, en una abundancia del 1%. También se aprecian cristales de muscovita en una abundancia de 3%, subautomorfa y con tamaños que varían de 20-100 µm. En la lámina dentro de los opacos mediante microscopía de reflexión de interferencia se identificó un 1% de rutilo, y turmalina en un 1% .Finalmente, se identificó la presencia de hematita en un 1%, como forma de alteración.

Esta roca fue clasificada como una meta-pelita.



**Figura 61 – A)** Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados una textura granolepidoblástica, y una foliación continua de grano fino, suave y paralela. Se identifican cristales de clorita (Chl), cloritoide (Cld), muscovita (Ms), y cuarzo (Qtz. **B)** Se observa en luz polarizada plana la Fig.61A.

# Lámina FPU 487 (Dolomías, Fm. Yerbal):

Roca de grano muy fino, de color crema y gris claro, predominantemente carbonática, aunque se aprecia la presencia de cuarzo y opacos (Fig.62 A y B).

Con una abundancia del 93% encontramos cristales de carbonatos, cuyos contactos entre sí son interlobados y ameboidales. Se pueden observar maclas en los cristales, presentándose estos con un tamaño entre 50 y 150 µm. A su vez, se identifica la presencia de venillas rellenas predominantemente de carbonato recristalizado, los cuales presentan contactos rectos entre sí, y se expresan con un mayor tamaño, 150 µm, mientras que en la roca generalmente predominan tamaños entre los 50-100 µm (Fig.62D). Se realizó una tinción con rojo de alizarina en la contraparte de la lámina, ya que la lámina delgada presenta cubreobjeto y no se pudo teñir. La contraparte no se presentó ninguna coloración, por lo cual se asumió que el carbonato presente es dolomita (Fig.62E).

Se puede aprecia cuarzo con extinción ondulosa, cuyo contacto con los carbonatos son interlobados (Fig.62 C). Presentan un tamaño aproximado de 50  $\mu$ m, y se encuentran en una abundancia de 6%. Finalmente se identifican opacos xenomorfos, con un tamaño de 20  $\mu$ m, y en una abundancia de 1%.

Esta roca fue clasificada como una dolomía.



Figura 62 – A) Se observa en esta fotografía, la textura de la roca. Se identifica la presencia de dolomita (Dol) y de cuarzos (Qtz). Polarizadores cruzados. B) La misma imagen observada en 30C, solo que utilizando luz polarizada plana. C) Imagen de lámina delgada observada con polarizadores cruzados, donde se identifica con mayor claridad el cuarzo (Qtz) presente en la roca. Se observan también dolomita (Dol). D) Se observa en margen izquierdo venilla rellena de cristales de dolomía que presentan contactos rectos entre sí. Estos últimos se encuentran señalados con flechas color verde. E) Contraparte de la lámina delgada teñida con rojo de alizarina (FPU487). Debido a que no se observó una tinción importante de la misma, se concluyó que el mineral presente en la roca es predominantemente dolomita. Medida de la muestra: 2,8 x 4,7 cm.

### Lámina FPU 488 (Pelitas, Fm. Yerbal):

Esta roca de grano muy fino se encuentra compuesta principalmente por cuarzo y sericita, aunque también presenta opacos y abundante materia orgánica (Fig.63 A y B).

El cuarzo se expresa con un tamaño que varía de 100 a 20 µm, es decir, de arena muy fina a limo medio, predominando el tamaño limo medio. Los contactos entre los cuarzos son cóncavo-convexos a suturados. Los clastos se observan de subangulosos a subredondeados. La abundancia de este mineral en la roca es de 68%.

Se observa la presencia de sericita, la cual puede encontrarse tabular en secciones observadas con el objetivo 63X (Figs.63 C y D). Presenta tamaños que varían de arena muy fina a limo fino (80  $\mu$ m a 10 $\mu$ m), y se encuentran con una abundancia de 30%.

Finalmente, se observan opacos con un tamaño de 60 µm, es decir, limo grueso. La abundancia de estos en la roca es de un 2% (Fig.63D).

Esta roca fue clasificada como una limolita.



Figura 63 – A) Lámina delgada, donde se identifica la presencia de cuarzos (Qtz) y opacos (Op) de origen derítico. Polarizadores cruzados. B) Se trata de la lámina ilustrada en la Fig.63A, pero en este caso observada en luz polarizada plana. C) Puede identificarse en la fotografía la presencia de sericita (Ser) y cuarzo (Qtz) detrítico. Enmarcado en un círculo de color negro puede identificarse un opaco (Op).Puede identificarse a su vez, abundante materia orgánica presente en la roca (M.O.). Polarizadores cruzados. D) Imagen 63C, pero observada con luz polarizada plana.

# FPU 489 (Cuarcita, Fm. Yerbal):

Esta roca se encuentra compuesta principalmente por cuarzo, aunque también se identificaron feldespato potásico, muscovita, y opacos. Se puede apreciar que la roca se encuentra intensamente fracturada. La misma presenta una textura diagenética, no se preserva textura original.

El cuarzo se presenta con extinción ondulante, y en algunos casos se presenta con subgranos. El tamaño de estos es de aproximadamente entre 50 y 200 µm (limo grueso a arena fina), y se expresa con una abundancia del 95%. Los contactos entre los cuarzos son en su mayoría suturados, aunque se observan también contactos rectos y cóncavo-convexos (Fig.64A).

Se observa la presencia de muscovita de origen detrítico, con un hábito tabular y un tamaño aproximado de 20  $\mu$ m (limo medio). La abundancia relativa de esta es de un 3% (Figs. 64 C y D).

En menor proporción pueden encontrarse clastos de feldespato potásico en un tamaño variable entre 80 y 400 µm (arena media a arena muy fina), cuyos contactos con los cuarzos varía entre cóncavos-convexos y suturados (Fig.64B). Se presenta en una abundancia del 1%.

Finalmente, se identifican opacos angulosos, de secciones cuadradas, al parecer alterados a hematita (Fig.64 E). Se presume podría tratarse de pirita de origen diagenético. Presentan un tamaño de aproximado de 200  $\mu$ m (arena fina), y la abundancia de estos es de 1%

Según el diagrama de Folk, (1968), esta roca se clasifica como una cuarzoarenita.



**Figura 64 – A)** Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la composición cuarzosa de esta roca. Se observa cuarzo detrítico (Qtz), y con flechas verdes se pueden observar las relaciones de contacto entre los mismos. En la flecha número 1 se observa un contacto recto, en la flecha número 2 un contacto cóncavo-convexo, y en la flecha número 3 un contacto suturado. **B)** Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) y feldespato (Afs) de origen detrítico. El tamaño de este feldespato es muy inusual, y es el mayor tamaño de grano que se observa en la lámina. **C)** Lámina delgada donde se observa a ne la lámina. **C)** Lámina delgada donde se observa a ne la lámina. **C)** Lámina delgada donde se observa a ne la fiecha número (Qtz) y muscovita (Ms) de origen detrítico. **D)** Lámina delgada, observada en Fig.64C, pero este caso con luz polarizada plana. **E)** Se observa opaco (Op), posiblemente pirita, anguloso, junto a clastos de cuarzo (Qtz). Polarizadores cruzados.

# Lámina FPU 490 (Cuarcita Fm. Yerbal):

Se trata de una roca de grano fino, compuesta principalmente por cuarzo, aunque también se identificó feldespato potásico, muscovita y algunos opacos.

El cuarzo se presenta con tamaños de entre 50 y 200 µm aproximadamente, con extinción ondulosa y fracturados (Fig.65 A). En cuanto a los contactos entre los cuarzos, en su mayoría son saturados y cóncavo-convexos, pero se aprecian algunos contactos rectos (Fig.65 C). En esta lámina, el cuarzo se encuentra presente en un 95%

Los clastos de feldespato alcalino presentes presentan tamaños aproximados de 100 µm, y presentan principalmente contactos cóncavo-convexos con los cuarzos. Se encuentran en una abundancia aproximada del 1,5% (Fig.65C).

Se aprecia muscovita detrítica, con forma tabular a redondeada, y se presenta con tamaños por lo general menores a 10  $\mu$ m (Fig.65B). Se encuentra en una abundancia aproximada del 2,5%.

Los opacos se presentan con una abundancia del 1%, son subangulosos, con un tamaño aproximado de 100 µm y presentan un color rojizo (Fig.65 D). Se sospecha se trate de pirita alterada a hematita.

Según el diagrama de Folk, (1968), esta roca se clasifica como una cuarzoarenita.



Figura 65 – A) Fotografía de lámina delgada observada con luz polarizada plana, donde se observa la textura de la roca. B) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) y muscovita (Ms) de origen detrítico. C) Lámina delgada donde se observa con polarizadores cruzados la composición cuarzosa de esta roca. Se observa cuarzo (Qtz) y feldespato (Afs) detrítico. Con flechas verdes se pueden observar las relaciones de contacto entre los mismos. En la flecha número 1 se observa un contacto recto, en la flecha número 2 un contacto cóncavo-convexo, y en la flecha número 3 un contacto suturado. Puede identificarse también, señalado con una flecha negra, la presencia de un opaco (Op). D) Se observa la misma fotografía que en la imagen 65C, pero esta vez con luz polarizada plana. Puede observarse con mayor claridad el opaco presente, señalado con flecha color negro.

#### Lámina FPU 511 (Basalto, Fm. Puerto Gómez):

Esta roca en lámina delgada es una roca hipocristalina, con una textura afanítica, inequigranular seriada y subofítica. El tamaño absoluto de los cristales en esta roca es fino. Se identificaron como minerales formadores de roca piroxeno, plagioclasa, olivino y feldespato potásico (ortoclasa). Se identificó la presencia de vidrio volcánico y opacos (Figs.66A y B).

Las plagioclasas se presentan como automorfas o subautomorfas, de tamaños que van desde 0,9 a 0,1mm. A partir de Michel-Lévy se determinó que las plagioclasas son Andesina (An45). En algunas zonas, los cristales de plagioclasa se encuentran aglomerados. Este mineral se encuentra en una abundancia del 45,5%

En cuanto a los piroxenos, se identificaron a estos como augitas debido a su pleocroísmo y su birrefringencia. Los cristales son xenomorfos, con y tamaños que varían de 0,4 a 1 mm aproximadamente. En la lámina, este mineral se encuentra en un 26,5%, y presenta textura poiquilítica (Figs.66C y D).

Los cristales de olivino son xenomorfos, con tamaños de 200 µm a 0,5 mm aproximadamente, y se presentan con una abundancia del 16,5%. Estos se encuentran en su gran mayoría alterados a iddingsita (Figs. 66A y B).

La ortoclasa es xenomorfa, se expresa con un tamaño aproximado de 200 µm, y se encuentra en una abundancia del 7%

Como minerales accesorios, se identificaron opacos xenomorfos, con tamaños de 50 µm hasta 1 mm, y una abundancia de 0,5%. A su vez, se identificó la presencia de vidrio volcánico, con un color pardo/verdoso y un tamaño aproximado entre 0,1 a 0,5 mm, en una abundancia de 4%.

Para esta lámina se realizó un conteo de 200 puntos con el fin de obtener resultados de porcentajes más fidedignos. Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un basalto.



Figura 66 – A) Se observa en la fotografía la textura subofítica que caracteriza a esta roca. Se observan algunas aglomeraciones de cristales de plagioclasa (Pg) los cuales son subautomorfos/automorfos. Se observan cristales de augita (Aug) y de olivino (ol), el cual se enuentra alterado a iddingsita. Puede apreciarse la presencia de vidrio volcánico (Vi), cercano al margen derecho inferior de la fotografía. Polarizadores cruzados. B) Misma imagen observada en Fig.66A, utilizando luz polarizada plana Se observan cristales de plagioclasa (Pg), augita (Aug) y de olivino (ol), el cual se enuentra alterado a iddingsita. Puede apreciarse también la presencia de vidrio volcánico (Vi), cercano al margen derecho inferior de la fotografía. C) Fotografía donde se identifica textura poiquilítica, ilustrando un gran cristal de augita (Aug), con inclusiones de plagioclasa (Pg) subautomorfa a automorfa. Polarizadores cruzados. D) Fotografía donde se identifica textura poiquilítica, ilustrando un gran cristal de augita (Aug), con inclusiones de plagioclasa (Pg) subautomorfa. Misma fotografía que la observada en Fig.66C observada con luz polarizada plana.

#### Lámina FPU 512 (Monzograbro asociado a Fm. Puerto Gómez):

Esta roca en lámina delgada es una roca holocristalina, con una textura fanerítica, inequigranular seriada y subofítica (Fig.67A). El tamaño absoluto de los cristales en esta roca se encuentra entre medio y fino. Se identificaron como minerales formadores de roca piroxeno, plagioclasa, y ortoclasa. Se identificó, a su vez, la presencia de minerales opacos (Figs.67A y B).

Las plagioclasas se presentan como subautomorfas, de tamaños que van desde 1,5 mm hasta 100  $\mu$ m (Figs.67A, C y D). A partir de Michel-Lévy se determinó que las plagioclasas son Andesina (An40). En algunas zonas, los cristales de plagioclasa de encuentran aglomerados. Este mineral se encuentra en una abundancia del 41,5%, Por lo general los contactos de estos minerales con otros son del tipo poligonal.

En cuanto a los piroxenos, se identificaron a estos como augita debido a su pleocroísmo y su birrefringencia. Los cristales son xenomorfos a subautomorfos, y con tamaños que varían de 1 mm a 200 µm aproximadamente. En la lámina, este mineral se encuentra en un 41,5%. Los contactos entre los cristales de augita con otros en la lámina varían de poligonales a interlobados. Puede apreciarse que en algunos casos, los cristales de este mineral se encuentran zoneados. También se pueden encontrar levemente alterados, con textura poquilítica, donde se encuentran inmersos pequeños cristales de plagioclasa dentro de un cristal de augita (Fig.67C).

La ortoclasa es xenomorfa, se expresa con un tamaño aproximado entre 200 µm y 1 mm, y se encuentra en una abundancia del 15%. Puede encontrarse levemente sericitizadas y con signos de exsolución (Fig.67D).

Como minerales accesorios, se identificaron opacos xenomorfos, con tamaños entre 400 µm y 40 µm, y en una abundancia de 2% (Fig.67D).

Para esta lámina se realizó un conteo de 200 puntos con el fin de obtener resultados de porcentajes más fidedignos. Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un Monzogabro.







Figura 67 – A) Se observa textura subofítica, con cristales de augita (Aug) rodeados de cristales de plagioclasa (Pg) automorfa a subautomorfa. Se identifican también cristales de opacos (Op). Puede apreciarse que las augitas se presentan con cierta zonación. Polarizadores cruzados. B) Mismo sector de la lámina observada en la Fig. 67 A, pero en este caso con luz polarizada plana. C) Textura poiquilítica en cristal de augita (Aug), donde se observan inclusiones de plagioclasa (Pg) subautomorfa a automorfa.
Polarizadores cruzados. D) Fotografía donde se observa cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs) con indicios de exsolución, anexo a cristales de augita (Aug), plagioclasa (Pg) y opaco (Op). Polarizadores cruzados.

### Lámina FPU 520 (Margas, Fm. Cerro Espuelitas):

Se trata de una roca afanítica, gris verdosa, relativamente equigranular y de origen detrítico. Se identifica la presencia de carbonato, cuarzo, opacos alterados. Fueron realizadas tinciones con rojo de alizarina para poder distinguir entre calcita y dolomita.

De base a tope, se aprecian tres dominios en esta roca.

- a) El primer dominio se encuentra compuesto principalmente por un 90% de óxido de hierro. Se aprecia la presencia de carbonato microcristalino en un porcentaje del 10% (Fig.68A). Este dominio se encuentra recortado por un nivel de calcita, destacando una en particular que presenta una potencia aproximada de 300 µm, con cristales de un tamaño aproximado de 150 µm (Fig.68D).
- b) Por encima se observa un dominio compuesta por un 96% de dolomita microcristalina, un 2% de cuarzo detrítico subredondeado a subanguloso, con un tamaño de 22 – 40 μm, y un 1% de opacos alterados de 20 μm. Se observa un 1% de óxido de hierro (Fig.68B).
- c) Finalmente, hacia el tope aumenta tanto el porcentaje de cuarzo, como el tamaño de la dolomita y el cuarzo. La dolomita puede llegar a alcanzar tamaños de hasta 100 μm, y los cuarzos tamaños de 70 μm. Porcentualmente en este dominio se llega a encontrar hasta un 30% de cuarzo, mientras que el restante 69% pertenece a dolomita, y un 1% a óxido de hierro (Fig.68C).

Se presume que el óxido de hierro presente es hematita, debido a que no presenta magnetismo, y la misma se presenta en nódulos de colores rojizos.

Esta roca fue clasificada como una marga.



Figura 68 – A) Fotografía de la lámina donde se puede apreciar el dominio óxido (Ox)/dolomítico (Dol), recortado por nivel calcítico (Cal). Polarizadores cruzados. B) Fotografía donde puede apreciarse el dominio dolomítico (Dol), donde a su vez puede identificarse la presencia de cuarzo (Qtz) y óxido (Ox). Polarizadores cruzados. C) Fotografía donde puede apreciarse dominio margoso, donde se aprecia un aumento en el porcentaje de cuarzo (Qtz), así como un leve aumento en el tamaño tanto de los cuarzos y la dolomita (Dol). Polarizadores cruzados. D) Fotografía tomada luego de la tinción con rojo de alizarina. El único sector de la lámina que resultó teñido fue el nivel carbonático observado en la Fig.68A.

### Lámina FPU 533 (Pelitas azuladas, Fm. Yerbal):

Roca de color gris oscuro/azulado, cuyo tamaño de grano es muy fino. Se identificó la presencia de cuarzo, sericita, y opacos.

Esta presenta estructuras tubulares que fueron cortadas transversalmente, y en la lámina se expresan como una masa redondeada, y alargada en algunos casos, compuesta por cuarzo principalmente. Pueden ser las trazas fósiles *"Vimenites".* Estas estructuras, se observan en la lámina con diámetros que varían entre 1,5 mm y 200 µm (Figs.69 A y B).

El cuarzo presenta un tamaño que varía de 5 a 50  $\mu$ m (limo muy fino a limo grueso), y es de subanguloso a subredondeado, mientras que el cuarzo que compone las estructuras (*"Vimenites"*) se presenta como subanguloso a redondeado y el tamaño varían entre los 2 y los 70  $\mu$ m. Se encuentran en una abundancia del 40%. Cercano a los bordes de estas estructuras, el tamaño del cuarzo aumenta, y los contactos entre los mismos son suturados.

La sericita presenta tamaños aproximados entre 20 y 50  $\mu$ m (Fig.69 D), y en algunos casos con el objetivo 63X se llega a apreciar tabular. Esta se encuentra afectada por un leve clivaje de crenulación (Fig.69 C). Se encuentra en una abundancia del 40%. También se encuentra presente dentro de las estructuras, en algunos casos con forma tabular y en tamaños que varían de 12 a 30  $\mu$ m. En las estructuras tubulares (posible *"Vimenites"*) se encuentra en una abundancia del 7%, mientras que el resto se compone de cuarzo. (Figs.69 E y F).

Los opacos se presentan con una concentración del 20%. La forma de estos varía de angulosos a subredondeados, y presentan un tamaño entre 5 y 20 µm (limo muy fino a limo grueso).

Se clasificó a esta roca como una limolita.



Figura 69 – A) Fotografía de lámina delgada donde pueden identificarse estructuras redondeadas compuestas mayormente por cuarzo, correspondientes a cortes transversales del fósil traza "Vimenites". Se encuentra un ejemplo señalado con círculo color marrón. Se observa también la presencia de bandas compuestas principalmente sericita (Ser), que a su vez presentan pequeños porcentajes de cuarzo (Qtz) y opacos (Op). Luz polarizada plana. B) Imagen 69A observada con luz polarizada plana. C) Se observa clivaje de crenulación afectando principalmente a las bandas de sericita (Ser). En el extremo superior izquierdo puede observarse una estructura redondeada correspondiente al fósil traza "Vimenites". Se encuentran señalados tanto cuarzos (Qtz) como opacos (Op). Polarizadores cruzados. D) Nivel pelítico donde se observa la sericita ligeramente crenulada, y se identifica la presencia de opacos (Op). Polarizadores cruzados. E) Sericita (Ser) y cuarzo (Qtz) correspondiente al fósil traza "Vimenites". Se aprecia también la presencia de opacos (Op). Polarizadores cruzados. E) con forma tabular inmersa en masa de cuarzo (Qtz) correspondiente al fósil traza "Vimenites". Se aprecia de opacos (Op). Polarizadores cruzados.

# Lámina FPU 536 (Caliza, Fm. Polanco):

Se trata de una roca de grano fino, de color gris oscuro, donde pudo identificarse la presencia de carbonato, cuarzo y opacos (Figs.70A y B).

El tamaño de los carbonatos varía entre 40 y 400 µm. Al teñir la lámina con rojo de alizarina, se concluyó que este carbonato es calcita (Figs.70 C y D). Principalmente se encuentra subangulosa a subredondeada, y en una abundancia del 74%. Los contactos entre la calcita y el cuarzo varían entre rectos y cóncavo-convexos.

Los granos de cuarzo son de subredondeados a subangulosos y presentan un tamaño de entre 20 y 200 µm (limo medio y arena fina). La abundancia de este mineral en la lámina es de un 24%.

Los opacos son subangulosos, con un tamaño aproximado de 40 µm (limo grueso), y se presentan en una abundancia del 2%.

En la lámina, pueden observarse dominios más carbonáticos y otros más cuarzosos.

Se clasificó a esta roca como una calcarenita.

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 70 – A) Lámina delgada de caliza, donde se observa la presencia de carbonatos, cuarzo (Qtz y opacos (Op) con polarizadores cruzados. B) Imagen observada en Fig.70A, pero en este caso utilizando luz polrizada plana. C) Fotografía de lámina delgada teñida con rojo de alizarina. Puede observarse que el carbonato presente es calcita (Cal). Se identifica también la presencia de cuarzo (Qtz). Polarizadores cruzados. D) Fotografía de lámina delgada teñida con rojo de alizarina. Puede observarse que el carbonato presente es calcita (Cal). A su vez, se identifica también la presencia de cuarzo (Qtz), en este caso se presenta con un tamaño mayor que en la imagen anterior. Polarizadores cruzados.

### Lámina FPU 539 (Meta-marga, Fm. La Toma):

Se trata de una roca afanítica, de color gris oscuro, que en lámina delgada presenta una textura relativamente equigranular, lepidoblástica, y con orientación preferencial deforma (Figs.71B, C y D). Pudo identificarse la presencia de carbonato, clorita y cuarzo. Se observó la presencia de cristales de opacos.

El tamaño de los carbonatos es igual o menor aproximadamente 100 µm. Principalmente se encuentran xenomorfos, y en una abundancia del 57%.

La clorita se encuentra con ligera orientación y con un tamaño aproximado de 100µm o menor. Esta presenta hábito tabular y se encuentra de xenomorfa a subautomorfa (Fig.71B). Este mineral se presenta con una abundancia del 38%

Los cristales de cuarzo son xenomorfos, y presentan un tamaño de entre 70 y 100  $\mu$ m (Figs.71B, C y D). El contacto de los cristales de cuarzo con los de carbonatos es por lo general poligonal. La abundancia de este mineral en la lámina es de un 4%

Los opacos son xenomorfos, con un tamaño aproximado de 50 a 200 µm, y se presentan en una abundancia del 1%.

Se observan venillas rellenas de carbonatos, donde aumenta ligeramente, alcanzando aproximadamente los 150 µm y los contactos entre estos son más poligonales (Fig.71A).

Se clasificó a esta roca como una meta-marga.



Figura 71 – A) Se observan cristales de dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz), así como una venilla rellena de dolomita recortando la roca. Lámina observada con polarizadores cruzados. B) Fotografía de lámina delgada donde se observan cristales de clorita (ChI), dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz). Puede apreciarse una textura granolepidoblástica. Polarizadores cruzados. C) Fotografía de lámina delgada donde se observan cristales de clorita (Qtz). Puede apreciarse una textura granolepidoblástica. Polarizadores cruzados. C) Fotografía de lámina delgada donde se observan cristales de dolomita (Dol) y cuarzo (Qtz). Puede apreciarse una textura granolepidoblástica.
 Polarizadores cruzados. D) Fig.71C, observada con luz polarizada plana.

#### Lámina FPU 544 (Monzogabro, asociada a Granito Minas):

En lámina delgada esta roca se muestra como holocristalina, y presenta una textura fanerítica e inequigranular seriada. Se identificaron en esta lámina cristales de ortoclasa, plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Los minerales accesorios en esta roca son epidoto, clorita, apatito y opacos. El tamaño absoluto de los cristales varía de fino a medio.

El mineral que se presenta en mayor porcentaje es esta roca es el anfíbol, con un total de 45%. Dentro de los anfíboles, estos cristales fueron clasificados

como hornblendas. Los mismos se presentan como subautomorfos a xenomorfos, y con un tamaño que varía de 1 a 5 mm. Se observó la presencia de maclas en algunos cristales (Fig.72A).

Las plagioclasas son xenomorfas a subautomorfas, con tamaños de aproximadamente 0,5 a 4 mm y se presentan con una abundancia de 36,5%. Se observan evidencias de sausuritización, así como también alteración a sericita (Figs.72A y D).

En cuanto a la ortoclasa, esta es xenomorfa a subautomorfa en algunos casos, y presenta tamaños que van desde los 0,5 a 1 mm. Se observan signos de exsolución y alteración a sericita. Estos cristales se encuentran con una abundancia de 8,5% (Figs. 72A, B, C, y D)

Los piroxenos presentan un pleocroísmo débil en luz polarizada plana, con colores rojos, mientras que en luz polarizada cruzada presentan colores grises y naranjas del primer orden. Estos cristales fueron clasificados como hiperstena, dentro de los ortopiroxenos. Se presentan como subautomorfos a xenomorfos y en tamaños desde 400 µm a 4 mm. En algunos casos pueden encontrarse zoneados, maclados, y en caras basales (Fig.72D). Se encuentran en una abundancia del 2,5%

Respecto a los minerales accesorios, se encuentra clorita subautomorfa a xenormofa, en una abundancia de 5%, y con tamaños de 0,5 mm a 2 mm. Se asume que puede tratarse de una clorita magnesiana (pennina), ya que no presenta prácticamente pleocroísmo y es transparente a luz polarizada plana (Fig.72C y D). Los epidotos son xenomorfos, con tamaños que varían de 200  $\mu$ m a 0,5 mm, y se presentan con una abundancia del 1% (Fig.72D). Con una abundancia de 0,5% se encuentran cristales de apatito, los cuales son automorfos a subautomofos en algunos casos, y con un tamaño generalmente menor a 100  $\mu$ m (Fig.72D). Finalmente, se observan opacos, los cuales se presentan como automorfos a subautomorfos, con tonalidades rojas, tamaños desde 0,1 mm a 0,5 mm, y con una abundancia del 1%.

Para esta lámina se realizó un conteo de 200 puntos con el fin de obtener resultados de porcentajes más fidedignos. Según Streckeisen, (1976) esta roca se clasifica como un Monzogabro.



Figura 72 – A) Lámina delgada donde se observan grandes cristales de hornblenda (Hbl), uno de los cuales presenta maclas y se encuentra señalado con círculo color amarillo. Se identifica la presencia de plagioclasa (Pg) sericitizada, y feldespato potásico (ortoclasa, Afs). Polariazdores cruzados. B) Misma imagen observada en Fig.72A, pero esta vez utilizando luz polarizada plana. Se señala en esta fotografía la presencia un cristal de opaco (Op) subautomorfo. C) En esta fotografía puede apreciarse un gran cristal de hornblenda (Hbl), junto con dos cristales subautomorfos de clorita (Chl) magnesiana. A su vez, se identifica un cristal de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), y un opaco (Op). Polarizadores cruzados. D) Se identifica un la cara basal de un piroxeno (Px). En este caso se trata de un ortopiroxeno: Hiperstena. Anexos a este cristal se encuentran cristales de feldespato potásico (ortoclasa, Afs), plagioclasa (Pg) fuertemente sericitizada, clorita (Chl), epidoto (Ep) y apatito (Ap). Polarizadores cruzados.

### Lámina FPU 563 (Pelitas arenosas, Fm. Don Mario):

Roca afanítica, de color gris oscuro, que presenta una textura lepidoblástica, y una foliación continua de grano fino, suave y levemente anastomosada (Figs.73 A y B). Se observó que la roca se encuentra compuesta principalmente por cloritoide *c.f.*, clorita y cuarzo. También se identificó la presencia de opacos.

Se identificaron cristales de color verdoso a incoloro, ligeramente pleocróicos en algunas secciones. Se observó un relieve de moderado a alto y una birrefrigencia moderada, por lo cual se descartó que se tratara de clorita. A partir de estas observaciones se presume que se trata de cloritoide, sin embargo, se observó que la birrefrigencia es ligeramente alta para este mineral, por lo cual se resolvió referirse a este mineral como cloritoide *c.f.* 

En una abundancia del 30% se encuentra cloritoide *c.f.*, xenomorfa en bandas anastomosadas, representando dominios de clivaje (Figs.73A y B). Estos dominios de clivaje se encuentran separados por dominios lenticulares, en los cuales se observa que los cristales presentan distinta orientación, y a su vez que la concentración de cloritoide *c.f.* es considerablemente menor. Estos dominios preservados de la deformación se denominan microlitones. Curiosamente, los cristales que los conforman se encuentran orientados perpendicularmente a las bandas anastomosadas conformadas por cloritoide *c.f.* y opacos (Figs.73C y D). .

Se observa también un 5% de clorita xenomorfa, la cual se encuentra dispuesta en los microlitones con forma lenticular, limitados por bandas de cloritoide *c.f.* 

Dentro de estos microlitones se encuentran cristales de cuarzo, los cuales se presentan de redondeados a alargados. Estos tienen un tamaño máximo de 50 µm, y se presentan en una abundancia del 50% (Figs. 73C y D).

En cuanto a los minerales accesorios, se identifican opacos, probablemente hematita, de subautomorfos a xenomorfos, con tamaños que varían aproximadamente de menores a 20 µm hasta 50 µm, y en una abundancia del 15%. Estos opacos se encuentran tanto en los dominios de cloritoide como en los microlitones., y en ambos casos se presentan una leve orientación y algo estirados (Figs.73C y D).


#### Fue clasificada como una meta-pelita.

Figura 73 – A) Se identifican con polarizadores cruzados microlitones compuestos por cristales de cuarzo (Qtz), opacos (Op), y clorita (Chl) rodeados de cloritoides (Cld) y opacos (Op). B) Se observa Fig.73A en luz polarizada plana. C) Se identifica con polarizadores cruzados un microliton compuesto por cristales de cuarzo (Qtz), opacos (Op), y clorita (Chl) rodeado de cloritoide (Cld).Aumento: 10X. D) Se observa Fig. 73C en luz polarizada plana.

#### Lámina FPU 564 (Meta-ignimbrita, Fm. Cerro Las Víboras):

En esta lámina se expresa una roca con textura granolepidoblática. Se observan fenocristales de cuarzo y opacos inmersos en una matriz filosilicática compuesta por biotita y clorita, cuarzo y opacos (Figs.74A y B).

La roca se encuentra compuesta por un 85% de matriz, y por un 15% de fenocristales.

En cuanto a los fenocristales de cuarzo, se observan tanto monocristalinos como policristalinos. Los cuarzos monocristalinos se presentan tanto automorfos como subautomorfos, con tamaños que varían de 50 µm hasta 200 µm. En algunos de ellos se observan golfos de corrosión, y se encuentran con una abundancia del 3% (se presume cuarzo  $\beta$ ; Figs.74C y D). En cuanto a los cuarzos policristalinos, estos varían de subautomorfos a automorfos, y se encuentran en tamaños entre 50 µm y 500 µm. En la lámina se presentan con porcentajes del 7%. Los cuarzos presentes en la matriz varían de automorfos a subautomorfos, con tamaños de 15 a 30 µm. En algunas zonas de la lámina puede observarse que los cuarzos de la matriz se encuentran levemente estirados. En la matriz, el cuarzo se encuentra presente con porcentajes del 34%

Los opacos presentes en la lámina como fenocristales son automorfos, de secciones cuadrado, aunque también se encuentran subautomorfos. Se encuentran con tamaños que varían entre 100 µm y 200 µm, y con una abundancia del 5%. Se observa que presentan una alteración rojiza, probablemente a hematita. Estos opacos aparentan ser pirita. En la matriz también pueden encontrarse cristales subautomorfos de opacos en una abundancia de 2%, cuyos tamaños varían entre los 15 y 25 µm.

En cuanto a los filosilicatos de la matriz, estos se encuentran compuestos por biotita. La biotita es entre xenomorfa y subautomorfa, y se presentan con un tamaño que varía de 15 a 50 µm, se encuentran en una abundancia del 42 %. Esta se encuentra orientada, se aprecia foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (Figs.74A, B y C).

La clorita se encuentra en niveles, con forma lenticular. Se estima pueda tratarse de vidrio volcánico desvitrificado a clorita, ya que esta forma lenticular no es característica de la misma. Se encuentra en un porcentaje del 7% (Figs.75A, B, C y D).

En algunas zonas de la lámina pueden apreciarse indicadores cinemáticos sigma, lo cual indica que la roca se encuentra deformada.

Se clasificó a esta roca como una meta-ignimbrita.



Figura 74 – A) Lámina delgada donde se observan en luz polarizada cruzada porfiroclastos de cuarzo (Qtz) y opacos (Op), inmersos en una matriz donde se observan cristales de biotita (Bt). Puede observarse una foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (FPU564). B) Se observa en luz polarizada plana la Fig.74A, donde se identifican fenocristales de cuarzo (Qtz) y opacos (Op), inmersos en una matriz donde se observan cristales de biotita (Bt). Puede observarse una foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (FPU564). B) Se observa en luz polarizada plana la Fig.74A, donde se identifican fenocristales de cuarzo (Qtz) y opacos (Op), inmersos en una matriz donde se observan cristales de biotita (Bt). Puede observarse una foliación continua de grano fino, suave, algo irregular, entre paralela y anastomosada (FPU564). C) Se puede observar en esta lámina, con polarizadores cruzados, la presencia de cuarzo (Qtz) monocristalino con caras definidas y forma rectangular (se presume cuarzo β). Se puede distinguir en el margen derecho del cristal, un golfo de corrosión señalado con una flecha de color negro.
Finalmente, se aprecian en la matriz cristales de biotita (Bt) foliada (FPU564). D) Se puede observar la imagen 74C, pero utilizando mayor aumento. Se observa cristal de cuarzo (Qtz) monocristalino con caras definidas y forma rectangular (se presume cuarzo β). Se puede distinguir en el margen derecho del cristal, un golfo de corrosión señalado con una flecha de color negro.



Figura 75 – A) Lámina delgada donde se observa en luz polarizada cruzada lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde. En los alrededores se observan también cristales de biotita (Bt) y cuarzo (Qtz, FPU564). B) Se observa Fig.75A en luz polarizada plana donde se observa lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde. En los alrededores se observan también cristales de biotita (Bt) y cuarzo (Qtz, FPU564). C) Se observa lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde. En los alrededores se observan también cristales de biotita (Bt) y cuarzo (Qtz, FPU564). C) Se observa lente de clorita (Chl) señalado con flechas color verde, así como también cristales de cuarzo (Qtz), y biotita (Bt). Luz polarizada cruzada (FPU564). D) Se observan lentes de clorita (Chl) señalados con flechas color verde, así como también cristales de cuarzo (Qtz), y opacos (Op). Luz polarizada cruzada (FPU564).

#### Lámina FPU 566 (Dolarenita impura, Fm. Don Mario):

Esta lámina se caracteriza por la presencia de una laminación donde se intercalan niveles de dominios cuarzosos/dolomíticos, con otros niveles donde domina el óxido de hierro y carbonatos, y la presencia de venillas calcíticas.

Se presume que el óxido de hierro presente es hematita, debido a que no presenta magnetismo, y la misma se presenta en nódulos de colores rojizos. Es posible que este óxido de hierro sea producto de alteración de los carbonatos, tal vez de algún carbonato ferroso (siderita).

Los niveles cuarzosos/dolomíticos se encuentran compuestos por un 3% de clorita, 7% de óxido de hierro, 43% de cuarzo y 47% de dolomita (Figs.76C y D). La presencia de óxido de hierro puede ser producto de la alteración de opacos o de un carbonato ferroso. El tamaño de los cuarzos es de hasta 100  $\mu$ m (arena fina), los cuales se observan subangulosos, y por lo general policristalinos. Mientras tanto, la dolomita presenta tamaños aproximados a 50  $\mu$ m (arena muy fina).

En algunos casos se pueden apreciar venillas de calcita, donde los cristales presentan un tamaño de hasta 2 mm (Figs.76A, B, E y F).

Los niveles de óxido de hierro (hematita) y dolomita, se encuentran conformados por un 60% de óxido de hierro (hematita), 20% de cuarzo, y 20% de dolomita (Figs.76A y B). Los clastos tanto de cuarzo como de dolomita presentan tamaños de hasta 0,1 mm (arena fina), y son de sub redondeados a subangulosos.

Se la clasificó como una dolarenita impura.



Figura 76 – A) Lámina delgada, donde se observa con polarizadores cruzados la presencia de cuarzo (Qtz) subanguloso-subredondeado, así como de dolomita (Dol), y manchones de óxido de hierro (hematita, Ox). B) Ídem Fig.76A observada en luz polarizada plana. C) Lámina delgada en la cual se observa, con polarizadores cruzados, una laminación donde se intercalan niveles de dominios cuarzosos/dolomíticos, con otros niveles donde dominan el óxido de hierro (hematita, Ox.) y dolomita. Se identifican cuarzo (Qtz), dolomita (Dol), y una venilla de calcita (Cal). D) Se observa Fig.76C en luz polarizada plana. E) Se pueden identificar venillas de calcita (evidenciado por la tinción con rojo de alizarina), así como cuarzo (Qtz), dolomita (Dol), y manchones de óxido (hematita, Ox). Luz polarizada plana. F) Se identifica una gran venilla de calcita (evidenciado por la tinción con rojo de alizarina), así como cuarzo (Qtz), dolomita (Dol), y manchones de óxido (hematita, Ox). Luz polarizada plana.

# ANEXO 5: MAPA DE PUNTOS GEOLÓGICOS.



- Área
- Rutas Nacionales
- ---- Caminos secunarios
  - Cursos de agua Base: Fotografías aéreas 171-23, 24, 30, y 31. Escala 1:20.000. SGM.

# ANEXO 6: MAPA GEOLÓGICO 1:20.000 DE ABRA DE LA CORONILLA, DEPARTAMENTO LAVALLEJA, URUGUAY





# Anexo 7: Cortes Geológicos

#### **Referencias estructurales**

Falla

 $\sim \sim$ 

Falla normal

Contacto erosivo

Formaciones interdigitadas

Contacto transicional

Contacto intrusivo

#### **Referencias Litológicas**



# ANEXO 8: INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

# FPUH1

Coordenadas	X: 655136.00 m E
	Y: 6194383.00 m S
Propietario	Agustín Martinez
	Fariña
Contacto	-
	Doméstico, bebedero,
030	riego
рН	6,73
Conductividad (µs/cm)	531
STD (ppm)	265
T (°C)	16,4
NE (m)	Surgente
P total (m)	-
Q	-
Litología	Alterado Puerto Gómez
Tipo de Acuífero	Poroso
Muestra de agua	Directa
	Campo 1684 Ha. 300
Comentarios	Ha para Soja, aplican
	sustancia de
	Agrocentro Florencia
	con Mosquito. Es una
	cachimba con bomba
	automática y externa
	(Figs.77A, B, C y D).
	Sale olor a podrido.

Tabla III – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH1



**Figura 77 – A)** Exterior de la cachimba donde se observa surgente de agua. **B)** Interior de la cachimba**C)** Imagen donde se observa con mayor detalle el mecanismo de la bomba**D)**Se observa en esta imagen la bomba automática y externa

Coordenadas	X: 655764.00 m E
	Y: 6192915.00 m S
Propietario	Fernando Tellechea
Contacto	091833550
Uso	Riego
рН	6,35
Conductividad (µs/cm)	1300
STD (ppm)	650
T (°C)	16,9
NE (m)	0,74
P total (m)	13
Q	-
Litología	Carbonatos GMV
Tipo de Acuífero	Kártstico

Muestra de agua	Directa
Comentarios	Bomba sumergida. Es un pozo brocal (Fig.78A y B). Riego de árboles frutales orgánicos. Se seca solo en verano hasta a abril, se llena con luuvias fuertes. Tienen agua de OSE. No hay saneamiento, usan pozo negro que limpian ellos.

Tabla IV – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH2



Figura 78 – A) Fotografía del pozo brocal. B) Fotografía donde se observa más cercano el pozo brocal.

Coordenadas	X: 656012.00 m E
	Y: 6192895.00 m S
Propietario	Marcos Carrere
Contacto	099456032
Uso	No se usa
рН	-
Conductividad (µs/cm)	-
STD (ppm)	-
T (°C)	-
NE (m)	1,13

P total (m)	-
Q	-
Litología	Cuarcitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
Comentarios	No tiene bomba.
	Brocal. Nunca se seca.

 Tabla V – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH3

#### FPUH4

Coordenadas	X: 656012.00 m E
	Y: 6192895.00 m S
Propietario	Marcos Carrere
Contacto	099456032
Uso	No se usa
рН	6,1
Conductividad (µs/cm)	152
STD (ppm)	76
T (°C)	16
NE (m)	Surgente
P total (m)	-
Q	-
Litología	Cuarcitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
Comentarios	Pozo perforado en vertiente (Fig.79).

Tabla VI – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH4



Figura 79 – Fotografía del pozo encontrado en el punto FPUH4

Coordenadas	X: 659111.00 m E
	Y: 6193502.00 m S
Propietario	María Dalfolo
Contacto	-
Uso	Piscina, limpieza
рН	6,7
Conductividad (µs/cm)	239
STD (ppm)	119
T (°C)	-
NE (m)	26
P total (m)	55
Q	1000 L/30 min.
Litología	Fm. Cerro Las Víboras
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Tanque
Comentarios	Pozo perforado, salió
	agua a los 50 m
	(Fig.80A). Agua de
	color óxido (Fig.80B).
	No se pudo analizar
	directo, agua pasa por
	tanque.

Tabla VII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH5



Figura 80 – A) Fotografía del pozo. B) Agua extraída de color óxido.

## **FPUH6**

Coordenadas	X: 658319.00 m E
	Y: 6192610.00 m S
Propietario	Pombo
Contacto	-
Uso	Riego
рН	7
Conductividad (µs/cm)	420
STD (ppm)	210
T (°C)	17,7
NE (m)	Surgente
P total (m)	-
Q	-
Litología	Pelitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
Comentarios	Dentro de Estancia La Plata

 Tabla VIII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH6.

Coordenadas	X: 660554.00 m E
	Y: 6192979.00 m S
Propietario	Homero Umpierre
Contacto	-
Uso	Doméstico
рН	7,7
Conductividad (µs/cm)	190
STD (ppm)	95
T (°C)	15,4
NE (m)	0,30
P total (m)	5
Q	-
Litología	Pelitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
Comentarios	Pozo brocal (Fig.81).
	Reportan problemas
	debido al uso de
	herbicidas en predios
	vecinos.

Tabla IX – Tabla de datos correspondientes al punto FP	UH14.
--------------------------------------------------------	-------



Figura 81 – Pozo brocal encontrado en punto FPUH14

# FPUH15

Coordenadas	X: 659619.00 m E
	Y: 6193362.00 m S
Propietario	Ricardo Alberti
Contacto	-
Uso	Doméstico
рН	7,4
Conductividad (µs/cm)	475
STD (ppm)	237
T (°C)	14,2
NE (m)	Vertiente
P total (m)	-
Q	6L/min
Litología	Pelitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
Comentarios	Pozo (Fig.82). No llega a 7Ha

Tabla X – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH15.

Alvarez, P., 2020

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 82 – Pozo encontrado en punto FPUH15

#### FPUH16

Coordenadas	X: 659213.00 m E
	Y: 6193306.00 m S
Propietario	María Dalfolo
Contacto	-
Uso	Doméstico
рН	6,68
Conductividad (µs/cm)	73
STD (ppm)	36
T (°C)	19,5
NE (m)	15,15
P total (m)	-
Q	-
Litología	Fm. Cerro Las Víboras
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Tanque
Comentarios	Esta agua se utiliza
	para consumo
	humano. Se tomó una
	fotografía del pozo
	(Fig,83)

Tabla XI – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH16.



Figura 83 – Fotografía tomada del estado del pozo.

# FPUH17

Coordenadas	X: 659514.00 m E
	Y: 6193584.00 m S
Propietario	Alejandro Fernandez
Contacto	-
Uso	Doméstico
рН	6,8
Conductividad (µs/cm)	41
STD (ppm)	20
T (°C)	11,9
NE (m)	3,08
P total (m)	40
Q	-
Litología	Fm. Don Mario
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Tanque
Comentarios	Se tomó una fotografía del pozo (Fig.84)

Tabla XII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH17.

Alvarez, P., 2020

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 84 – Fotografía tomada del pozo.

Coordenadas	X: 659358.00 m E
	Y: 6194113.00 m S
Propietario	Mirtha Romero,
	Clemente Navarro
Contacto	-
Uso	Lavar autos y calle
рН	7,73
Conductividad (µs/cm)	876
STD (ppm)	438
T (°C)	16,6
NE (m)	0,46
P total (m)	12
Q	-
Litología	Fm. Don Mario
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
	Nunca se secó, se
	corta el jabón. No hay
	saneamiento y al
	principio sale el agua
Comentarios	con olor a orina. Puede
	observarse madera
	dentro del pozo brocal
	(Fig 85B) Se tomó una
	fotografía del pozo
	(Fig 854)

Tabla XIII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH18.



**Figura 85 – A)** Fotografía del pozo brocal. Se observa que el mismo no se encuentra bien cubierto. **B)** Fotografía dentro del pozo, donde se observa una madera caída dentro.

Coordenadas	X: 657048.00 m E
	Y: 6192457.00 m S
Propietario	Esmeralda Palacios
Contacto	-
Uso	No se usa
рН	7,7
Conductividad (µs/cm)	229
STD (ppm)	117
T (°C)	14,4
NE (m)	Surgente
P total (m)	11
Q	-
Litología	Cuarcitas - Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
	Pozo construido en
Comentarios	1994, anteriormente
	usado para consumo y
	riego. Se observa que
	se encuentra cubierto
	por basura, como
	llantas y una tina (Figs.
	86A y B)

Tabla XIV – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH19.



Figura 86 – A) Fotografía del pozo, se observa que el mismo no se encuentra bien cubierto. B) Fotografía del pozo, donde se observa cubierto por basura, por ejemplo, una llanta de goma y una tira.

Coordenadas	X: 656492.00 m E
	Y: 6190738.00 m S
Propietario	Gustavo Guidobono
Contacto	094454440
Lleo	Doméstico, consumo.
030	Fabricación cerveza
рН	7,5
Conductividad (µs/cm)	242
STD (ppm)	121
T (°C)	-
NE (m)	1,57
P total (m)	45
Q	-
Litología	Basalto – Fm. Puerto
	Gómez
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Tanque
	Se hizo hace un año,
Comentarios	hay análisis químicos y
	testigos. (Fig.87)
Tabla XV – Tabla de datos correspondientes al punto EPLIH20	

a x v ia de datos correspondientes al punto FPUH2

Alvarez, P., 2020

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 87 – Fotografía del pozo.

## FPUH21

Coordenadas	X: 656565.00 m E
	Y: 6190771.00 m S
Propietario	Gustavo Guidobono
Contacto	094454440
Uso	. Bebedero animales
рН	7,3
Conductividad (µs/cm)	359
STD (ppm)	178
T (°C)	13,4
NE (m)	Surgente
P total (m)	7
Q	-
Litología	Basalto – Fm. Puerto
	Gómez
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
Comentarios	Se tomó fotografía del pozo (Fig.88)

Tabla XVI – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH21.



Figura 88 – Fotografía del pozo.

# FPUH27

Coordenadas	X: 657650.16 m E
	Y: 6193367.23 m S
Draniataria	Fábrica de Alfajores
Propietano	Villa Serrana
Contacto	092494092-099366791
Uso	-
рН	7,1
Conductividad (µs/cm)	760
STD (ppm)	380
T (°C)	14,3
NE (m)	Surgente
P total (m)	5,8
Q	-
Litología	Pelitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	Directa
	El pozo cuenta con
Comentarios	brocal. No se
	encuentra bien tapado
	aumentando la
	posibilidad de
	contaminantes
	externos (Figs.89 y
	90).

Tabla XVII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH27.

Alvarez, P., 2020

Anexo. Trabajo final de grado. Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR.



Figura 89 – Fotografía del pozo. Se aprecia que se encuentra pobremente cubierto.



Figura 90 – Fotografía del pozo. Se aprecia que se encuentra pobremente cubierto.

Coordenadas	X: 658191.53 m E
	Y: 6193734.02 m S
Propietario	Ricardo Frochia
Contacto	099802444
Uso	Sin uso
рН	7,25
Conductividad (µs/cm)	601
STD (ppm)	300
T (°C)	17
NE (m)	5,7
P total (m)	7,3
Q	-
Litología	Pelitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado

Muestra de agua	Directa
Comentarios	El pozo cuenta con
	brocal y tiene un buen
	cierre para evitar
	contaminantes
	externos. La parcela
	cuenta con una huerta
	que es regada con
	agua del Arroyo La
	Plata. (Fig.91).

Tabla XVIII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH28.



Figura 91 – Fotografía del pozo.

Coordenadas	X: 655501.23 m E
	Y: 6190299.39 m S
Padrón	17245
Contacto	-
Uso	Industrial, envasado de
	agua
рН	-
Conductividad (µs/cm)	-
STD (ppm)	-
T (°C)	-
NE (m)	4 m (nivel dinámico:
	26)
P total (m)	61
Q	20 m <sup>3</sup> /l

Litología	Cuarcitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	-
Comentarios	Empresa Perforadora: Hidrotécnica Srl. /Volúmen: 158400m3/ Vigencia: 09-03-2027 /Diámetro:203mm. Información extraída del Visualizador de Información Hídrica del MVOTMA

Tabla XIX – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH29.

#### FPUH31

Coordenadas	X: 656383.77 m E
	Y: 6191228.67 m S
Padrón	17245
Contacto	-
	Industrial, envasado de
	agua
рН	-
Conductividad (µs/cm)	-
STD (ppm)	-
T (°C)	-
	7,07 m (nivel
NE (III)	dinámico:12,2)
P total (m)	54
Q	11 m <sup>3</sup> /l
Litología	Pelitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	-
	Empresa Perforadora:
	Hidrotécnica Srl.
Comentarios	/Volúmen: 69696m3/
	Vigencia: 06-02-2027
	/Diámetro:203mm.
	Información extraída
	del Visualizador de
	Información Hídrica
	del MVOTMA

Tabla XX – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH31.

Coordenadas	X: 656704.25 m E
	Y: 6191423.52 m S
Padrón	4607
Contacto	-

Uso	Industrial, envasado de agua
рН	-
Conductividad (µs/cm)	-
STD (ppm)	-
T (°C)	-
NE (m)	11 m (nivel dinámico: 17)
P total (m)	46
Q	8 m <sup>3</sup> /l
Litología	Cuarcitas – Fm. Yerbal
Tipo de Acuífero	Fisurado
Muestra de agua	-
Comentarios	Empresa Perforadora: Hidrotécnica Srl. /Volúmen: 41472m3/ Vigencia: 29-05-2027 /Diámetro:203mm. Información extraída del Visualizador de Información Hídrica del MVOTMA

Tabla XXI – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH32.

# FPUH33

Coordenadas	X: 657575.72 m E
	Y: 6192010.65 m S
Padrón	9414
Contacto	-
Uso	Destino comercial y
	servicios
рН	-
Conductividad (µs/cm)	-
STD (ppm)	-
T (°C)	-
NE (m)	7,16 m (nivel dinámico:
	8,62)
P total (m)	30
Q	2,8m <sup>3</sup> /l
Litología	Fm. Polanco
Tipo de Acuífero	Kárstico
Muestra de agua	-
Comentarios	Volúmen: 24192m3/
	Vigencia: 17-03-2027
	/Diámetro:152,4mm.
	Información extraída del
	Visualizador de
	Información Hídrica del
	Μνοτμα

 Tabla XXII – Tabla de datos correspondientes al punto FPUH32.

# ANEXO 9: MAPA DE PUNTOS HIDROGEOLÓGICOS.



- ---- Caminos secunarios
- Cursos de agua

# ANEXO 10: MAPA GEOLÓGICO CON PUNTOS HIDROGEOLÓGICOS ABRA DE LA CORONILLA, DEPARTAMENTO LAVALLEJA, URUGUAY.



# ANEXO 6: MAPA GEOLÓGICO 1:20.000 DE ABRA DE LA CORONILLA, DEPARTAMENTO LAVALLEJA, URUGUAY

