

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Trabajo Final de Licenciatura

**Estratigrafía de la sucesión
metasedimentaria al Oeste de la
localidad de José Pedro Varela,
Departamento de Lavalleja**

Autor:

Guillermo García Larrieux

Tutor:

Claudio Gaucher

Agradecimientos

Este trabajo surge en el marco del proyecto CSIC-I+D titulado "El Terreno Nico Pérez: Geología y Recursos Minerales", responsable: Claudio Gaucher, a quien le agradezco el apoyo brindado a lo largo de la realización de este trabajo.

De igual forma, quisiera agradecer a los propietarios que permitieron el ingreso a sus campos: Alberto Maguna (*El Disco*), Walter Ayala, Daniel Rodríguez (*La Calera*). De igual manera, agradezco al personal de las diferentes empresas forestales que además de permitirme el paso a sus establecimientos, se pusieron a las órdenes por cualquier cuestión: Ing. Agr. Lucia Basso (*Uruguay Country Manager - BTG Pactua*), Ing. Agr. Guillermo Cueto (FORMACIONES Uy), Luis Olivera (*Forestal Oriental - UPM*), Clever Silva (*Forestal Oriental - UPM*), Ing. Agrónomo Francisco Bonino (*Bosques del Uruguay – Agroempresa Forestal*), Ing. Agrónomo Federico Barboza (*Bosques del Uruguay – Agroempresa Forestal*).

Agradezco al Instituto de Ciencias Geológicas, UdelaR, Universidad de la República por el apoyo económico para realizar parte de las campañas de campo.

Muchas gracias Raúl Ugalde por las correcciones y consejos otorgados.

Sin duda, la confección de las láminas delgadas estudiadas en este trabajo hubiera sido insostenible sin el trabajo de Daniel Picchi y más recientemente Natalia Porta, ambos encargados del Laboratorio de Corte y Molienda de Rocas del Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias.

También quiero agradecerle a Jorge Bossi, por el apoyo académico y logístico, dejando a mi disposición la camioneta de la Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía, sin la que hubieran sido imposibles varias de las campañas de campo.

Especial agradecimiento a Leticia Chiglino (*Cure Treinta y Tres*), Dardo Mesa (*Jefe de Servicios Auxiliares INIA Treinta y Tres*) y al personal de Servicios Auxiliares (*INIA Treinta y Tres*)

Enormemente agradecido al apoyo de mi familia, especialmente a mí hermano Andrés por su disponibilidad en todo momento.

Por último, y no menos importante, un gracias gigante y un abrazo a Lucía Samaniego por su cooperación en las salidas de campo y por su invaluable apoyo absoluto para que este trabajo se concrete.

A todos ellos, les dedico este trabajo.

Foto de tapa: punto GG052. Vista general de afloramiento de meta-arcosa en la ladera de un cerro.

Resumen

Se establece el registro más septentrional, hasta el momento, de litologías pertenecientes a la cobertura Neoarqueana-Paleoproterozoica registrada para el Terreno Nico Pérez en el territorio de la República Oriental del Uruguay.

El cometido de este trabajo es la elaboración del mapa geológico (escala 1:20.000) de una zona que comprende unos 86km² y se encuentra al W de la localidad de José Pedro Varela, en el N del Departamento de Lavalleja, abordando el estudio de la estratigrafía de las rocas allí presentes.

Se reconocen tres grandes unidades geológicas: un basamento, representado por actinolitas y esquistos a granate (sin asignación), una cobertura representada por metareniscas cuarzo-micáceas, metaconglomerados cuarzo-micáceos, dolomías, y metareniscas cuarzo-feldespáticas pertenecientes al Grupo Cebollatí (de edad neoarqueana-paleoproterozoica), y por último una unidad compuesta por metatonalitas pertenecientes al Complejo La China (de edad arqueana). Se define la presencia de un cabalgamiento al S de la zona de estudio que genera que las metatonalitas (Complejo La China) se dispongan por encima de la secuencia metasedimentaria (Grupo Cebollatí), que presenta un buzamiento general al S.

La geología estructural de la zona de estudio está determinada principalmente por dos grandes eventos tectónicos contemporáneos: la zona de cizalla Sarandí del Yí y el Cabalgamiento Zapicán. La primera determina la presencia de fallas dextrales, con rumbo general ~N150, la presencia de un amplio anticlinal que abarca casi la totalidad del área de estudio y un cabalgamiento que dispone litologías del basamento (metatonalitas del Complejo La China) por encima de la cobertura (secuencia metasedimentaria Grupo Cebollatí). El segundo determina la presencia de por lo menos tres grandes fallas con rumbo general N70 en el S de la zona de estudio.

Se elabora la columna estratigráfica que sintetiza los datos obtenidos en secciones geológicas realizadas, que además contienen los datos de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en muestras pertenecientes a la formación carbonática (Formación Cerro de Villalba, CV). Con esos valores es posible correlacionar a la Formación Cerro de Villalba con otras unidades del fin del Arqueano a nivel mundial.

Como aporte a la datación de las rocas que componen la base y el techo del Grupo Cebollatí, se realizó la separación de circones pertenecientes a la Formación. Arroyo Malo y a la Formación. Cerro del Diamante.

Índice

1. Localización y generalidades del área de estudio	5
1.1. <i>Ubicación</i>	5
1.2. <i>Localidades cercanas</i>	6
1.3. <i>Vías de acceso</i>	6
2. Características geográficas del área	7
2.1. <i>Topografía y geomorfología.....</i>	7
2.2. <i>Suelos.....</i>	8
3. Objetivos del trabajo	10
3.1. <i>Objetivo general.....</i>	10
3.2. <i>Objetivos específicos</i>	10
4. Materiales y Métodos	10
4.1. <i>Materiales</i>	10
4.1.1. <i>Material de campo.....</i>	10
4.1.2. <i>Material de gabinete y laboratorio</i>	11
4.2. <i>Metodología.....</i>	11
4.2.1. <i>Revisión bibliográfica y fotointerpretación.....</i>	11
4.2.2. <i>Salidas de campo y muestreo.....</i>	12
4.2.3. <i>Confeción y estudio de secciones delgadas y molienda de rocas.....</i>	12
4.2.4. <i>Extracción de isótopos de Carbono.....</i>	12
4.2.5. <i>Separación de circones.....</i>	13
4.2.6. <i>Procesamiento de datos, confección del mapa, cortes geológicos y columna estratigráfica.....</i>	15
5. Marco geológico regional	16
5.1. <i>Geología del área de estudio</i>	17
5.1.1. <i>Complejo La China.....</i>	18
5.1.2. <i>Grupo Cebollatí.....</i>	19
5.1.3. <i>Cabalgamiento Zapicán.....</i>	22
5.2. <i>Antecedentes específicos del área.....</i>	23

6. Resultados.....	25
6.1. Unidades geológicas.....	25
6.2. Aspectos estructurales	26
6.3. Petrografía.....	27
6.3.1. Basamento.....	27
6.3.2. Cobertura metasedimentaria.....	34
6.4. Litoestratigrafía.....	49
6.4.1. Cortes geológicos.....	49
6.4.2. Columna estratigráfica.....	51
6.5. Quimioestratigrafía.....	52
6.6. Ambiente de depositación de las rocas carbonáticas	53
6.7. Geocronología - Separación de circones.....	54
7. Discusión	56
7.1. Polaridad de los estratos.....	56
7.2. Macroestructuras	59
7.3. Litoestratigrafía y correlación geológica.....	62
7.4. Perfil quimioestratigráfico.....	65
7.5. Edad de la Formación. Cerro de Villalba.....	67
8. Conclusiones	69
9. Bibliografía	70
10. Anexo – descripción de láminas delgadas.....	73
Tonalitas.....	73
Metareniscas	76
Metareniscas cuarzo-micáceas	76
Meta-arcosa.....	90
Metaconglomerado.....	96
Carbonatos	98
Actinolitita.....	108
Esquisto cuarzoso a granate	110

1. Localización y generalidades del área de estudio

1.1. Ubicación

La zona de estudio se encuentra al SE de la República Oriental del Uruguay. Está comprendida, en su mayor parte, dentro del Departamento de Lavalleja, abarcando también un área perteneciente al Departamento de Treinta y Tres (Figura 1).

Comprende un área de 86km², siendo sus coordenadas límite: X entre 711618m E y 718755m E e Y entre 6294406,18m S y 6301242m S. El sistema de coordenadas utilizado es el WGS 84 (UTM) Zona 21S.

El área de trabajo comprende cuatro fotografías aéreas de escala 1:20.000 del Servicio Geográfico Militar uruguayo; estas son las número 107-159, 107-161, 107-112 y 107-114.

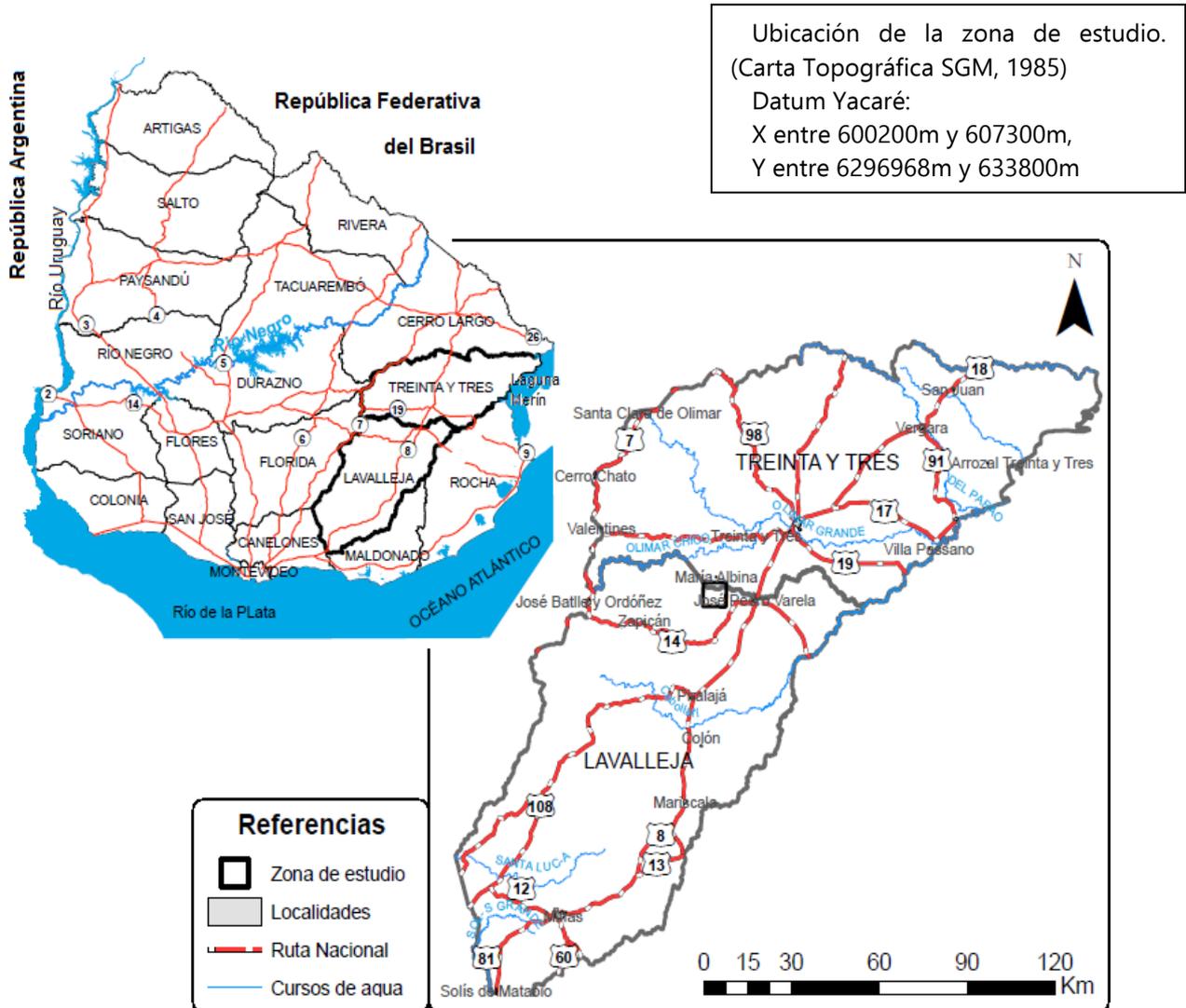


Fig. 1: Mapa de localización del área de estudio. Se indica la zona de trabajo (recuadro negro) así como las principales vías de acceso y las localidades cercanas ubicadas en los Departamentos de Lavalleja y Treinta y Tres.

1.2. Localidades cercanas

Hacia el centro de la zona de estudio se encuentra el denominado Paraje Carnales, mientras que los centros poblados más cercanos son Zapicán, ubicado 20km al SW, María Albina, ubicado 2km al N y José Pedro Varela, ubicado 10km al E (Figura 1). Este último fue elegido como centro logístico de la investigación debido a los servicios allí existentes.

La localidad de José Pedro Varela está situada sobre la Ruta Nacional N°8, al N del Departamento de Lavalleja, sobre las costas del arroyo Corrales, el cual sirve de límite con el Departamento de Treinta y Tres. Este centro poblado se encuentra a 136km de Minas (capital departamental de Lavalleja) y a 256km de Montevideo (capital nacional).

La capital del Departamento de Treinta y Tres es la ciudad más cercana. Con una población de 25.477 habitantes, la ciudad de Treinta y Tres se encuentra situada en la región centro-sur del departamento, sobre la margen izquierda del Río Olimar en su confluencia con el Arroyo Yermal Grande, y en el cruce de las Rutas Nacionales N° 8, N° 17, N° 19 y N° 98 (Figura 1).

1.3. Vías de acceso

Es posible acceder a la zona de trabajo por dos vías de acceso: por el E, a través de un camino vecinal que parte de la localidad de José Pedro Varela y cruza de E a W la zona o por el W, a través del camino vecinal que une las localidades de María Albina y Zapicán (poblado ubicado sobre la Ruta Nacional N°14), el cual se conecta con el camino que llega desde José Pedro Varela (Figura 2). Son caminos vecinales, de balasto, y en algunas zonas presentan material de relleno grueso.

2. Características geográficas del área

2.1. Topografía y geomorfología

El relieve de la región se puede clasificar en dos grandes grupos: uno caracterizado por pendientes marcadas, determinadas por cerros de metareniscas y metaconglomerados, dominante en la parte NW y centro-sur de la zona, y otro caracterizado por lomadas suaves generado por litologías carbonáticas, tonalíticas y anfibolíticas (Figura 2). La cota mínima en la zona de estudio ocurre hacia el SE y es de 90 metros snm, y la máxima es de 240 metros snm aproximadamente y ocurre al NW (Figura 2).

La red de drenaje se compone de arroyos y cañadas que conforman un patrón de drenaje dendrítico. La Sierra de Berro, que atraviesa la zona de E a W, divide dos cuencas hidrográficas. Hacia el norte, los cursos de agua pertenecen a la cuenca del Arroyo Corrales, mientras que al sur pertenecen a la cuenca del Arroyo Gutiérrez (Figura 2).

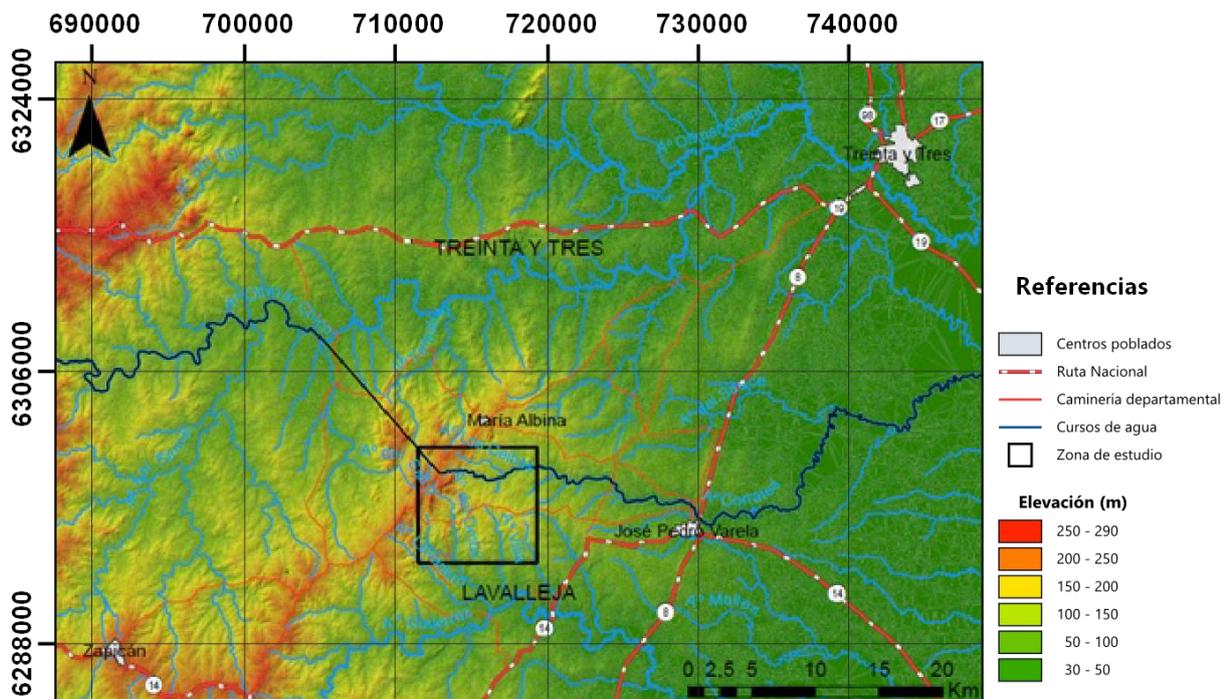


Fig. 2: Mapa de altitudes del área de estudio y zonas adyacentes. Se indica la zona de trabajo (recuadro negro), las principales vías de acceso y las localidades cercanas.

2.2. Suelos

Grupos CONEAT

Los suelos que se desarrollan en la zona de estudio están distribuidos como se muestra en la Figura 3 y son catalogados en el índice CONEAT, de forma genérica, como se expone a continuación (modificado web de la Dirección General de Recursos Naturales Renovables):

2.10

Corresponde a sierras muy rocosas y sierras aplanadas rocosas. Las sierras aplanadas rocosas constituyen las partes más elevadas del grupo, y su superficie presenta alta densidad de afloramientos (más de 40%), en tanto que la sierra muy rocosa constituye interfluvios altos, fuertemente ondulados con abundantes afloramientos. La rocosidad es muy alta y más del 40% de la superficie está cubierta de afloramientos. El uso actual es pastoril.

2.11a

Son sierras rocosas con paisaje ondulado fuerte y pendientes entre 5 y 20%. Los materiales geológicos están constituidos básicamente por rocas ígneas, metamórficas y algunas efusivas ácidas, y la rocosidad puede alcanzar niveles de hasta el 10%. La vegetación es pradera de ciclo estival y matorrales asociados, y el uso es pastoril.

2.11b

Son sierras rocosas con paisaje ondulado fuerte y pendientes mayores al 20%. El paisaje es quebrado con pendientes superiores al 15% que pueden alcanzar valores de 30 a 40%. En general, en la asociación de suelos, predominan los superficiales, existiendo en las concavidades y gargantas, suelos profundos, de origen coluvial que normalmente contienen monte serrano de alta densidad. El uso es pastoril y la vegetación es de pradera con predominio de especies estivales, con malezas asociadas.

2.14

Son sierras no rocosas, de relieve ondulado fuerte a quebrado o escarpado con afloramientos rocosos y pendientes entre 3 y 12%. El material generador de estos suelos está constituido por mantos de alteración profundos de rocas cristalinas. La vegetación es de pradera estival, y el uso actual pastoril.

2.20

Son colinas extendidas de relieve ondulado y ondulado fuerte, generalmente con interfluvios planos y afloramientos escasos o ausentes relacionados a valles de disección angostos contra las vías de drenaje. Las pendientes oscilan entre 8 y 12% en las laderas. El material madre de los suelos de este grupo está formado por sedimentos areno arcillosos cuaternarios sobre rocas metamórficas muy alteradas del basamento cristalino, excepto en los valles de disección y entalles, en los cuales los suelos se desarrollan directamente sobre el basamento cristalino. El uso es pastoril y la vegetación es de pradera estival, con predominio de especies ordinarias.

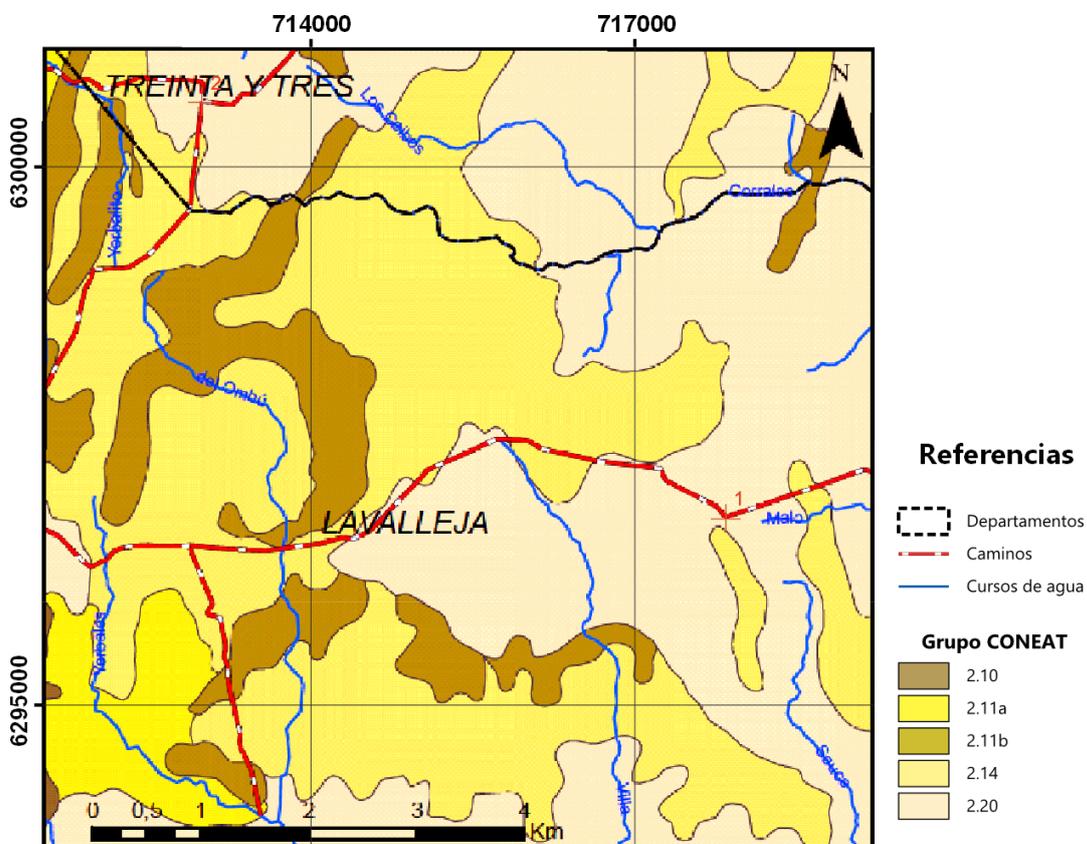


Fig. 3: clasificación de los suelos presentes en la zona de estudio.

Fuente: servicios web del Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca.

3. Objetivos del trabajo

3.1. Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es realizar un aporte al conocimiento de la geología de la zona de estudio estudiando la petrografía y estratigrafía de una sucesión metasedimentaria en un área ubicada al W de la localidad de José Pedro Varela.

3.2. Objetivos específicos

- Realizar la cartografía geológica (escala 1/20.000) del área comprendida por las fotografías aéreas N° 107-159, 107-161, 107-112 y 107-114.
- Descripción petrográfica de las diferentes litologías presentes y clasificación de las mismas.
- Confección de columnas estratigráficas.
- Realización de un perfil de $\delta^{13}\text{C}$ con fines quimioestratigráficos.
- Separación de circones detríticos de areniscas para su posterior datación U-Pb.

4. Materiales y Métodos

4.1. Materiales

Para la realización del trabajo se utilizaron los siguientes materiales en las diferentes etapas del trabajo:

4.1.1. Material de campo

- Lupa 10x
- Piqueta
- Brújula con clinómetro
- GPS de mano
- Ácido clorhídrico
- Marcador indeleble fino y grueso, lápiz de grafo
- Libreta
- Mapa topográfico

4.1.2. *Material de gabinete y laboratorio*

- Fotografías aéreas escala 1:20.000 del Servicio Geográfico Militar
- Ordenador, Software Global Mapper 11, Software ArcGis 10.1, Windows Office
- Materiales para la confección de láminas delgadas de roca (sierra diamantada, laminadora, porta objetos, carburo de silicio, vidrios de pulimento)
- Microscopio petrográfico
- Taladro, mecha 4mm, matraz eppendorf

Material para separación de circones (CURE, Treinta y Tres)

- Trituradora de mandíbulas Retsch BB 100 y molino de discos Retsch RS200
- Batea
- Embudo de separación
- Embudo Büchner
- Filtro de papel
- Pesafiltro
- Diiodometano (densidad 3,325g/cm³)
- Separador isodinámico Frantz
- Bomba de vacío

4.2. Metodología

Para alcanzar los objetivos antes mencionados se alternaron trabajos de campo con tareas de gabinete, llevando a cabo las siguientes actividades:

4.2.1. *Revisión bibliográfica y fotointerpretación.*

Se realizó la consulta y análisis de la bibliografía referente a la zona de estudio y alrededores para confeccionar un modelo geológico del área.

Luego, se procedió a fotointerpretar las fotografías aéreas para obtener un mapa preliminar de las unidades litoestratigráficas y estructuras, con el fin de identificar los puntos clave a visitar.

4.2.2. Salidas de campo y muestreo.

Se realizaron seis campañas de trabajo de campo, sumando en total aproximadamente 22 días. Para las salidas de campo se utilizaron tres vehículos: el vehículo 4x4 del Departamento de Geología (Facultad de Ciencias), un vehículo 4x4 proporcionado por el CURE Treinta y Tres (PDU "Geología y RRMM", y un vehículo perteneciente a la familia del autor de este trabajo.

Durante esta etapa se identificaron las unidades litológicas aflorantes, delimitando los contactos geológicos, cartografiando las estructuras observadas y tomando datos referentes a las actitudes estructurales de las diferentes foliaciones, rumbo y buzamiento de S_0 . En total se relevaron 215 puntos, de los cuales 202 se encuentran dentro de la zona de trabajo.

Durante esta etapa, se recabaron datos aportados por los habitantes de área referentes a antiguas explotaciones mineras artesanales en la zona, los cuales fueron de gran importancia para este estudio.

4.2.3. Confección y estudio de secciones delgadas y molienda de rocas.

Con el fin de analizar la composición mineral de las diferentes unidades litoestratigráficas reconocidas en los relevamientos de campo, se colectaron varias muestras de roca, de las cuales se seleccionaron un total de 84 para realizar láminas delgadas. Se identificaron las asociaciones minerales y las texturas presentes llevándose a cabo su clasificación petrográfica.

De igual modo, se realizó la microfotografía de las secciones delgadas estudiadas con el fin de incluirlas en el informe final.

4.2.4. Extracción de isótopos de Carbono

Una vez definida la estratigrafía del área, se seleccionaron los afloramientos indicados para realizar el estudio de los isótopos de Carbono. Los afloramientos se seleccionaron de manera tal de realizar los análisis en diferentes niveles estratigráficos de la formación carbonática, para así obtener una curva de variación del $\delta^{13}C$.

Luego de estudiar las secciones delgadas, se seleccionó el punto de la muestra donde realizar la extracción del polvo necesario para el análisis. Este punto fue elegido atendiendo que el contenido de terrígenos fuera muy bajo.

Habiendo seleccionado el punto, se procedió a ubicar el mismo en la contraparte de la roca de la cual se realizó la lámina (cubo). Como paso final de esta etapa, con una mecha de 4mm, se perforó superficialmente la roca en el punto seleccionado y se colectó el polvo generado. Este polvo se dispuso dentro de un tubo eppendorf y se rotuló con el número de muestra.

Las relaciones isotópicas de C y O de estas muestras se analizaron en el laboratorio de isótopos estables (LABISE) de la Universidad Federal de Pernambuco. El CO₂(g) fue extraído de los polvos de las muestras por reacción con ácido ortofosfórico (100%), en bomba de vacío, a 25°C durante 24 horas. El CO₂(g) liberado fue analizado en un Espectrómetro de Masas tipo "dual inlet" de triple colector modelo SIRA-II, utilizando calcita del skarn de Borborema como gas de referencia, calibrado con NBS-18, NBS-19 y NBS-20, con una composición de $\delta^{18}\text{O} = 18.3\text{‰ PDB}$ y de $\delta^{13}\text{C} = 8.6\text{‰ PDB}$.

4.2.5. Separación de circones

El procedimiento de separación comienza con la molienda de la muestra (aproximadamente 5kg) en la trituradora de mandíbulas, para luego procesarla en el molino de discos. Como producto se obtiene la muestra molida, la cual se pasa por el tamiz de 300 μm . El material obtenido, de tamaño menor a 300 μm , se coloca en un envase apropiado para su depósito. El material mayor a 300 μm , se vuelve a pasar por el molino de discos hasta lograr que todo el material pase por el tamiz.

Con el material obtenido en la etapa anterior (<300 μm) se realiza el bateo, con el fin de separar los minerales densos de los minerales livianos. Estos últimos se recogen en un recipiente colocado adecuadamente debajo de la batea y se guarda para su posible utilización en el caso de que no sea suficiente la cantidad de minerales densos obtenidos en el primer bateo.

El producto obtenido es un concentrado de minerales densos, el cual contiene deferentes minerales, entre ellos, circón.

Siguiendo con la separación, y con el fin de obtener un concentrado únicamente del mineral circón, se hace pasar la muestra por un embudo de separación con Diiodometano (densidad 3,3g/cm³) y posteriormente se procesa el concentrado

resultante con el separador isodinámico Frantz, el cual genera un campo electromagnético capaz de separar los minerales por sus propiedades magnéticas.

En la Figura 4 se muestran las diferentes etapas del proceso.

Al momento de realizar la separación manual al final del proceso de separación, ocurrió que el material obtenido presentaba cierta tinción rojiza producida por el material metálico procedente del molino. Se procesaron las muestras con ácido clorhídrico al 18% durante 1 hora, para quitar la pátina de hierro de dificultaba la observación.



Fig. 4: proceso de separación de circones pertenecientes a una roca. A: trituradora de mandíbulas. B: molino de discos. C: Bateo. D: tamiz 300µm. E: equipamiento de laboratorio utilizado para realizar la separación por líquidos densos. A la izquierda se encuentra el Diiodometano. A la derecha se encuentra el embudo de separación sujeto en su soporte y un vaso se precipitados. F: Separador Isodinámico Frantz.

4.2.6. Procesamiento de datos, confección del mapa, cortes geológicos y columna estratigráfica.

A partir del mapa generado en la etapa de fotointerpretación y la posterior recolección de datos referentes a litologías y estructuras en el campo, se elaboró el mapa geológico definitivo a escala 1:20.000 y los cortes geológicos.

Luego se realizó una columna estratigráfica que une la información recabada en los cortes y representa la estratigrafía de las litologías presentes en la zona. Al momento de representar los paquetes de rocas con su potencia real, se utilizó la conversión por trigonometría, usando el buzamiento de los estratos.

Para la elaboración de la cartografía se eligió el programa ArcGis, debido a las posibilidades que tiene para el manejo de información multivariada a partir de una misma base de datos, contando con la ventaja adicional de estar siempre georeferenciada a un sistema de coordenadas.

5. Marco geológico regional

Las tres unidades tectonoestratigráficas mayores que conforman el territorio uruguayo son: el Terreno Nico Pérez (TNP; Bossi & Campal, 1992), el Terreno Piedra Alta (TPA; Bossi et al, 1993) y el Terreno Cuchilla Dionisio (TCD; Bossi et al., 1998). El TNP y el TPA constituyen el Cratón del Río de la Plata del territorio uruguayo (Hartmann et al., 2001; Bossi & Ferrando, 2001; Santos et al., 2003; Gaucher et al., 2008; Bossi & Cingolani, 2009). Trabajos recientes reconocen otro terreno tectonoestratigráfico (Terreno Tandilia) al SW de Uruguay, limitando al N con el TPA por la Zona de Cizalla Colonia- Arroyo Pavón (aprox. 1700Ma) y al E con el TNP por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) (Ribot et al., 2005; Bossi et al., 2005; Bossi & Cingolani, 2009) (Figura 5).

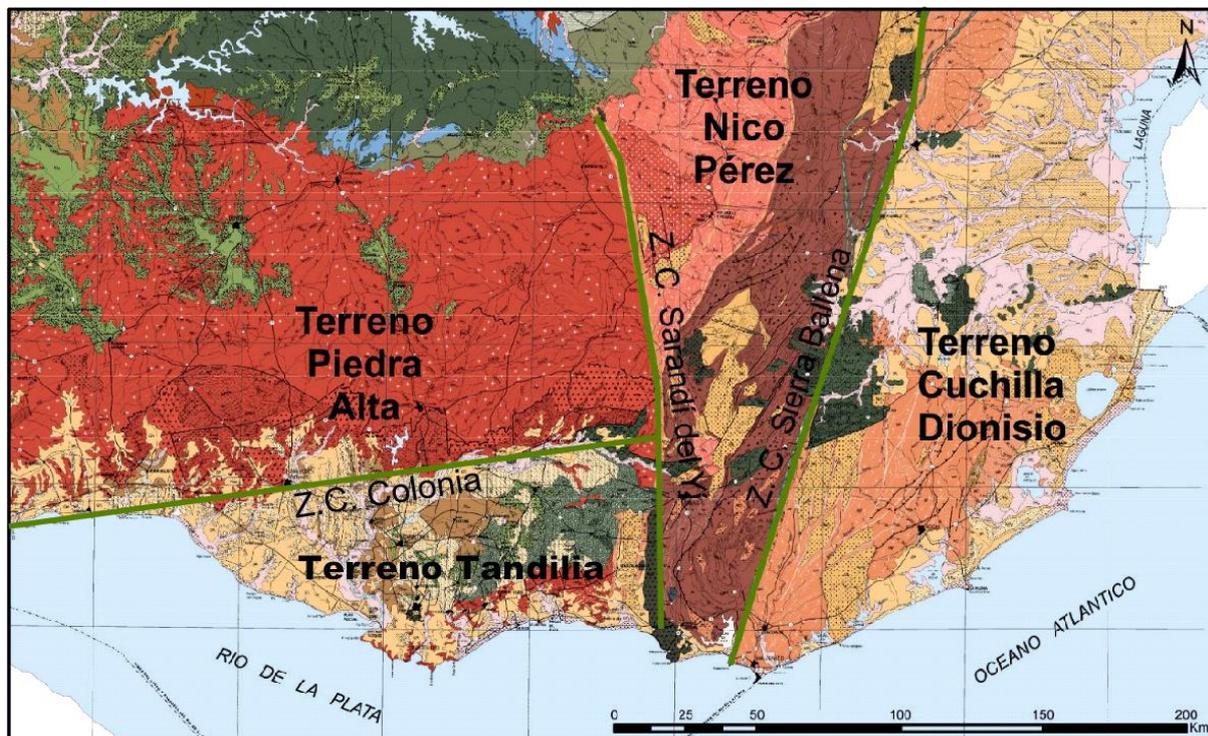


Fig. 5: mapa de las unidades tectonoestratigráficas que conforman el territorio uruguayo. Extracto modificado de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000 (Bossi & Ferrando, 2001).

El Terreno Nico Pérez contiene las rocas más antiguas del Cratón del Río de la Plata, incluyendo rocas de edad Paleoarqueana (Hartmann et al., 2001). Se separa del TPA por la zona de cizalla transcurrente dextral Sarandí del Yí de 1200Ma (Bossi & Campal, 1992), y su límite con el TCD es la Zona de Cizalla transcurrente sinistral Sierra Ballena (aprox. 530Ma) (ZCSB; Gaucher et al., 1998; Bossi et al., 1998).

Otra lectura acerca de la evolución del basamento precámbrico uruguayo admite la presencia de dos terrenos: Piedra Alta y Nico Pérez, éste último con una extensión menor a la expuesta anteriormente. Esta visión apoya la idea de la existencia de un cinturón móvil con rumbo general NNE metamorizado y deformado durante la orogénesis Brasiliana-Panafricana, denominado Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980; Oyhantçabal et al., 2010; Sánchez Bettucci et al., 2010).

5.1. Geología del área de estudio

La zona de estudio se encuentra dentro del Terreno Nico Pérez (Bossi & Campal, 1992). Este terreno contiene litologías desde Paleoarqueanas a Cámbricas, de rumbo general NNE-SSW. En la parte norte, se desarrolla formando el basamento precámbrico de rocas sedimentarias paleozoicas (Isla Cristalina de Rivera). En la parte sur, se desarrolla limitado por rocas sedimentarias paleozoicas al norte, la ZCSY al oeste, la ZCSB al este y el Río de la Plata al sur (Bossi et al., 1998, Figura 6). Las unidades aflorantes en el área de estudio corresponderían al Complejo La China y al Grupo Cebollatí principalmente (Gaucher et al., 2014b).

Otros autores han asignado las litologías abordadas en este trabajo al Grupo Lavalleja (Preciozzi et al., 1979; Oyhantçabal et al., 2010; Sánchez et al., 2010).

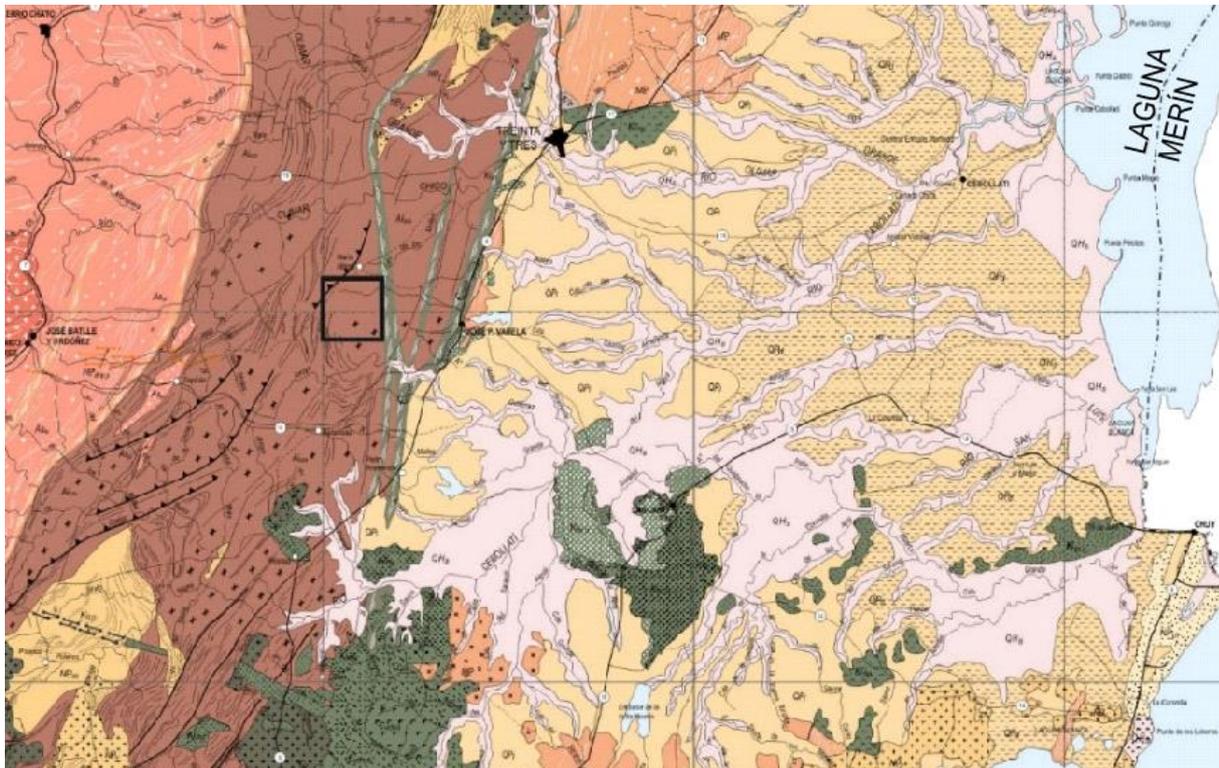


Fig. 6: Zona de estudio delimitada dentro de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000 (modificado Bossi & Ferrando, 2001).

5.1.1. Complejo La China

El Complejo La China (CLCh) fue definido por Hartmann et al. (2001) para agrupar metamorfitos ortoderivados, metamorfizados en facies anfibolita. Las litologías más frecuentes son gneises tonalíticos a graníticos, anfibolitas y metagabros. El CLCh se extiende con rumbo N30E entre la cizalla de Tupambaé (rumbo N65°E) en el N hasta la ciudad de Minas en el S, totalizando unos 180Km a lo largo del rumbo. Al W limita con las granulitas de la Formación. Valentines por medio del sistema transcurrente Sierra de Sosa (Zona de Cizalla Cueva del Tigre, Bossi et al., 1998). El borde E es más difuso, pero en última instancia se trata de la Zona de Cizalla Sierra Ballena. La evolución del CLCh es típicamente la de un complejo, con varios eventos metamórficos. Se reconoce un magmatismo tonalítico en 3,4Ga, afectado por dos eventos metamórficos principales: el Ciclo Uruguay en 3,1-3,0Ga y el Ciclo Jequié en 2,7-2,8Ga. Adicionalmente se evidencia un tercer y último evento de menor intensidad en 1,25Ga (Grenvilliano *sensu lato*) (Gaucher et al., 2011, 2014a).

Hartmann et al. (2001) datan por el método U-Pb SHRIMP 26 puntos en 15 cristales de zircón procedentes de una metatonalita de CLCh arrojando edades arqueanas (entre 3410 y 3094Ma). Estas edades fueron interpretadas como la edad de cristalización de la tonalita en 3408 ± 16 Ma (Paleoarqueano), así como un evento metamórfico antiguo a los 3,1Ga (Mesoarqueano), denominado Ciclo Uruguay (Hartmann et al., 2001). Gaucher et al. (2011b) presentan una edad U-Pb en zircón LA_ICP MS de 3096 ± 45 Ma para la metatonalita del CLCh en su área tipo. Gaucher et al. (2014a) presentan dos nuevas edades U-Pb LA-ICP MS para el CLCh: en metagranito foliado con edad concordante de cristalización (2787 ± 6 Ma) y un gneiss anfibólico con edad concordante (2718 ± 8 Ma) también interpretado como edad de cristalización. Estas dos últimas edades representan magmatismo asociado al Ciclo Jequié en Uruguay (Gaucher et al. 2014a).

5.1.2. Grupo Cebollatí

Hartmann et al. (2001) definen al CLCh como el basamento de una secuencia metasedimentaria que denominan informalmente Complejo Las Tetas, compuesta por metaconglomerados, cuarcitas, gneisses a muscovita-turmalina, micaesquistos a estaurolita-granate, mármoles y rocas calcosilicatadas. Los autores citados aclaran que la superposición de las unidades por cabalgamientos no hacen muy evidente las relaciones estratigráficas. Se le ha asignado a esta unidad una edad de sedimentación de 2.7 Ga. (Hartmann et al., 2001).

El primer reconocimiento de la existencia de una sucesión sedimentaria pre-ediocárica que incluye carbonatos estromatolíticos en el Terreno Nico Pérez se debe a Sprechmann et al. (1994) y Gaucher et al. (1996). Dichos autores reconocen la existencia de una discordancia angular y erosiva mayor entre el Grupo Arroyo del Soldado (Ediacárico) y los carbonatos subyacentes de la Formación Cerro de Villalba.

Bossi et al. (1998) incluyen esta secuencia dentro del "Complejo Metamórfico Grenvilliano".

Castiglioni (2005) y Gaucher et al. (2006) demuestran que es posible reconstruir la estratigrafía de dicho complejo, ya que se preservan estructuras sedimentarias y otros criterios geopetales. El grado de metamorfismo varía desde anquimetamorfismo a facies anfíbolita (esquistos a estaurolita y granate), especialmente en la cercanía de cabalgamientos con vergencia al SE (Hartmann et al., 2001).

El Grupo Cebollatí (ex Complejo Las Tetas) fue definido por Gaucher et al. (2010) para agrupar a una secuencia metasedimentaria, conformada por (de base a tope): Formación. Arroyo Malo (areniscas y pelitas), Formación. Cerro de Villalba (dolomías en parte estromatolíticas y pelitas) y Formación. Cerro del Diamante (pelitas, BIF, conglomerados cuarcíticos y areniscas) (Gaucher et al., 2010, 2014).

Se muestra en la Figura 7 la columna estratigráfica del Grupo Cebollatí:

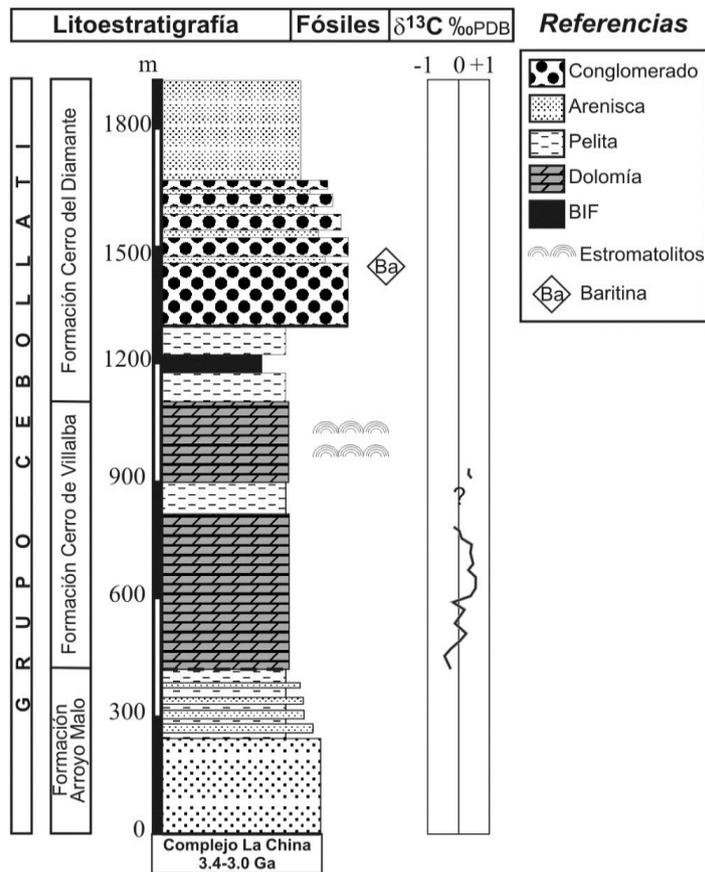


Fig. 7: Columna estratigráfica del Grupo Cebollatí según Gaucher et al (2014b). $\delta^{13}\text{C}$ de Gaucher et al. (2006).

Formación Arroyo Malo (areniscas y pelitas)

Incluye areniscas cuarzosas finas amarillentas que se apoyan con discordancia erosiva y angular sobre metamorfitos y granitoides del Complejo La China. Las estructuras sedimentarias comunes son ripples asimétricos, estratos con gradación normal y artesas. Hacia el N, la unidad se hace más delgada y contiene sólo areniscas. (Gaucher et al., 2010, 2014)

Formación Cerro de Villalba (dolomías)

Definida por Gaucher et al. (1996), incluye dolomías rojas, blancas y grises, con estratificación, recristalización y con contenido de terrígenos de 0,5 a 20%. Se apoya concordantemente sobre areniscas de la Formación Arroyo Malo. Hacia el tope ocurre el registro de estromatolitos de varios tipos (dómicos, planares, columnares no ramificados y brechas estromatolíticas). La porción superior, frecuentemente, presenta silicificación, mostrando registros de relictos carbonáticos y preservando la laminación estromatolítica. Las pelitas ocurren principalmente en el tercio superior de la unidad y son subordinadas.

Asociado a esta litología y al recurso mineral que supone la presencia de roca marmórea, se desarrollaron a principios del siglo XX actividades de extracción minera de modo artesanal, encontrándose actualmente las canteras abandonadas. Éstas se encuentran de forma aislada, ubicadas hacia el centro-oeste de la zona de estudio.

La mayor, se desarrolla en una superficie de 150m² (10m x 15m aprox.) con una profundidad que ronda los 10m. Las paredes de la cantera son verticales, la producción de ésta era en forma de bloques, los que se llevaban a la ciudad de Minas para continuar con el proceso de producción (Figura 8).



Fig. 8: antigua cantera de extracción de bloques de dolomía marmórea.

Formación Cerro del Diamante

Incluye pelitas (pizarras) en la base con espesor de 50 a 200m y conglomerados de matriz arenosa, clasto-soportados, con clastos centimétricos (diámetro máximo: 25cm), bien redondeados y seleccionados, compuestos de cuarcitas blanquecinas y en menor proporción de granitoides rosados. Los conglomerados presentan estratos gradados, con base erosiva, y ocurren intercalaciones de areniscas cuarzosas, que hacia el tope se hacen anaranjadas. Debido a la resistencia que ofrecen frente a la meteorización, determinan importantes elevaciones. La unidad se apoya concordantemente o con discordancia menor sobre las dolomías de la Formación. Cerros de Villalba (Gaucher et al., 2010, 2014). En la base de los conglomerados se reconoce una superficie erosiva de magnitud aún desconocida.

5.1.3. Cabalgamiento Zapicán

Este cabalgamiento fue descrito inicialmente por Bossi et. al. 1998 y se ubica al W y NW de la zona de trabajo.

Sobre la edad de este cabalgamiento, las muscovitas de hasta dos centímetros de dimensión mayor, desarrolladas en una pegmatita ubicada a 15Km al E de la localidad de Zapicán, fueron datadas por método K/Ar (Cingolani Com. Pers. 1993) arrojando un valor de $1253,1 \pm 32,2$ Ma; $K(\%) = 8,75$; $75\%_{ERR} = 1,9038$; $^{40}Ar_{rad}(10^{-6}STP/g) = 614,61$; $Ar_{atm}(\%) = 6,16$; $Err = 2,6\%$ (Bossi et. al. 1998).

En la Figura 9 se detallan las unidades geológicas principales del Terreno Nico Pérez y sus límites: SYL: Lineamiento Sarandí del Yí al W y SBSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena al E. Se indica con color rojo la zona de estudio y se puede observar el cabalgamiento Zapicán que se desarrolla adyacente a la misma hacia el NW.

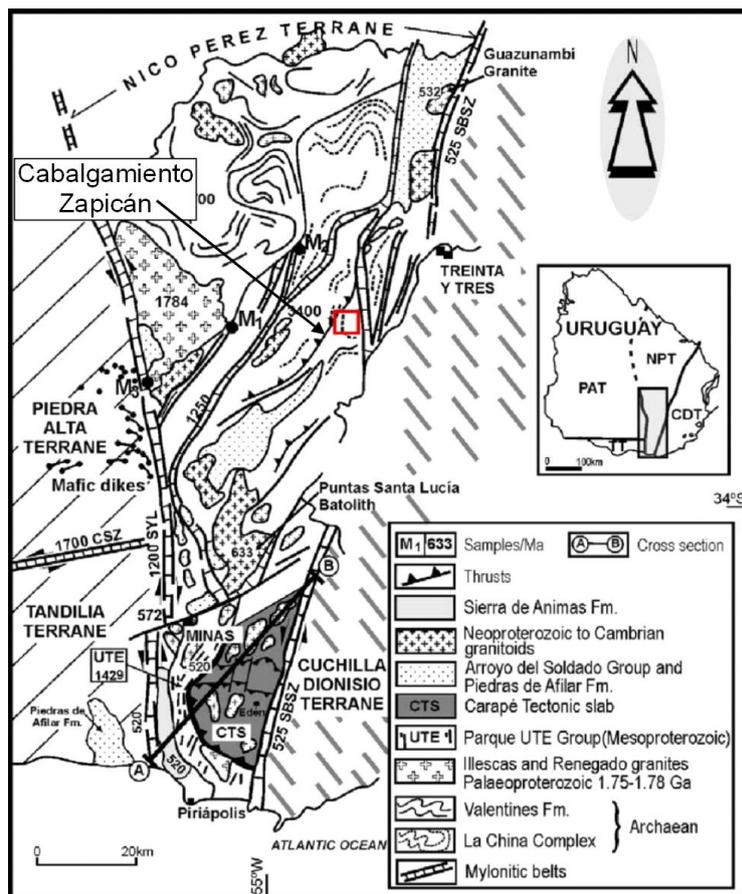


Fig. 9: Terrenos que conforman el basamento predevónico del registro estratigráfico de la República Oriental del Uruguay. El cuadrado rojo corresponde a la zona de estudio. Modificado de Bossi & Cingolani (2009).

5.2. Antecedentes específicos del área

Referente al estudio de la geología del área de estudio puntualmente, se encuentra la carta geológica de Preciozzi y Fay (1988) en la que se describen las litologías presentes en la Hoja E-21 José Pedro Varela de la Carta Geológica del Uruguay escala 1/100.000 (Figura 8).

En dicho trabajo, fueron mapeadas las rocas como pertenecientes al Precámbrico Superior-Ciclo Brasiliano, Grupo Lavallega (Bossi, 1966; Preciozzi et al., 1979). Estas comprenden una secuencia volcanosedimentaria de bajo grado de metamorfismo, la que está compuesta por calizas y calcofilitas, cuarcitas, filitas sericíticas y metareniscas y metalavas básicas, y una secuencia de metamorfismo medio compuesta por gneisses biotíticos y gneisses, leptinitas y anfibolitas (Tabla I). También fueron mapeados gneisses leucócratas y leptinitas, y gneisses leucócratas y anfibolitas pertenecientes a la Formación Pavas, de edad Precámbrico Medio (Tabla I) (Figura 10).

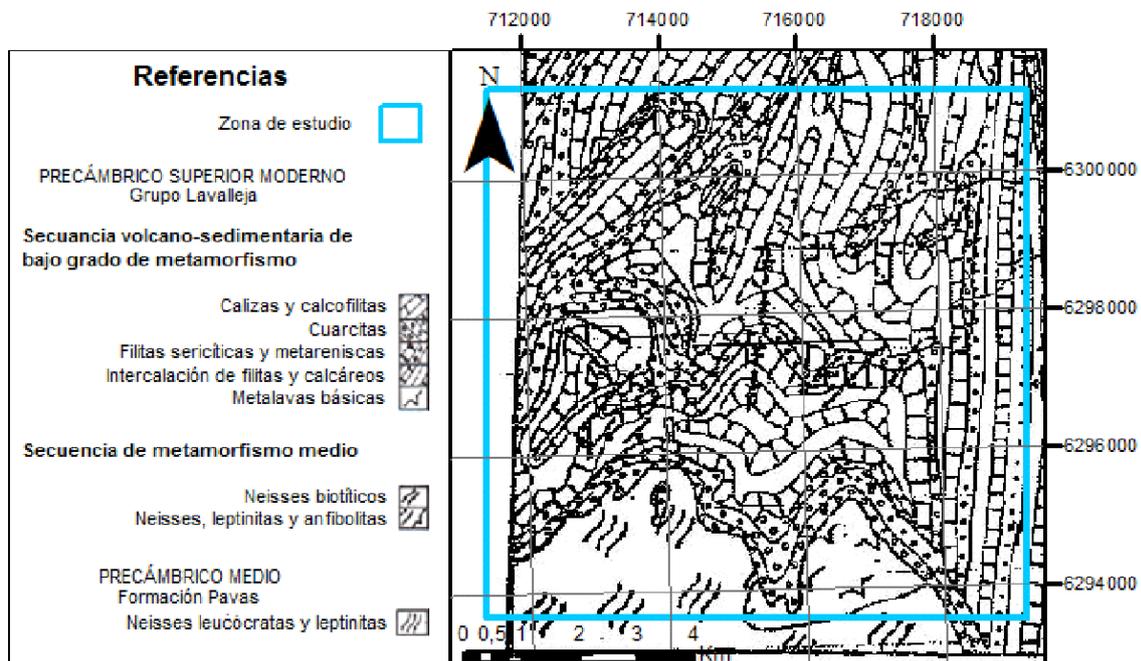


Fig. 10: Zona de estudio delimitada en la Carta Geológica escala 1/100.000 Hoja E-21 José Pedro Varela (modificado de Preciozzi, F, y Fay, A., 1988)

Precámbrico Superior-Ciclo Brasiliano Grupo Lavalleja	Secuencia volcanosedimentaria de bajo grado de metamorfismo	Calizas y calcofilitas	Extensos bancos de caliza cristalina de textura y estructuras variadas. Composiciones químicas desde calizas casi puras a dolomías. Calizas masivas, de texturas microcristalinas en finos mosaicos de cristales de calcita y dolomita. Calcofilitas con texturas granoblásticas esquistosas a granolepidoblásticas. Tanto las calizas como las calcofilitas pueden estar silicificadas o impregnadas por óxidos de hierro hidratado, dándoles una coloración amarillenta u ocráceas.
		Cuarcitas	Litología relativamente frecuente. Determinan crestas que se extienden por toda la serie, permitiendo evidenciar un plegamiento relativamente importante. Coloraciones blanco, gris o negro. Presentan texturas granoblásticas de finos agregados de cuarzo, a veces ligeramente esquistosas por la presencia de sericita.
		Filitas sericíticas y metareniscas	Filitas sericíticas de textura lepidoblastica sobre un fondo criptocristalino de cuarzo. Coloraciones pardo rojizas y desarrollan una excelente foliación. Metareniscas de color amarillo a violáceas, de textura granoblástica, con cantidades variables de sericita o clorita. Constituidas por cuarzo y en menor proporción por feldespatos.
		Metalavas básicas	Estructura masiva, a veces esquistosa. Desde el punto de vista petrológico de las define como diabasas, gabros o dioritas.
	Secuencia de metamorfismo medio	Gneisses biotíticos	Textura esquistosa, caracterizadas por la presencia de feldespatos potásicos, cuarzo generalmente xenomorfo ligeramente estirados y plagioclasa en cristales subautomorfos.
		Gneisses, leptinitas y anfibolitas	Gneisses de texturas desde granoblásticas a esquistosas, constituidos generalmente por feldespatos potásicos, plagioclasas, abundante cuarzo y muscovita. Son generalmente de grano medio a medio-grueso. Leptinitas de grano fino compuestas por feldespatos y cuarzo, generalmente granoblásticas con los cristales fuertemente engranados. Anfibolitas masivas a ligeramente esquistosas. Texturas microgranudas constituidas por hornblenda, plagioclasas básicas, epidoto, actinolita y cuarzo como accesorios.
Formación Pavas Precámbrico	Gneisses leucócratas y leptinitas	Texturas granoblásticas ligeramente esquistosas por la presencia de muscovita/biotita. Los constituyentes principales son microclina pertítica y oligoclasa, cuarzo reticulado siempre es secciones xenomorfas fuertemente engranados. Las leptinitas presentan texturas granoblásticas, constituidas básicamente por feldespatos y cuarzo.	

Tabla I: descripciones de las litologías que afloran en la porción SW de la Hoja E-21 José Pedro Varela (modificado de Preciozzi, F, y Fay, A., 1988)

6. Resultados

6.1. Unidades geológicas

Durante el desarrollo de este trabajo se reconocieron tres grandes unidades: un basamento compuesto por actinolitas y esquistos a granate, una cobertura metasedimentaria, que ocupa la mayor área y una unidad geológica que cabalga a esta secuencia, compuesta por rocas ígneas metamorforizadas.

A partir de los resultados obtenidos en los relevamientos realizados en el campo y en las actividades de gabinete, se realizó un mapa geológico (mapa adjunto) en el que se indica la distribución de las tres grandes unidades descritas, sus actitudes estructurales y las estructuras presentes (Figura 11).

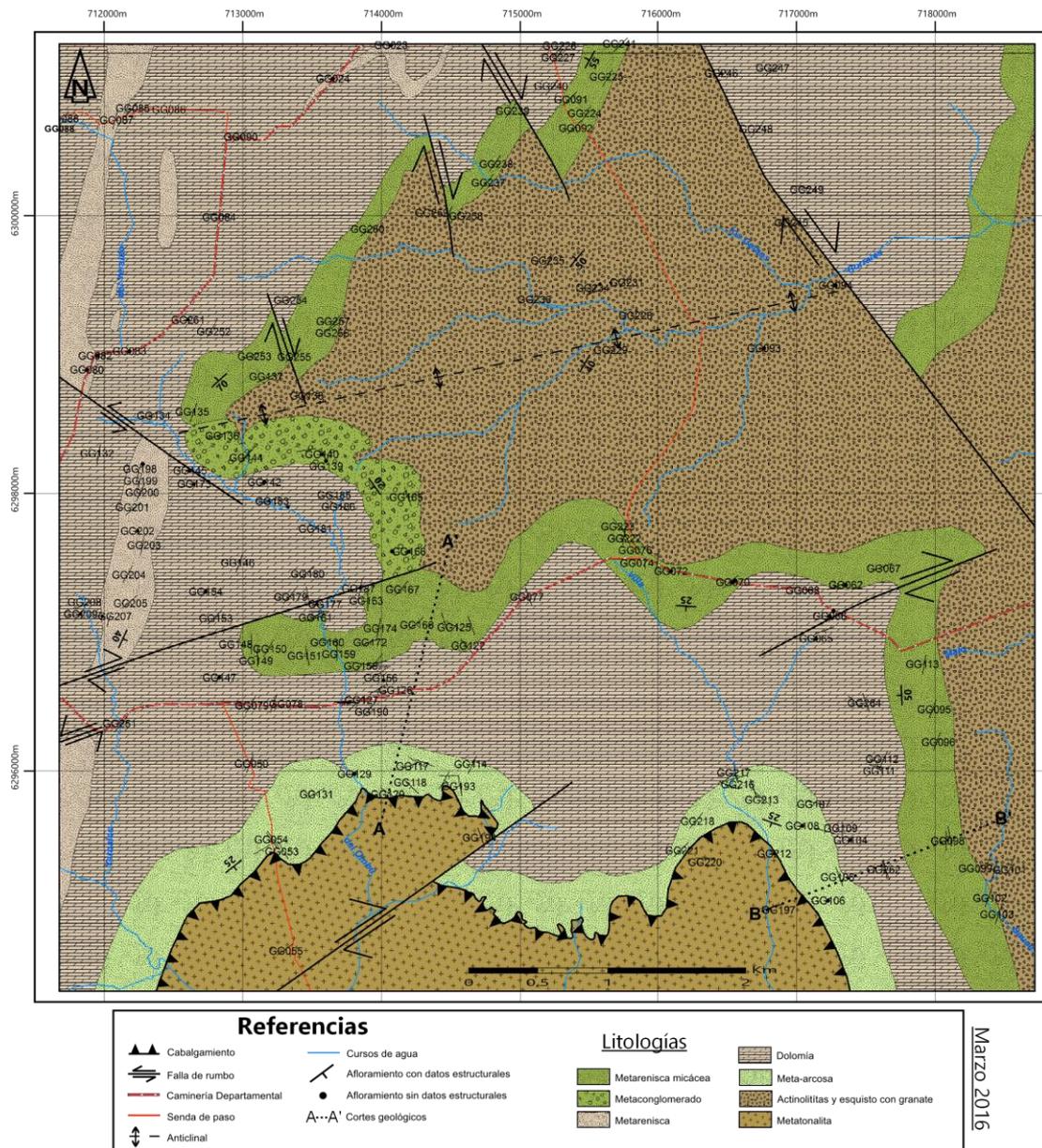


Fig. 11: mapa geológico de la zona de trabajo. Se detallan los buzamientos de las unidades presentes y los cortes geológicos realizados.

6.2. Aspectos estructurales

Durante la fotointerpretación se identificaron en la zona de estudio, fallas de rumbo y un anticlinal de gran escala en el centro de la zona de estudio, con una longitud de onda de ~5km. (Figura 10).

Los registros del N de la zona de estudio conforman una familia de fallas con rumbo ~N150 y dinámica dextral. Se observa que el movimiento relativo de los bloques respecto a las fallas se hace mayor hacia el NE.

Las fracturas observadas en el centro y S de la zona de estudio, definen la presencia de otra familia de fallas de naturaleza dextral, compuesta por tres fallas, pero esta vez con rumbo N70.

El registro del centro-oeste de la zona de estudio está compuesto por dos fallas de dinámica sinistral, ubicadas hacia el N (con dirección N125) y hacia el S (con dirección N70).

A escala de afloramiento se observa una estructura netamente predominante que representa la S_0 . Localmente puede observarse en el afloramiento GG193 estratificación cruzada en artesa (Figura 46, pg. 61). Además, puede observarse en los afloramientos GG052 (Figura 47, pg. 62), GG191 (Figura 48, pg. 63) y GG241 (Figura 49, pg. 63) la presencia de estratificación cruzada de bajo ángulo, en algunos casos con truncamientos. Todos estos indicadores geopetales muestran polaridad normal para la secuencia.

A escala microscópica no fue posible observar indicadores o criterios geopetales.

6.3. Petrografía

Tras el relevamiento de campo y el estudio de las secciones delgadas, se definieron las asociaciones minerales presentes en las muestras de las tres unidades antes definidas por fotointerpretación. Posteriormente se realizó la clasificación litológica de estas rocas.

6.3.1. Basamento

Actinolita

Definida en muestra de mano como una roca masiva, de color gris oscuro verdoso de grano grueso y textura equigranular con tamaño de grano medio. A ojo desnudo se observan cristales de actinolita de 0,5cm (Figura 12).

Estas rocas afloran en macizos rocosos de muy pequeño tamaño, encontrándose también en zanjas de siembra de eucaliptus en el monte forestal.



0 1 2 3cm

Fig. 12: muestra de mano de la anfibolita GG235

Se trata de una roca de textura nematoblástica, masiva, formada por actinolita, clorita, rutilo, cuarzo, biotita, epidoto y albita (Figura 13).

La actinolita es el componente mayoritario de la roca, conformando el 87,5% de ésta. Se encuentra formando cristales xenomorfos, con pleocroísmo verde-azulado a verde amarillento y una birrefringencia moderada del amarillo al rojo de primer orden, alcanzando tamaños del orden de 1mm.

Los cristales de clorita representan el 5% de la roca y se disponen homogéneamente en la muestra. Los mismos son xenomorfos, presentando pleocroísmo leve en tonos de verde, colores anómalos de birrefringencia azulados y alcanzando tamaños en lámina, del orden de 1mm.

El rutilo conforma el 3% de la roca, se encuentra en cristales xenomorfos diseminados y alcanzando tamaños del orden de los 150µm.

El cuarzo (2%), se presenta como cristales xenomorfos, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. Se encuentra diseminado en la matriz de la roca, alcanzando tamaños del orden de los 150µm.

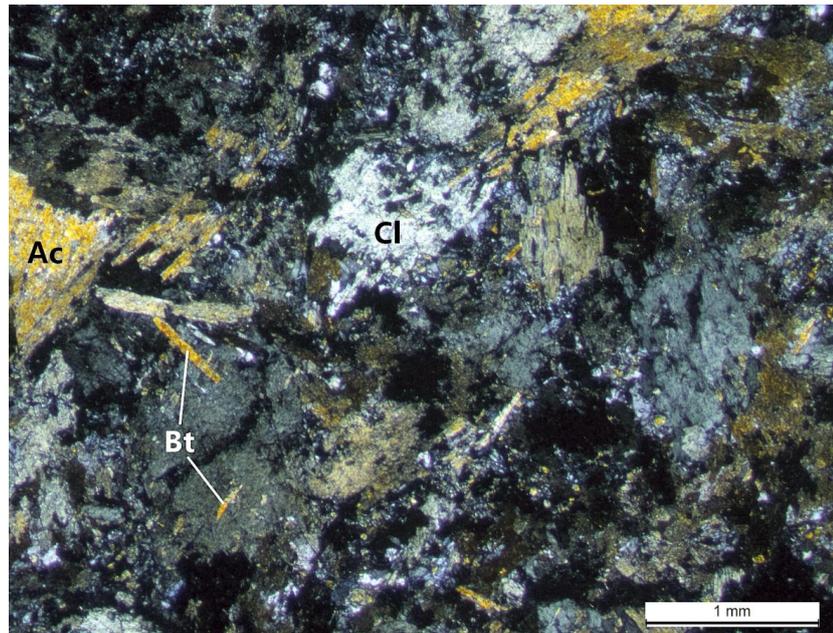
Los cristales de biotita conforman el 1% de la roca y se encuentran como cristales xenomorfos, presentando el clivaje característico pero sin forma tabular. Están asociados con la presencia de clorita, siendo el plano de clivaje de ambos groseramente paralelo, alcanzando tamaños del orden de los 100µm.

El epidoto conforma el 1% de la roca, se encuentra diseminado en la roca, y alcanza tamaños del orden de los 50µm.

La albita representa el 0.5% de la roca, formando cristales xenomorfos y relacionada con las zonas de ocurrencia de cuarzo. Estos cristales alcanzan tamaños del orden de los 100µm.

Atendiendo a la paragénesis mineral que presenta la roca, se define un protolito básico en condiciones de facies esquistos verdes (Bucher & Grapes, 2011).

Fig. 13: sección delgada de la roca GG235.
Ac: actinolita, Cl: clorita,
Bt: biotita.
Nícoles cruzados.



Esquisto a granate

Roca de color gris claro a rojiza (Figura 14), de textura porfidoblástica, con una foliación definida por cristales tabulares de ~ 1,0mm de biotita y cristales hipidiomorfos de granate de ~ 1,5mm. Estos minerales se encuentran incluidos en una matriz de color grisáceo claro compuesta por muscovita y cuarzo subredondeado, de tamaño medio a fino.



Fig. 14: afloramiento de esquisto a granate. Punto GG232

En lámina delgada se describe una roca de textura granoblástica formada por cuarzo, biotita, muscovita, granate y minerales opacos (Figuras 15 y 16).

El cuarzo es el componente mayoritario, conformando desde el 50% al 70% de la roca. Se encuentra representado por cristales xenomorfos con tamaño promedio de $250\mu\text{m}$, encontrándose el esbozo de granos formados por cuarzo policristalino que alcanzarían tamaños del orden de 1mm.

La muscovita representa el 15% de la roca y alcanza tamaños del orden de los $200\mu\text{m}$. Se encuentra formando cristales tabulares hipidiomorfos, disponiéndose en bandas plegadas, pobremente alineadas, de espesores variables.

El granate (almandino) se presenta en cristales hipidiomorfos aislados, formando porfiroblastos groseramente rombododecaédricos, con inclusiones de cuarzo y muscovita. Conforman el 10% de la roca, es de color marrón, presenta alto relieve y al ser isótropo, no presenta birrefringencia. Los cristales de granate se encuentran bordeados por bandas de muscovita.

Los minerales opacos (5%), son xenomorfos y no presentan relación clara con el bandeamiento general de la roca.

En la muestra GG233 se incluye biotita en la paragénesis mineral. Ésta se presenta de dos formas: en cristales hipidiomorfos aislados que alcanzan tamaños de 1mm, sin presentar alineación con las bandas marcadas por la muscovita, y como cristales tabulares (con tamaños de $300\mu\text{m}$) groseramente alineados con las bandas marcadas por la muscovita.

Al presentarse el mineral granate, se estima que la roca pudiera haber alcanzado un metamorfismo facies anfibolita.

Fig. 15: sección delgada GG233. Se observan los cristales de biotita (Bt) no alineados y un cristal de granate (Gt), en una matriz cuarzomuscovítica que presenta un pobre lineamiento. Nícoles cruzados.

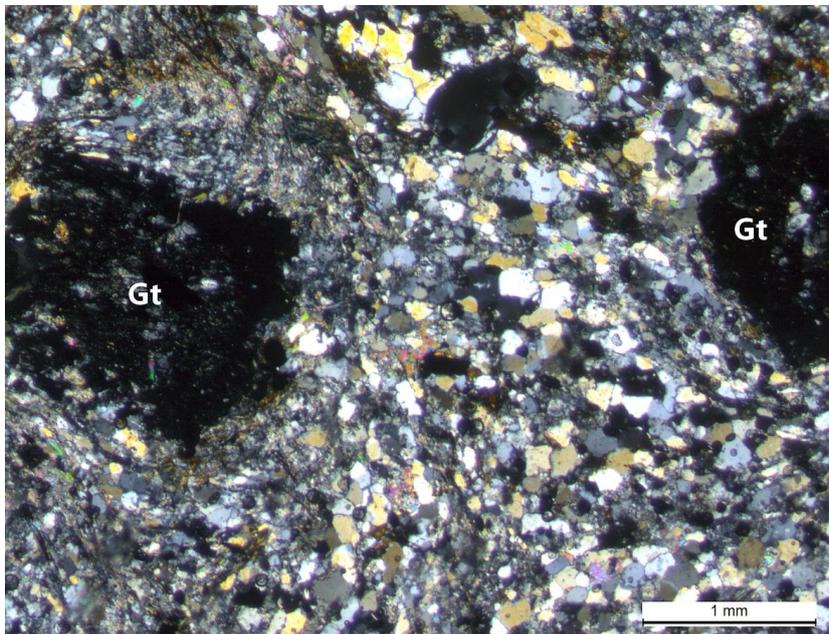
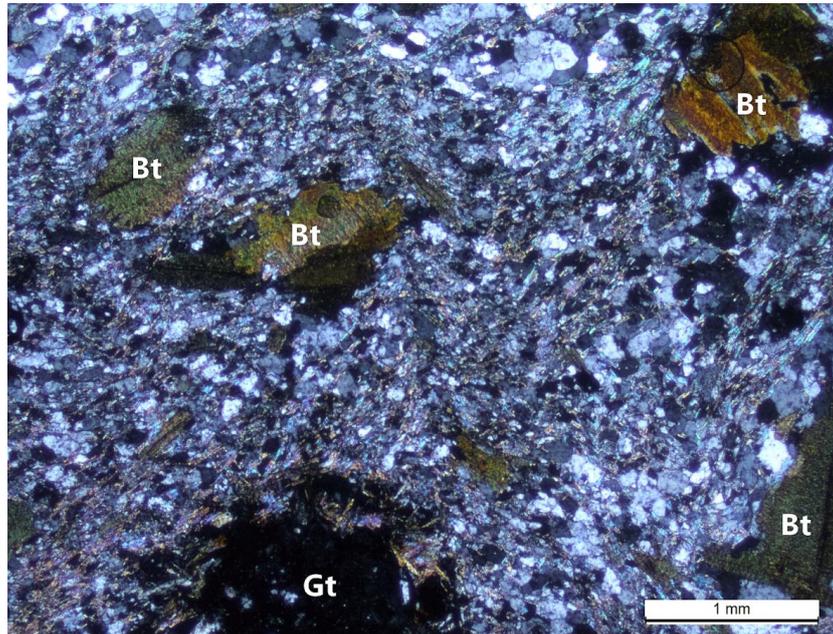


Fig. 16: sección delgada GG234. Se observan dos cristales de granate en la matriz cuarzomuscovítica que presenta una pobre orientación. Nícoles cruzados.

Metatonalita

Definida en afloramiento como una roca pobremente foliada, de color gris oscuro, rosado y verde (este último ocurre cuando existe un grado elevado de meteorización). Esta litología forma afloramientos de dimensiones reducidas (5m x 3m aprox.), con un desarrollo vertical muy pobre y generalmente asociado a los cursos de agua (Figura 17).



Fig. 17: afloramiento de metatonalita. Punto GG197.

Presentan una textura granoblástica compuesta mayormente por plagioclasa (entre 70% y 80%) con cuarzo (entre 10% y 25%) y muscovita (4% y 8%) como minerales subordinados. Asimismo, algunas de las muestras estudiadas presentan otros minerales accesorios como epidoto, rutilo acicular, clorita y minerales opacos. La clorita descrita en la muestra GG055 se interpreta como generada por metamorfismo retrógrado (Figura 18). El epidoto aparece en la muestra GG197 y se interpreta como producto del metamorfismo retrógrado (Figura 19).

La plagioclasa se presenta en cristales desde xenomorfos a hipidiomorfos, con macla polisintética y tamaños que varían entre 100 μ m y 4mm.

Los cristales de cuarzo son xenomorfos, presentan extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, desarrollando tamaños desde 100 μ m a 2mm.

La muscovita se encuentra en forma de cristales tabulares diseminados, no alineados, de tamaños entre 50 μ m y 500 μ m. En la muestra GG212 se describen bandas formadas por cristales de muscovita (de hasta 100 μ m), cuarzo y minerales opacos (Figura 20).

Según la asociación mineral observada, aun no encontrándose actinolita y albita en las muestras estudiadas, puede definirse que la roca sufrió un metamorfismo facies esquistos verdes (Bucher & Grapes, 2011). Pudiera tratarse de un retrometamorfismo, aunque no se observaron relictos de paragénesis metamórficas anteriores.

Fig. 18: sección delgada GG055.
Mv: muscovita, Qtz, cuarzo, Pg:
plagioclasa, Cl: clorita.
Nícoles cruzados.

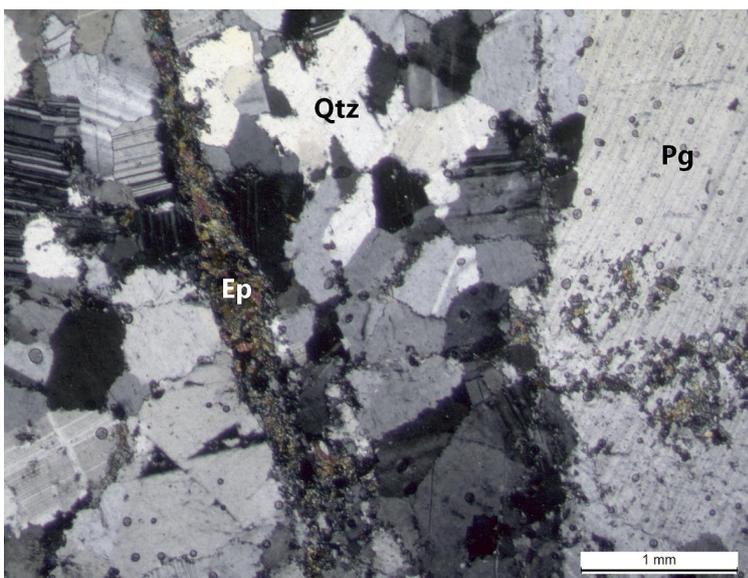
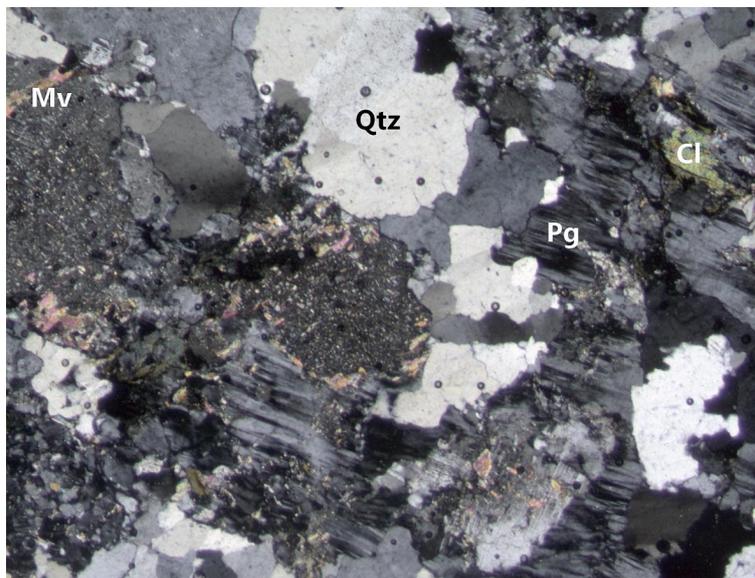
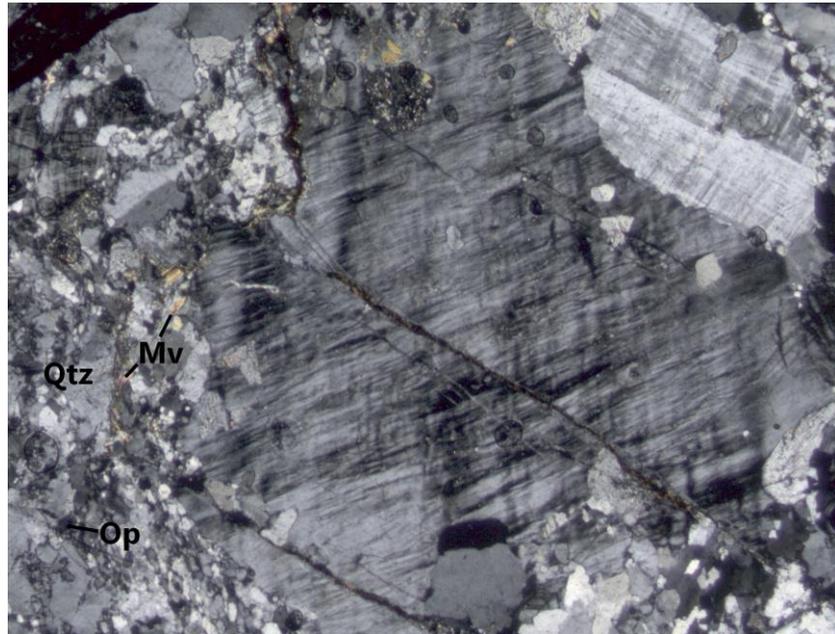


Fig. 19: sección delgada GG197
Qtz: cuarzo, Pg: plagioclasa, Ep:
epidoto.
Nícoles cruzados.

Fig. 20: sección delgada GG212
 A la izquierda de la fotografía se puede observar una de las bandas compuestas por muscovita, cuarzo y minerales opacos.
 Qtz, cuarzo, Mv: muscovita,
 Op: minerales opacos.
 Nícoles cruzados.



6.3.2. Cobertura metasedimentaria

Metarenisca cuarzo-micácea

Los afloramientos de esta litología se presentan en forma de cuerpos blanquecinos a gris oscuro, de forma groseramente tabular que forman paquetes de 290m de potencia promedio. La estructura predominante es la estratificación planoparalela (S_0) (Figura 21).

Son rocas compuestas por cuarzo y muscovita como componentes primarios, que presentan estratificación de espesor variable. La cantidad relativa de muscovita en la roca determina la presencia de foliación más o menos desarrollada. El tamaño de grano predominante es medio a fino, existiendo casos que se encuentran tamaños de grano grueso.

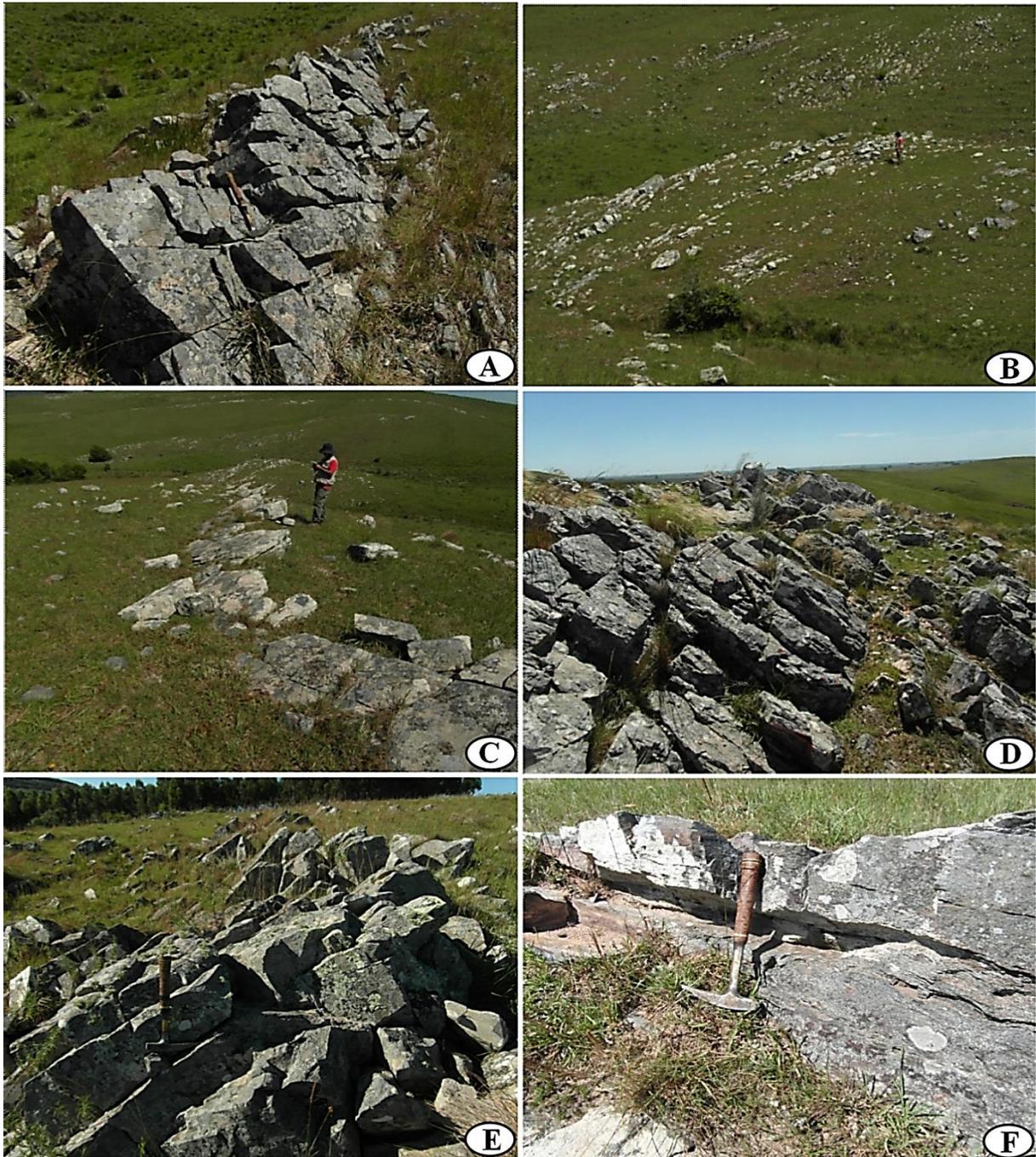


Fig. 21: fotografías de afloramientos de metarenisca cuarzo-micácea. A: afloramiento GG168. B: afloramiento GG124. Vista general de afloramiento de la metarenisca micácea en la ladera de un cerro. C: afloramiento GG125. D: afloramiento GG136. E: afloramiento GG148. F: afloramiento GG123

A nivel de lámina delgada, se observa una foliación definida por los cristales de muscovita y una textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (entre 57% y 85%), muscovita (entre 8% y 30%) y minerales opacos (entre 5% y 15%). En las secciones delgadas de las muestras GG113 (Figura 21), GG097 (Figura 22) y GG148 (Figura 23) se describe además la presencia de cristales de feldespato (entre 1% y 30%).

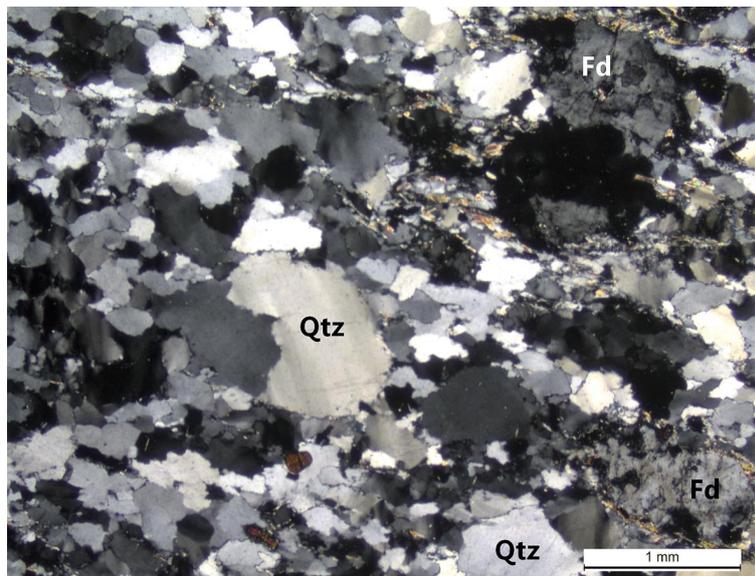
El cuarzo es xenomorfo, tiene extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. El tamaño de los cristales llega a $400\mu\text{m}$, aunque se observan cristales redondeados de mayor tamaño (hasta 2mm) de cuarzo policristalino, distribuidos homogéneamente en la roca. Se puede observar en la sección delgada de la roca GG209 la presencia de un grano policristalino formado por cuarzo (Figura 24A).

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas y encontrándose también diseminados. Los cristales de muscovita pueden presentar orientación en el plano de foliación paralelo a S_0 . Las bandas formadas por muscovita (Metapelita) presentan un ancho de hasta $200\mu\text{m}$ y los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de $250\mu\text{m}$ de largo y hasta $20\mu\text{m}$ de ancho. Cuando la muscovita se presenta formando bandas, el crecimiento de los cristales de cuarzo es limitado por los cristales tabulares de mica, lo que determina un desarrollo aplanado de los cristales, derivando en una foliación más marcada.

Los minerales opacos se encuentran distribuidos en forma uniforme en la roca, son de forma irregular y alcanzan un tamaño de hasta $300\mu\text{m}$, encontrándose ejemplares de 1mm en la muestra GG062.

El feldespato presenta cristales redondeados a subredondeados, con microfracturación, alcanzando tamaños de 2mm y presentando bordes corroídos (Figuras 23, 23, 24 y 25B).

Fig. 22: sección delgada GG113.
Qtz: cuarzo, Fd: feldespato.
Nícoles cruzados.



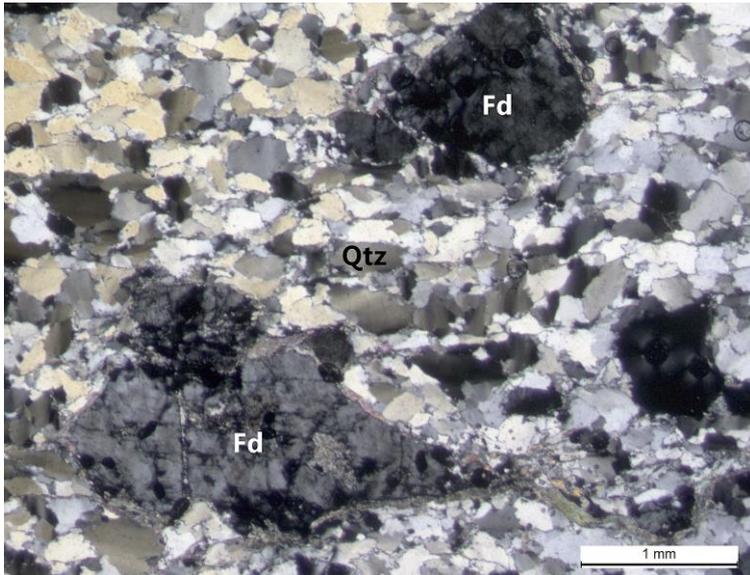


Fig. 23: Sección delgada GG097.
Qtz: cuarzo, Fd: feldespato.
Nícoles cruzados.

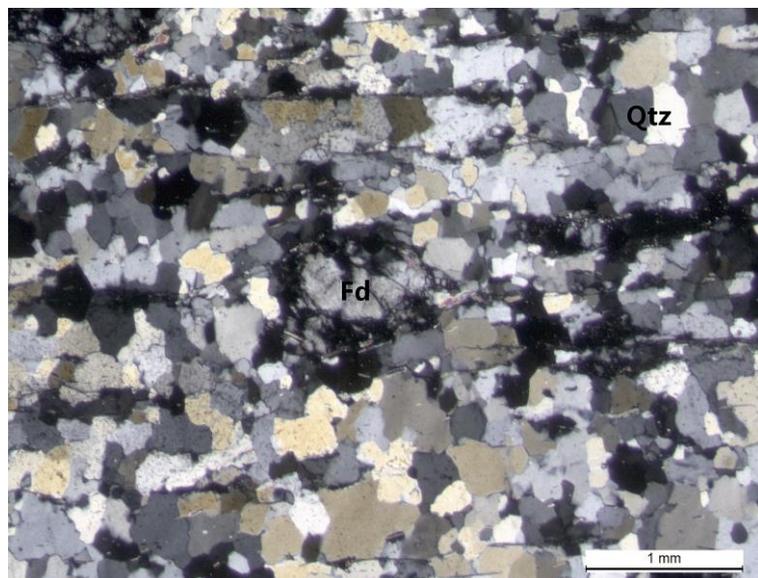


Fig. 24: sección delgada GG148
Qtz: cuarzo, Fd: feldespato
Nícoles cruzados.

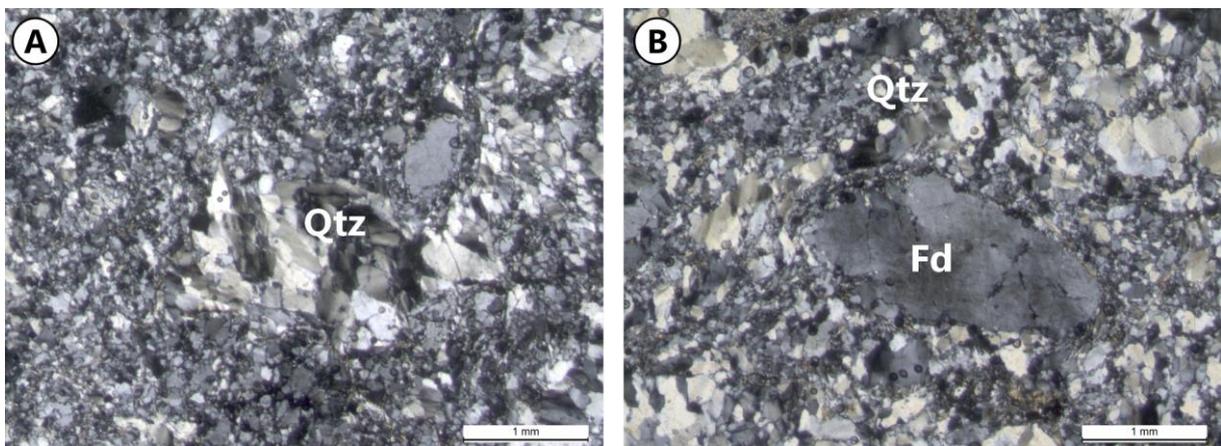


Fig. 25: sección delgada GG209.
A: grano de cuarzo policristalino (Qtz). B: grano de feldespato (Qtz: cuarzo, Fd: feldespato).
Nícoles cruzados.

Meta-arcosa

Los afloramientos de esta litología se presentan en forma de cuerpos blanquecinos a gris oscuro, con una estratificación marcada a escala centimétrica y una potencia promedio de 100m. La estructura predominante es la laminación planoparalela que representa la S_0 (Figura 26), encontrándose en el punto GG193 una estratificación en artesa (Figura 26F), y en los puntos GG052 (Figura 26C), GG191 (Figura 26E) estratificación cruzada de bajo ángulo.

Se presenta como una roca laminada a estratificada, compuesta por cuarzo, feldespato y mica. El tamaño de grano predominante es medio a fino, existiendo casos en que se encuentran tamaños de grano grueso.

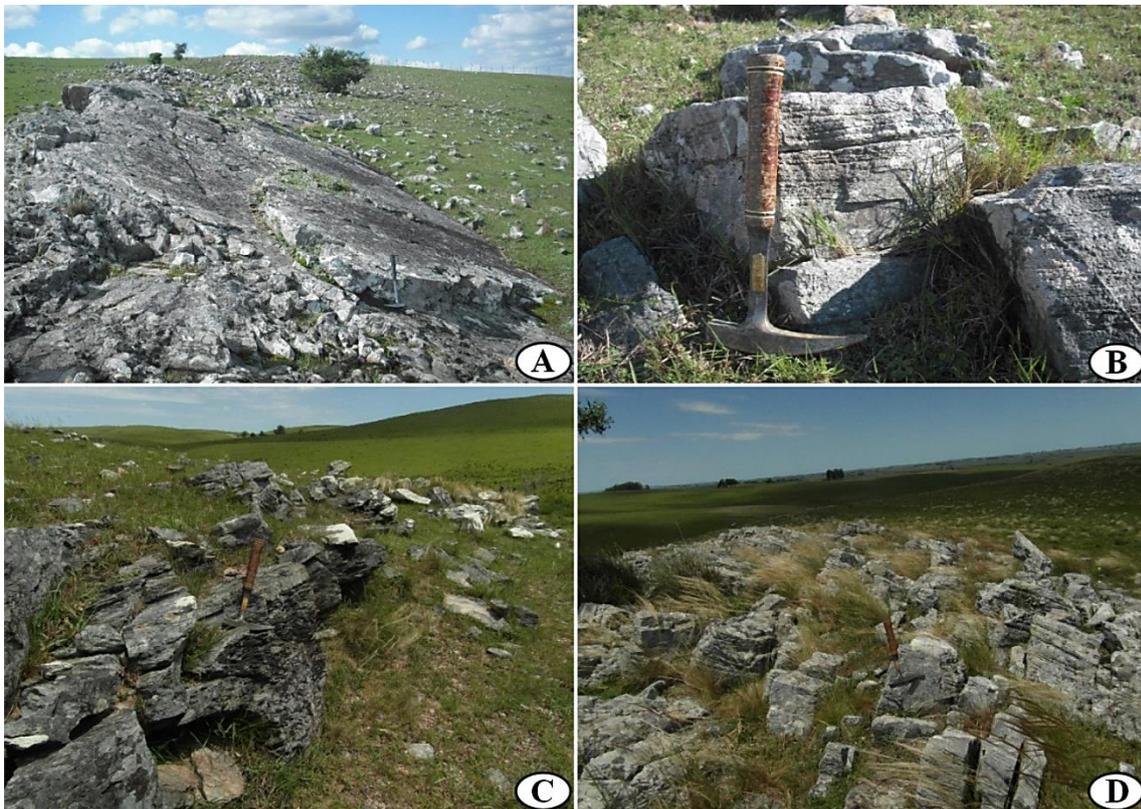


Fig. 26: fotografías de afloramientos de meta-arcosa. Se pueden distinguir niveles de grano grueso a medio, de espesor decimétrico, y otros niveles más finos de espesor centimétrico. A: punto GG052. Vista general de afloramiento en la ladera de un cerro. B: punto GG054. Estratificación horizontal planoparalela. C: punto GG052. Estratificación cruzada de bajo ángulo con truncamiento. D: punto GG107.

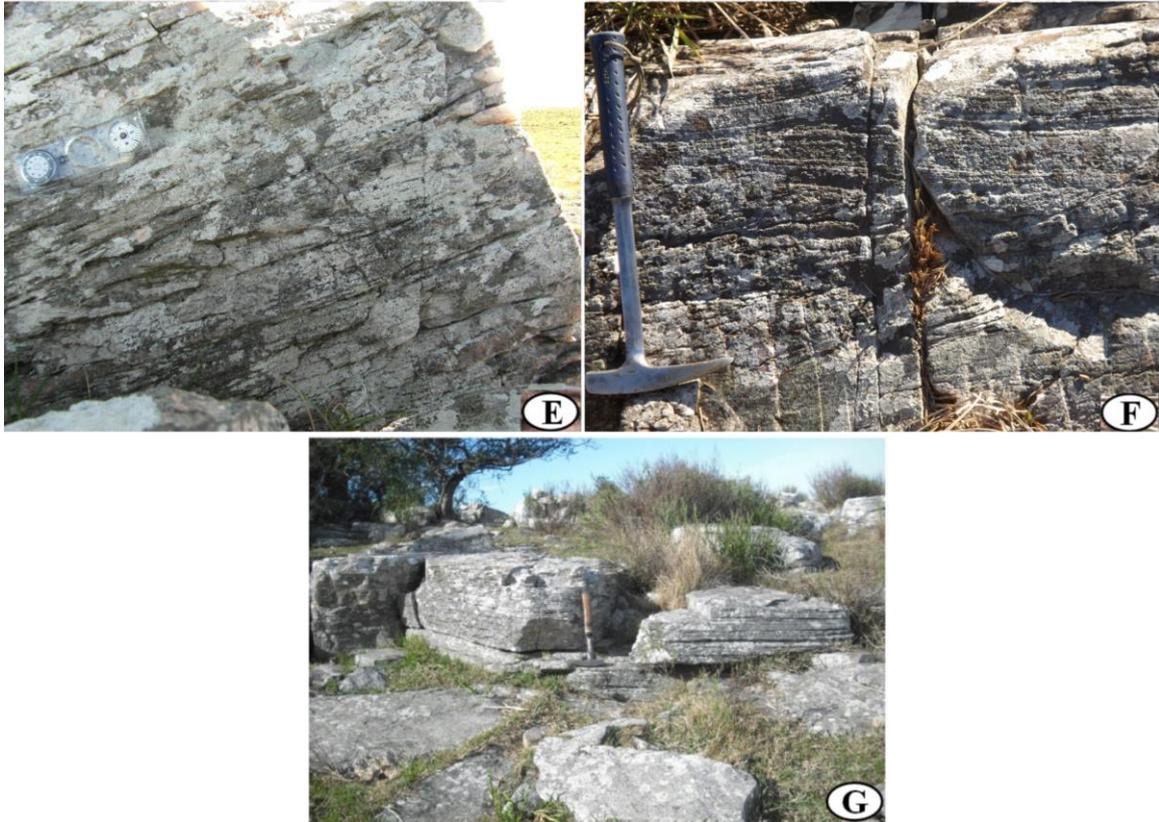


Fig. 26 cont.: fotografías de afloramientos de meta-arcosa. Se pueden distinguir niveles de grano grueso a medio, de espesor decimétrico, y otros niveles más finos de espesor centimétrico. E: punto GG191. Se observa la presencia de un nivel delgado con estratificación cruzada de bajo ángulo. F: punto GG193. Estructura hummocky. G: punto GG214.

En lámina delgada se describe una roca foliada de textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (entre 63% y 78%), plagioclasa (entre 22% y 28%) y encontrándose en algunos casos muscovita (2%) (Figuras 27, 28 y 29).

El cuarzo se presenta de dos formas: a) xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. El tamaño de los cristales varía entre 200 μ m y 300 μ m y b) cristales de mayor tamaño (entre 1,0 y 1,5mm), distribuidos homogéneamente en la roca, con extinción ondulante y borde de subgrano.

La plagioclasa se encuentra en granos redondeados a subredondeados, distribuidos homogéneamente en la roca. Presentan microfracturación, macla polisintética poco definida y alcanzan tamaños de entre 1,5m y 2mm.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre lineación en el plano de foliación y un tamaño máximo de 100 x 20 μ m.

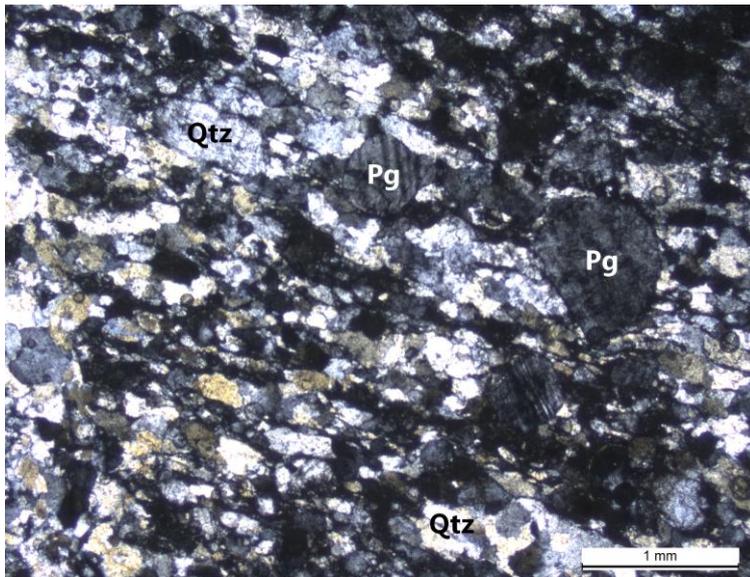


Fig. 27: sección delgada GG107.
Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo
Nícoles cruzados.

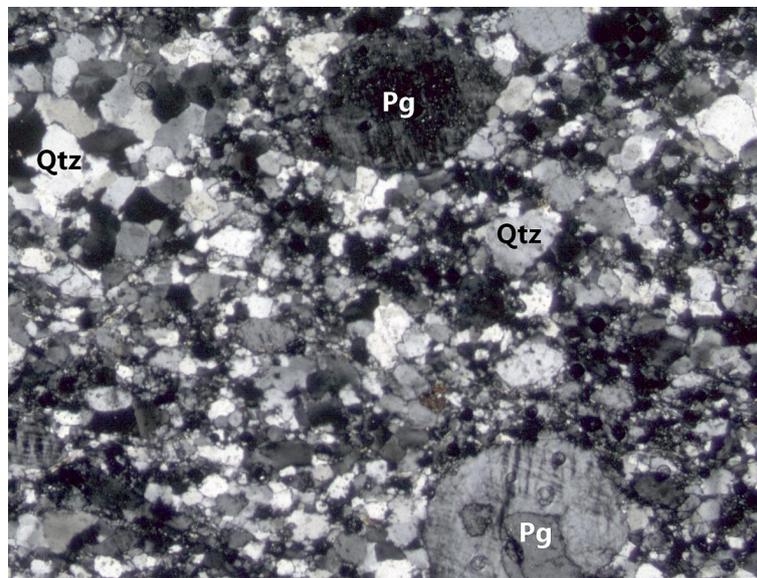


Fig. 28: sección delgada GG218.
Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo
Nícoles cruzados.

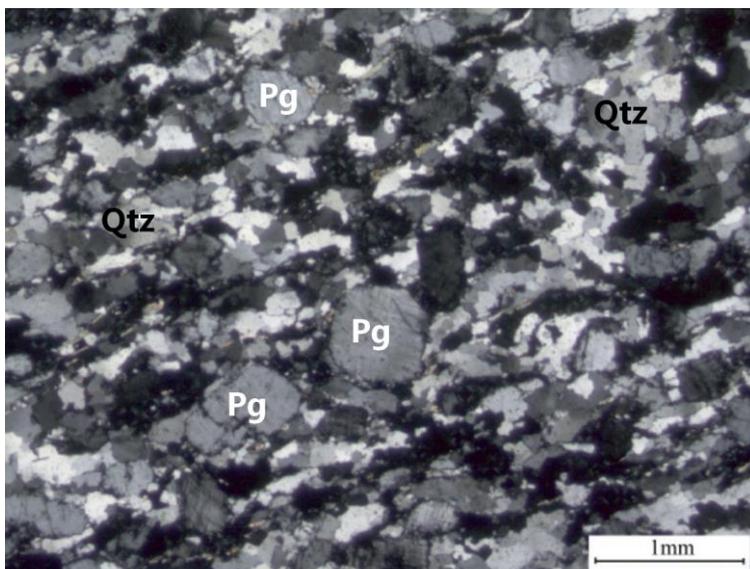


Fig. 29: sección delgada GG214.
Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo.
Nícoles cruzados.

Metaconglomerados

Durante el desarrollo de este trabajo, se identificaron dos cuerpos rocosos compuestos por rocas metaconglomerádicas.

En primer lugar, se definió la presencia de esta litología en la parte centro-W de la zona de estudio, en la parte N-NE de un cerro con forma de "C" invertida. Estos metaconglomerados se presentan formando niveles sedimentarios de 200m de potencia aproximadamente.

Se define como una roca blanquecina, compuesta por un esqueleto con clastos de cuarcita tamaño bloque, subredondeados a subangulosos, de tamaño variable entre 5cm y 20cm, y una matriz compuesta por cuarzo subredondeado medio a fino y mica tabular de tamaño medio a fino (Figura 30).



Fig. 30: fotografías de afloramientos del metaconglomerado Mtg1.

A: afloramiento GG139. B: afloramiento GG142. C: afloramiento GG144. D: afloramiento GG164.

La roca es definida en lámina delgada compuesta por dos dominios bien diferenciados. Un dominio (D1) corresponde al esqueleto, y el otro (D2) a la matriz (Figura 31).

El dominio correspondiente al esqueleto presenta textura granoblástica inequigranular seriada formada por cuarzo (99%) y minerales opacos (1%) (Figura 30).

El cuarzo se presenta con extinción ondulante marcada que desarrolla contactos planos y cristales que llegan a medir 4mm.

Los minerales opacos son subredondeados y se encuentran distribuidos de manera homogénea.

El dominio correspondiente a la matriz está definido por la presencia de cuarzo como único mineral formador. Este mineral forma un mosaico cristalino, xenomorfo, con extinción ondulante poco marcada que desarrolla tamaños de 50µm.

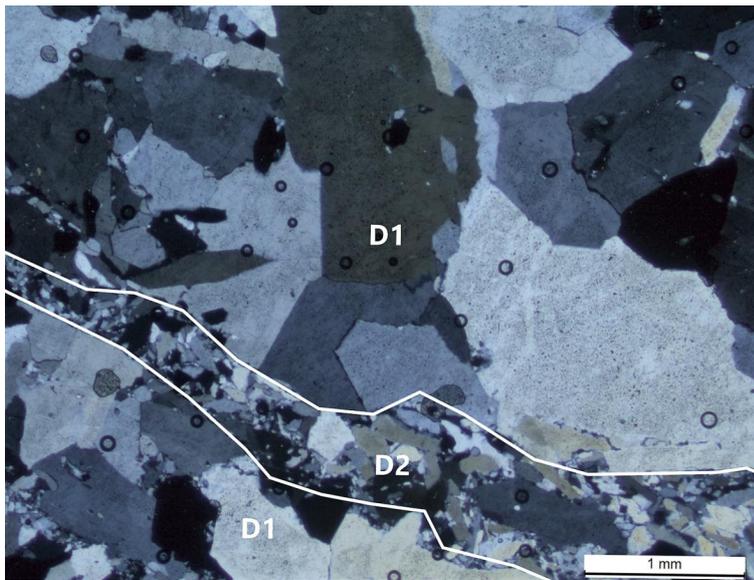


Fig. 31: sección delgada GG142. Se observan las dos formas de cristalización del cuarzo. Nícoles cruzados.

Por otro lado, y conformando en cerro alargado que se desarrolla en casi la totalidad del margen W de la zona de estudio. Este nivel presenta una fuerte foliación N15 y está compuesto por metaconglomerados cuarzo-micáceos de color blanquecino a gris claro. Se puede observar en afloramiento que la roca presenta clastos alargados, paralelos a la foliación, formados por cuarzo, que alcanzan tamaños de orden centimétrico (Figura 38).

Fig. 38: afloramiento GG087.

En la imagen se puede visualizar los clastos de cuarzo elongados (línea punteada) paralelos a la foliación de la roca.



Esta roca presenta textura granolepidoblástica, en la que se distinguen dos dominios diferenciados por el tamaño de los cristales y la mineralogía (Figura 39):

Un dominio (D1) de textura granoblástica inequigranular seriada, caracterizado por la presencia de un 99% de cuarzo. Éste desarrolla cristales xenomorfos que van de 0,5mm a 1,5mm, presentan extinción ondulante poco marcada, puntos triples y desarrollan microfracturación, estando las microfracturas rellenas de cuarzo. La muscovita se presenta en un 1% y se desarrolla en cristales tabulares diseminados.

El otro dominio (D2) es de textura granolepidoblástica inequigranular seriada, caracterizado por la presencia de cuarzo en un 80% del dominio, con cristales xenomorfos, extinción ondulante, borde de subgrano y puntos triples. Los cristales no desarrollan fracturación y son de menor tamaño que el dominio anterior. La muscovita se desarrolla en un 20% del dominio y se presenta de dos formas: como cristales prismáticos diseminados, y como cristales pobremente alineados formando bandas. Estas bandas se encuentran, generalmente, separando los dominios.

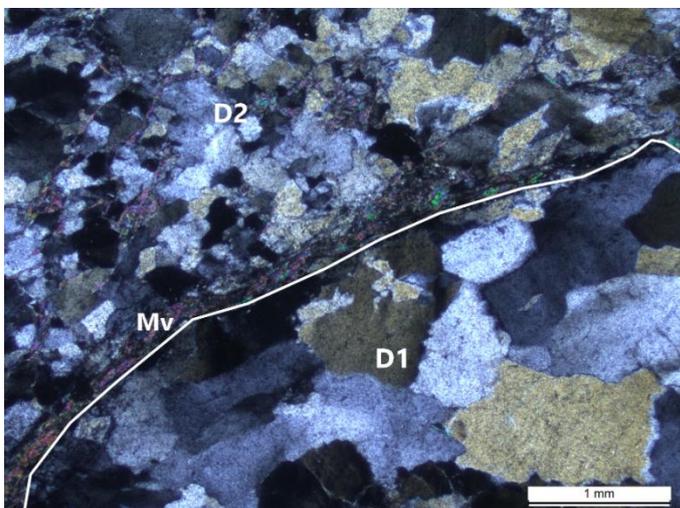


Fig. 39: sección delgada GG080.

Se indican los dos dominios presentes en la roca.

Mv: muscovita

Nícoles cruzados.

Rocas Carbonáticas

Dolarenitas marmóreas

La dolomita es el constituyente principal de estas rocas, con una pequeña proporción de cuarzo.

Se trata de una roca blanquecina a grisácea, mayormente masiva, que desarrolla afloramientos de pequeño tamaño, del orden de los 10m², en general con poco desarrollo vertical, y asociados con cursos menores de agua (Figura 32).

Algunas de estas rocas fueron encontradas en antiguas canteras artesanales, en las que eran extraídas para la fabricación de cal (Figura 31C) o en bloques para ser utilizados en la construcción (Figura 8).

La potencia aparente que presenta esta unidad es variable y va desde 200m a 1300m aproximadamente.

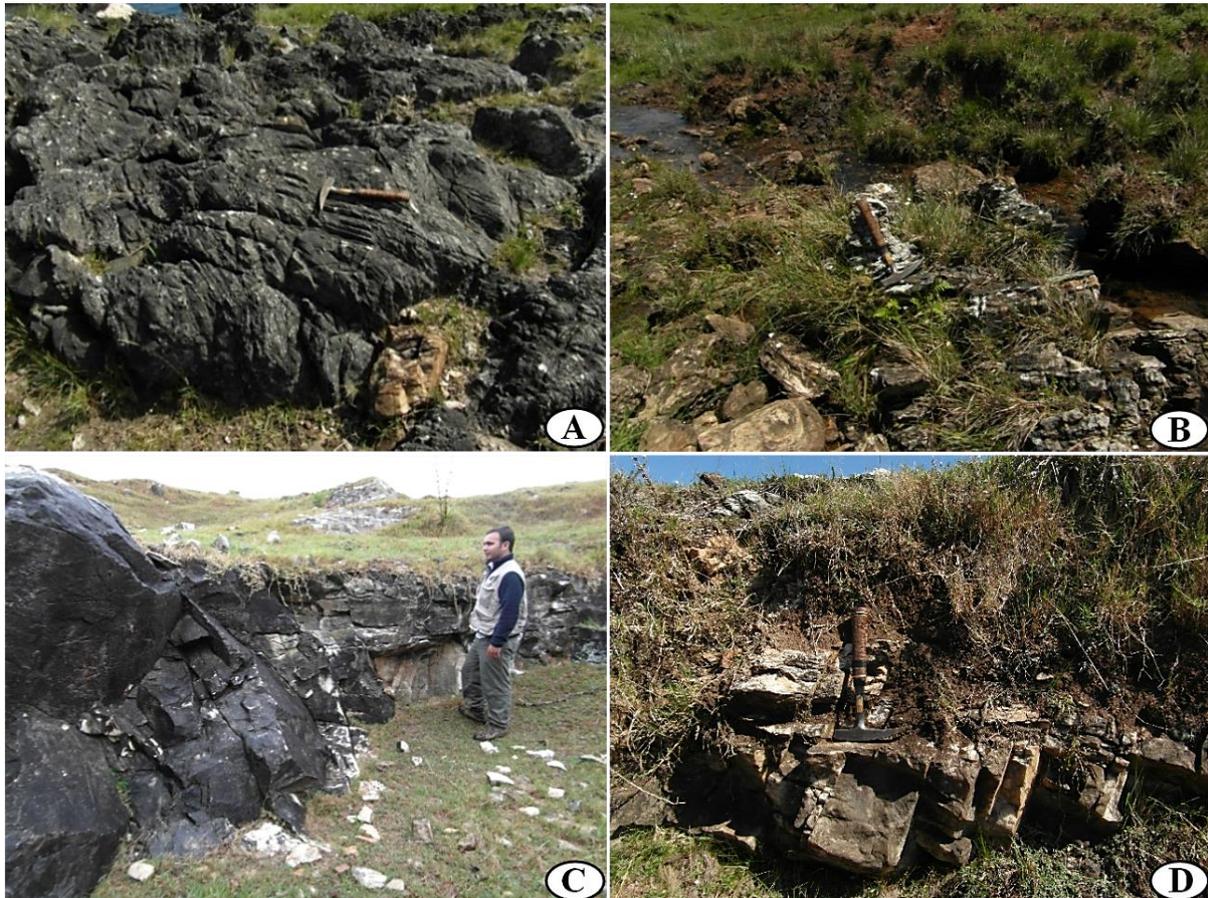


Fig. 32: fotografías de afloramientos de rocas carbonáticas. A: afloramiento GG088. B: afloramiento GG109. C: afloramiento GG170, antigua cantera. D: afloramiento GG178,

Se trata de una roca formada principalmente por dolomita (entre 100% y 50%) y cuarzo ($\leq 50\%$) y, y tremolita ($\leq 8\%$) como mineral subordinado.

La matriz está compuesta por dolomita recristalizada, con cristales de forma rómbica con tamaños variables entre $50\mu\text{m}$ y $150\mu\text{m}$. El esqueleto está definido por cristales dolomíticos de $400\mu\text{m}$, acompañados de cristales de cuarzo subredondeados a redondeados, de tamaños en el entorno de $400\mu\text{m}$, definiendo pequeñas aglomeraciones (Figuras 33 y 34).

La tremolita se presenta en cristales tabulares, con tamaños en el entorno de los $200\mu\text{m}$, generalmente asociándose con las zonas de la roca donde coexiste la dolomita con el cuarzo.

Debido a la paragénesis tremolita+cuarzo+dolomita, se define para esta litología un metamorfismo que se ubica en el rango desde esquistos verdes a anfibolita (Bucher & Grapes, 2011).

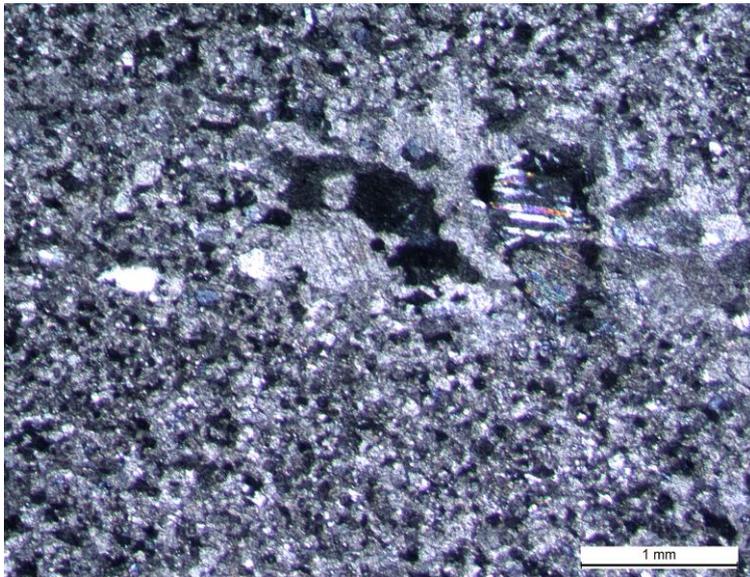
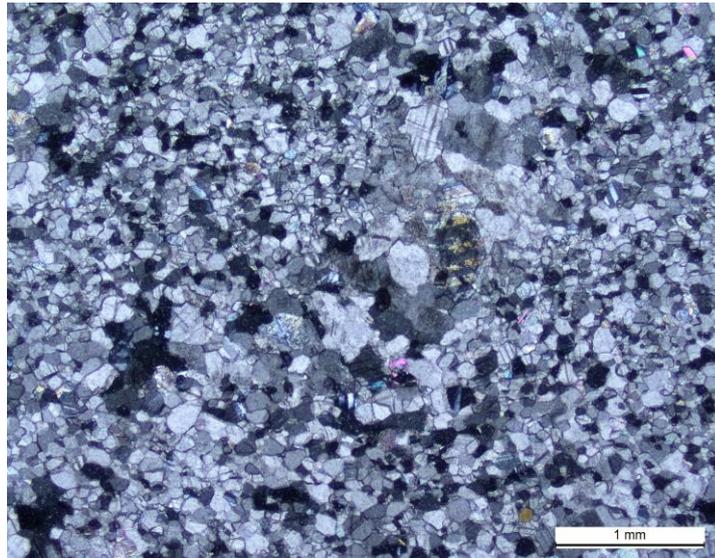


Fig. 33: sección delgada GG176
Se puede ver, en la parte central de la fotografía, una acumulación de cristales de dolomita de tamaño del orden de los $400\mu\text{m}$, posiblemente generados por recristalización.
Nícoles cruzados.

Fig. 34: sección delgada GG179.
Se puede ver, en la parte central de la fotografía recristalización de dolomita de tamaño del orden de los 100 μ m.
Nícoles cruzados.



Dolomías estromatolíticas

Asociado a las litologías carbonáticas, se describe el registro de material fosilífero correspondiente a estromatolitos. Se trata de estromatolitos planares y se pueden diferenciar en muestra de mano (Figura 35) y en lámina delgada (Figura 38) los distintos niveles de escala milimétrica a centimétrica que componen la roca, correspondientes a la laminación microbiana presente.

Se observa en la fotografía de la Figura 36, un corte de una muestra de mano correspondiente a esta litología, en el cual se observan los distintos niveles determinados por la génesis bio-sedimentaria de esta roca.



Fig. 35: corte de una muestra de mano de una dolomía estromatolítica, mostrando estromatolitos planares e incipientes domos (flecha).

En lámina delgada (Figura 36) es posible observar los distintos niveles de esta roca y realizar la descripción mineralógica de ambos. Se describe la presencia de la laminación microbiana representada por la alternancia de niveles de dolomía cuarzosa (que son el generados por procesos de sedimentación) y niveles oscuros, ricos en materia orgánica, generados por el crecimiento de los organismo unicelulares constituyentes (cianobacterias).

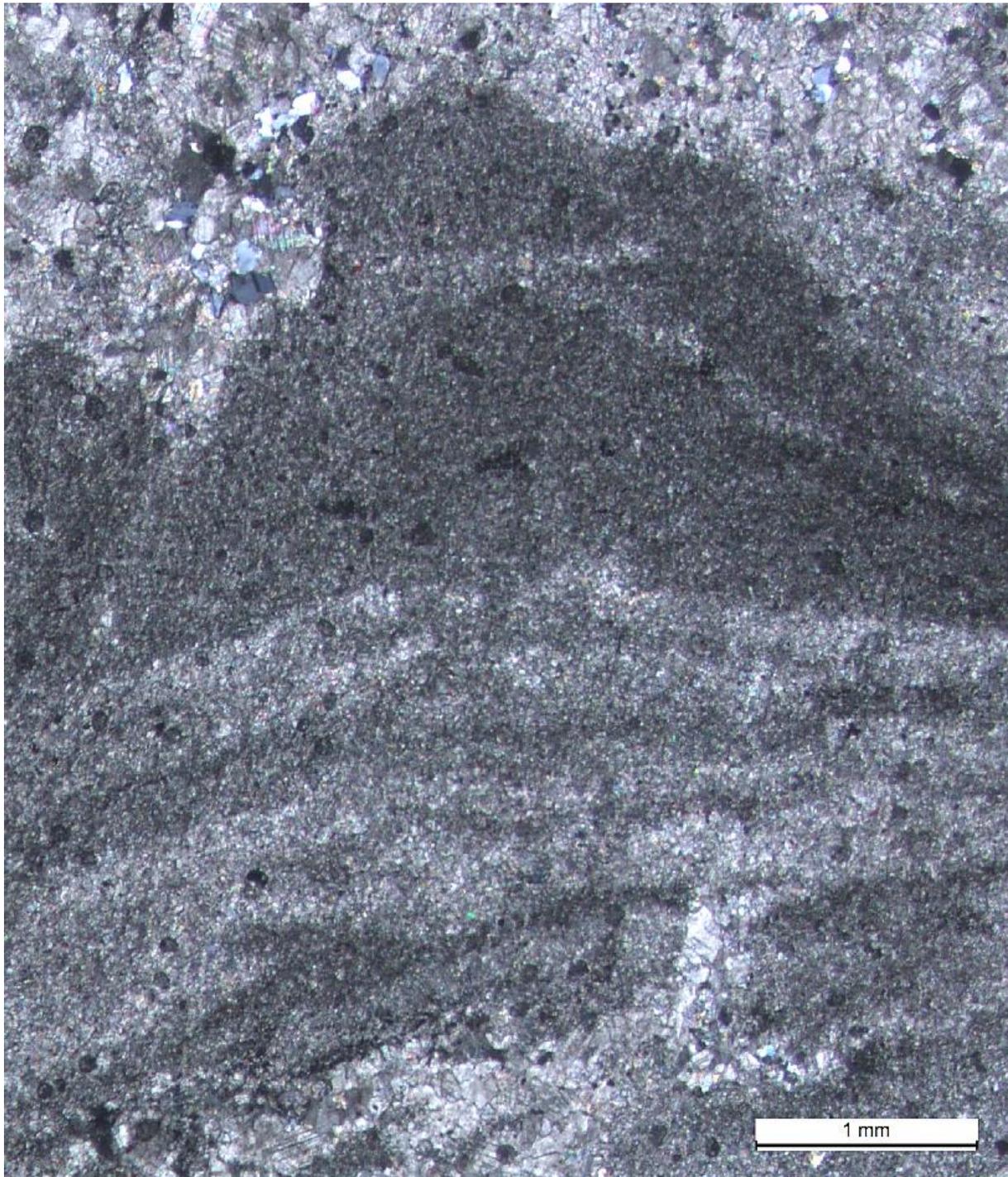


Fig. 36: lamina delgada de la dolomía estromatolítica perteneciente a la Formación Cerro de Villalba. Nícoles cruzados.

Niveles siliciclásticos intercalados

Relacionado con el nivel carbonático, se describe la presencia de niveles arenosos, compuesto por metarenisca de grano fino a medio y formando lentes de 250m de espesor máximo, dispuestos con rumbo general NS en el sector NW de la zona de estudio, variando a NE en el sector centro-norte. Se observa, relacionado a este último registro, la presencia de un pliegue que se interpreta como causado por la falla que inmediatamente al S corta el nivel de metareniscas micáceas (Figura 37).



Fig. 37: afloramiento GG023. Vista lateral (desde el N) del cerro formado por las metareniscas intercaladas en la Formación. Cerro de Villalba.

6.4. Litoestratigrafía

6.4.1. Cortes geológicos

Se realizaron dos secciones geológicas para representar gráficamente la disposición en profundidad de las unidades geológicas. Se escogió la localización de cada corte de forma de mostrar la relación del basamento con la cobertura y la posición estratigráfica de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ realizados en rocas carbonáticas (Figura 40).

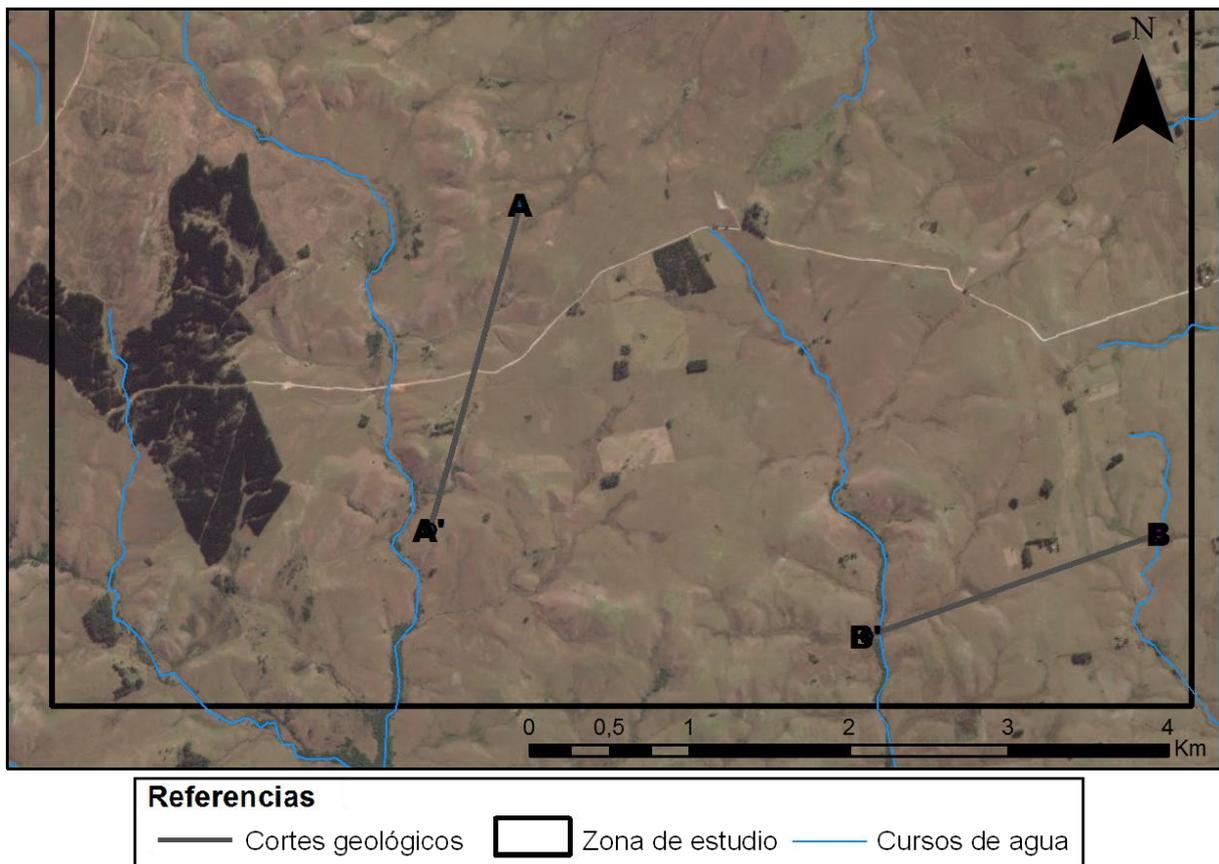


Fig. 40: imagen satelital de la porción centro-sur de la zona de estudio mostrando la ubicación de los cortes geológicos. Imagen satelital tomada del software Arcgis.

El corte A-A' tiene una longitud de 2Km aproximadamente, con dirección SSW-NNE y atraviesa litologías tonalíticas, cuarzo-feldespáticas, dolomíticas y cuarzo-micáceas, con buzamiento general hacia el S (Figura 41). La presencia de la unidad formada por actinolitas y esquistos a granate resulta de la fotointerpretación, observando la continuidad de ésta hasta la posición correspondiente al corte A-A', ya que no se identificaron afloramientos de esa litología en esa porción específica de la zona de estudio.

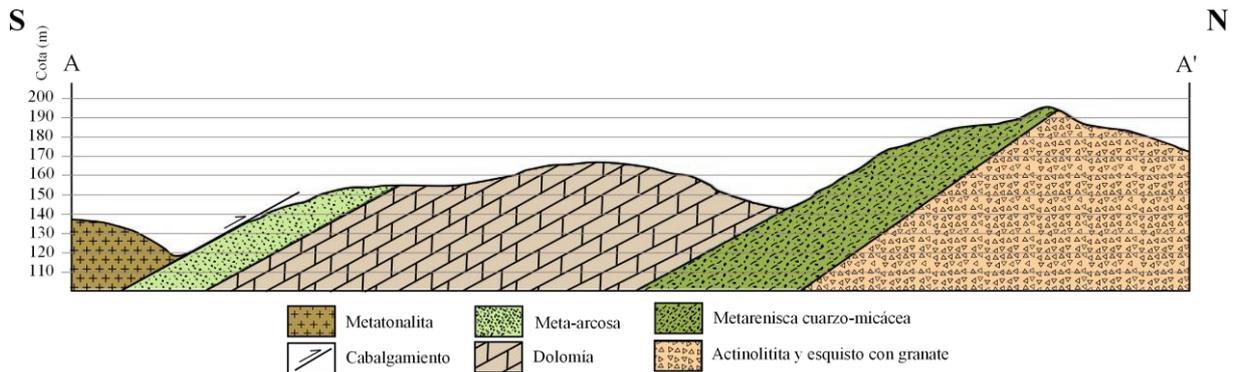


Fig. 41: sección geológica A-A'

El corte B-B' tiene una longitud de 1,5Km aproximadamente, con dirección WSW-ENE y atraviesa litologías tonalíticas, cuarzo-feldespáticas, dolomíticas y cuarzo-micáceas, con buzamiento general hacia el SW (Figura 42). La presencia de la unidad formada por actinolitas y esquistos a granate en este caso también proviene de la fotointerpretación.

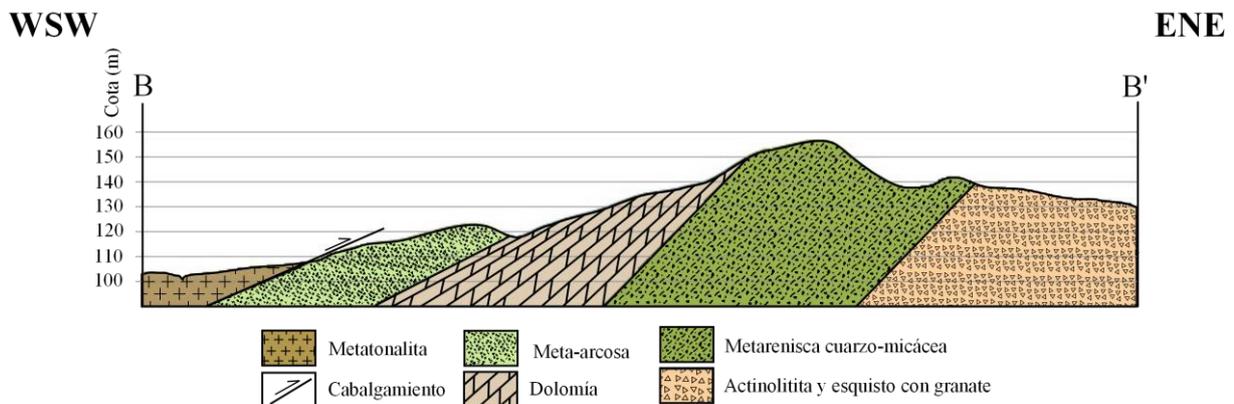


Fig. 42: sección geológica B-B'

6.4.2. Columna estratigráfica

A partir de los cortes geológicos realizados (A-A' y B-B') y de los indicadores geopetales, se obtiene una columna estratigráfica que describe la distribución vertical de cada unidad geológica (Figura 43).

En el capítulo "Discusión" se explica los motivos de correlacionar la sucesión estudiada con el Grupo Cebollatí de Gaucher et al. (2010, 2014b).

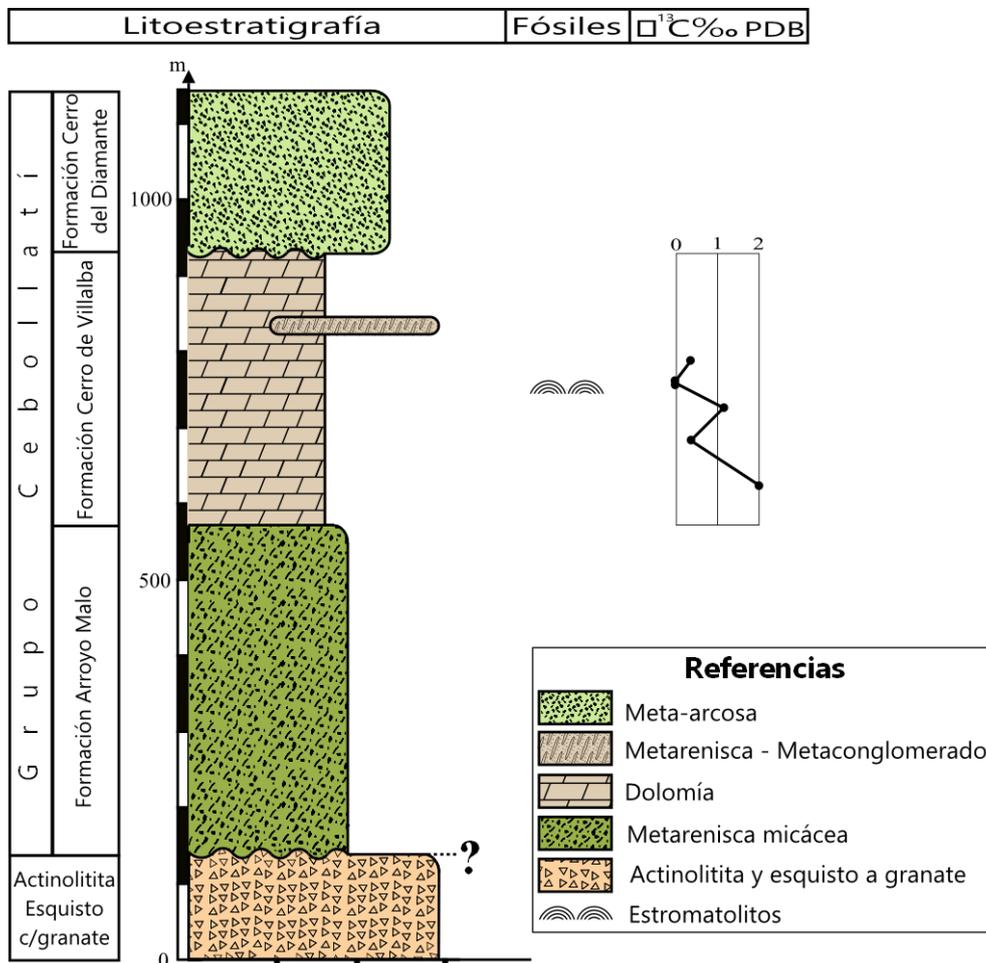


Fig. 43: columna estratigráfica representativa de la secuencia sedimentaria, mostrándose la unidad posiblemente subyacente (basamento). Se adjunta el perfil quimioestratigráfico $\delta^{13}\text{C}$ y la ubicación del registro fósil encontrado.

6.5. Quimioestratigrafía

Los isótopos estables de carbono (^{12}C y ^{13}C) se fraccionan en ambientes superficiales, principalmente por la acción de la fotosíntesis, y por lo tanto se puede tomar como un indicador indirecto de paleoambientes. Durante la fotosíntesis, las plantas fraccionan la relación isotópica del carbono existente, absorbiendo ^{12}C preferentemente al ^{13}C (Hoefs, 2004)

De este modo, relacionado a las extinciones masivas, a menudo se determinan $\delta^{13}\text{C}$ negativos haciendo referencia a una disminución en la bioproductividad y de la liberación de ^{12}C al entorno. Por otro lado, un aumento en la productividad de las plantas terrestres o del plancton marino produce una mayor captación del isótopo liviano del carbono, determinando $\delta^{13}\text{C}$ positivos.

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ se expresa en partes por mil (‰). Estos fraccionamientos representan la porción del isótopo pesado y el isótopo liviano de la muestra respecto al estándar. Éstos se calculan según la siguiente fórmula:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{muestra}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{estándar}}} - 1 \right) * 1000 \text{ ‰}$$

La relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$ se mide contra el estándar Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB), el que presenta una relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de 0.0112372.

Con la finalidad de construir un perfil quimioestratigráfico $\delta^{13}\text{C}$ para el registro carbonático presente en la zona de estudio, se realizó el análisis isotópico de 11 muestras pertenecientes a dicha unidad geológica.

Se muestra en la Figura 42 la columna estratigráfica de la secuencia sedimentaria estudiada en este trabajo, a la que se adjuntan los datos de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en el análisis de las rocas carbonáticas pertenecientes a la Formación Cerro de Villalba. Los resultados de este análisis se presentan en la tabla II.

Los datos con los que se construye el perfil quimioestratigráfico pertenecen a las muestras GG169, GG170, GG189, GG190, GG195A y GG195B. La razón de la elección de las muestras para estos estudios será tratada en la discusión.

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ V PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ V_{SMOW}
GG088	2,36	-2,68	28,10
GG146	2.05	-3.18	27.58
GG169	0.34	-5.49	25.19
GG170	2.03	-3.05	27.72
GG176	2.60	-4.81	25.90
GG178	2.16	-5.11	25.60
GG179	2.28	-4.84	25.87
GG180	2.79	-3.74	27.01
GG189	1.13	-3.28	27.47
GG190	0.35	-8.73	21.86
GG195A	-0.18	-4.16	26.57
GG195B	-0.09	-4.03	26.70

Tabla II: datos isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB, $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB y $\delta^{18}\text{O}$ ‰ V_{SMOW} de las rocas carbonáticas seleccionadas. Se marca en negrita los puntos seleccionados para la realización del perfil $\delta^{13}\text{C}$ representativo de la unidad descrita en la zona de trabajo.

6.6. Ambiente de depositación de las rocas carbonáticas

Haciendo referencia a la clasificación de rocas carbonáticas descrita por Hudson, 1977, se plotean los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ (Tabla II) de las muestras analizadas en este trabajo, en el diagrama de la Figura 44.

De este modo se puede determinar que la totalidad de las muestras se encuentran dentro del área 8, correspondiente a carbonatos marinos comunes, y la casi totalidad en el campo 10, que representa el promedio de carbonatos marinos.

Por otro lado, la presencia de estromatolitos indica ambientes de aguas someras (Logan et al. 1964), al menos para la parte de la Formación Cerro de Villalba.

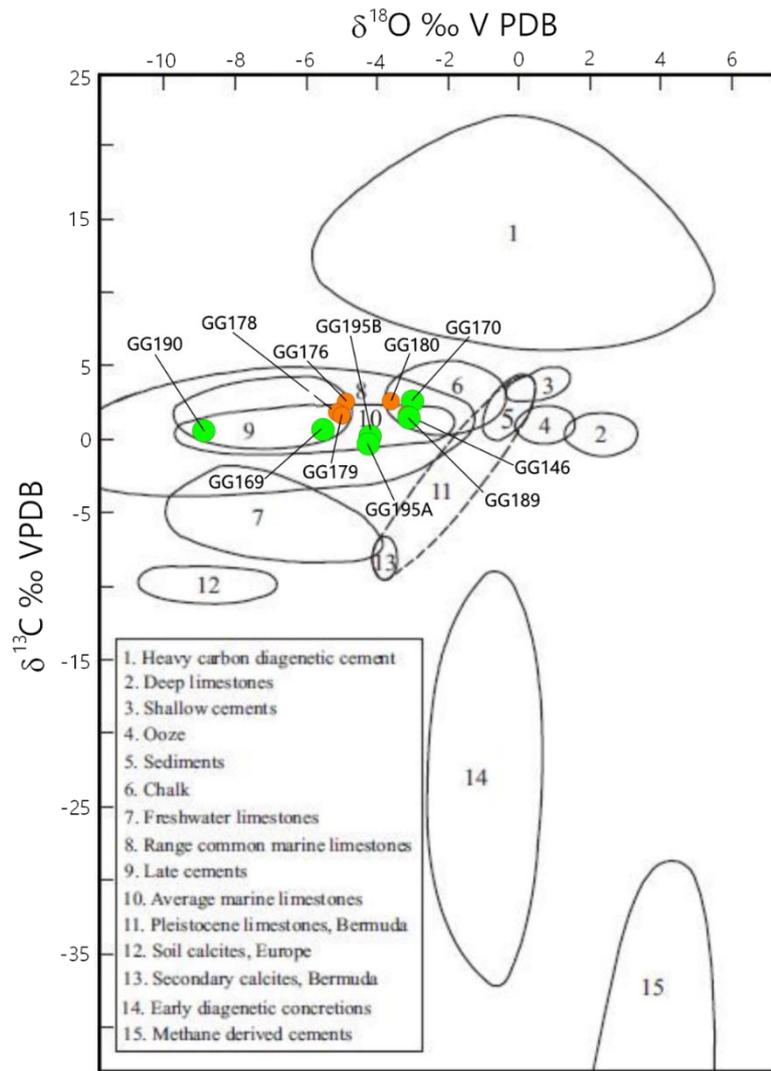


Fig. 44: diagrama $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ para las dolomías estudiadas en este trabajo y los diferentes campos de rocas carbonáticas propuesto por Hudson (1977) (modificado de Hudson 1977). Se señalan en verde las muestras utilizadas para la construcción del perfil $\delta^{13}\text{C}$ en este trabajo.

6.7. Geocronología - Separación de circones

Con el cometido de obtener un concentrado de minerales de circón para realizar la datación U-Pb de la o las rocas madre de las rocas metasedimentarias encontradas, se llevó a cabo la separación de estos minerales siguiendo la metodología descrita en el capítulo "materiales y métodos".

Como resultado, se obtuvieron dos concentrados de circones, uno perteneciente a la Formación Arroyo Malo y otro a la Formación Cerro del Diamante:

- En la Figura 45 se muestra el concentrado de cristales de circón pertenecientes a la Formación Arroyo Malo. Los cristales de circón de esta roca son subangulosos a angulosos y se presentan en varios tamaños: de 0,1mm a 0,4mm.



Fig. 45: concentrado de circones - Formación Arroyo Malo.

- En la Figura 46 se muestra el concentrado de cristales de circón pertenecientes a la Formación Cerro del Diamante. Respecto a los circones pertenecientes a esta litología, se encuentran en dos tamaños predominantes: de 0,1mm a 0,2mm y de 4mm. Los cristales de 0,1mm a 0,2mm, presentan forma general subangulosa a angulosa y los cristales de mayor tamaño (0,4mm), presentan forma general subredondeada a subangulosa.



Fig. 46: concentrado circones - Formación Cerro del Diamante.

7. Discusión

7.1. Polaridad de los estratos

Al momento de correlacionar las unidades geológicas descritas en la zona de estudio con unidades geológicas definidas en otros trabajos para zonas adyacentes, un punto importante fue la definición de la polaridad de la secuencia.

La determinación de la polaridad de la secuencia se abordó analizando las estructuras sedimentarias presentes en las rocas.

En el afloramiento GG193 (Figura 47) es posible observar la presencia de estratificación cruzada en artesas. Esta es la principal estructura para determinar la polaridad normal de la secuencia, ya que la concavidad de la estructura apunta hacia arriba.



Fig. 47: afloramiento GG193. Se observa la estratificación cruzada en artesas utilizada para definir la polaridad del estrato de metarenisca.

Observando la estructura encontrada en el afloramiento GG193 (Figura 47) es posible determinar que la polaridad de la secuencia metasedimentaria es normal, y por lo tanto, que el basamento se encuentra en el centro-noreste y en el E de la zona de trabajo.

Así también, se cuenta con otros afloramientos en los cuales se observan estratificación cruzada de bajo ángulo.

En la Figura 48 es posible observar la estratificación cruzada de bajo ángulo con truncamiento presente en el punto GG052.

En la Figura 49 se puede observar en la muestra GG191, la presencia de un nivel delgado con estratificación cruzada de bajo ángulo.

En la Figura 50 puede observarse la estratificación de bajo ángulo truncada en el tope, observada en el punto GG241.



Fig. 48: afloramiento GG052. Estratificación cruzada de bajo ángulo con truncamiento.



Fig. 49: afloramiento GG191. Nivel delgado que presenta estratificación cruzada de bajo ángulo.



Fig. 50: afloramiento GG241. Estratificación de bajo ángulo con truncamiento.

7.2. *Macroestructuras*

A escala de fotografía aérea se observan varios registros de actividad tectónica que definen la presencia de dos familias de fallas y un pliegue que involucra a toda la secuencia metasedimentaria (Figura 10 y mapa adjunto).

El registro encontrado en el N de la zona de estudio está compuesto por un conjunto de fallas dextrales subparalelas que afectan a la secuencia metasedimentaria, de manera que el desplazamiento relativo aumenta hacia el E. Este aumento del desplazamiento se interpreta como consecuencia del cambio de posición respecto al pliegue, atenuándose hacia la charnela (150m aprox.) y presentando mayores registros hacia el flanco NE (4km aprox.).

La falla de naturaleza sinistral ubicada hacia el N en el registro encontrado en el centro-oeste de la zona de estudio es interpretada como el alivio al esfuerzo, asociándose con zonas de liberación de energía acumulada.

Es posible que estos dos registros se encuentren genéticamente asociados y, a su vez, sean causados por el evento tectónico que dio origen a la zona de cizalla Sarandí del Yí, generado por un esfuerzo de dirección general N-S, hace 1250 Ma. (Bossi, J. & Campal, N., 1992), ya que se encuentran similitudes en cuanto a la dinámica dextral y al rumbo ~N170.

Este mismo evento podría estar asociado con la génesis del cabalgamiento que se describe en el S de la zona de estudio, con vergencia al S, y que dispone litologías del basamento sobre la litología de la parte superior de la cobertura (Formación Cerro del Diamante, Grupo Cebollatí, Figura 51)



Fig. 51: afloramiento GG055. Pegmatitas subhorizontales en cabalgamiento sobre areniscas

En el mapa, el cabalgamiento se posiciona en el contacto entre la unidad geológica compuesta por metatonalitas y la unidad geológica compuesta por metaarcosas. Sin embargo, se observa que el afloramiento de pegmatitas subhorizontales se encuentra 500 metros al sur de este contacto. Se extrapola, entonces, hacia el N la existencia de esta estructura hasta el contacto antes mencionado, con la finalidad de ubicar el contacto tectónico donde se observa en campo, el mayor contraste topográfico.

En cuanto al fallamiento, el registro encontrado en el S de la zona de estudio está representado por fallas de rumbo de dinámica dextral y con dirección N70. Estas fallas se asocian genéticamente con el Cabalgamiento Zapicán (esfuerzo NW-SE), que ocurrió hacia los $1253,1 \pm 32,2$ Ma. (Bossi et al., 1998).

En el punto GG241, es posible observar un cerro compuesto por metareniscas micáceas pertenecientes a la Formación Arroyo Malo (base del Grupo Cebollatí), con rumbo N45° y buzamiento 50°NW (Figura 52). Ésta se apoya con discordancia erosiva y angular sobre metagabros (Complejo La China) que se encuentran subhorizontales (Figura 53).

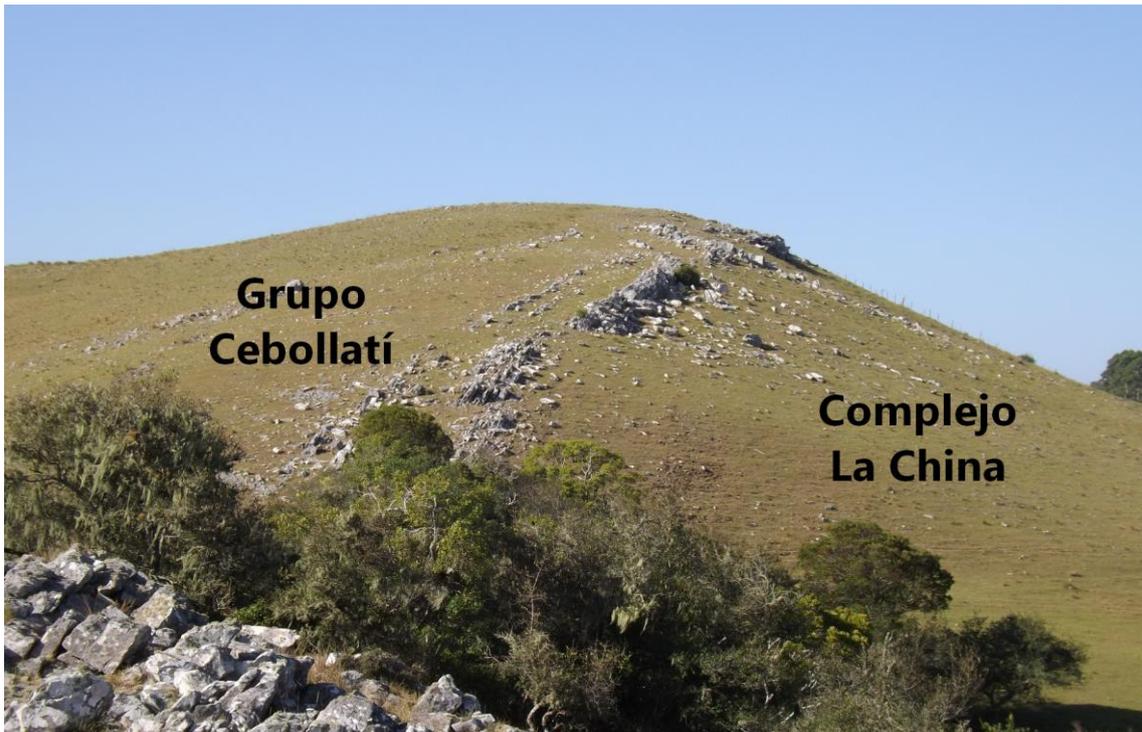


Fig. 52: vista lateral del cerro compuesto por metareniscas micáceas (Formación. Arroyo Malo, Grupo Cebollatí), las que se apoyan discordantemente sobre el basamento (Cjo. La China).



Fig. 53: afloramiento en una cañada de metagabro con foliación subhorizontal.

7.3. Litoestratigrafía y correlación geológica

De este modo, la unidad geológica formada por actinolitas (metagabros) y esquistos a granate representaría el basamento de la secuencia metasedimentaria estudiada en el presente trabajo, la cual se puede correlacionar con el Complejo La China por encontrarse similitudes petrográficas, salvo por los esquistos (Hartmann et al. 2001, Gaucher et al. 2014b).

Por encima de este basamento, y en discordancia erosiva, se define la presencia de la sucesión metasedimentaria estudiada en el presente trabajo y correlacionada con el Grupo Cebollatí. Ésta se desarrolla presentando buzamiento hacia afuera del domo conformado por el basamento en el centro del área, y se correlacionan las unidades definidas en la zona de estudio con las formaciones Arroyo Malo, Cerro de Villalba y Cerro del Diamante.

- Para la Formación Arroyo Malo (base del Grupo Cebollatí), se incluyen areniscas cuarzo-micáceas de grano fino a medio, de color blanquecino a gris claro, con estratificación horizontal planoparalela. Este registro muestra diferencias al definido para la Formación Arroyo Malo por parte de Gaucher et al. (2010), quienes la definen conformada por areniscas cuarzosas finas amarillentas, bien seleccionadas, presentando ripples asimétricos, estratos con gradación normal y artesas. En Castiglioni (2005) y Gaucher et al. (1996) se define que existe un cambio de facies de S a N, donde hacia el S el registro se hace más espeso e incluye intercalaciones pelíticas, y hacia el N se hace más delgado y contiene únicamente areniscas. Se define la presencia de dos afloramientos de metapelita (GG099 y GG260) asociados a este nivel de metarenisca, pero no es posible diferenciar un nivel estratigráfico de importancia, debido a su reducido desarrollo areal.

Se suma en este registro, la presencia de metaconglomerados de esqueleto cuarcítico y matriz cuarzo-micácea en relación lateral con la litología antes descripta.

Se podría interpretar entonces, el registro geológico compuesto por areniscas cuarzo-micáceas de grano fino a medio, de color blanquecino a gris claro, con estratificación horizontal planoparalela y el conglomerado cuarcítico blanquecino como incluido en dicho registro (Formación Arroyo Malo).

- Para la Formación Cerro de Villalba, se definen dolarenitas compuestas por dolomita recristalizada, cuarzo y tremolita, formando cuerpos blanquecinos a grisáceos, mayormente masivos, conformando afloramientos de poco desarrollo y por dolomías estromatolíticas. En cuanto a lo definido por Gaucher et al. (1996), la Formación Cerro de Villalba se define compuesta por dolomías rojas, blancas y grises, estratificadas, recristalizadas y con 0,5 a 20% de terrígenos.

Se encuentran similitudes en las litologías estudiadas en este trabajo y las incluidas en la Formación Cerro de Villalba por parte de Gaucher et al. (1996). Ambos registros está compuesto por dolomías blanquecinas a grisáceas, con recristalización, y con una proporción importante de terrígenos, que en el caso de las litologías estudiadas en el presente trabajo, asciende al 50%.

Cabe destacar que esta unidad carbonática presenta estromatolitos como registro fosilífero. Este dato fue de suma importancia al correlacionar la unidad con unidades ya definidas.

Por lo tanto, esta unidad no es correlacionable con las formaciones Yermal y Polanco del Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher et al. 1996), en las que no se describe la presencia de este material fosilífero. Así también, se encuentran diferencias a nivel litológico y estratigráfico.

La Formación Yermal está definida como una secuencia siliciclástica grano y estratodecreciente, conformada por areniscas en la base, que pasan a intercalaciones de pelitas y areniscas en la parte media y pelitas en el tercio superior de la unidad. Las areniscas varían de composición desde arcosas a cuarzoarenitas (Blanco et al., 2009). En la parte media, son muy características las intercalaciones de estratos decimétricos de areniscas blanquecinas gradadas con limolitas gris azulado (Chiglino 2006). Se observan carbonatos intercalados en la parte superior de la Formación Yermal, de composición predominantemente dolomítica y potencia de hasta algunas decenas de metros (Gaucher et al. 2004, 2008). La Formación Yermal tiene una importante riqueza fosilífera, incluyendo fósiles esqueletales y acritarcas.

La Formación Polanco se compone de carbonatos puros, prácticamente si intercalaciones siliciclásticas. Las litologías integrantes se caracterizan por poseer abundante materia orgánica, que les da un color gris azulado a negro. Las rocas más características son las ritmitas caliza-dolomía, descritas por Gaucher (2000). Los fósiles son relativamente escasos, y no se incluyen estromatolitos (Gaucher & Poiré, 2009 y Gaucher, 2000).

Pese a que la Formación Cerro Victoria (Grupo Arroyo del Soldado) está compuesta por dolomías estromatolíticas y dolarenitas (Gaucher et al., 2007), estas están

acompañadas por dolarenitas oolíticas y brechas dolomíticas intraformacionales, las cuales no se registran en las rocas carbonáticas estudiadas en la zona de estudio. Asimismo, la Formación Cerro Victoria, presenta abundante cantidad de ooides retrabajados, con estratificación cruzada tipo hummocky e intracalastos estromatolíticos, no encontrándose estos registros en la formación carbonática relevada en este trabajo. Finalmente, las dolomías de la Formación Cerro Victoria presentan paragénesis sedimentaria, en contraste con la paragénesis dolomía+tremolita+cuarzo observada en el presenta trabajo.

Se agregan a esta unidad, intercalaciones de areniscas de espesor variable (no superior a 100m), medias a gruesas, de color blanquecino, con estratificación plano-paralela. De igual forma, se define la presencia de un nivel metaconglomerádico intercalado en la formación carbonática. Esta litología desarrolla un cerro alargado, de potencia no superior a los 200m, el cual se hace presente en casi la totalidad del margen W de la zona de estudio, con una fuerte foliación de rumbo general N15.

Se infiere que esta foliación es causada por el cabalgamiento Zapicán, el cual se desarrolla cercano al extremo NW de la zona de estudio y con una dirección similar (N30).

- Para la Formación Cerro del Diamante (tope del Grupo Cebollatí) se incluyen meta-arcosas medias a gruesas, compuestas por cuarzo (63 a 78%) y plagioclasa (22 a 28%) y en algunos casos muscovita (2%), que conforman cuerpos rocosos blanquecinos a gris oscuros, con estratificación planoparalela marcada a escala centimétrica. Este registro presenta diferencias con la Formación Cerro del Diamante en cuanto a litología, la cual es definida por Castiglioni (2005) compuesta por pelitas en la base, conglomerados de matriz arenosa, clasto-soportados, con clastos centimétricos (diámetro máximo: 25cm.), bien redondeados y seleccionados, compuestos por cuarcitas blanquecinas, y en menor proporción granitoides rosados y areniscas anaranjadas ferruginosas hacia el tope.

Es posible asignar las rocas descritas en el presenta trabajo como un registro asociado lateralmente a las litologías definidas para la Formación Cerro del Diamante.

Respecto al bloque cartografiado en el S de la zona de trabajo, compuesto por metatonalitas y cabalgado sobre la secuencia metasedimentaria, se estima que podría correlacionarse con el Complejo La China. Esto se hace teniendo en cuenta la ocurrencia de metatonalitas, que son las litologías más características del Complejo La China (Hartmann et al. 2001).

7.4. Perfil quimioestratigráfico

Se realizó el perfil quimioestratigráfico de $\delta^{13}\text{C}$ utilizando únicamente los valores de las muestras GG170, GG169, GG189, GG195B, GG195A y GG190, ya que son representativos de los diferentes niveles estratigráficos de la Formación Cerro de Villalba (Figura 54). Se ubica estratigráficamente cada muestra tomando las distancias reales que presentan con el borde de la formación cuarcítica subyacente (metarenisca cuarzo-micácea, Tabla III).

Por el contrario, y al no poder establecer con exactitud la posición estratigráfica de las muestras GG176, GG178, GG146, GG179 y GG180, se optó por no agregarlas a la curva. Estas muestras presentan valores muy similares (entre 2.0 y 2.8‰ VPDB), siendo estas tomadas en la estructura con forma de "C" invertida del W del área. En esa estructura, los carbonatos sobreyacentes inmediatamente a la Formación Arroyo Malo presentan buzamientos subhorizontales, por lo que representan valores de la base de la Formación Cerro de Villalba, que se correlacionan con la muestra GG170 (2,03‰).

Cabe destacar que las muestras utilizadas para la reconstrucción del perfil quimioestratigráfico, se encuentran próximas a las dos secciones geológicas que fueron realizadas en este trabajo (Tabla III).

Punto	Distancia estratigráfica* (m)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB
GG190	220	0.35
GG195A	185	-0.18
GG195B	180	-0.09
GG189	160	1.13
GG169	110	0.34
GG170	55	2.03

Tabla III: análisis de $\delta^{13}\text{C}$ para las muestras de la Formación Cerro de Villalba ubicadas en la curva de la Figura 52. *Distancia estratigráfica desde la base de la formación carbonática.

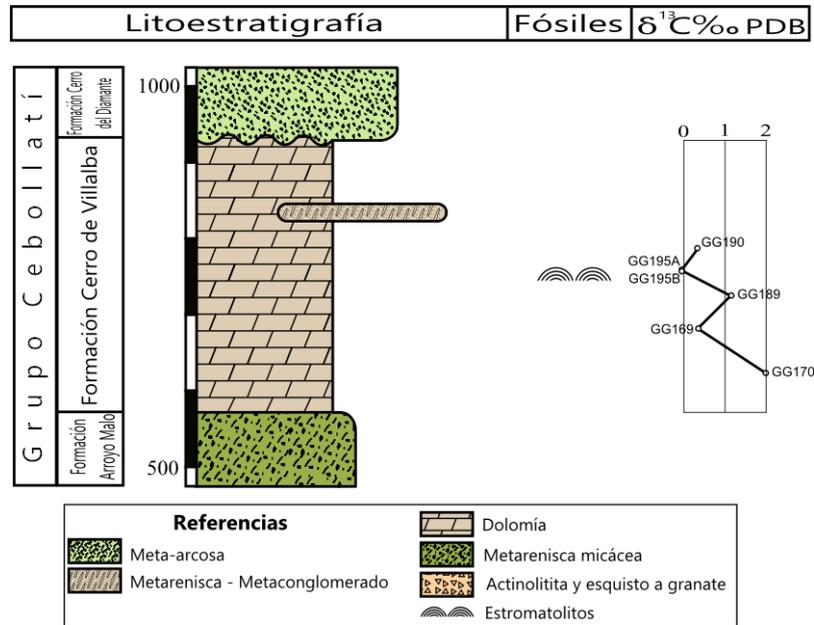


Fig. 54: extracto de la columna estratigráfica representativa de la secuencia sedimentaria, donde se presenta el perfil quimioestratigráfico $\delta^{13}\text{C}$ realizado en este trabajo.

Las curva $\delta^{13}\text{C}$ presentada en este trabajo, presenta algunas diferencias con la definida para la Formación Cerro de Villalba por Gaucher et al. (2006). En primer lugar, se observan valores positivos hacia la base de la curva (alcanzando valores de +2), lo que no es registrado en los antecedentes, donde se observa que la curva oscila entre valores $0 \pm 0,5$.

También se observa que los valores obtenidos para los $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras analizadas en el presente trabajo, son en su mayoría positivos, encontrándose valores negativos muy pequeños (-0,18 para la muestra GG195A y -0,09 para la muestra GG195B) asociados al registro fósil.

7.5. Edad de la Formación Cerro de Villalba

Fralick & Riding (2015), estudian uno de los escasos depósitos carbonáticos arqueanos del registro geológico mundial (Mosher Formation, ~2800Ma), ubicado 5 km al norte de Atikokan, en el noroeste de Ontario, Canadá.

Esta Formación está compuesta por carbonatos gris claro a gris oscuro, parcialmente cristalino, con bandeamiento de colores claros a lo largo del bandeamiento original. Estas bandas varían desde finas láminas a bandas de entre 15cm. y 20cm. Fue reconocido en esta formación un registro fósil compuesto por estromatolitos planares, pseudocolumnares y semiesféricos en la base, ramificados y cónicos en el centro y grandes estromatolitos dómicos hacia el tope de la formación.

Con la finalidad de establecer las diferencias isotópicas, Fralick & Riding (2015) plotean 28 análisis químicos $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 55).

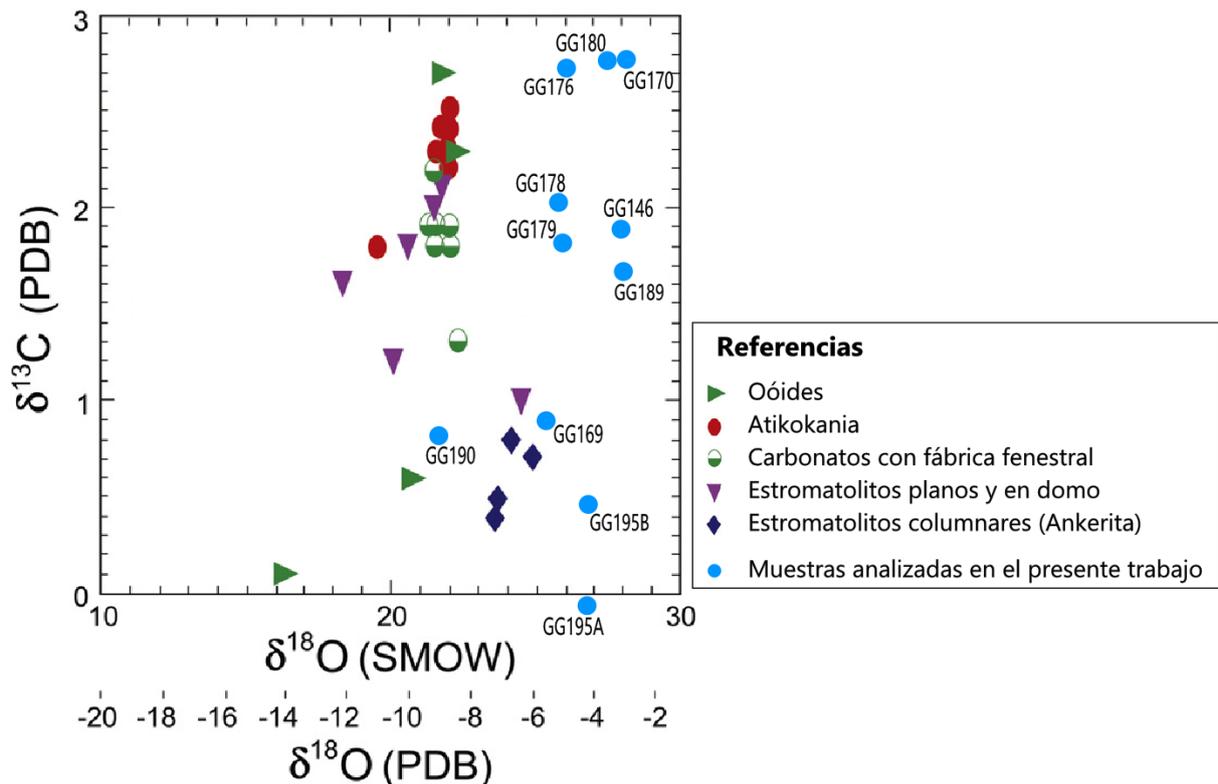


Fig. 55. Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. Philip Fralick & Robert Riding (2015). Se superponen al diagrama de Fralick & Riding (2015), los valores obtenidos en el presente trabajo.

Se puede determinar una similitud entre los valores $\delta^{13}\text{C}$ expuestos por Fralick & Riding (2015) y los valores obtenidos en la mayoría de los análisis del presente trabajo.

Teniendo presente que los valores obtenidos para $\delta^{13}\text{C}$ están comprendidos entre 0‰ y +2,8‰ en ambos trabajos, se plantea la posibilidad de correlacionarlos y definir una similitud para la edad de formación, debido a que esta similitud marca la semejanza entre las condiciones biogeoquímicas al momento de la formación de ambos registros geológicos. Continuando con este razonamiento, esto apoyaría una edad de depositación para la Formación Cerro de Villalba cercana a los 2750Ma, en el pasaje del Mesoarqueano al Neoarqueano, tal como lo propuesto por Hartmann et al. (2001).

Dichos autores definen una edad de depositación en el Neoarqueano (en torno a 2750Ma), para las rocas asignadas al Grupo Cebollatí, en base a edades U-Pb SHRIMP de los zircones detríticos más jóvenes ($2762\pm 8\text{Ma}$) y recrecimientos metamórficos ($2721\pm 7\text{Ma}$) interpretados como post-depositacionales.

Gaucher et al. (2006) presentan determinaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en dolomías de la Formación Cerro de Villalba, con valores casi constantes de $0\pm 0.5\text{‰}$ V-PDB, los cuales son compatibles con una edad Neoarqueano. Dataciones Rb-Sr para el Granito del Arroyo Perdido, intrusivo en el Grupo Cebollatí, arrojaron una edad de $2001\pm 117\text{Ma}$, que apoyarían la asignación al Neoarqueano (Gaucher et al., 2006). La edad U-Pb SIMS en circones para este Plutón, de $2036\pm 4\text{Ma}$, es estadísticamente equivalente a la edad Rb-Sr (Gaucher et al. 2014b)

Gaucher et al. (2010) dataron gneisses graníticos a biotita del basamento del Grupo Cebollatí en el estratotipo de la Formación Arroyo Malo, arrojando una edad U-Pb LA-ICP MS en zircón de $3029\pm 54\text{Ma}$ y un T_{DM} estadísticamente igual a la edad de cristalización (ϵ_{Nd} de -1.68).

8. Conclusiones

Como producto principal de este Trabajo Final, se generó un mapa geológico de la zona de estudio, a escala 1:20.000 del área comprendida en las fotografías aéreas 107-159, 107-161, 107-112 y 107-114 (escala 1:20.000) del Servicio Geográfico Militar.

Tras el análisis de la información generada en las diferentes fases de trabajo, se correlaciona el registro metasedimentario presente en la zona de estudio con el Grupo Cebollatí (con buzamiento general al S).

Se reporta entonces la ocurrencia de:

- La Formación Arroyo Malo conformada por metareniscas cuarzo-micáceas blanquecinas a gris oscuras de grano fino a grueso y metaconglomerados de esqueleto cuarcítico (tamaño de grano 5cm a 20cm) y matriz cuarzo-micácea de grano medio a fino, con una foliación pobremente marcada.
- La Formación Cerro de Villalba formada por dolomías masivas blanquecinas a grisáceas, de grano fino, dolarenitas con contenido de cuarzo variable (de 0% a 50%) y dolomías estromatolíticas. Se define la presencia de dos niveles, uno de metarenisca cuarzosa y otro de metaconglomerado cuarzoso, intercalados en el paquete carbonático.
- La Formación Cerro del Diamante, caracterizada por subarcosas a arcosas blanquecinas de grano medio a fino, que presentan una foliación medianamente marcada.

Es de notar que el área de estudio representa la ocurrencia más septentrional, hasta el momento, del Grupo Cebollatí. En ese sentido, se observan los siguientes cambios de facies: 1. Ocurrencia de conglomerados en la Formación. Arroyo Malo, 2. Intercalaciones de areniscas y conglomerados en la Formación. Cerro de Villalba, y 3. Menor granulometría en la Formación. Cerro del Diamante en su área más meridional.

Por otro lado, el basamento de la secuencia metasedimentaria se dispone en el centro-noreste y E de la zona de estudio y está conformado por actinolitas (posibles metagabros) y esquistos a granate, correlacionables en principio con el Complejo La China.

En el S de la zona de estudio se observa la presencia de una unidad geológica compuesta por metatonalitas, las que se correlacionan con el Complejo La China. Se infiere que esta unidad geológica se encuentra en contacto tectónico (cabalgamiento) con la secuencia metasedimentaria, al encontrarse similitudes en la actitud estructural de ambas litologías y observarse granitoides muy deformados en el plano de cabalgamiento (pegmatitas subhorizontales).

Atendiendo a los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se obtuvieron de las muestras estudiadas, se define la presencia de dolomías marinas comunes, con edad probable neoarqueana.

9. Bibliografía

BLANCO, 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.

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

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

BUCHER, K., GRAPES, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th edition. Springer. ISBN 978-3-540-74168-8.

CASTIGLIONI, E. 2005. Carbonatos del Neoarqueano del terreno Nico Perez y su posible aplicación industrial. Trabajo final de Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, 51 pp.

CHIGLINO, L. 2006. Fósiles esqueléticos de la Formación Yermal en la Quebrada de los Cuervos: Paleontología y Tafonomía. Trabajo Final, licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 1-33.

Dirección Nacional de Recursos Naturales Renovables. Descripción de grupos de suelos CONEAT. Dirección web:
<http://www.cebra.com.uy/renare/media/Descripci%C3%B3n-de-Grupos-de-Suelos-CONEAT-1.pdf>

GAUCHER, C.; 2000. Sedimentology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Uruguay) *Beringeria* 26: 1-122.

GAUCHER, 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. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, 199: 339- 367

GAUCHER, C.; SIAL, A.N.; BLANCO, G.; SPRECHMANN, P. 2004. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research*, v.: 7 3, p.: 715-730,

GAUCHER, C.; SIAL, A.N.; CASTIGLIONI, E.; FERREIRA, V.P.; CAMPAL, N.; SCHIPILOV, A.; KAWASHITA, K. 2006. South America's oldest fossils: isotopic evidences of a Neoproterozoic age for stromatolitic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Uruguay.

GAUCHER, C., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., PIMENTEL, M.M., CHIGLINO, L. SPRECHMANN, P., 2007. Chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation (Lower Cambrian, Uruguay: evidence for progressive climate stabilization across the Precambrian-Cambrian boundary. *Chemical Geology*, 237: 28-46.

GAUCHER, C. AND POIRÉ, D. 2009. Biostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher C, Sial AN, Halverson GP and Frimmel HE (Eds), Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geol*, 16, Elsevier, p. 103-114.

GAUCHER, C.; CHEMALE JR., F.; BOSSI, J.; CASTIGLIONI, E. 2010. Grupo Cebollatí, Terreno Nico Pérez: definición y edad. VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas, 2010.

GAUCHER, C., FREI, R., SIAL, A.N., CABRERA, J., 2011a. Contrasting Sr isotope composition of Paleo- and Neoproterozoic high-Sr limestone successions from the Nico Pérez Terrane, Uruguay. *Gondwana* 14, 165 (Abstracts, Búzios).

GAUCHER, C., FREI, R., CHEMALE JR., F., FREI, D., BOSSI, J., MARTÍNEZ, 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 (2), 273-288.

GAUCHER, C., BOSSI, J., CHEMALE Jr, F., García, G., FREI, R., FREI, D. 2014. Complejo La China: las rocas más antiguas de Uruguay. In: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores). *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*, págs. 141 – 154, Montevideo.

GAUCHER, C., FREI R., SAIL A. N., CASTIGLIONI E., FERREIRA V. P. 2014b. Grupo Cebollatí. In: BOSSI J. y GAUCER C. (editores) Geología del Uruguay-Tomo 1, Predevónico, pp. 155-169.

HARTMANN, L.A. , CAMPAL, N., SANTOS, J.O., MAC NAUGHTON, N. J., SCHIPILOV, A. 2001. Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U-Pb reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557-570.

HOEFS, J., 2004. *Stable isotope geochemistry*. 5th ed. Springer, Berlin, 244pp.

HUDSON, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification: *Journal of the Geological Society of London*, 133(6), 637–660.

Informe del Proyecto Na 84.2024.2, BGR, recopilación del Dr. K. Fesefeldt, 1988. Biblioteca de DINAMIGE.

LOGAN, B.W., R. REZAK AND R.N. GINSBURG. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, v. 72, p. 68-83.

OYHANTÇABAL P., SIEGESMUND S., WEMMER K., 2010, The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-010-0580-8.

PRECIOZZI, F, y FAY, A. 1988. Carta Geológica del Uruguay escala 1/100.000 Hoja E-21 José Pedro Varela. Convenio Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias, Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo. Uruguay.

SPRECHMANN, P., C. GAUCHER, J. MONTAÑA Y A. SCHIPILOV, 1994. Fósiles del Precámbrico del Uruguay: unidades litoestratigráficas, edades, correlaciones y ambientes de depositación. Primera Jornada de Paleontología del Uruguay «Prof. Dr. Rodolfo Méndez-Alzola», Resúmenes Ampliados, Paleociencias del Uruguay (Serie Didáctica) II: 6-9.

VAZ N., PIRELLI H., OYHANTÇABAL P. (1985): "Estudio Geológico de detalle al 1/10.000 de los alrededores de Isla Patrulla". Informe Interno, DINAMIGE

10. Anexo – descripción de láminas delgadas

Tonalitas

GG055

Roca de textura granolepidoblástica, ortoderivada formada por plagioclasa (70%), cuarzo (23%), muscovita (5%) y clorita (2%) (Figura A).

La plagioclasa se presenta en cristales hipidiomorfos, con macla polisintética y de diferentes tamaños, desde 100 μ m a 3mm. Se observa en algunos cristales la presencia de perfitas.

El cuarzo presenta xenomorfo, con extinción ondulante y borde de subgrano, de tamaño 0.5mm.

La muscovita se presenta en cristales hipidiomorfos groseramente tabulares, diseminados, no alineados, distribuidos homogéneamente en la roca, con tamaños desde 50 μ m a 300 μ m.

La clorita desarrolla cristales de tamaño hasta 150 μ m y se encuentran asociados con cristales de muscovita de mayor tamaño (300 μ m).

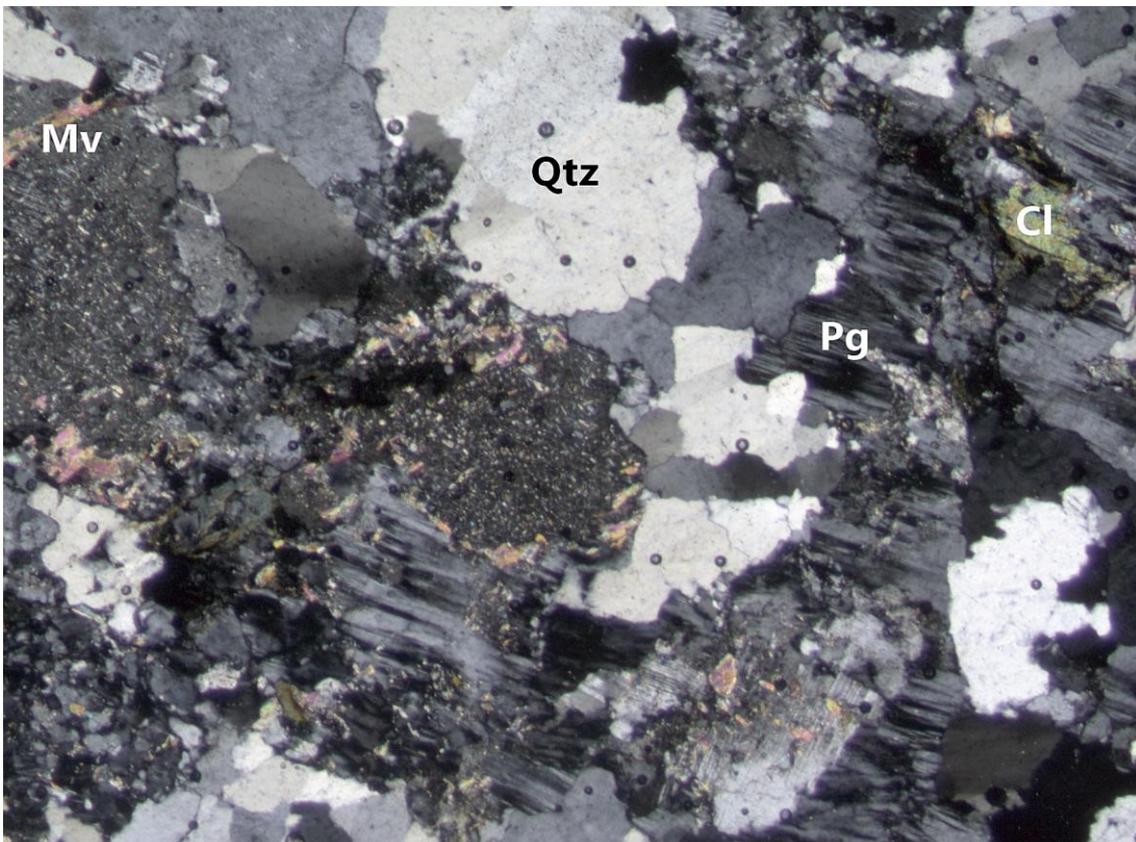


Fig. A: sección delgada GG055. Pg: plagioclasa Qtz: cuarzo, Cl: clorita, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG197

Roca de textura granoblástica, ortoderivada formada por plagioclasa (65%), epidoto (15%), cuarzo (10%), muscovita (8%) y rutilo acicular (2%) (Figura B).

La plagioclasa se presenta en cristales hipidiomorfos, con distribución homogénea, y tamaño de cristal variable (100 μ m a 4mm). Se observa la presencia de macla polisintética y bordes levemente a no corroídos.

El epidoto es de hábito granular, incoloro a verdoso, sin pleocroísmo, con colores de interferencia desde rojo de primer orden a celeste de segundo orden. Se caracteriza por presentar un fuerte relieve positivo. Se encuentra formando bandas de hasta 200 μ m y se encuentra en cristales diseminados de hasta 150 μ m. Se pueden observar zonas donde las bandas se hacen más anchas, llegando a 800 μ m.

El cuarzo es xenomorfo, presenta extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, y tamaños de 100 μ m a 2mm.

La muscovita se presenta en cristales groseramente tabulares diseminados. El tamaño de los cristales varía entre 50 μ m y 500 μ m.

El rutilo se presenta en forma acicular relacionado tanto con el cuarzo como con la plagioclasa, distribuido por toda la roca y llega a desarrollar fibras de 0,5mm de largo.

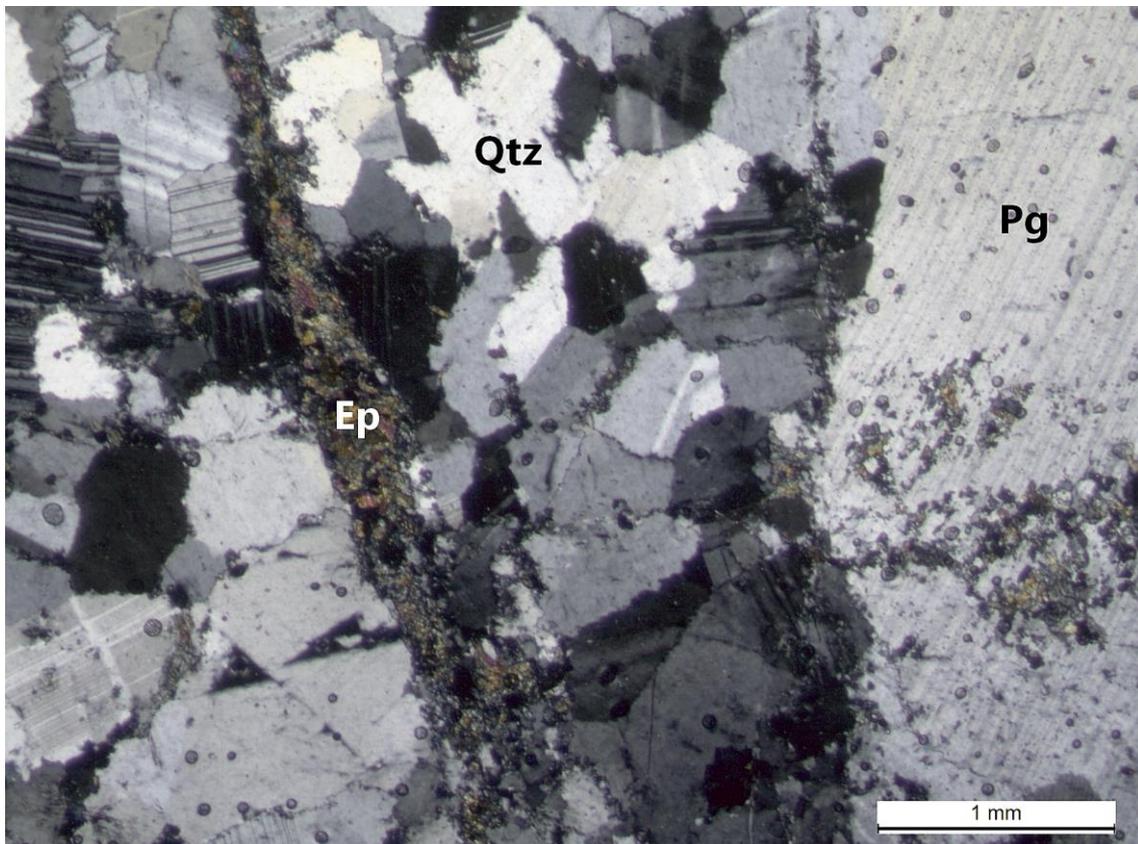


Fig. B: sección delgada GG197. Pg: plagioclasa, Ep: epidoto, Qtz: cuarzo.
Nícoles cruzados.

GG212

Roca de textura granolepidoblástica, ortoderivada formada por plagioclasa (70%), cuarzo (25%), muscovita (4%) y minerales opacos (1%) (Figura C).

La mayor parte de la roca está compuesta por plagioclasa xenomorfa, con macla de Carlsbad y polisintética y llega a medir 1mm. Existen también algunos cristales de plagioclasa hipidiomorfa, con macla polisintética y llega a medir 3mm.

El cuarzo es xenomorfo, presenta extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano y desarrolla tamaños de hasta 400 μ m.

La muscovita se encuentra agrupada formando bandas no orientadas compuestas por muscovita hipidiomorfa, cuarzo (tamaño hasta 100 μ m) y minerales opacos.

Los minerales opacos son de formas variables, de groseramente prismáticos a xenomorfos. Los de tamaño mayor son los primeros (groseramente prismáticos), llegando a tamaños de 200 μ m.

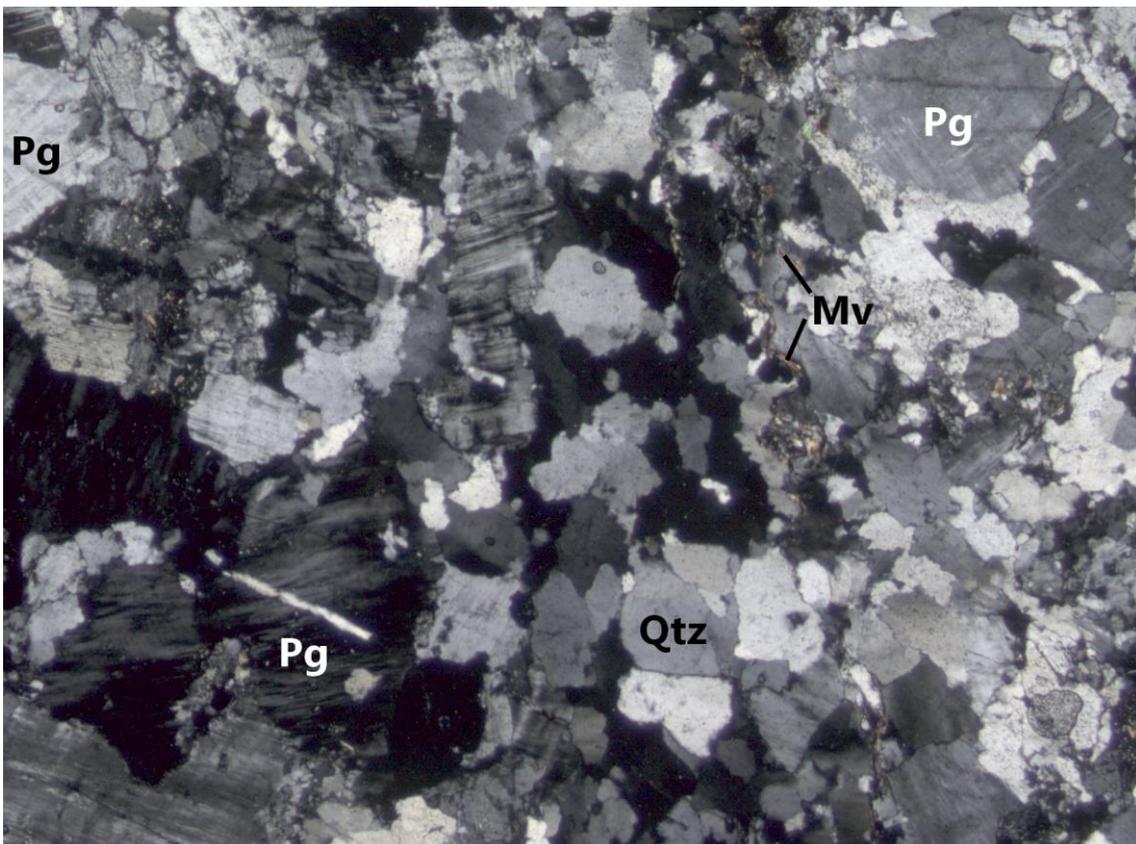


Fig. C: sección delgada GG212. Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

Metareniscas

Metareniscas cuarzo-micáceas

GG061

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (60%), minerales opacos (25%) y muscovita (15%) (Figura D).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, desarrollando cristales de hasta 250 μ m.

Los minerales opacos son de formas variadas y forman bandas paralelas a la foliación incipiente, de ancho máximo de 300 μ m, desarrollando pliegues irregulares de pequeña longitud de onda.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas y encontrándose diseminados. De estas dos formas, los cristales de muscovita definen una pobre lineación paralela al plano de foliación de la roca. Las bandas presentan un ancho máximo de 100 μ m, los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de 100 μ m X10 μ m.

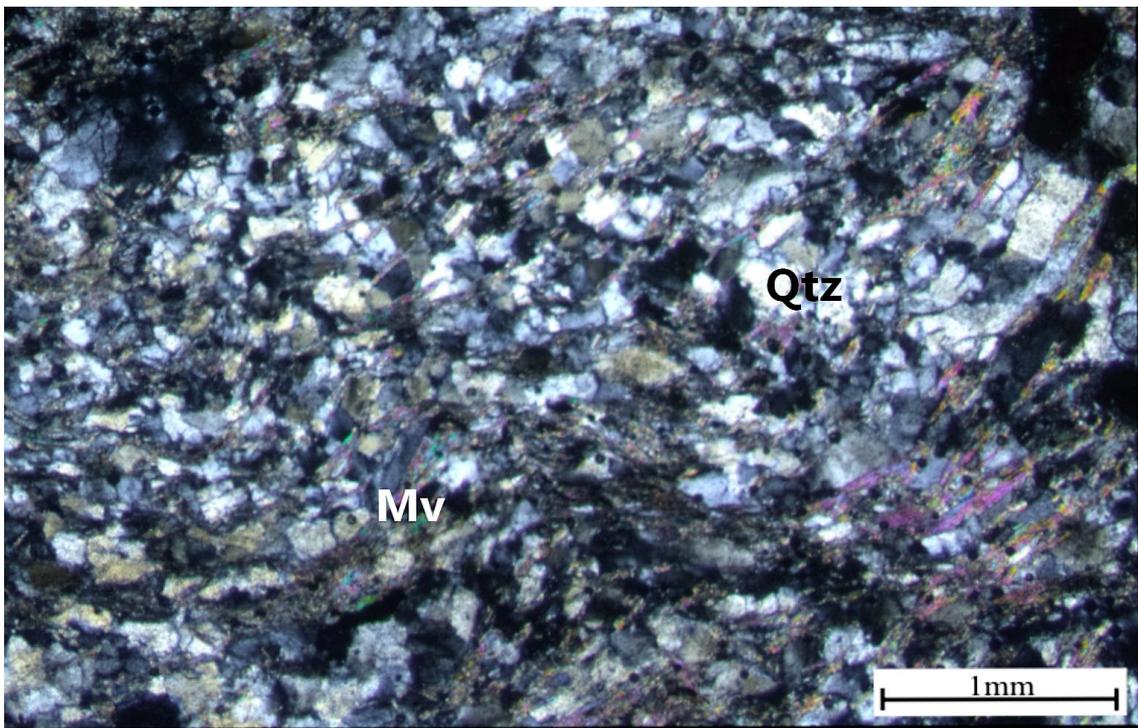


Fig. D: sección delgada GG061. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG062

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (75%), muscovita (20%) y minerales opacos (5%) (Figura E).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. Los cristales desarrollan un tamaño de 300 μ m.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas y encontrándose diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre orientación en el plano de foliación. Las bandas presentan un ancho máximo de 200 μ m, los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de 100 μ mX10 μ m.

Los minerales opacos se encuentran asociados con las bandas de mica, son de forma irregular y alcanzan un tamaño de hasta 1mm.

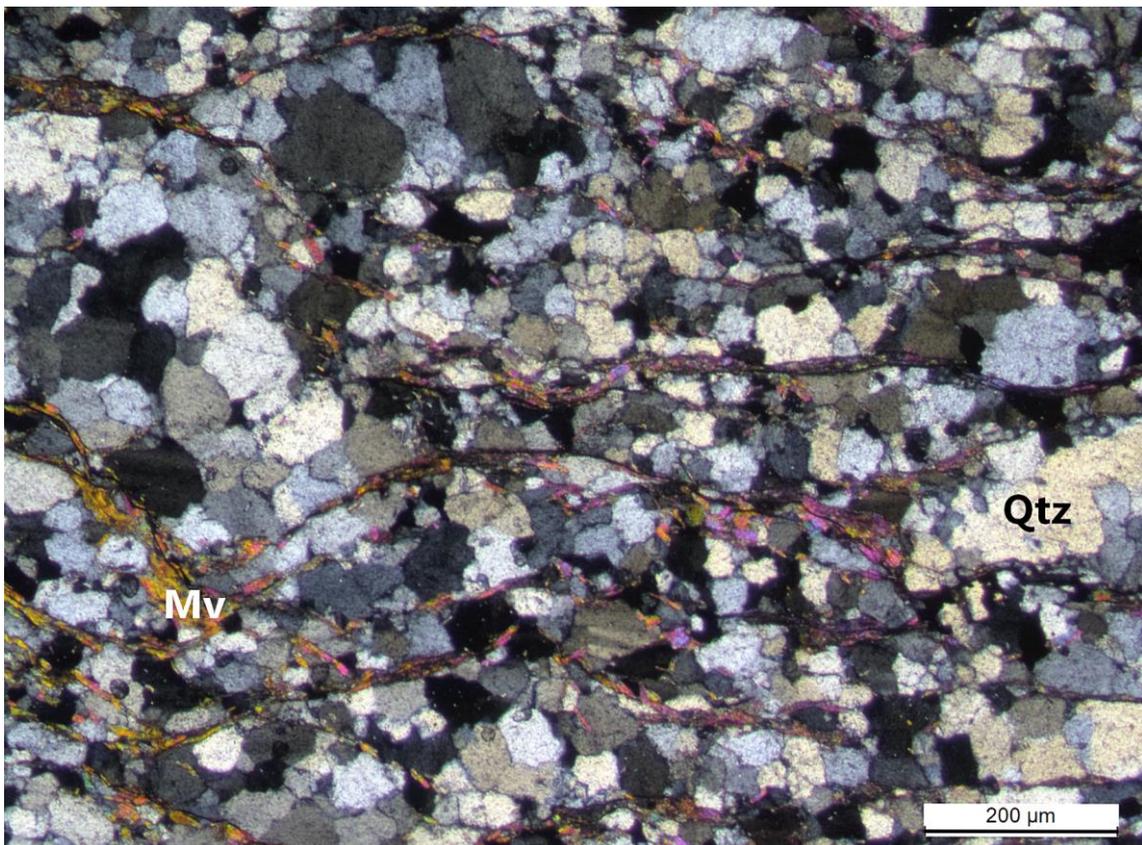


Fig. E: sección delgada GG062. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG097

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (75%), feldespato (15%) y muscovita (10%) (Figura F).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, tamaño 300 μ m. Se observan cristales de mayor tamaño (800 μ m) de cuarzo recrystalizado, distribuidos homogéneamente en la roca, con extinción ondulante y borde de subgrano.

El feldespato desarrolla granos redondeados a subredondeados, con microfracturación y alcanza tamaños de 2mm y presenta borde corroído.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas y encontrándose diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre lineación en el plano de foliación. Las bandas presentan un ancho máximo de 100 μ m, los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de 100 μ mX20 μ m. el protolito es una subarcosa.

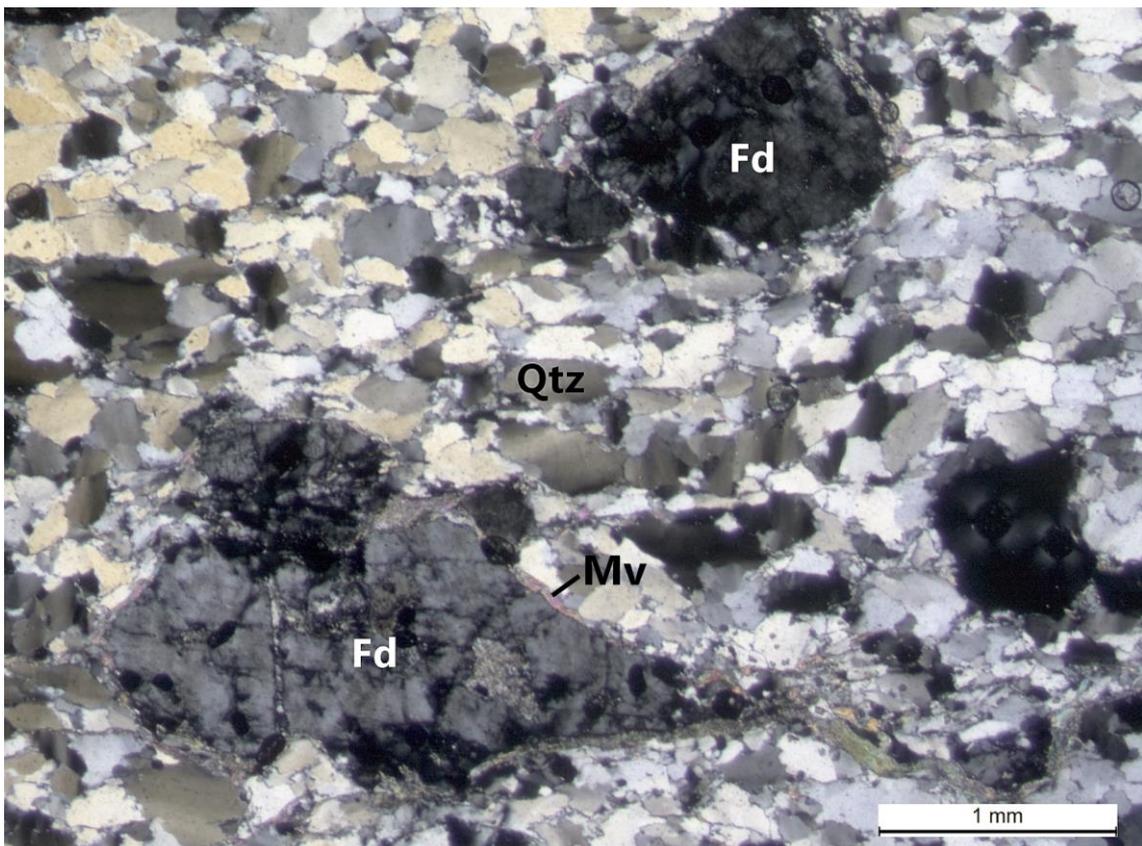


Fig. F: sección delgada GG097. Qtz: cuarzo, Fd: feldespato, Mv: muscovita. Nícoles cruzados.

GG099 - metapelita

Roca paraderivada, con foliación marcada y textura granolepidoblástica, con microfrazas perpendiculares a la foliación, formada por muscovita (40%), cuarzo (30%) y minerales opacos (30%) (Figura G).

La muscovita es el mineral más abundante en la roca y se caracteriza por cristales tabulares agrupados formando bandas de diferentes anchos, llegando a alcanzar los 200 μ m.

Se intercalan estratos cuarzosos con metapelíticos. Se presenta en diferentes tamaños; el tamaño predominante ronda los 100 μ m, pero puede llegar a encontrarse granos policristalinos subredondeados que alcanzan tamaños del orden de 1,5mm. Puede observarse que el cuarzo presenta un estiramiento paralelo a la foliación.

Los minerales opacos presentan diferentes formas. Principalmente, se pueden distinguir dos: hematita, representada por cristales groseramente prismáticos, distribuidos de manera tal que acompañan la foliación marcada por las bandas de muscovita y se disponen dentro de microfrazas, y otra formada por cristales de rutilo, de color blanco en luz transmitida, que alcanzan tamaños del orden de los 100 μ m y que se encuentran distribuidos de manera que se asocia con los niveles cuarzosos de granos mayores (tamaño cercano a 1,5mm).

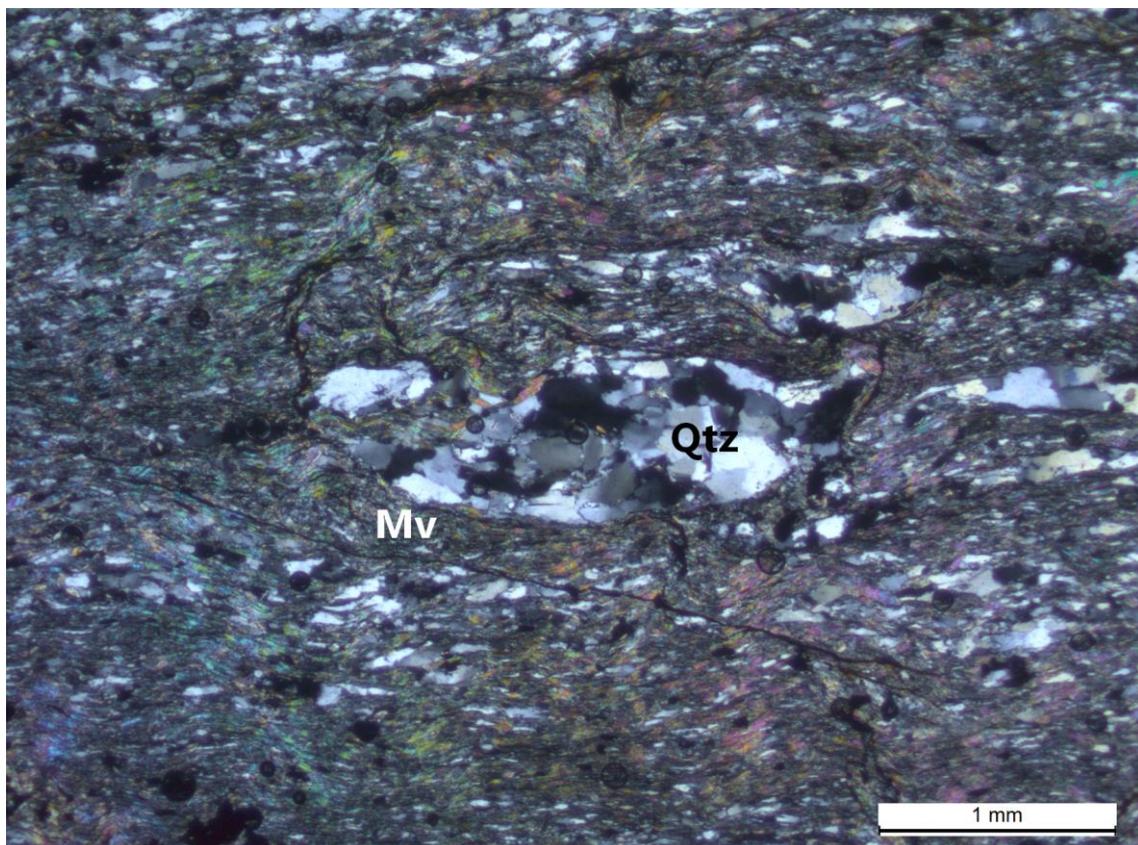


Fig. G: sección delgada GG099. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG113

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (57%), feldespato (30%), muscovita (8%) y minerales opacos (5%) (Figura H).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, tamaño $300\mu\text{m}$. Se observan cristales de mayor tamaño (2mm), distribuidos homogéneamente en la roca, con extinción ondulante y borde de subgrano, formando granos subangulosos a subredondeados.

El feldespato desarrolla granos redondeados a subredondeados distribuidos homogéneamente en la roca, con microfracturación y alcanza tamaños de 2mm y presenta borde corroído.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas o encontrándose diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre lineación en el plano de foliación. Las bandas presentan un ancho máximo de $100\mu\text{m}$, los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de $50\mu\text{m} \times 10\mu\text{m}$.

Los minerales opacos se encuentran distribuidos en forma uniforme en la roca, son de forma irregular y alcanzan un tamaño de hasta $250\mu\text{m}$.

El protolito es una arcosa.

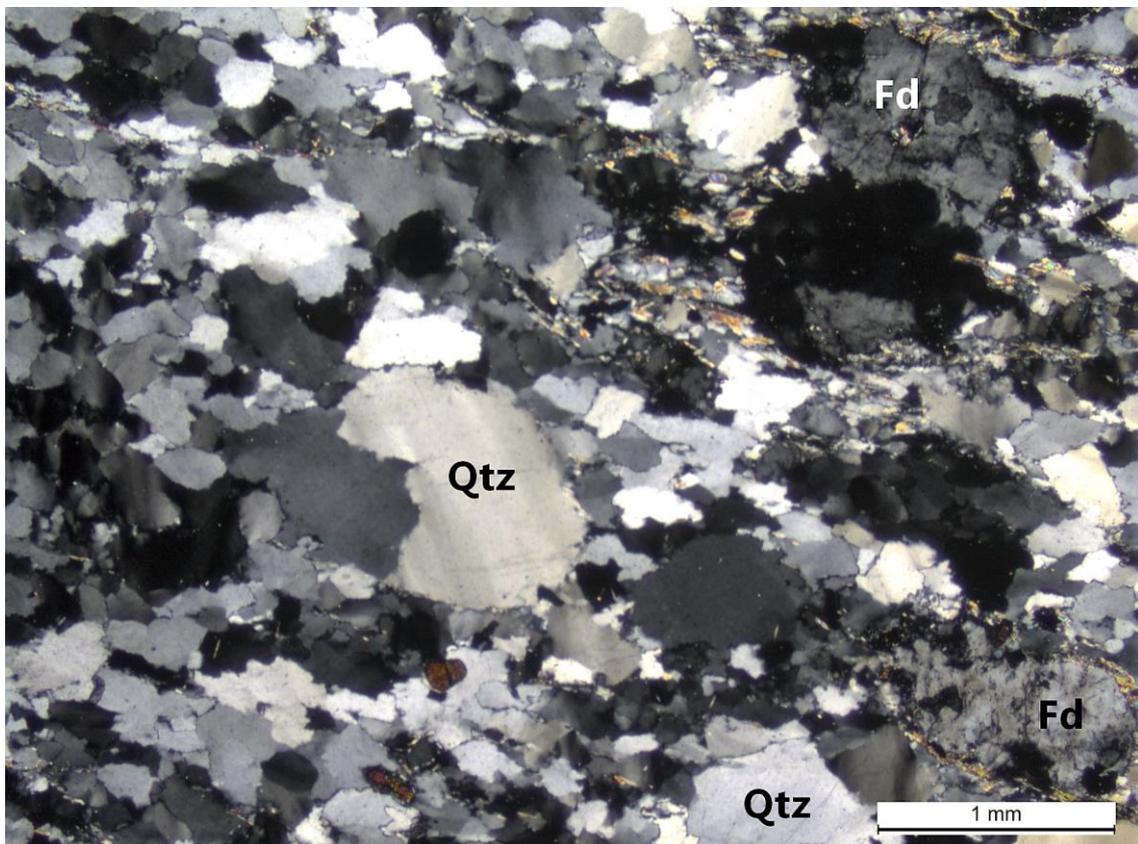


Fig. H: sección delgada GG113. Qtz: cuarzo, Fd: feldespato.
Nícoles cruzados.

GG122

Roca paraderivada, con foliación poco marcada, de textura granolepidoblástica, formada por cuarzo (85%), feldespato potásico (10%) y muscovita (5%) (Figura I).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano y alcanza tamaños de 300 μ m.

El feldespato potásico es redondeado a subredondeado, no presenta macla y tiene los bordes levemente corroídos.

La muscovita se presenta en cristales hipidiomorfos diseminados y formando pequeñas bandas, presentando una pobre alineación paralela a la foliación incipiente que presenta la roca. La muscovita llega a tamaños del orden de los 50 μ m.

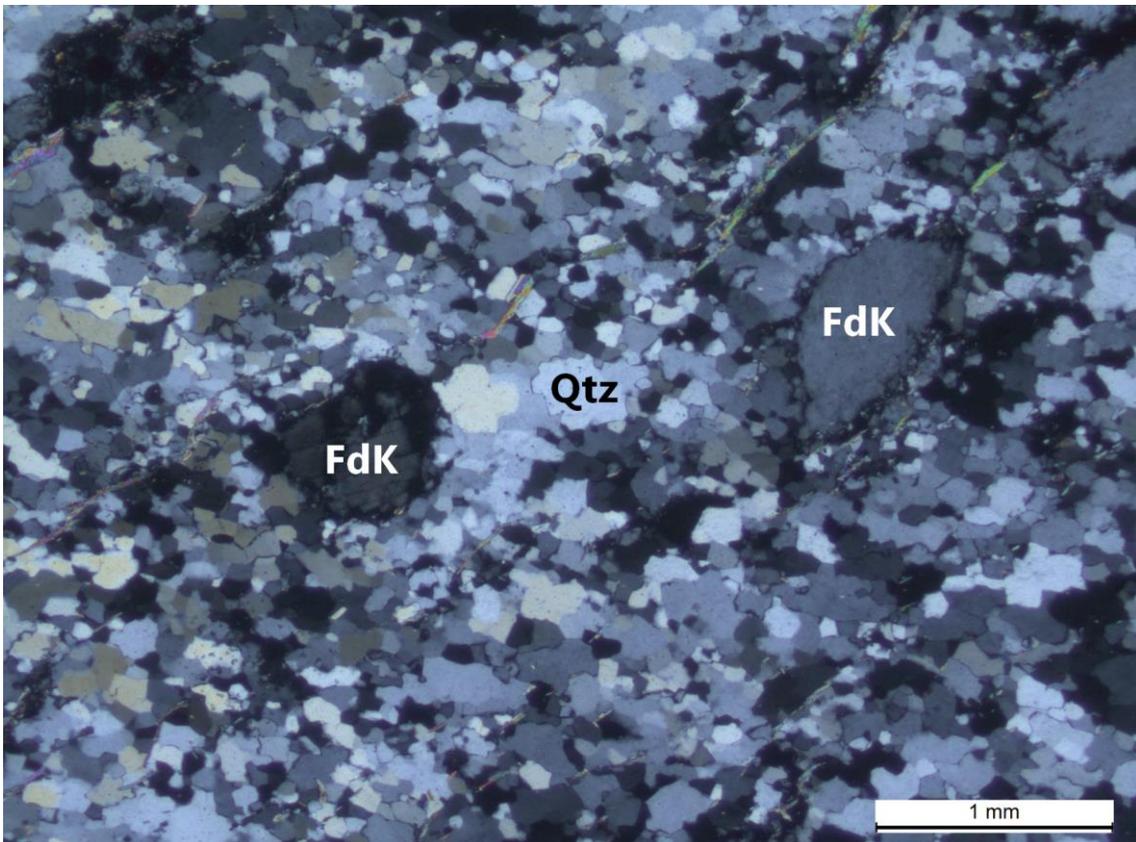


Fig. I: sección delgada GG122. Qtz: cuarzo, FdK: feldespato potásico.
Nícoles cruzados.

GG136

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, formada por cuarzo (98%) y muscovita (2%) (Figura J).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, y llega a medir 1mm.

La muscovita se presenta en granos groseramente tabulares formando pequeñas bandas, así como granos groseramente tabulares diseminados, no presentando alineación preferencial y alcanzando a medir 200µm.

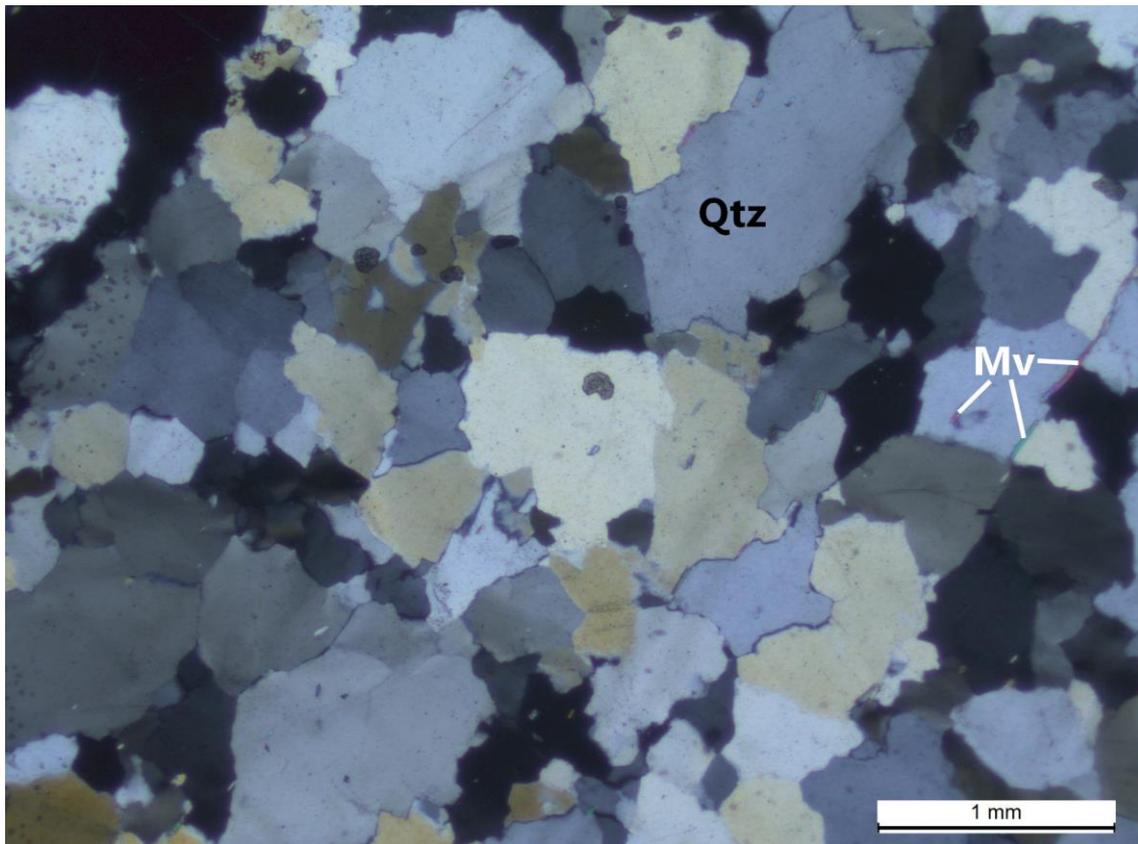


Fig. J: sección delgada GG136. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG148

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (80%), muscovita (19%) y feldespato (1%) (Figura K).

El cuarzo es xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y bode de subgrano, alcanza tamaños de 400 μ m.

La muscovita es hipidiomórfica, presentándose en cristales groseramente tabulares, diseminados y presentan un tamaño máximo de 250 μ mX10 μ m.

El feldespato desarrolla granos xenomorfos, con microfracturación, alcanza tamaños de 1mm y presenta borde corroído.

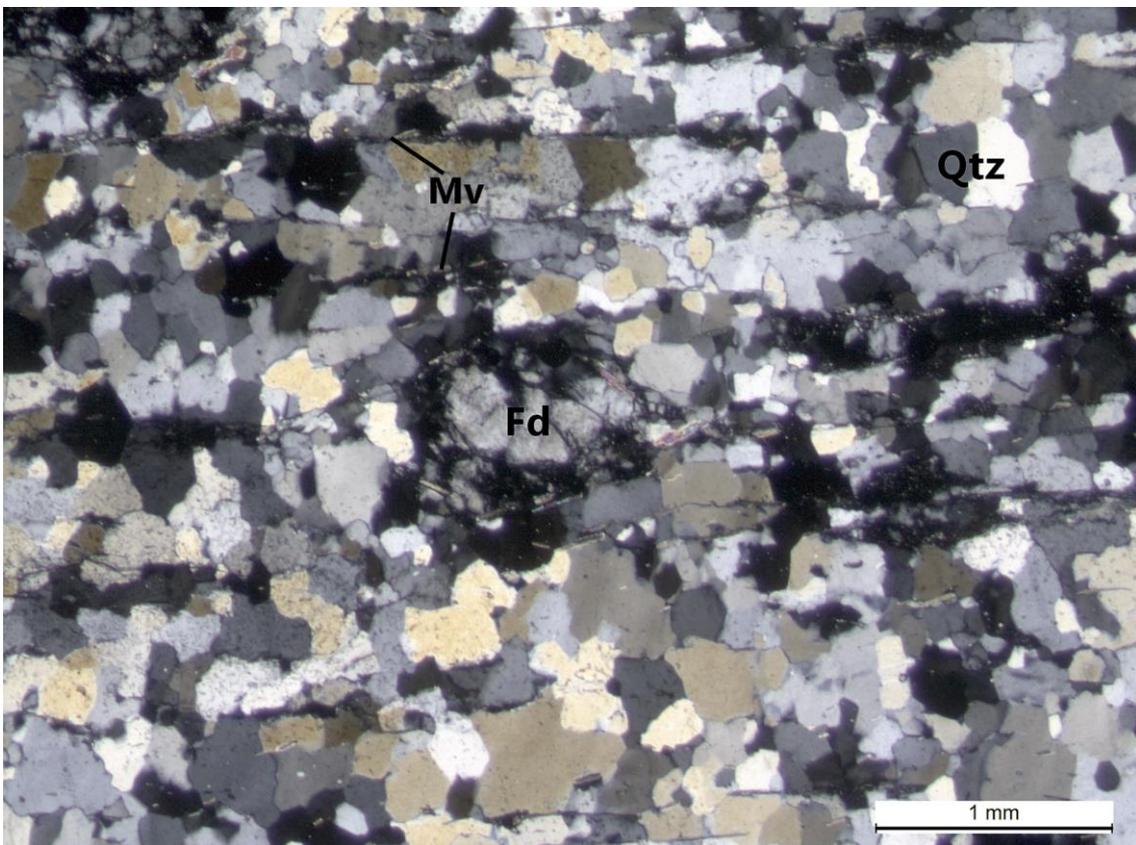


Fig. K: sección delgada GG148. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita, Fd: feldespato.
Nícoles cruzados.

GG158

Roca paraderivada, con foliación marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (70%) y muscovita (30%) (Figura L).

El cuarzo es xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. Se observa que el crecimiento de los minerales está limitado por la presencia de cristales de muscovita orientados en el plano de la foliación, lo que le da a los cristales de cuarzo una forma pseudoprismática y no permite un crecimiento del cristal por encima de 200 μ m.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas y encontrándose diseminados. Los cristales de muscovita presentan una fuerte orientación en el plano de foliación. Las bandas presentan un ancho máximo de 100 μ m, los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de 200 μ mX20 μ m.

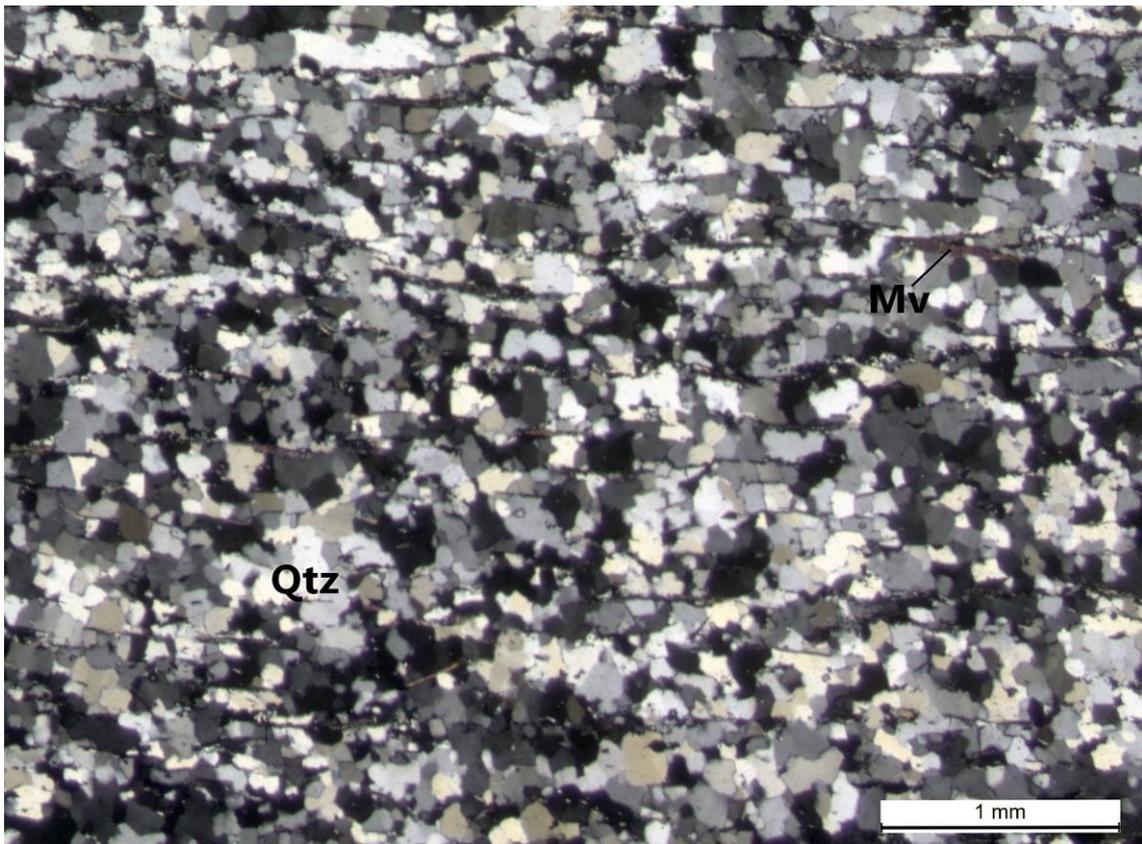


Fig. L: sección delgada GG158. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG166

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (85%), muscovita (10%) y hematita (5%) (Figura M).

El cuarzo se muestra xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, alcanzando tamaños del orden de los 400 μ m.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, encontrándose diseminados no alineados, con un tamaño máximo de 20 μ mX10 μ m.

La hematita (mineral opaco) se presentan de dos maneras: en cristales xenomorfos, de color rosado a amarillento (color de alteración), asociado con las bandas de mica, que alcanza tamaños del orden de los 50 a 100 μ m, y en cristales groseramente prismáticos, de forma irregular, negro a gris oscuro y alcanzan un tamaño de hasta 200 μ m.

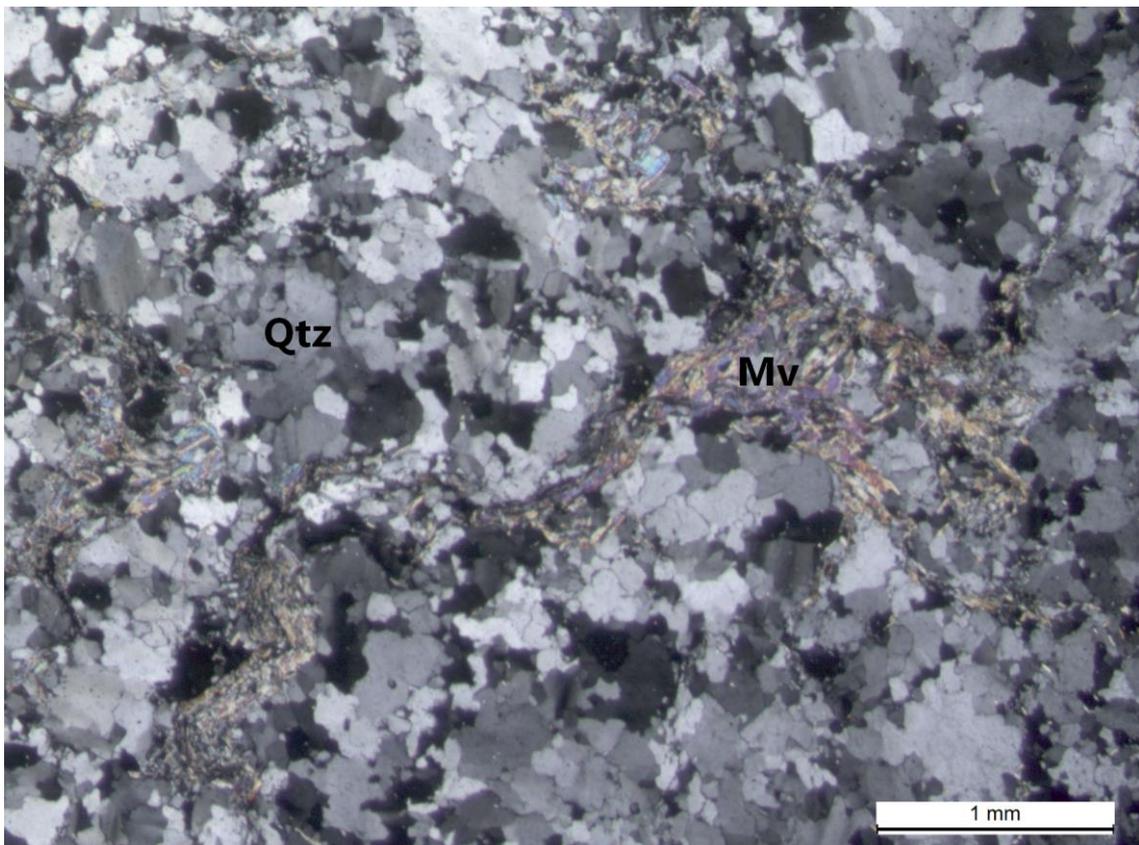


Fig. M: sección delgada GG166. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG209

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (85%), muscovita (10%) y feldespato (5%) (Figura N).

El cuarzo se encuentra de dos formas: xenomorfo, presentando extinción ondulante muy marcada, contactos triples y borde de subgrano, con tamaños del orden de los 500 μ m, y otro xenomorfo, recristalizado, presentando extinción ondulante poco marcada, contactos triples y borde de subgrano, con tamaños del orden de los 200 μ m.

Relacionado a la primer forma de presentarse el cuarzo, se puede observar que ocurren granos subredondeados policristalinos de tamaño 2mm aprox (Figura NB)

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares, agrupándose en bandas y encontrándose diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre lineación en el plano de foliación. Las bandas presentan un ancho máximo de 150 μ m, los cristales diseminados presentan un tamaño máximo de 30X10 μ m.

El feldespato desarrolla granos redondeados a subredondeados, con microfracturación y alcanza tamaños de 2mm, siendo el tamaño más abundante en torno a los 2mm (Figura NA).

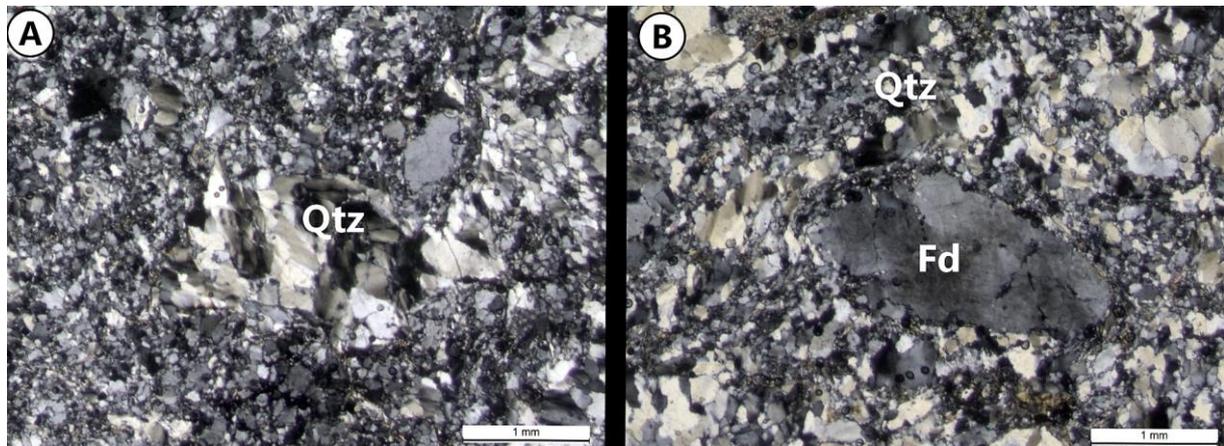


Fig. N: sección delgada GG209. A: grano redondeado de plagioclasa (pg). B: grano policristalino de cuarzo (Qtz).

Nícoles cruzados.

GG223

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granoblástica, formada por cuarzo (95%) y muscovita (5%) (Figura O).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, y llega a medir 300 μ m.

La muscovita se presenta en pequeñas bandas de granos groseramente tabulares, así como granos groseramente tabulares diseminados, no presentando alineación preferencial en ambos casos y alcanzando a medir 100 μ m.

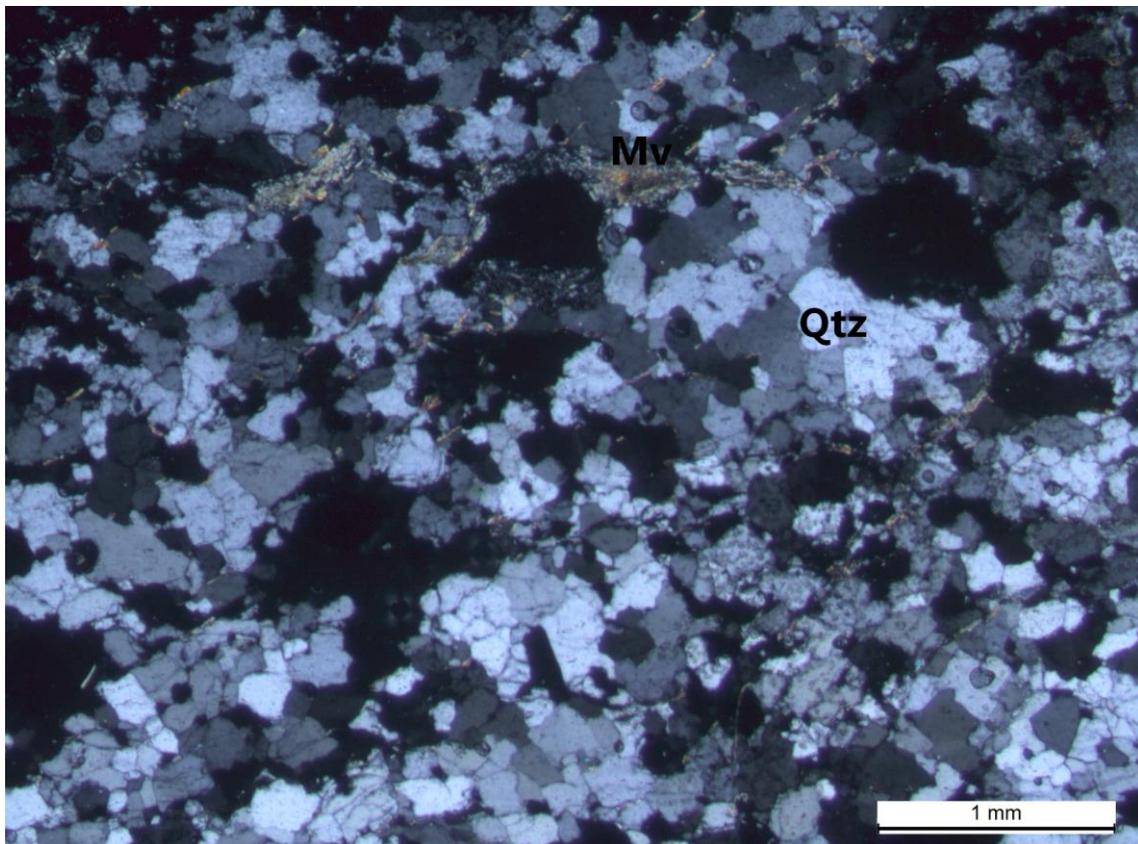


Fig. O: sección delgada GG223. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG225

Roca paraderivada, con foliación poco marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (80%) y muscovita (20%) (Figura P).

El cuarzo es xenomorfo, presenta extinción ondulante, contactos triples, borde de subgrano y alcanza tamaños de 1mm. Los contactos llegan a ser difusos en los cristales más pequeños (en el orden de los 100 μm).

La muscovita se presenta formando bandas o de forma diseminada. Las bandas de muscovita se desarrollan paralelas entre ellas y no superan los 300 μm de ancho. Por otro lado, los cristales diseminados no presentan alineación con el plano generado por las bandas.

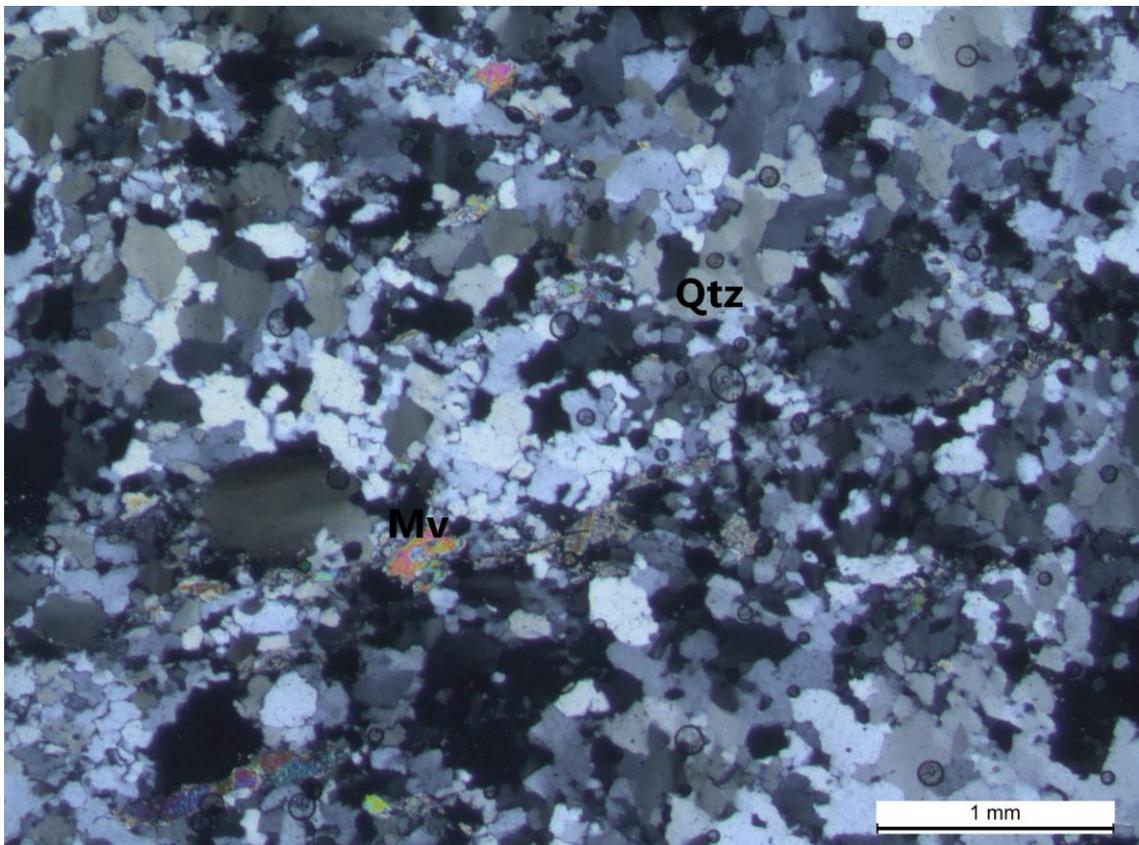


Fig. P: sección delgada GG225. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG260 - metapelita

Roca paraderivada, con foliación medianamente marcada y textura granolepidoblástica, con desarrollo de plegamiento, formada por muscovita (60%) y cuarzo (40%) y una fracción menor de hematita (Figura Q).

La muscovita se presenta en bandas de diferentes espesores, formando pliegues asimétricos (λ de 1mm aproximadamente)

El cuarzo se distribuye intercalado con las bandas de muscovita. Se presenta en granos xenomorfos, siendo los más angulosos de forma aplanada, con el eje mayor paralelo a las bandas de mica.

La hematita se presenta de color gris metálico, en cristales groseramente prismáticos a xenomorfos, del orden de los 50 μ m.

Se observa un clivaje de crenulación impreso en la roca (S₁), formadas por pliegues chevrón armónicos que se desarrolla groseramente perpendicular a la foliación preexistente.

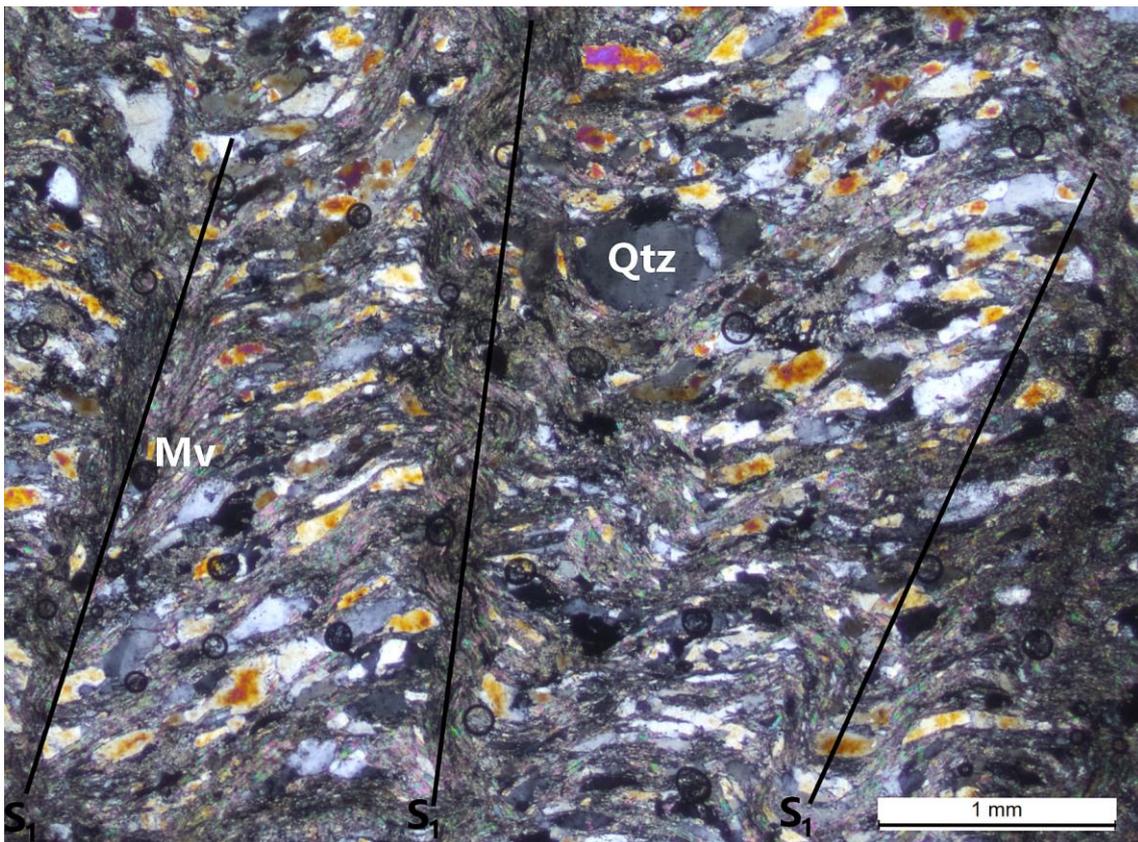


Fig. Q: sección delgada GG260. Mv: muscovita, Qtz: cuarzo. S₁: Clivaje de crenulación. Nícoles cruzados.

Meta-arcosa

GG054

Roca paraderivada, con foliación medianamente marcada y textura granolepidoblástica, formada por cuarzo (73%), plagioclasa (25%) y minerales opacos (2%) (Figura R).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con contactos triples, borde de subgrano y extinción ondulante, y alcanzando los 500 μ m.

La plagioclasa está caracterizada por granos redondeados a subredondeados, predominantemente de tamaños del orden de los 0,5mm, pudiendo alcanzar tamaños de 1mm, y se puede observar el esbozo de macla polisintética.

Los minerales opacos son groseramente prismáticos, sin forma general definida.

El protolito es una arcosa.

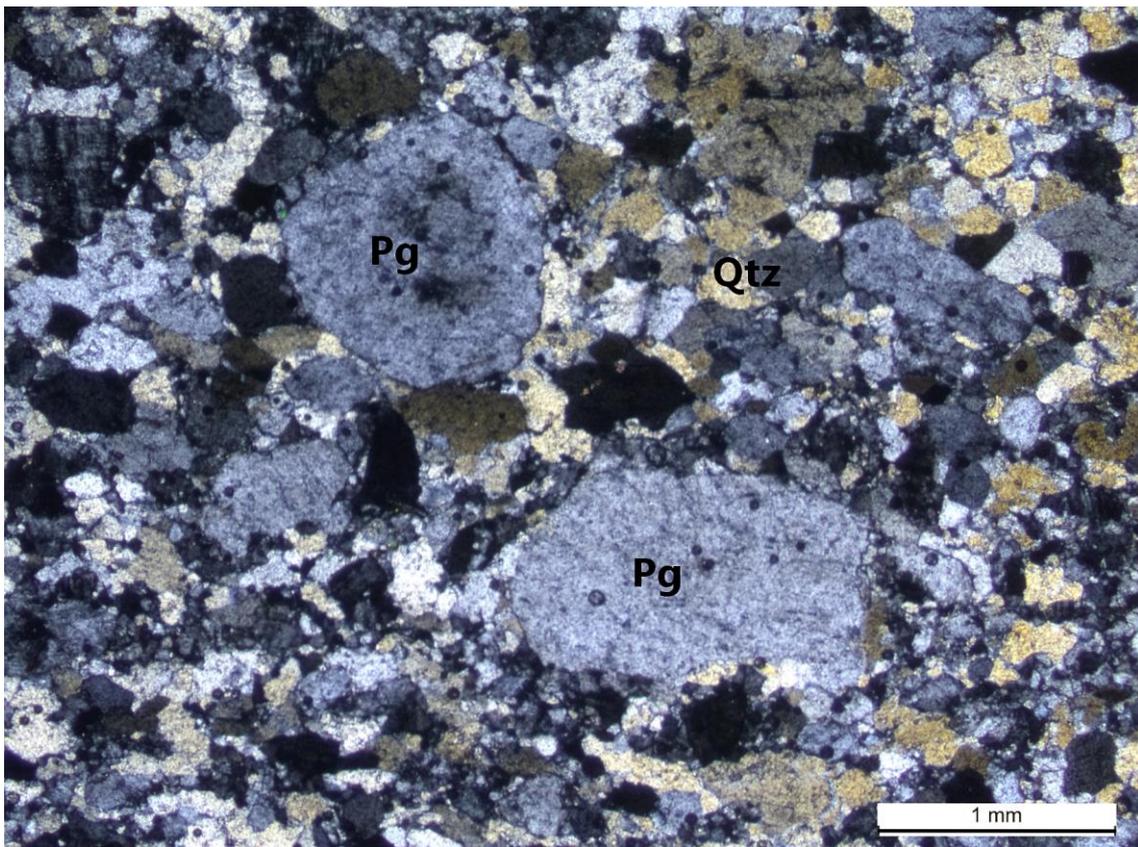


Fig. R: sección delgada GG054. Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo.

Nícoles cruzados.

GG107

Roca paraderivada, con foliación medianamente marcada y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (72%) y plagioclasa (28%) (Figura S).

El cuarzo se encuentra xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, tamaño 200 μ m. Se observan cristales de mayor tamaño (1,0mm) de cuarzo distribuidos homogéneamente en la roca, con extinción ondulante y borde de subgrano.

La plagioclasa se encuentra en granos redondeados a subredondeados, distribuidos homogéneamente en la roca. Presentan microfracturación, se observa macla polisintética y alcanza tamaños de 1,5mm.

El protolito es una arcosa.

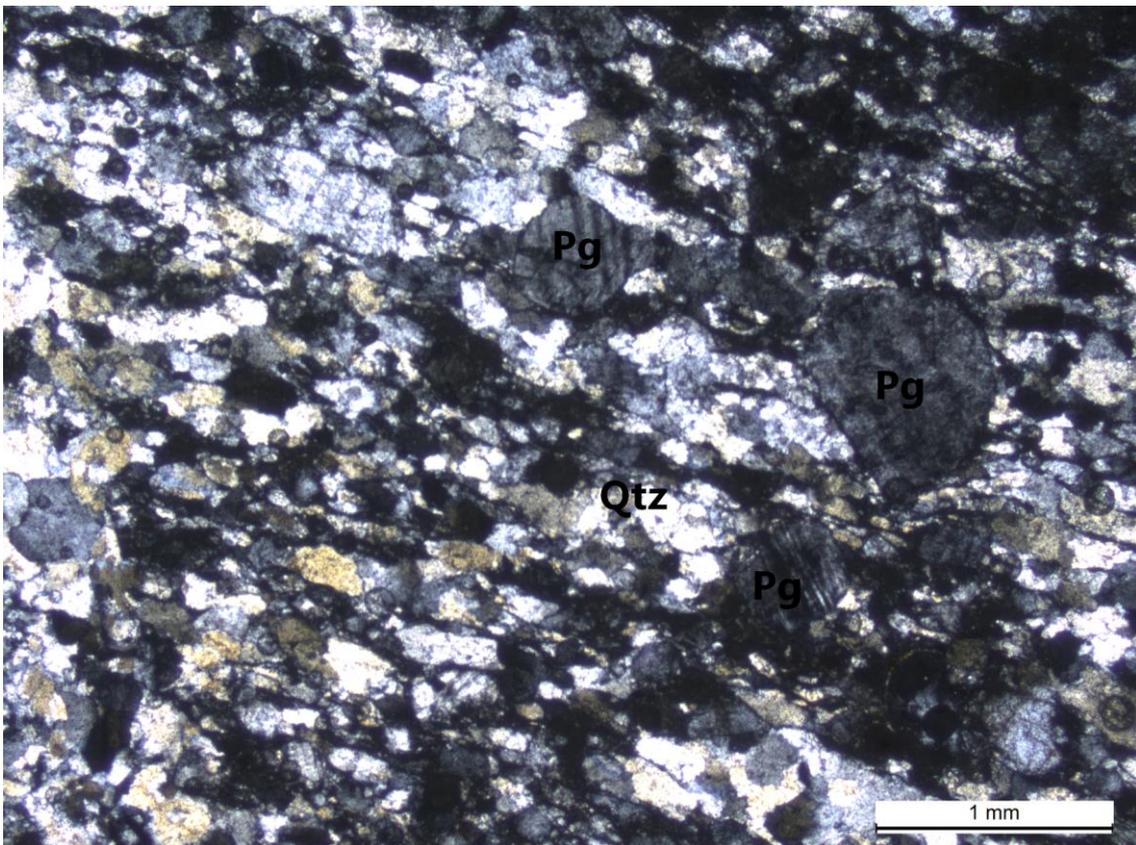


Fig. S: sección delgada GG107. Es posible observar los granos de plagioclasa redondeados a subredondeados, con macla polisintética. Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo.

Nícoles cruzados.

GG105

Roca paraderivada, con foliación medianamente marcada y textura granolepidoblástica, formada por cuarzo (63%), muscovita (30%) y minerales opacos (7%) (Figura T).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con contactos triples, borde de subgrano y extinción ondulante, y alcanza los 300 μ m, siendo el tamaño predominante los 100 μ m.

La muscovita se presenta en cristales tabulares, principalmente formando láminas de 300 μ m como tamaño predominante, que alcanzan 1 mm de espesor.

Los minerales opacos se presentan subredondeados con varias formas, que alcanzan tamaños del orden de los 100 μ m. Los que son de forma más aplanada, tienen su eje mayor paralelo a la foliación.

El protolito es una ritmita metarenisca-metapelita.

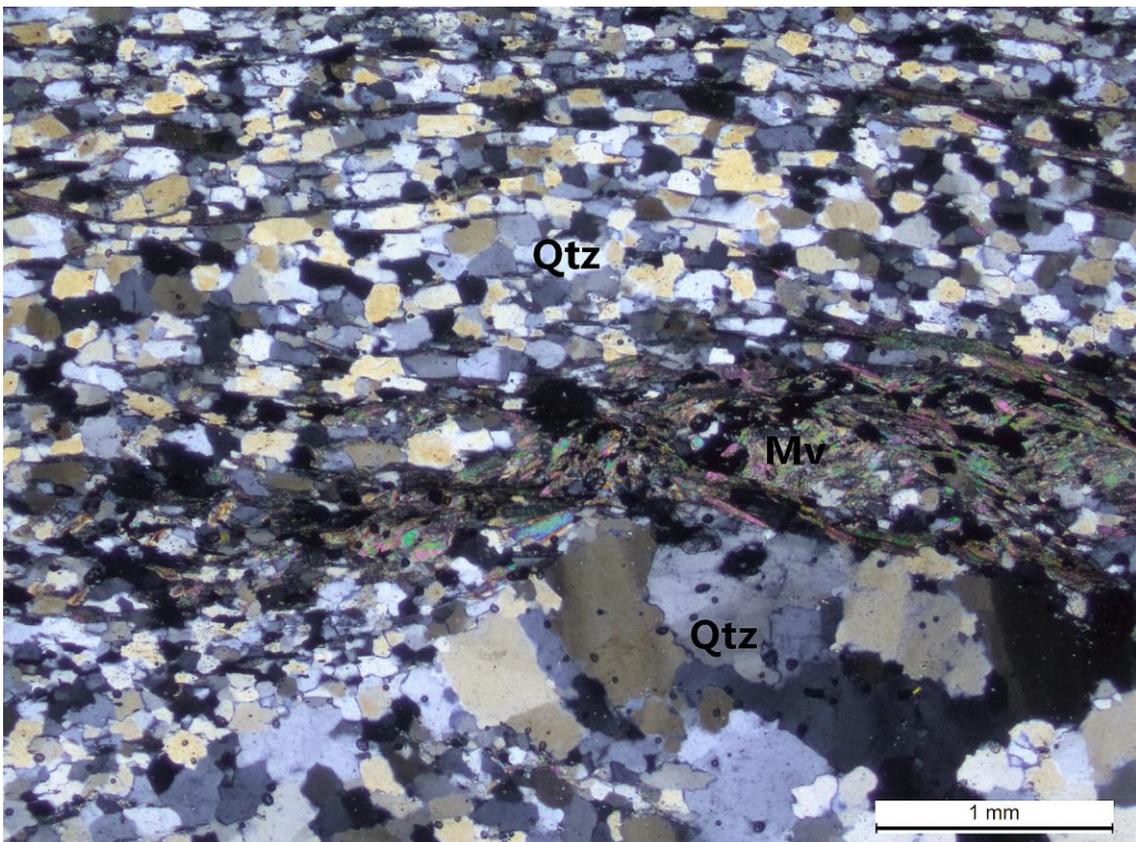


Fig. T: sección delgada GG105. Qtz: cuarzo. Mv: muscovita.
Nícoles cruzados.

GG114

Roca paraderivada, con foliación y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (78%) y plagioclasa (22%) (Figura U).

El cuarzo se encuentra xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, tamaño 300 μ m. Se observan cristales de mayor tamaño (1,0mm) de cuarzo, distribuidos homogéneamente en la roca, con extinción ondulante y borde de subgrano.

La plagioclasa se encuentra en granos redondeados a subredondeados, distribuidos homogéneamente en la roca. Presentan microfracturación, se observa macla polisintética y alcanza tamaños de 1,5mm.

El protolito es una arcosa.

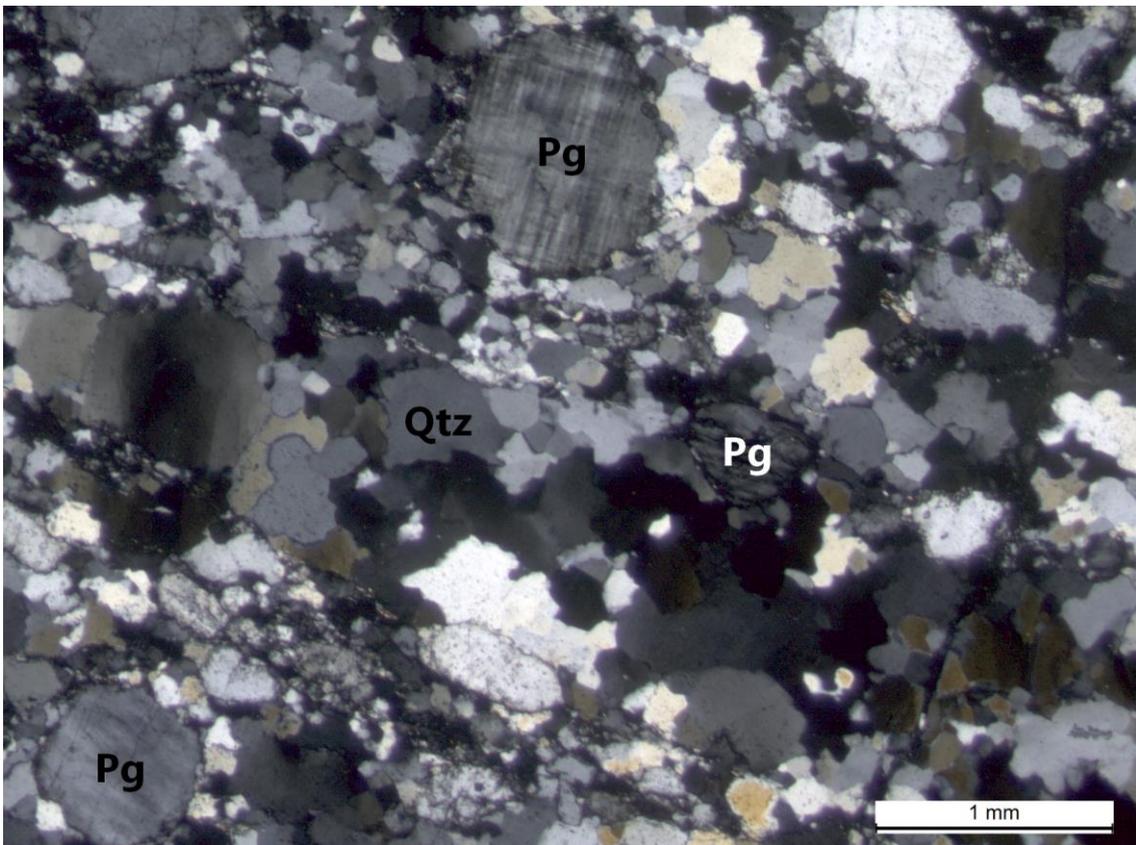


Fig. U: sección delgada GG114. Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo.
Nícoles cruzados.

GG214

Roca paraderivada, con foliación y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (70%), plagioclasa (25%), muscovita (5%) (Figura V).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, alcanza el tamaño de $200\mu\text{m}$. Se observan cristales de mayor tamaño (1,0mm) de cuarzo distribuidos homogéneamente en la roca, con extinción ondulante y borde de subgrano.

La plagioclasa se encuentra en granos redondeados a subredondeados, distribuidos homogéneamente en la roca. Presentan microfracturación, se observa macla polisintética y alcanza tamaños de 2mm.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre lineación en el plano de foliación y un tamaño máximo de $50\mu\text{m}\times 10\mu\text{m}$.

El protolito es una arcosa.

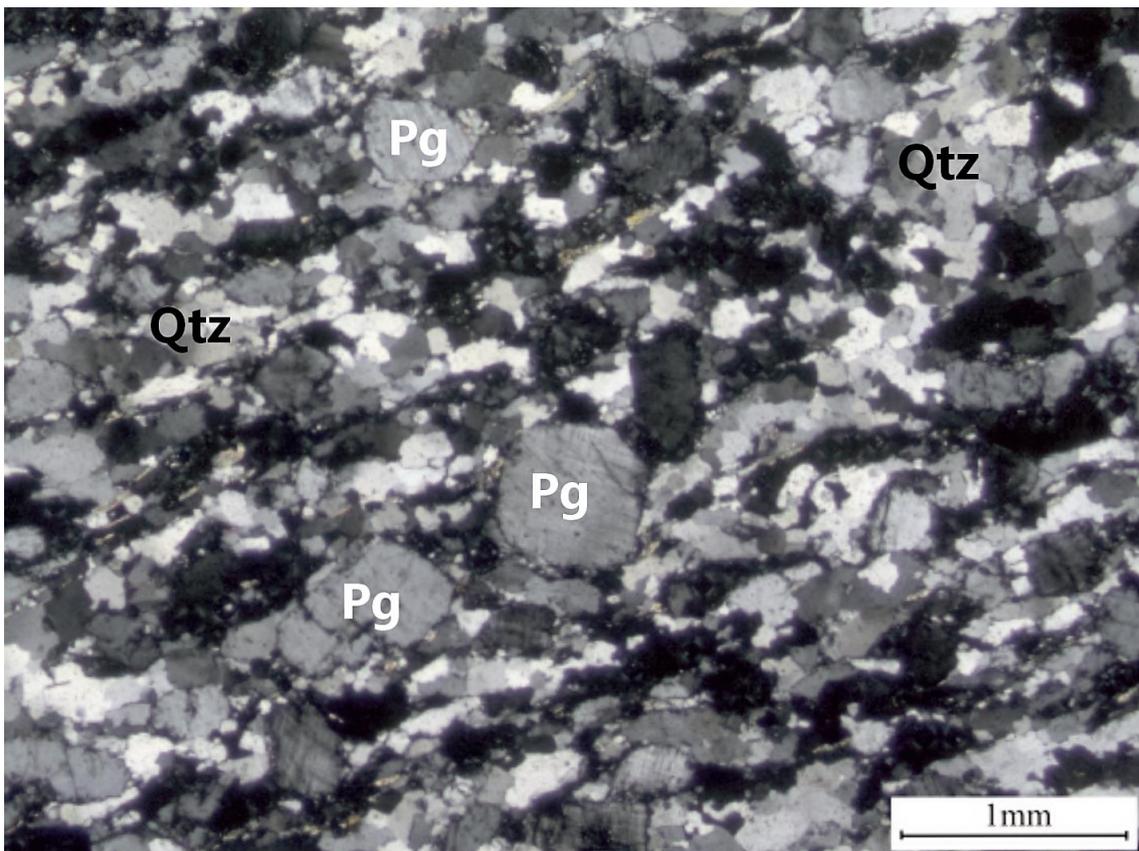


Fig. V: sección delgada GG214. Es posible observar los granos de plagioclasa redondeados a subredondeados, con esbozo de macla polisintética. Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo.

Nícoles cruzados.

GG218

Roca paraderivada, con foliación y textura granolepidoblástica, compuesta por cuarzo (74%), feldespato (24%), muscovita (2%) (Figura W).

El cuarzo se presenta xenomorfo, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, tamaño 200 μ m. Se observan granos de cuarzo policristalinos subredondeados de tamaño (1,5mm) distribuidos homogéneamente en la roca, presentando los cristales constituyentes extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano.

El feldespato se encuentra en granos redondeados a subredondeados, distribuidos homogéneamente en la roca. Presentan microfracturación, se observa macla polisintética y alcanza tamaños de 2mm.

La muscovita es hipidiomorfa, presentándose en cristales groseramente tabulares diseminados. Los cristales de muscovita presentan una pobre lineación en el plano de foliación y un tamaño máximo de 100 μ mX20 μ m.

El protolito es una arcosa.

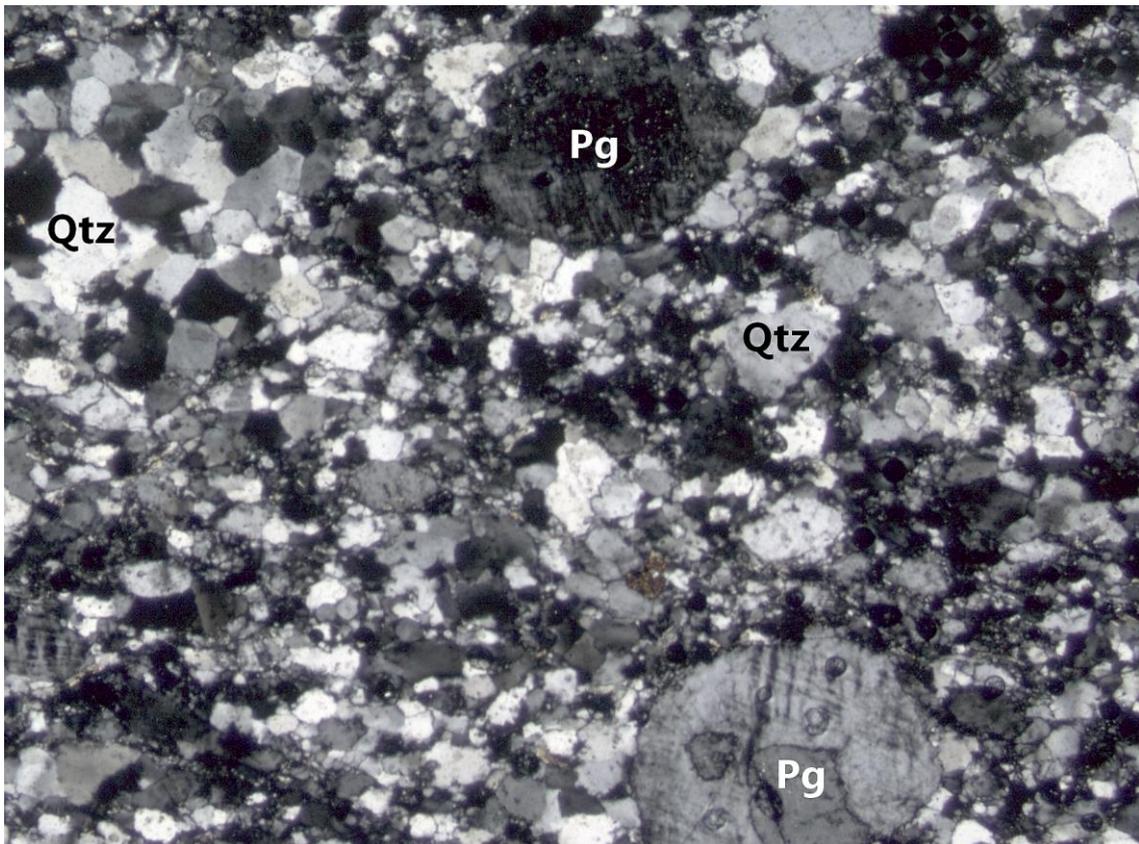


Fig. W: sección delgada GG218. Pg: plagioclasa, Qtz: cuarzo.
Nícoles cruzados.

Metaconglomerado

GG142

Roca cuarcítica formada por cuarzo y minerales opacos. El cuarzo forma el 99% de la roca y los minerales opacos el 1%(Figura X):

La roca se define por la presencia de dos dominios texturales relacionados al esqueleto (dominio 1) y a la matriz (dominio 2).

El dominio 1 (D1) está formado por cuarzo xenomorfo, presenta contactos triples, borde de subgrano y extinción ondulante muy marcada. Desarrolla contactos planos y los cristales llegan a medir unos 4mm.

El dominio 2 (D2) está formado por un mosaico cristalino de cuarzo xenomorfo, presentando contactos triples, borde de subgrano y extinción ondulante poco marcada. Principalmente desarrolla tamaños de 50 μ m. Además, en la roca se observa un 1% de minerales opacos que se encuentran distribuidos de manera homogénea y son de forma subredondeada.

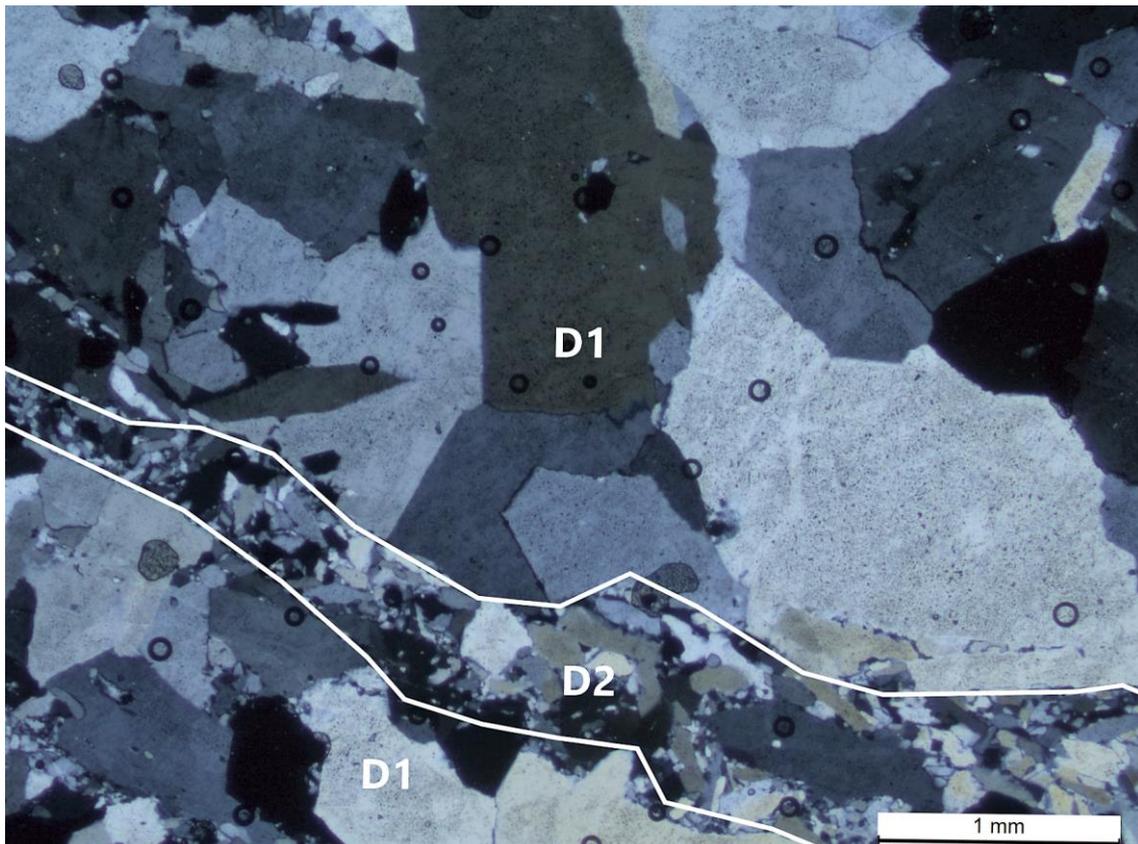


Fig. X: sección delgada GG142. Pueden observar las dos formas de presentarse el cuarzo.

Dominio 1 (D1) y dominio 2 (D2).

Nícoles cruzados.

GG080

Se distinguen en la roca, dos dominios definidos por diferentes texturas (D1 y D2) (Figura Y).

El dominio 1 (D1) es definido por textura granoblástica inequigranular seriada, está caracterizado por la presencia de un 99% de cuarzo. Éste desarrolla cristales xenomorfos que van de 0,5mm a 1,5mm, presentan extinción ondulante muy marcada, puntos triples y se desarrolla microfracturación, estando las fracturas rellenas de cuarzo. La muscovita se presenta en un 1% y se desarrolla en cristales tabulares diseminados.

El dominio 2 (D2) es de textura granolepidoblástica inequigranular seriada, está caracterizado por la presencia de cuarzo en un 80% del dominio, con cristales xenomorfos, extinción ondulante, borde de subgrano y puntos triples (Figura Y). Los cristales no desarrollan fracturación y son de menor tamaño que en D1. La muscovita se desarrolla en un 20% del dominio y se presenta de dos formas: cristales prismáticos diseminados, de tamaños de orden de los 50 μ m, y cristales pobremente alineados formando bandas. Estas bandas se encuentran separando un dominio de otro y llegan a medir 500 μ m de ancho.

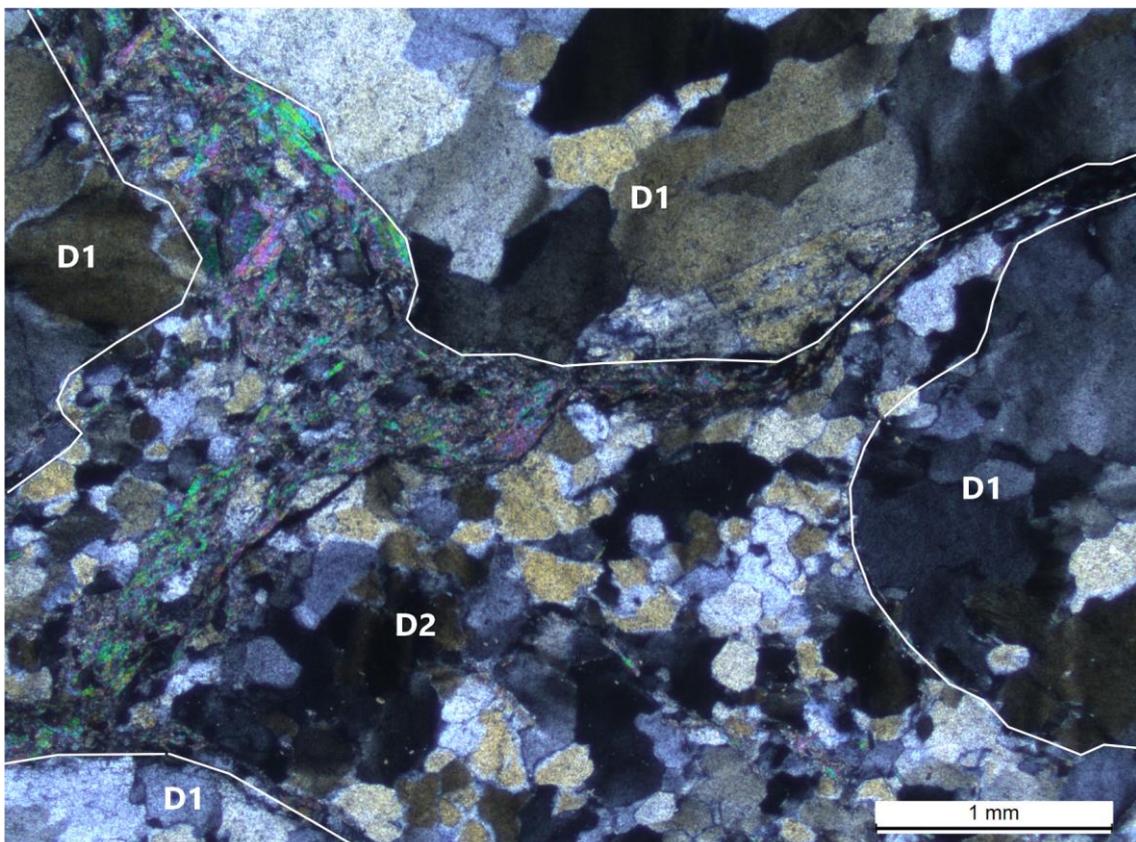


Figura Y: sección delgada GG080. Pueden observar las dos formas de presentarse el cuarzo. Dominio 1 (D1) y dominio 2 (D2).
Nícoles cruzados.

Carbonatos (mármoles)

Se describen dos tipos de rocas carbonáticas; dolarenitas (GG109, GG112, GG146, GG176, GG178, GG179, GG180) y una dolomía estromatolítica (GG195).

Se pudo determinar que el carbonato es de naturaleza dolomítica, ya que no sufre tinción al sumergir la lámina en una solución de rojo de alizarina.

GG109

Roca de textura inequigranular, poco foliada, formada por dolomita (50%), cuarzo (40%), tremolita (8%) y minerales opacos (2%) (Figura Z).

La dolomita se presenta en granos subangulosos que alcanzan tamaños del orden de los 200 μ m y desarrollan puntos triples. Se puede encontrar, además, cristales que alcanzan tamaños del orden de los 400 μ m conformando agregados cristalinos.

El cuarzo se encuentra de dos maneras: como relictos de granos subredondeados policristalinos de 1mm (arena gruesa), y como granos tamaño arena fina y menor, que presentan extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. En ambos casos se encuentra una distribución homogénea en la roca, y una alineación con la foliación.

La tremolita se distribuye en la roca de manera homogénea. Se encuentra asociado con los cristales de dolomita de mayor tamaño y presenta una pobre alineación con la foliación de la roca, desarrollando tamaños del orden de los 100 μ m.

Los minerales opacos se distribuyen de manera homogénea en la roca, son de formas subredondeadas, y no presentan relaciones marcadas con la foliación de la roca, alcanzando los 100 μ m.

El protolito es una dolarenita impura.

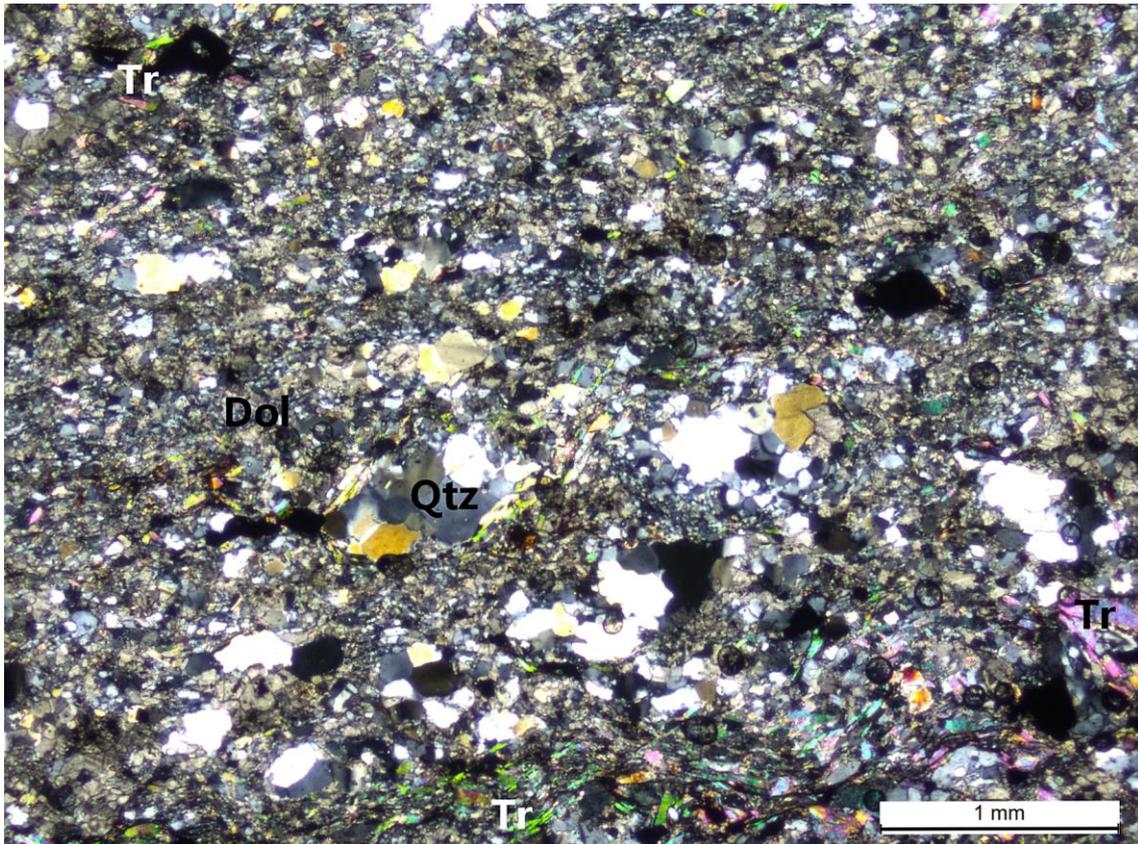


Fig. Z: sección delgada GG109. Dol: dolomita, Qtz: cuarzo, Tr: tremolita, Op: minerales opacos
Nícoles cruzados.

GG112

Roca de textura inequigranular, muy poco foliada, compuesta por cuarzo (50%) y dolomita (50%) (Figura A').

Se distinguen diferentes niveles de espesor milimétrico, los cuales se diferencian por la granulometría y la mineralogía. Un nivel está conformado por granos de cuarzo subredondeados a redondeados, con extinción ondulante, forma contactos triples y se distingue la presencia de borde de subgrano. Los granos de cuarzo de este nivel alcanzan el tamaño de $500\mu\text{m}$ (arena media). También se describe formando este nivel cristales de dolomita que alcanzan el tamaño de $500\mu\text{m}$. Se puede diferenciar otro nivel compuesto mayormente por dolomita, en el cual se observan cristales de $100\mu\text{m}$ como tamaño mayor.

El protolito es una dolarenita impura.

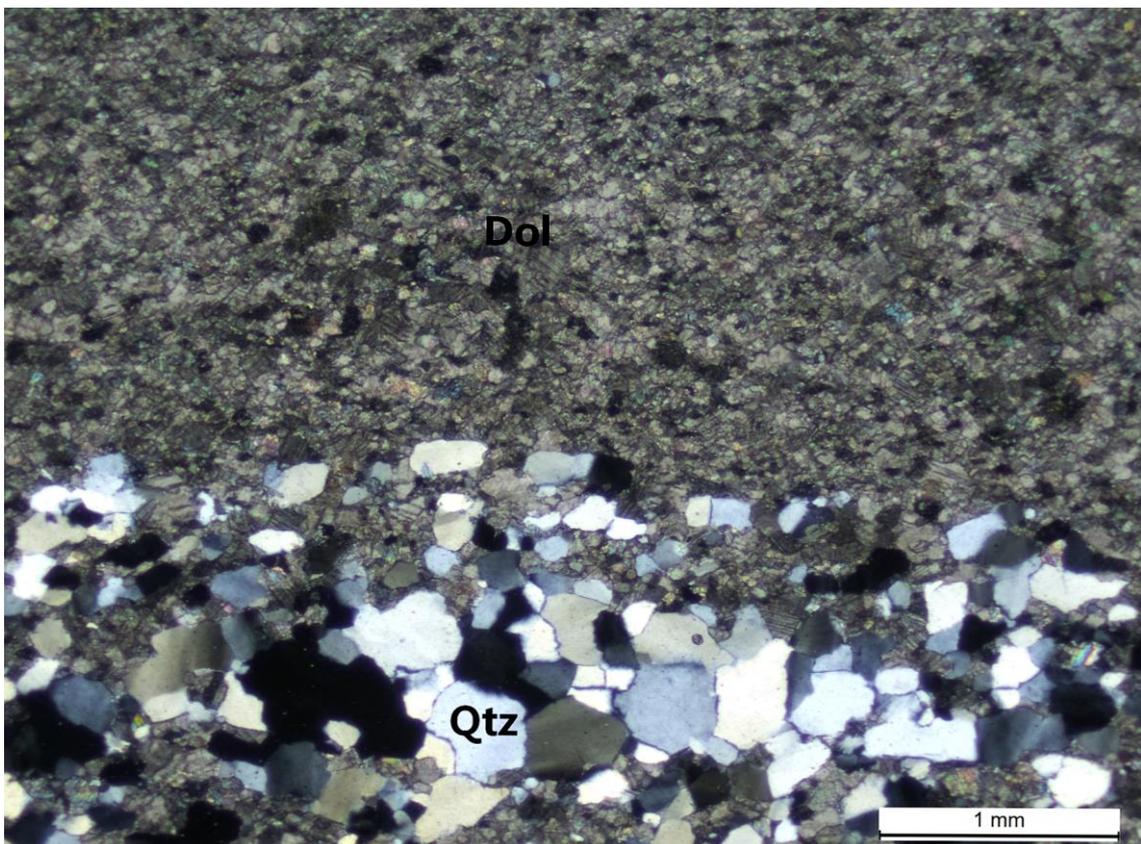


Fig. A': sección delgada GG112. Qtz: cuarzo, Dol: dolomita.
Nícoles cruzados.

GG146

Roca de textura inequigranular porfidoblástica, muy poco foliada, formada por dolomita (95%), cuarzo (4%) y tremolita (1%) (Figura B').

La dolomita se representa por granos subangulosos que alcanzan los 200 μ m de tamaño.

El cuarzo se encuentra en agregados policristalinos de dimensiones del orden de 1mm, donde se observa contactos triples, bode de subgrano y extinción ondulante. También se observa el cuarzo conformado por cristales que adoptan la forma de los granos de dolomita que los circundan, y no superan los 200 μ m de tamaño.

La tremolita ocurre de manera diseminada en la roca, estando representada por cristales tabulares que alcanzan los 200 μ m de tamaño.

El protolito es una dolarenita impura.

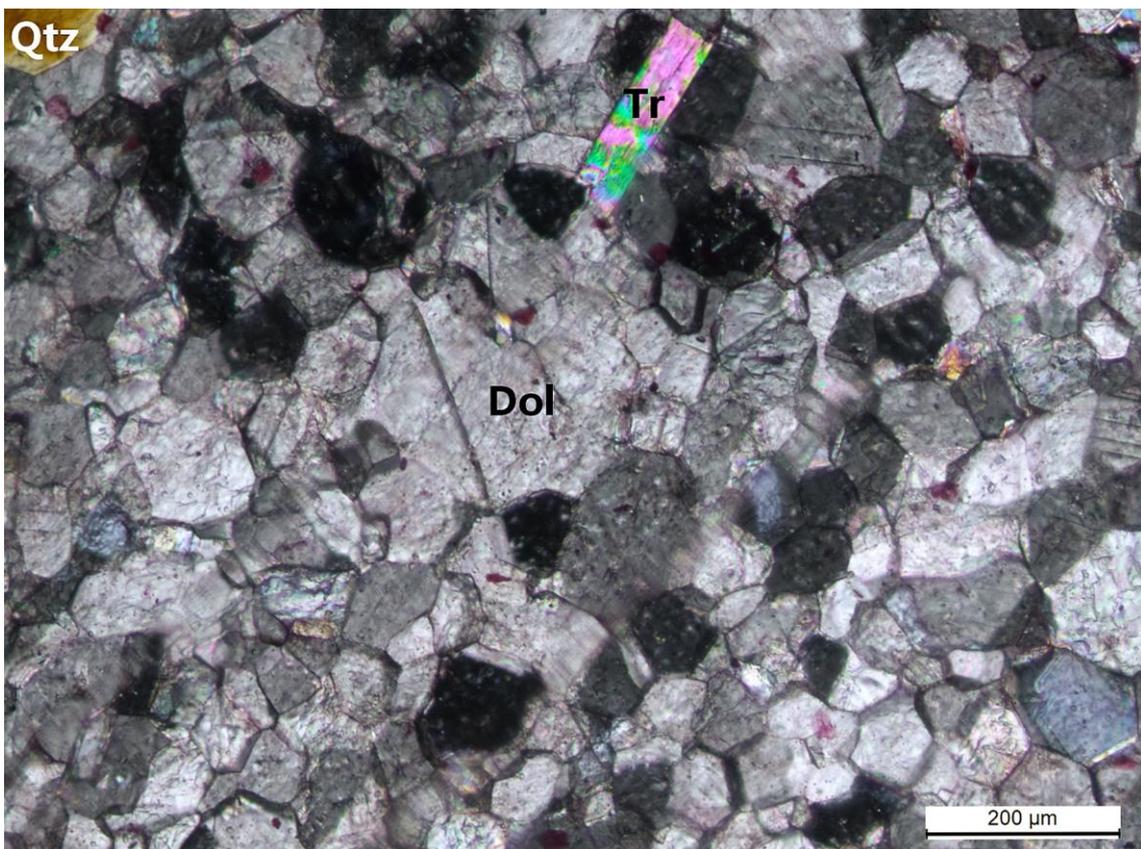


Fig. B': sección delgada GG146. Dol: dolomita, Qtz: cuarzo, Tr: tremolita.

Nícoles cruzados.

GG176

Roca de textura inequigranular porfidoblástica, poco foliada, compuesta por dolomita (95%) y cuarzo (5%) (Figura C').

La dolomita es el componente mayoritario, se presenta en granos subangulosos, y su tamaño varía entre $50\mu\text{m}$ y $200\mu\text{m}$. Existen, dominios en la roca donde se observa cristales de mayor tamaño. Estos cristales llegan a alcanzar tamaños en torno a 1mm.

El cuarzo se desarrolla en granos diseminados subangulosos a subredondeados. En algunos casos formando pequeños aglomerados paralelos a la incipiente estratificación. Se pueden diferenciar pequeños lentes de granulometría mayor (cercano a 200μ) diseminados, diferenciados del resto de la roca de granulometría menor (cercana a las 50μ), que se interpretan como venas recrystalizadas.

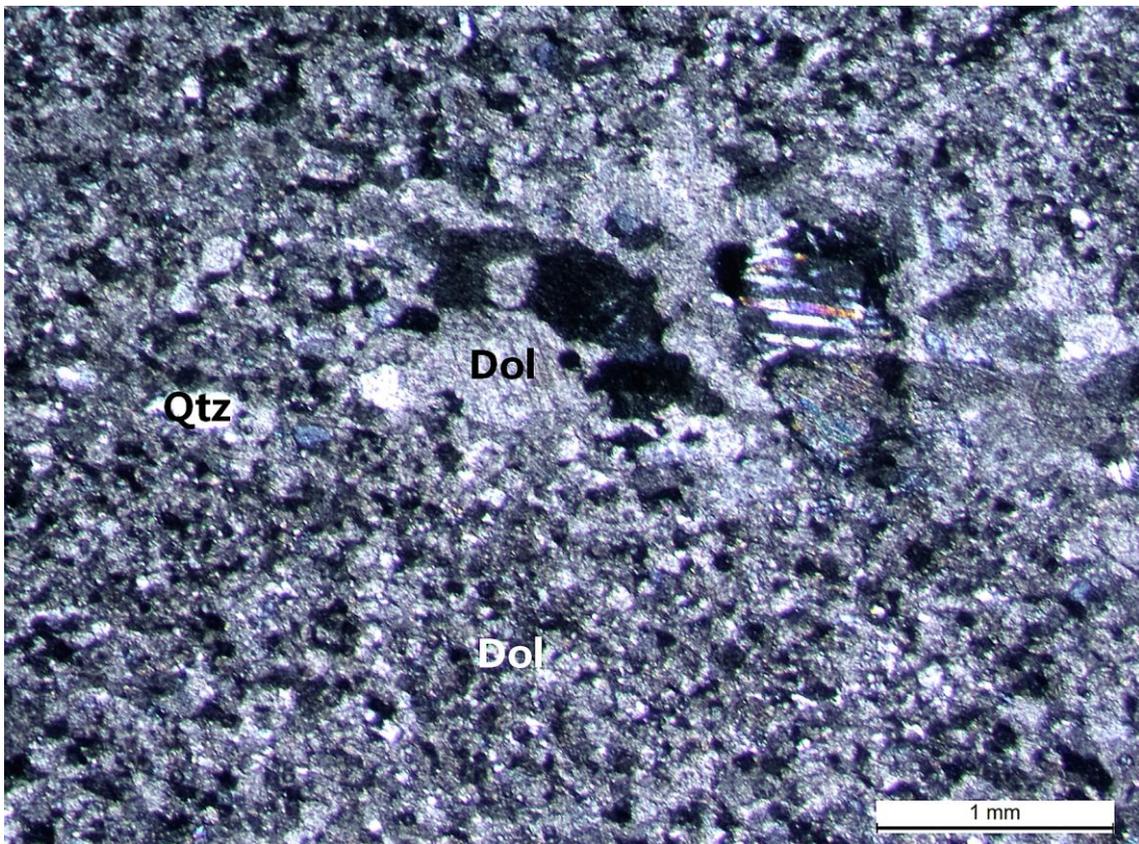


Fig. C': sección delgada GG176. Dol: dolomita, Qtz: cuarzo.
Nícoles cruzados.

GG178

Roca de textura inequigranular porfidoblástica, poco foliada, formada enteramente por dolomita hipidiomórfica (Figura D').

Se observan cristales rómbicos con bordes planos y contactos triples, que llegan a alcanzar tamaños de 400 μ m, siendo el tamaño predominante de 150 μ m.

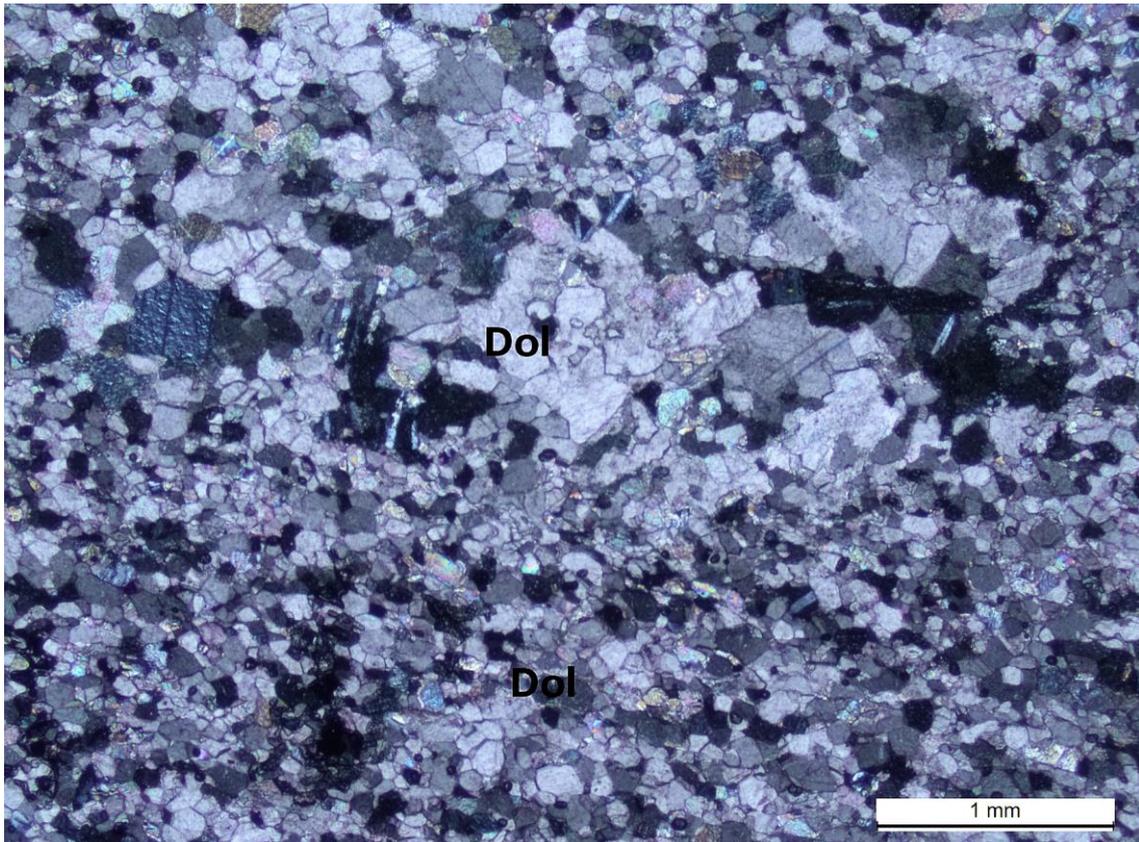


Fig. D': sección delgada GG178. Dol: dolomita.
Nícoles cruzados.

GG179

Roca de textura inequigranular porfidoblástica, poco foliada, compuesta por dolomita (95%), tremolita (3%) y cuarzo (2%) (Figura E').

La dolomita se presenta en forma de cristales subhédricos, con bordes rectos a levemente suturados y muestra la macla característica. Llega a desarrollar cristales de 500 μ m. También se encuentran cristales romboédricos de dolomita recristalizada, con bordes planos a levemente suturados, y llega a desarrollar tamaños del orden de los 100 μ m.

La tremolita ocurre desarrollando cristales tabulares diseminados, no alineados, que llegan a desarrollar tamaños del orden de los 200 μ m.

El cuarzo se encuentra formado por granos recristalizados subredondeados a redondeados, presentan extinción ondulante, borde de subgrano y contactos triples. Los granos de cuarzo se encuentran formando pequeños glomérulos o diseminados y llegan a medir 400 μ m.

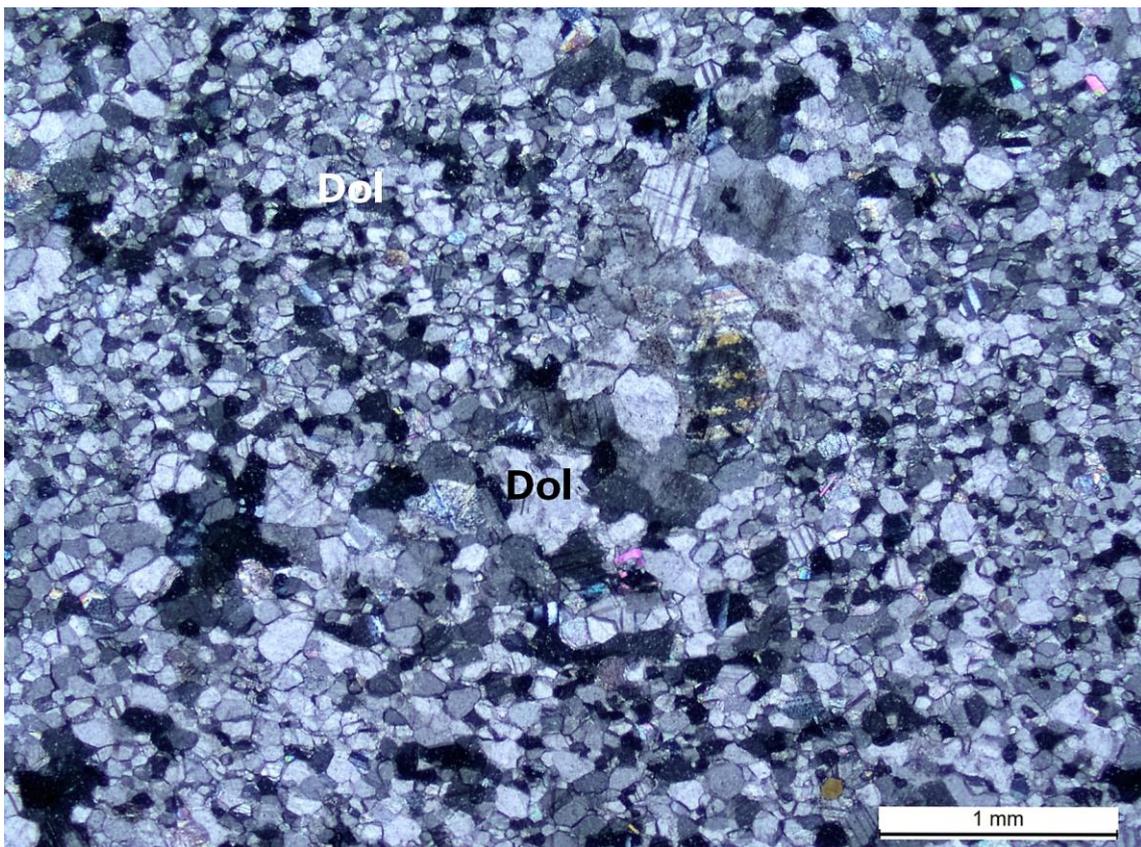


Fig. E': sección delgada GG179. Dol: dolomita, Qtz: cuarzo, Tr: tremolita.
Nícoles cruzados.

GG180

Roca de textura inequigranular porfidoblástica, poco foliada, compuesta por dolomita (98%) y cuarzo (2%) (Figura F').

La dolomita se presenta recrystalizada, representada por cristales subautomorfos, con bordes planos. Se puede observar una grosera alineación de los ejes mayores de los cristales, de tamaño general del orden de los 100 μ m, encontrándose cristales que alcanzan los 500 μ m.

El cuarzo se describe formado por clastos subredondeados a subangulosos, que no presentan extinción ondulante ni borde de subgrano. Los granos de cuarzo se encuentran formando pequeños glomérulos o diseminados y llegan a medir 300 μ m. El cuarzo se encuentra recrystalizado, ajustando groseramente su forma a la de los cristales de dolomita que lo rodean.

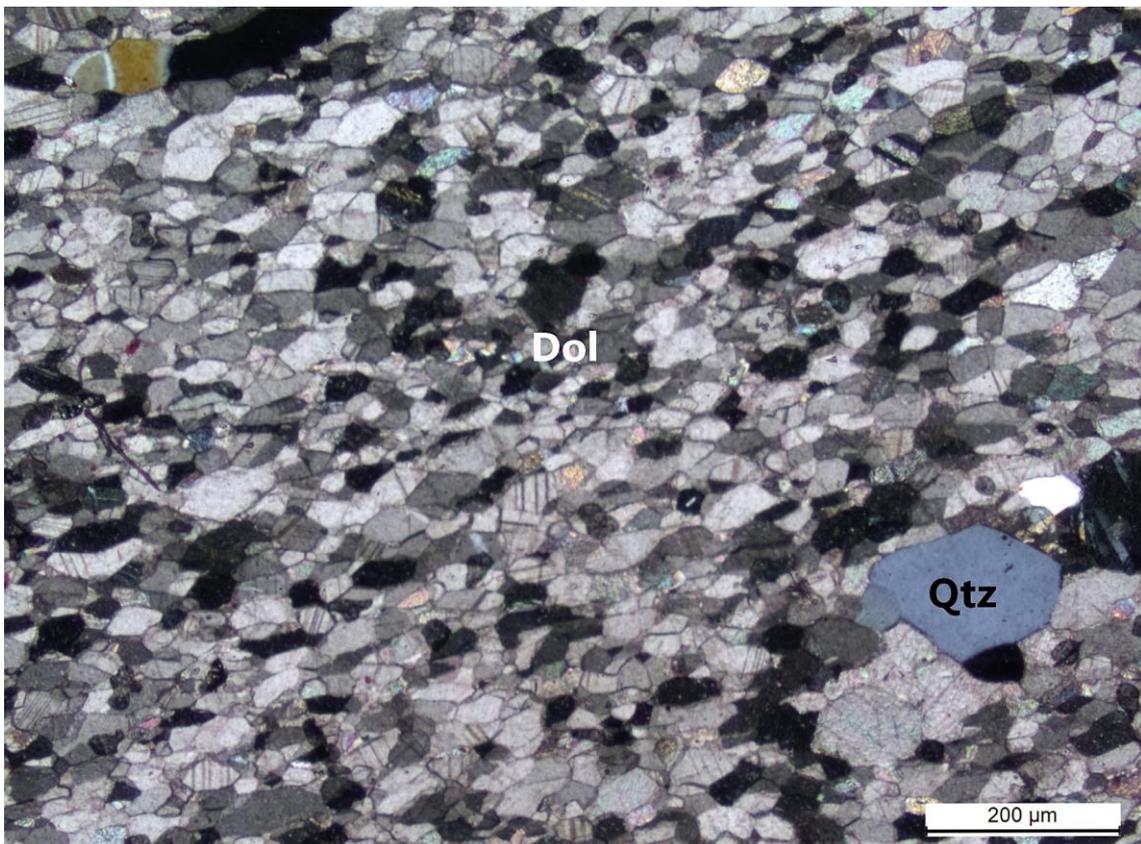


Fig. F': sección delgada GG180. Dol: dolomita, Qtz: cuarzo.
Nícoles cruzados.

GG195

Roca estromatolítica, compuesta por dolomita (98%) y cuarzo (2%) (Figura G').

La dolomita se presenta de dos formas, estableciendo la presencia de láminas con espesor de escala milimétrica. A partir de esto, se diferencian dos dominios: uno compuesto por un mosaico dolomítico de grano fino y rico en materia orgánica de color oscuro (70% de la roca), y otro compuesto por cristales de dolomita, que alcanzan tamaños del orden de los 300 μ m, pobres en materia orgánica y de colores claros (30% de la roca).

El cuarzo (en las láminas claras) presenta extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, amoldando su forma con los granos de dolomita que lo rodean, alcanzando los 200 μ m.

Teniendo en cuenta esta descripción, se clasifica la roca de las siguientes maneras:

- Boundstone: Roca de textura bioconstruida, generada por componentes ligados durante el depósito (Dunham, 1962)
- Biolitita: Carbonatos biogénicos bioconstruidos (Folk, 1962)
- *Bindstone*: Tipo de bioconstrucción por organismos que incrustan y atrapan el sedimento (Embry y Klovan, 1971)

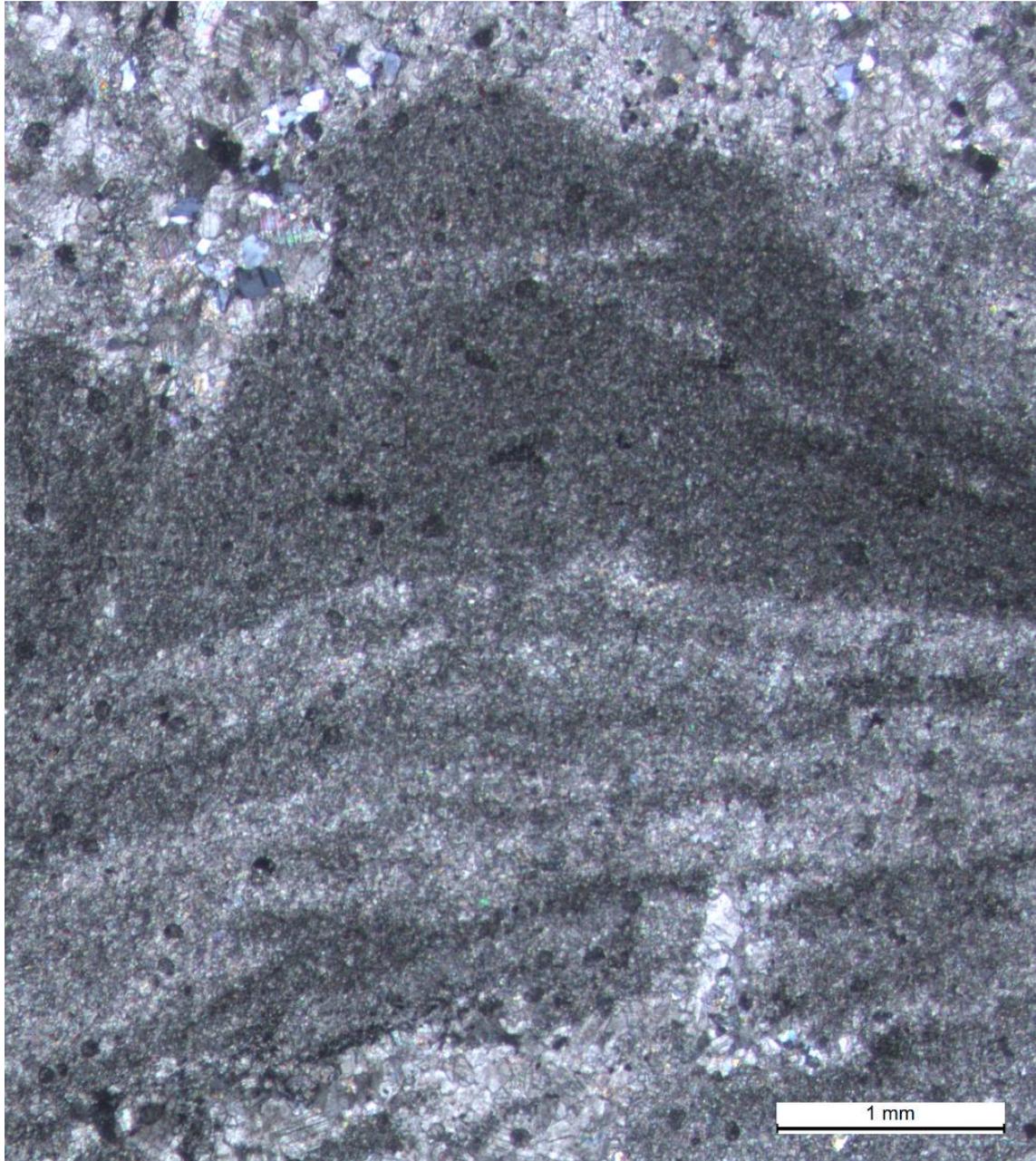


Fig. G': sección delgada GG195. La roca presenta laminación microbiana, presentando irregularidades y micro-domos. Se trata de un estromatolito planar, el cual indica aguas someras de energía moderada a baja.
Nícoles cruzados.

Actinolitita

GG235

Roca metamórfica de textura lepidonematoblástica, formada por actinolita (87,5%), clorita (5%), rutilo (3%), cuarzo (2%), biotita (1%), epidoto (1%) y albita (0.5%). La roca no presenta fábrica lineal (Figura H').

La actinolita se encuentra formando cristales xenomorfos, con pleocroísmo verde-azulado a verde amarillento y una birrefringencia moderada del amarillo al rojo de primer orden, alcanzando tamaños del orden de 1mm.

La clorita es anhedral, presenta pleocroísmo leve en tonos de verde, presentando color de birrefringencia anómalo azulado y se dispone homogéneamente en la roca, alcanzando tamaños del orden de 1mm.

El rutilo se encuentra en cristales anhedrales diseminados, alcanzando tamaños del orden de los 150µm.

El cuarzo se presenta recristalizado, compuesto por cristales anhedrales, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano. Se encuentra diseminado en la matriz de la roca, alcanzando tamaños del orden de los 150µm.

La biotita se encuentra formada por cristales anhedrales, presentando el clivaje característico pero sin forma tabular. Está asociado con la presencia de clorita, siendo el plano de clivaje de ambos groseramente paralelo, alcanzando tamaños del orden de los 100µm.

El epidoto se encuentra diseminado en la roca, y alcanza tamaños del orden de los 50µm.

La albita es representada por cristales redondeados, se encuentra relacionada con las zonas de ocurrencia de cuarzo. Alcanza tamaños del orden de los 100µm.

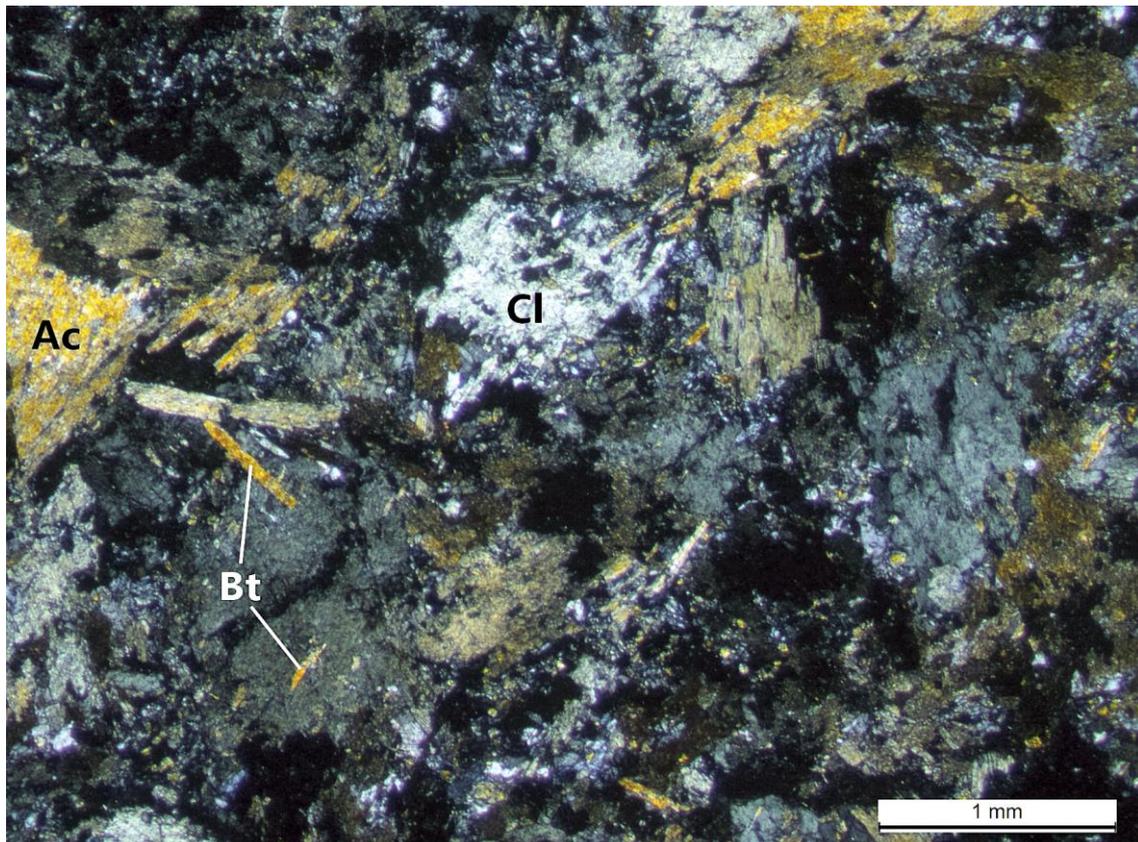


Fig. H': sección delgada GG235. Ac: actinolita, Cl: clorita, Qtz: cuarzo, Bt: biotita
Nícoles cruzados.

Esquisto cuarzoso a granate

GG233

Roca metamórfica formada por cuarzo (50%), biotita (20%), muscovita (15%), granate (10%) y hematita (5%) (Figura I').

El cuarzo se caracteriza por cristales xenomorfos, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, alcanzando tamaños del orden de los 200 μ m, aunque puede observarse el esbozo de granos subredondeados policristalinos de tamaño 1mm.

La biotita se presenta de dos formas: en cristales subautomorfos diseminados, sin presentar alineación con la foliación marcada por la bandas de muscovita, que alcanzan tamaños de 1mm y cristales tabulares groseramente alineados con las bandas de muscovita, que alcanzan tamaños de 300 μ m.

La muscovita se presenta en cristales tabulares, formando bandas plegadas, pobremente alineadas de espesores variables. Los cristales alcanzan tamaños del orden de los 100 μ m.

El granate se presenta en cristales subanhedrales diseminados, groseramente rombododecaédricos. Presenta cristales de cuarzo y muscovita incluidos, alto relieve, es de color marrón y no presenta pleocroísmo. Las bandas de muscovita se pliegan bordeando los cristales de granate. El granate que presenta la roca se describe como almandino.

La hematita aparece como mineral opaco, presentándose groseramente prismático, de color negro a gris oscuro y no presenta relación clara con el bandeamiento de la roca.

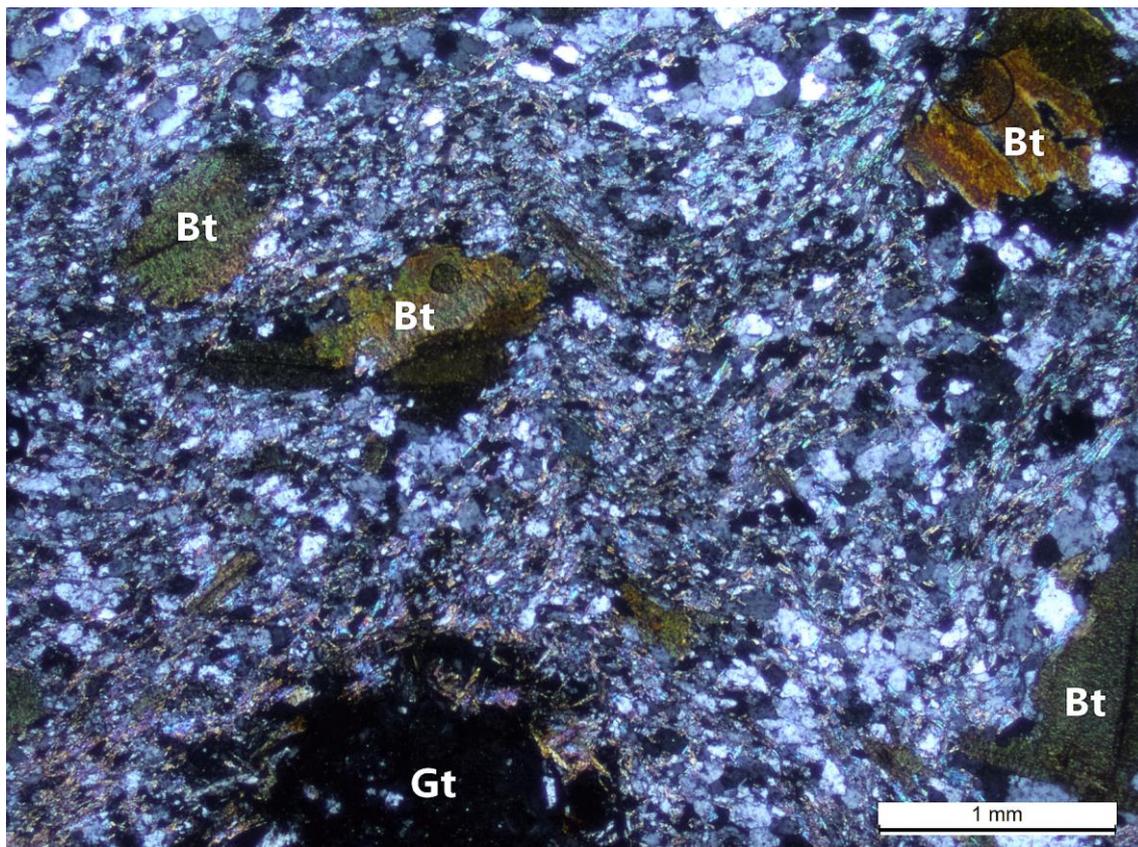


Fig. I': sección delgada GG233. Qtz: cuarzo, Bt: biotita, Gt: granate.
Nícoles cruzados.

GG234

Roca metamórfica formada por cuarzo (70%), muscovita (15%), granate (10%) y minerales opacos (5%) (Figura J').

El cuarzo se caracteriza por cristales xenomorfos, con extinción ondulante, contactos triples y borde de subgrano, alcanzando tamaños del orden de los 300 μ m, aunque puede observarse el esbozo de granos subredondeados policristalinos de tamaño 1mm.

La muscovita se presenta en cristales tabulares, formando bandas plegadas, pobremente alineadas de espesores variables. Los cristales alcanzan tamaños del orden de los 200 μ m, siendo más abundantes los cristales de 100 μ m.

El granate se presenta en cristales subautomorfos diseminados, groseramente rombododecaédricos. Presenta cristales de cuarzo y muscovita incluidos, alto relieve, es de color marrón y no presenta pleocroísmo. Las bandas de muscovita se pliegan bordeando los cristales de granate. El granate que presenta la roca se describe como almandino.

Los minerales opacos son amorfos y no presentan relación clara con el bandeamiento general de la roca.

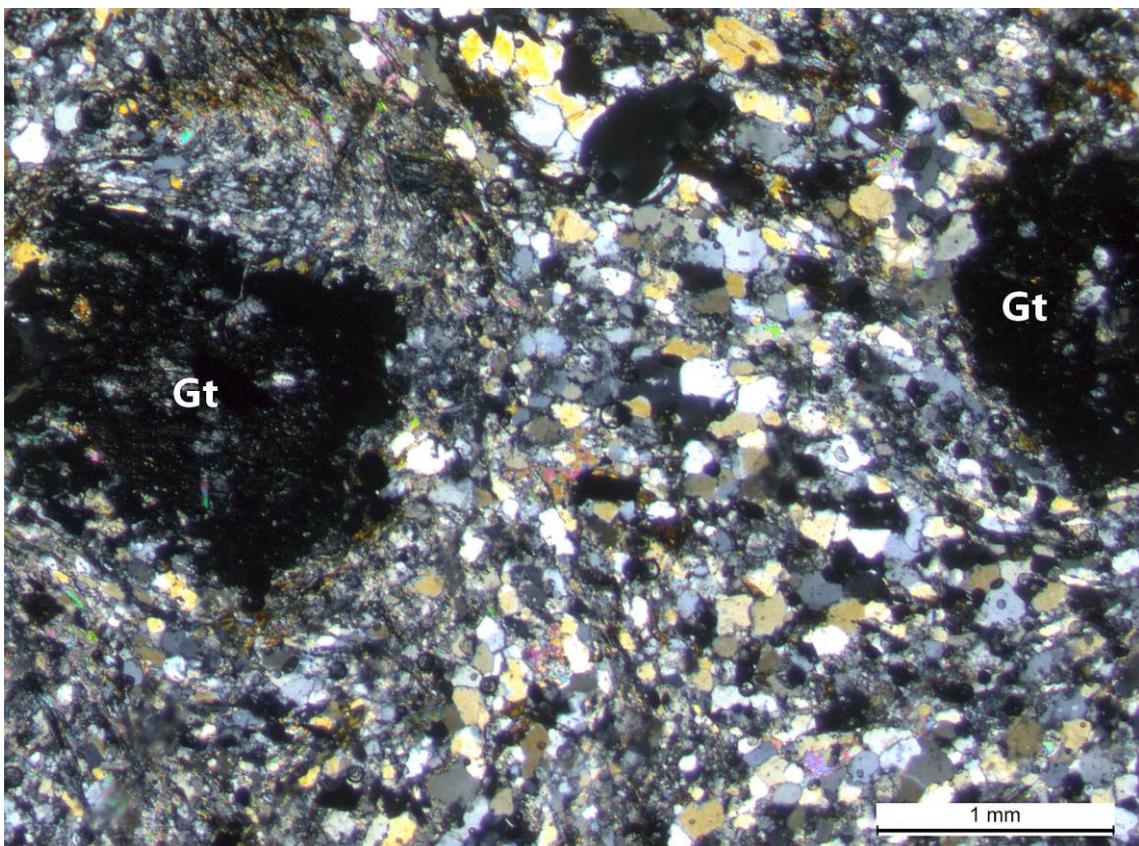


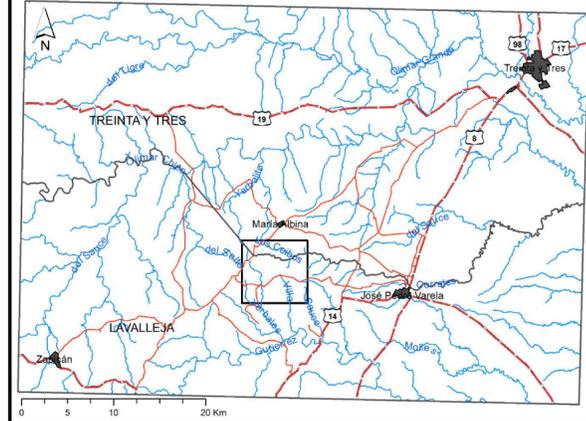
Fig. J': sección delgada GG234. Qtz: cuarzo, Mv: muscovita, Gt: granate. Nícoles cruzados.

Trabajo Final de Grado. Mapa geológico escala 1:20.000

Estratigrafía de la sucesión metasedimentaria al Oeste de la localidad de José Pedro Varela, Departamento de Lavalleja

Guillermo García Larrieux

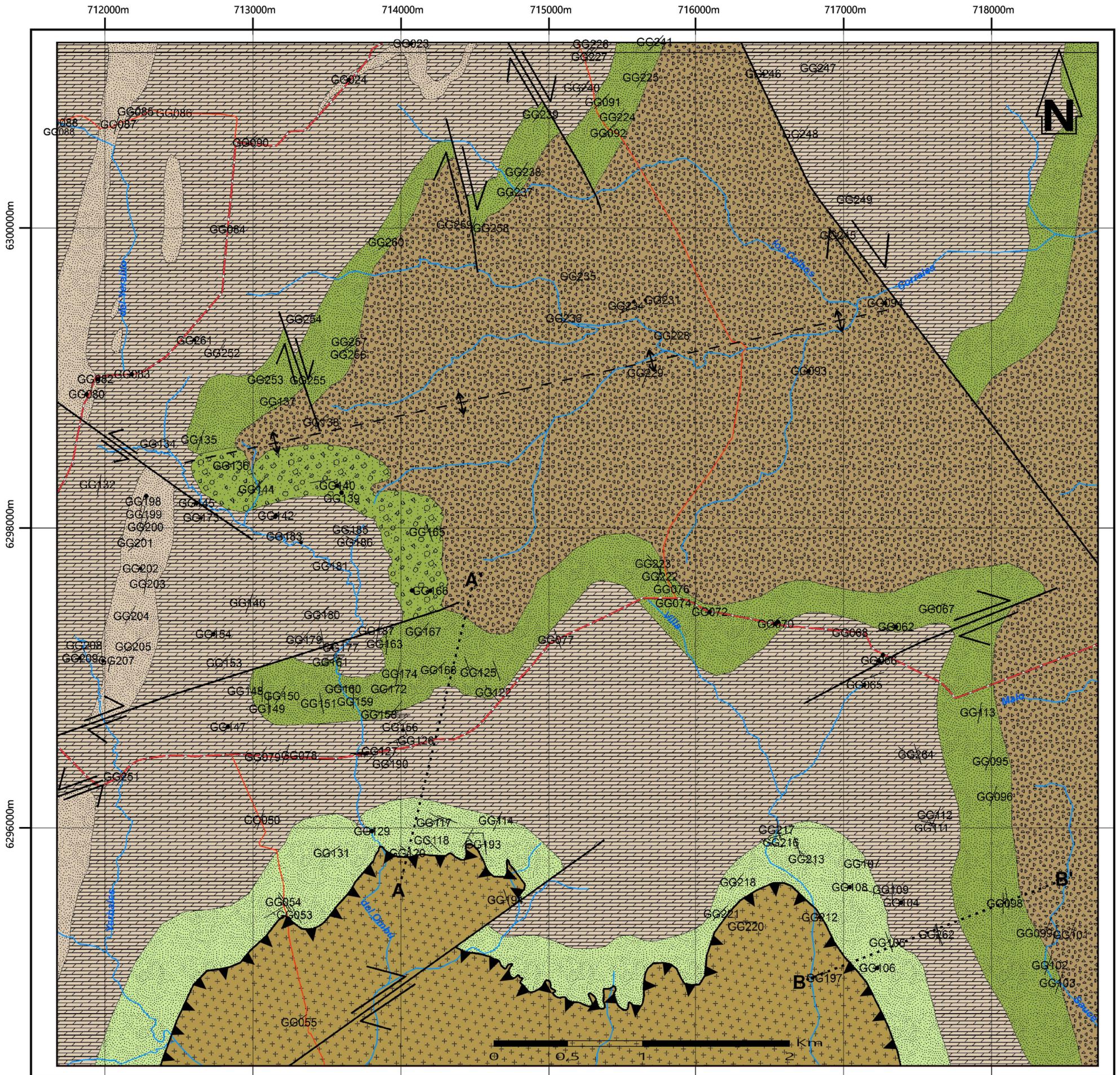
Mapa de ubicación



Sistema de coordenadas

WGS 1984 UTM Zone 21S
 Projection: Transverse Mercator
 False Easting: 500000,000000
 False Northing: 10000000,000000
 Central Meridian: -57,000000
 Scale Factor: 0,999600
 Latitude Of Origin: 0,000000
 Linear Unit: Meter

GCS WGS 1984
 Datum: D WGS 1984



Referencias

- Cabalgamiento
- Falla de rumbo
- Caminería Departamental
- Senda de paso
- Anticlinal
- Cursos de agua
- Afloramiento con datos estructurales
- Afloramiento sin datos estructurales
- Cortes geológicos

Litologías

- Metarenisca micácea
- Metaconglomerado
- Metarenisca
- Meta-arcosa
- Actinolitas y esquistos con granate
- Metatonalita

Marzo 2016