



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS
UDELAR | fcien.edu.uy

Trabajo Final de Grado
Licenciatura en Geología

“PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO
TAPES (TERRENO NICO PÉREZ) Y MINERALES
ASBESTIFORMES ASOCIADOS”

Lucía Bethania Samaniego Bisio

Tutor: Dr. Claudio Gaucher

Co-tutora: Dra. Ma. Florencia Gargiulo

Año 2016

Agradecimientos

A mis tutores, el Dr. Claudio Gaucher y la Dra. Florencia Gargiulo por su dedicación durante el transcurso de este trabajo y por los aprendizajes brindados.

A mis padres y hermana por ser mi ejemplo y creer en mí siempre. A mis abuelos que con su inmenso amor me hicieron el aguante siempre.

A Guille por la paciencia infinita, por ser mi sostén, por la confianza y el aliento a seguir.

A la familia García-Larrieux por su apoyo y aliento en todo momento.

A la Dr. Paula Collazo por su apoyo constante y sus consejos.

A mis compañeros de OSE por el aliento necesario del día a día y estar dispuestos siempre a ayudarme.

A todos mis amigos y compañeros que conocí durante el transcurso de esta carrera y a los que también gracias a la Geología pude conocer en la Universidad Nacional de San Luís.

A los encargados del Laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas, especialmente a Daniel, por su disponibilidad.

A los profesores y funcionarios de la Universidad Nacional del Sur que estuvieron a disposición durante mi estadía allí por motivo de este Trabajo Final.

A la Agencia Nacional de Investigación e Innovación por el apoyo para realizar esta investigación a través de una "Beca de Iniciación a la Investigación" y al Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas por su apoyo a través de las "Pasantías de Iniciación a la Investigación".

Al Proyecto CSIC I+D C-207 "El Terreno Nico Pérez geología y recursos minerales" por el apoyo para trabajos de campo y análisis de laboratorio.

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUCCIÓN | 5 |
| 1.1 Ubicación, generalidades y vías de acceso al área de estudio | 5 |
| 1.2. Geología Regional..... | 8 |
| 1.3. Antecedentes de estudio de las litologías pertenecientes al Complejo Tapes | 13 |
| 1.4. Antecedentes Geológicos..... | 15 |
| 1.4.1 Complejo La China..... | 15 |
| 1.4.2. Grupo Cebollatí | 15 |
| 1.4.3. Formación Manguera Azul | 15 |
| 1.4.4. Escama Tectónica Carapé..... | 16 |
| 1.4.5. Batolito Puntas del Santa Lucía | 16 |
| 1.4.6. Granito del Arroyo Tapes Chico | 16 |
| 1.4.7. Formación Mariscal (Gpo. Lascano) | 17 |
| 2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA | 18 |
| 2.1. Objetivos del estudio realizado..... | 18 |
| 2.2. Metodología utilizada..... | 18 |
| 2.2.1. Revisión bibliográfica | 18 |
| 2.2.2. Trabajos de campo | 19 |
| 2.2.3. Confección de mapas geológicos | 20 |
| 2.2.4. Análisis petrográfico-mineralógico | 20 |
| 2.2.5. Técnicas de análisis geoquímicos de Roca Total | 21 |
| 3. CARACTERIZACIÓN DEL COMPLEJO TAPES | 24 |
| 3.1. Petrografía..... | 33 |
| Asociación metasedimentaria | 33 |
| Asociación de rocas ultramáficas | 40 |
| 4. DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X (DRX) | 49 |
| 5. IDENTIFICACIÓN DE POSIBLES MINERALES ASBESTIFORMES EN LAS ROCAS DE LA ASOCIACIÓN ULTRAMÁFICA DEL COMPLEJO TAPES | 52 |

| | |
|---|----|
| 6. GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL | 54 |
| 6.1. Análisis general de las rocas estudiadas | 54 |
| 6.1.1. Geoquímica de elementos mayoritarios..... | 54 |
| 6.1.2. Geoquímica de elementos de transición | 55 |
| 6.1.3 Diagrama ACF | 60 |
| 6.1.4. Geoquímica de los elementos traza y tierras raras..... | 63 |
| 6.2. Análisis de las Rocas Ultramáficas..... | 70 |
| 6.2.1. Análisis del contenido de los elementos mayoritarios | 70 |
| 6.2.2. Geoquímica de elementos de transición | 73 |
| 6.3. Análisis de diagramas de discriminación tectónica..... | 74 |
| | |
| 7. DISCUSIÓN | 76 |
| | |
| 8. CONCLUSIONES | 85 |
| | |
| 9. BIBLIOGRAFIA | 87 |

ANEXO

| | |
|---|-----|
| Tabla 1.: Puntos relevados durante las campañas realizadas..... | 95 |
| Mapa de puntos relevados..... | 99 |
| Tabla 2.: Resultados de análisis químicos realizados en muestras de rocas ultramáficas pertenecientes al Área Zapicán del Complejo Tapes..... | 100 |
| Mapa geológico del Área Zapicán..... | 101 |
| Mapa geológico del Área Tapes..... | 102 |
| Mapa geológico del Área Mariscal..... | 103 |

ANEXO COMPLEMENTARIO (CD)

Descripciones petrográficas de las muestras estudiadas

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Ubicación, generalidades y vías de acceso al área de estudio

El área de estudio se localiza geográficamente en el Departamento de Lavalleja (Fig.1.1.). Está comprendida entre los paralelos 33°28'35" y 34°20'44" de latitud sur y entre los meridianos 54°42'07" y 55°12'30" de longitud oeste, extendiéndose en una superficie aproximada de 4500 km² (620 km² aproximadamente de afloramientos pertenecientes al Complejo Tapes). Desde la ciudad de Montevideo, se accede al área de estudio por la Ruta Nacional N°8 "Brigadier General Juan Antonio Lavalleja", en dirección hacia el norte de la ciudad de Mariscala.

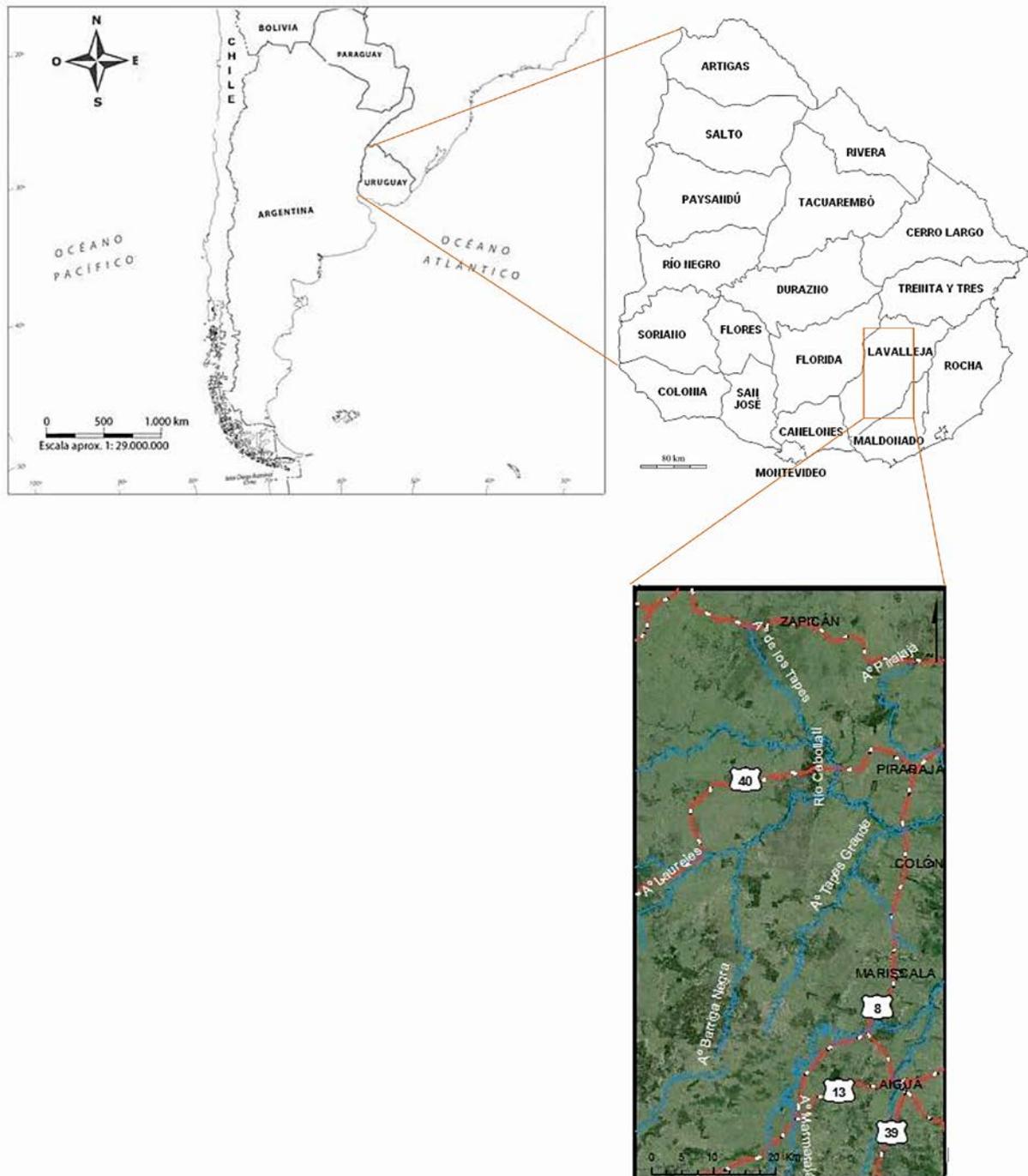


Figura 1.1.: Mapa de ubicación geográfica del área de estudio.

La zona de trabajo abarca parcialmente diez hojas topográficas a escala 1:50.000, editadas por el Servicio Geográfico Militar uruguayo: F-26 "Aiguá", F-25 "Mariscala", F-24 "Cerro Partido", F-23 "Pirarajá", F-22 "Zapicán", G-26 "Minas", G-25 "Arroyo del Soldado", G-24 "Polanco", G-23 "Manguera Azul" y G-22 "Illescas" (Fig. 1.2.).

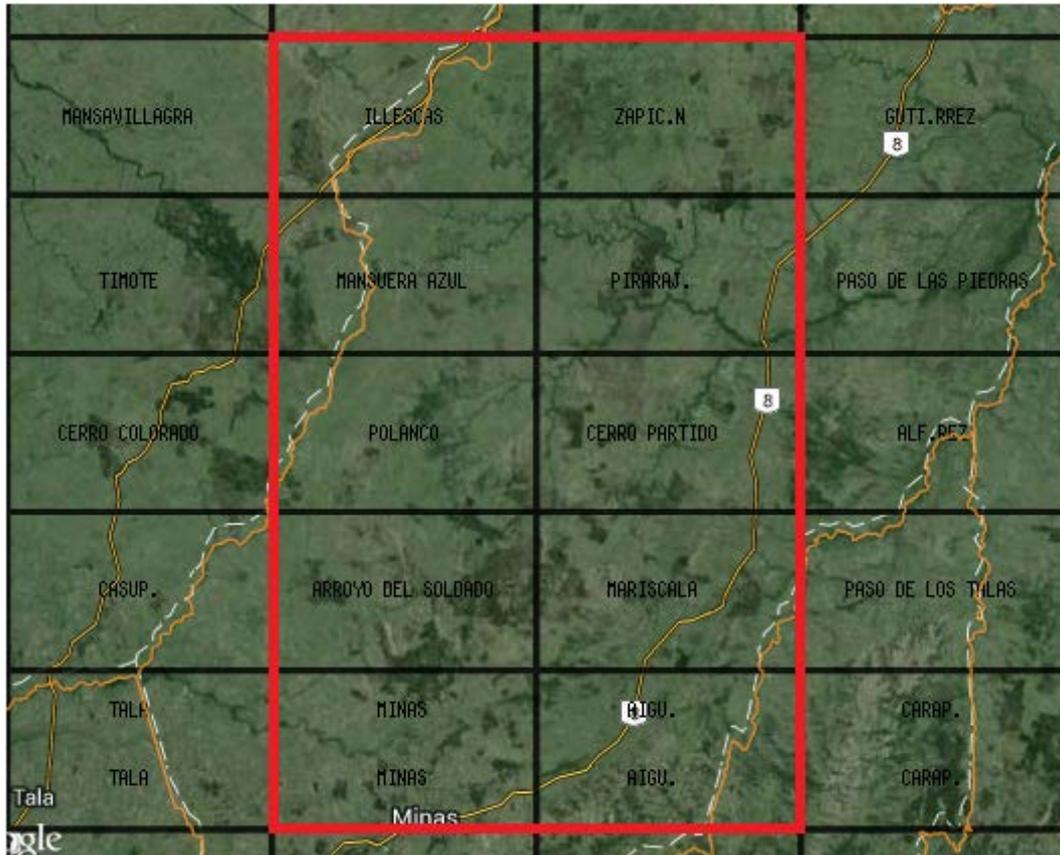


Figura 1.2.: El recuadro rojo indica el área de estudio y las hojas topográficas a escala 1:50.000 involucradas en este sector.

Dentro del área de trabajo, las alturas varían entre 50 m.s.n.m. en las márgenes del río Cebollatí y 325 m.s.n.m al sur de la localidad de Polanco (Fig. 1.3.). La red hidrográfica en este sector es relativamente densa y ramificada, adaptándose al tipo de material por el que corre. Los principales cursos de agua son el Río Cebollatí (el de mayor caudal del área) y algunos de sus afluentes como el Arroyo Tapes Grande, el Arroyo Barriga Negra y el Arroyo del Aiguá.

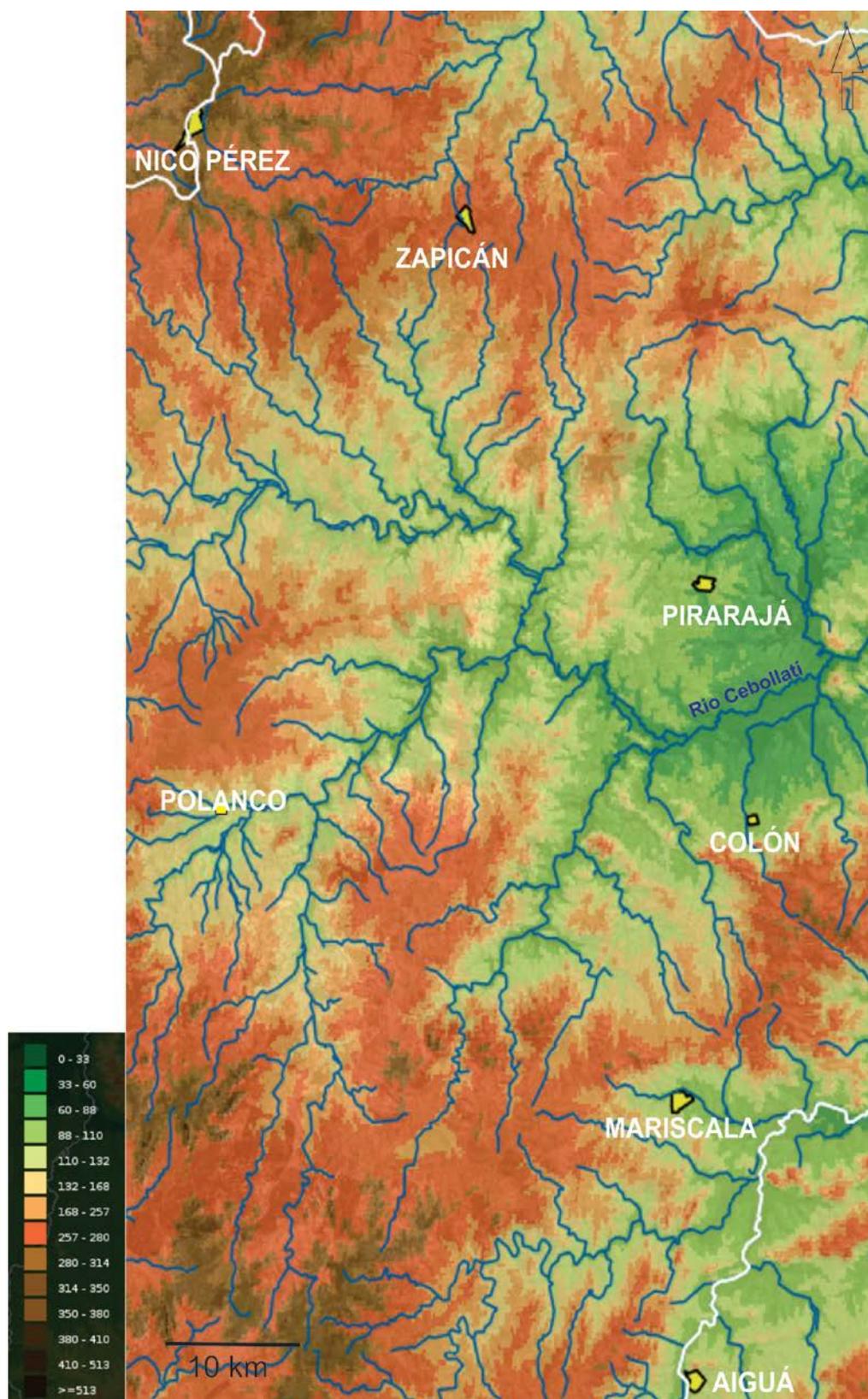


Figura 1.3.: Mapa de alturas de la zona de trabajo. Se tomó como mapa base el del visualizador del Ministerio de Vivienda Ordenamiento Territorial y Medio Ambiente (MVOTMA).

1.2. Geología Regional

La geología del territorio uruguayo (Fig. 1.4.) consiste en un basamento pre-devónico que aflora principalmente en el sector sur y noreste del país, sedimentos Paleozoicos a Mesozoicos y derrames basálticos que son parte de la Cuenca del Paraná, situadas en el norte del país. Dos cuencas rift mesozoicas relacionadas a la apertura del Océano Atlántico se ubican en el sur y este del territorio uruguayo: la Cuenca de Santa Lucía y la Cuenca de la Laguna Merín respectivamente.

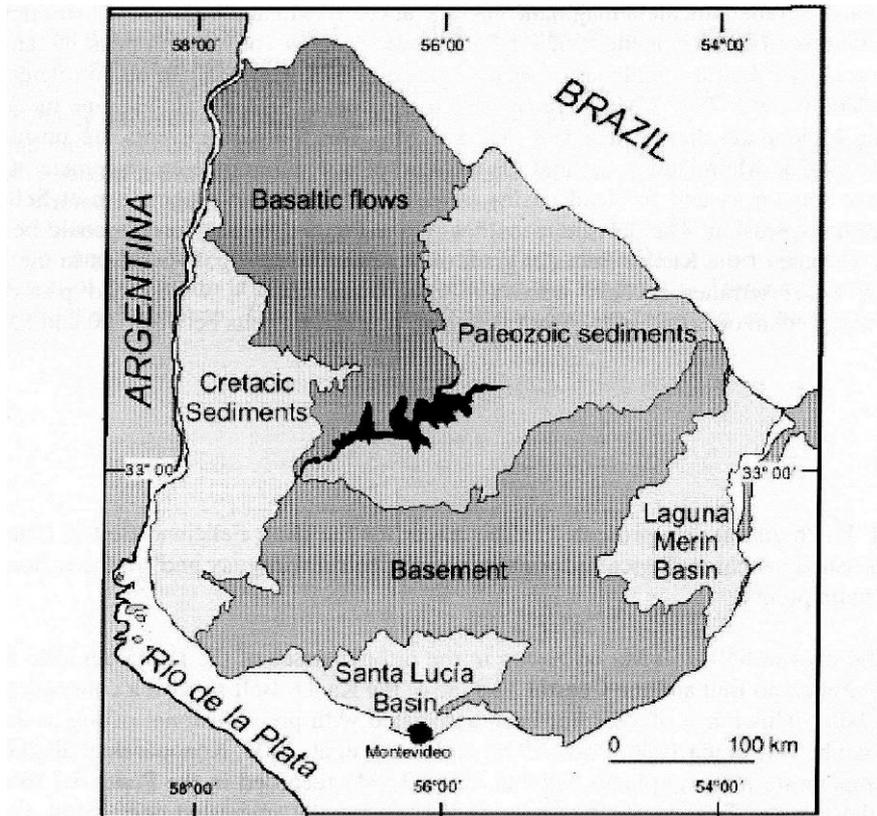


Figura 1.4.: Principales unidades geológicas del Uruguay (Oyhantçabal et al., 2010). Esquema basado en Preciozzi et al. (1985)

Bossi y Campal (1992) y Bossi et al. (1998) establecen que el basamento uruguayo se encuentra dividido por las grandes zonas de cizalla transcurrentes Sarandí del Yí y Sierra Ballena (Fig. 1.5.). Las mismas, sumadas a la zona de cizalla Colonia-Pavón (Bossi et al., 2005) dividen al territorio uruguayo en cuatro grandes terrenos tectonoestratigráficos con diferente estratigrafía y evolución geológica: Terreno Nico Pérez (Bossi y Campal, 1992), Terreno Piedra Alta (Bossi et al., 1993), Terreno Cuchilla Dionisio (Bossi et al., 1998) y Terreno Tandilia (Bossi et al., 2005). Los Terrenos Piedra Alta, Nico Pérez y Tandilia pertenecen a un área de estabilidad tectónica relativa durante el evento Brasiliano, definida como el Cratón del Río de la Plata (Almeida et al., 1973).

Los terrenos más controvertidos actualmente son el Tandilia y el Cuchilla Dionisio. Los dos restantes son aceptados pero con discrepancias acerca de su edad y extensión areal.

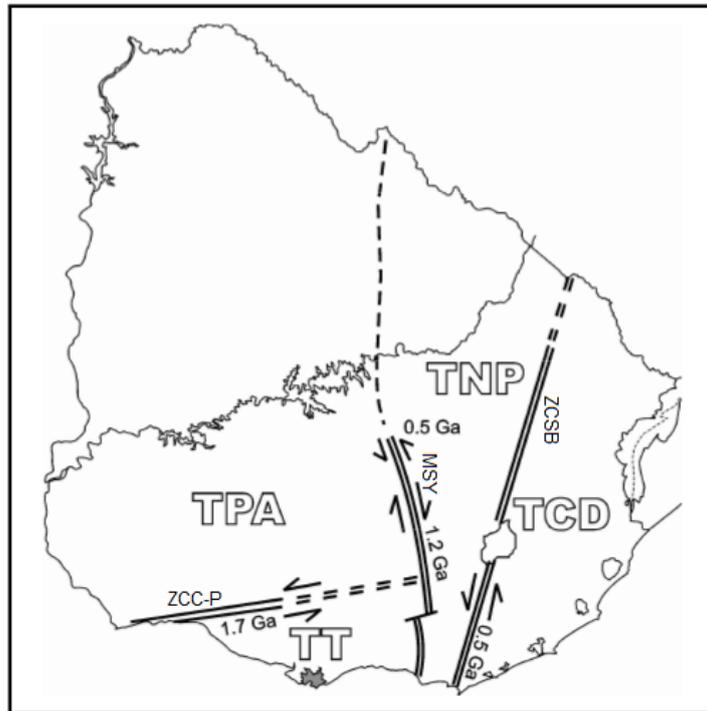


Figura 1.5.: Distribución de los Terrenos Tectonoestratigráficos en Uruguay (Bossi y Gaucher, 2014).
TPA: Terreno Piedra Alta, **TT:** Terreno Tandilia, **TNP:** Terreno Nico Pérez, **TCD:** Terreno Cuchilla Dionisio,
MSY: Megatranscurrencia Sarandí del Yí, **ZCSB:** Zona de Cisalla Sierra Ballena y **ZCC-P:** Zona de Cisalla Colonia-Pavón.

El Terreno Nico Pérez (Figs. 1.5., 1.6.) se encuentra limitado al oeste por la Zona de Cisalla Sarandí del Yí, y al este por la Zona de Cisalla Sierra Ballena (Bossi et. al., 1998). Se trata de un bloque con una compleja historia geológica, abarcando edades desde el Paleoarqueano hasta el Cámbrico (Bossi y Campal, 1992). La unidad más antigua de este terreno es el Complejo La China, un núcleo Paleoarqueano constituido por gneises tonalíticos de edades U-Pb en círculo de hasta 3.41 Ga en el corazón y coronas de recristalización de 2.7 Ga (Hartmann et al., 2001). El Grupo Cebollatí (Gaucher et al., 2010, 2014a), una sucesión metasedimentaria integrada por areniscas, dolomías, pelitas y conglomerados, se apoya en discordancia erosiva sobre el Complejo La China. En el NW del Terreno Nico Pérez, se encuentra la Formación Valentines (Bossi et al., 1965) conformada por cuarcitas magnetito-augíticas, metapiroxenitas y núcleos de pliegue ocupados por granitos leucócratas compuestos por feldespatos con pertitas cordadas y cuarzo. El Batolito de Illescas, de tipo rapakivi, intruye a la Formación Valentines.

El bloque arqueano del TNP (Complejo La China, Grupo Cebollatí y Formación Valentines) cabalga con vergencia al SE sobre una serie de sucesiones volcanosedimentarias depositadas entre 1.5 y 1.3 Ga, deformadas hace 1.25 Ga durante el evento Grenvilliano sensu lato (Gaucher et al., 2011). Se trata de los grupos Parque UTE (Chiglino et al., 2010) y Mina Verdún (Poiré et al., 2005; Gaucher et al., 2011) y el Complejo Tapes (Gaucher et al., 2013, 2014b).

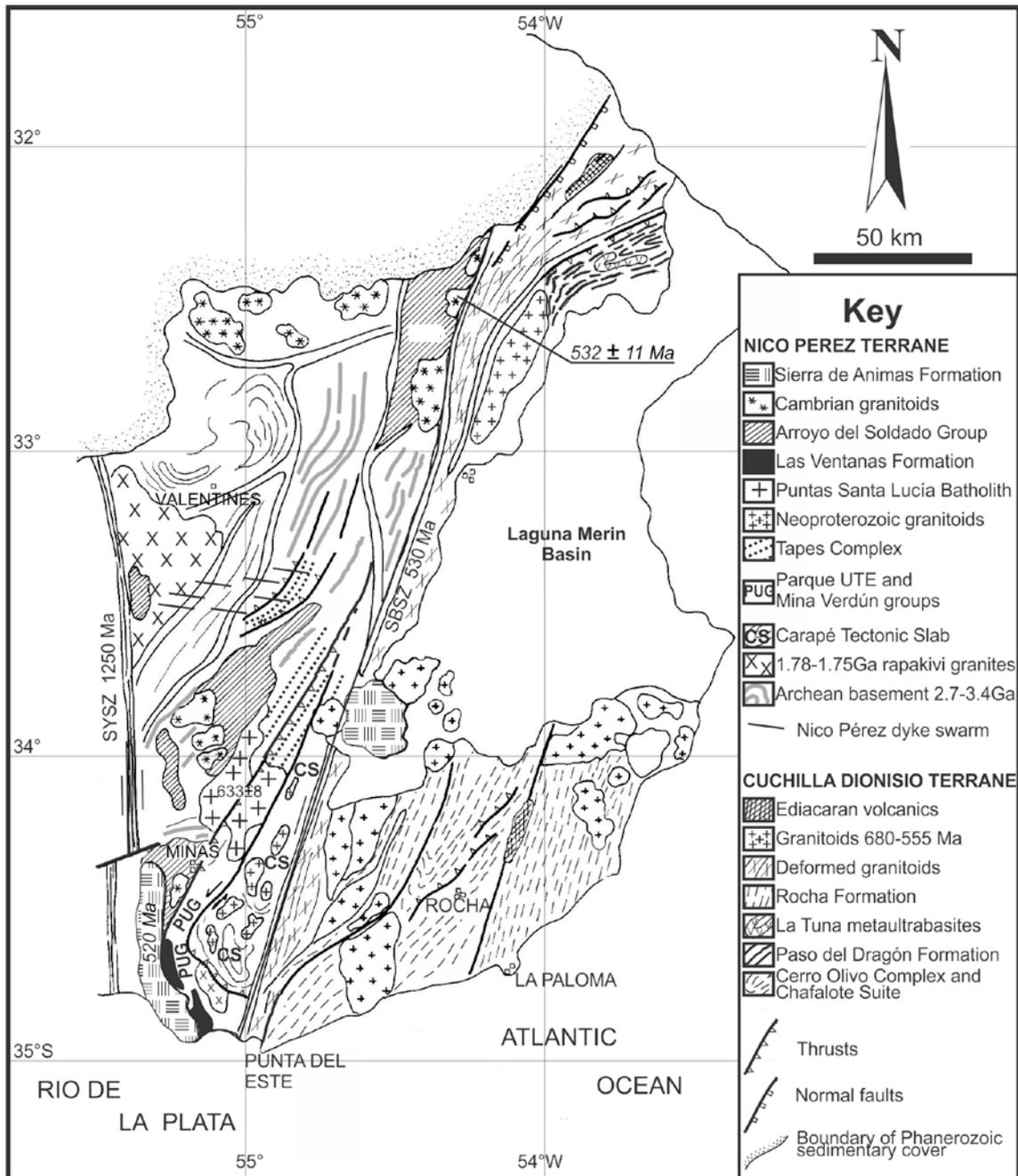


Figura 1.6.: Mapa de las principales unidades que conforman al Terreno Nico Pérez (modificado de Bossi y Gaucher, 2014)

Varios autores sostienen la existencia del Cinturón Dom Feliciano que predomina en la parte este de Uruguay y sur de Brasil (Fragoso César, 1980). Tomando en cuenta las versiones de Sánchez Bettucci (1998), Sánchez Bettucci y Ramos (1999) y Preciozzi et al. (1999), se define que el Cinturón Dom Feliciano abarca el Grupo Lavalleja y la faja granítica al este de la Zona de Cizalla Sierra Ballena (Fig. 1.7.).

Basei et al. (2000) describen dentro del Cratón del Río de la Plata los Bloques Rivera, Valentines y Pavas (Preciozzi et al., 1985) y otro que comprende al Terreno Piedra Alta (Bossi et al. 1993).

Sánchez Bettucci et al. (2010a) redefinen el Terreno Nico Pérez utilizando los límites planteados por Preciozzi et al. (1979), caracterizándolo como un terreno constituido por tres unidades Paleoproterozoicas y/o Mesoproterozoicas afectadas por metamorfismo de grado medio a alto (Bloques Pavas, Valentines y Rivera) y por granitos del tipo rapakivi.

Según trabajos de Preciozzi et al. (1999) y Sánchez Bettucci et al. (2010b), la zona de estudio se encuentra dentro del Cinturón Dom Feliciano, formando parte principalmente del Grupo Lavalleja (interpretado como correspondiente a una cuenca de retroarco) y del Terreno Nico Pérez-Bloque Pavas (Preciozzi et al., 1979; Sánchez Bettucci et al., 2010a).

Más tarde, Oyhantçabal et al. (2011) redefinen el Cratón del Río de la Plata por diferencias geocronológicas y geofísicas con la definición anterior, comprendiendo sólo el Terreno Piedra Alta y el Cinturón Tandilia. La Zona de Cizalla Sarandí del Yí es considerada el límite oriental del cratón (Fig. 1.7.).

Bossi y Gaucher (2014) mantienen los límites del Terreno Nico Pérez en las megacizallas de Sarandí del Yí y Sierra Ballena, propuestos por Bossi et al. (1998). Se basan para ello en lo siguiente:

- Edades U-Pb y edades modelo Sm-Nd diferentes a ambos lados de la Zona de Cizalla Sierra Ballena.
- Evidencias de circones detríticos provenientes del Complejo La China en unidades mesoproterozoicas del Grupo Parque UTE y Formación Mataojo (Mallman et al., 2007; Basei et al., 2008).
- Diferencias litoestratigráficas con los terrenos vecinos.
- Ocurrencia del Grupo Arroyo del Soldado como cobertura de bloques supuestamente independientes (Pavas, Valentines y Rivera).

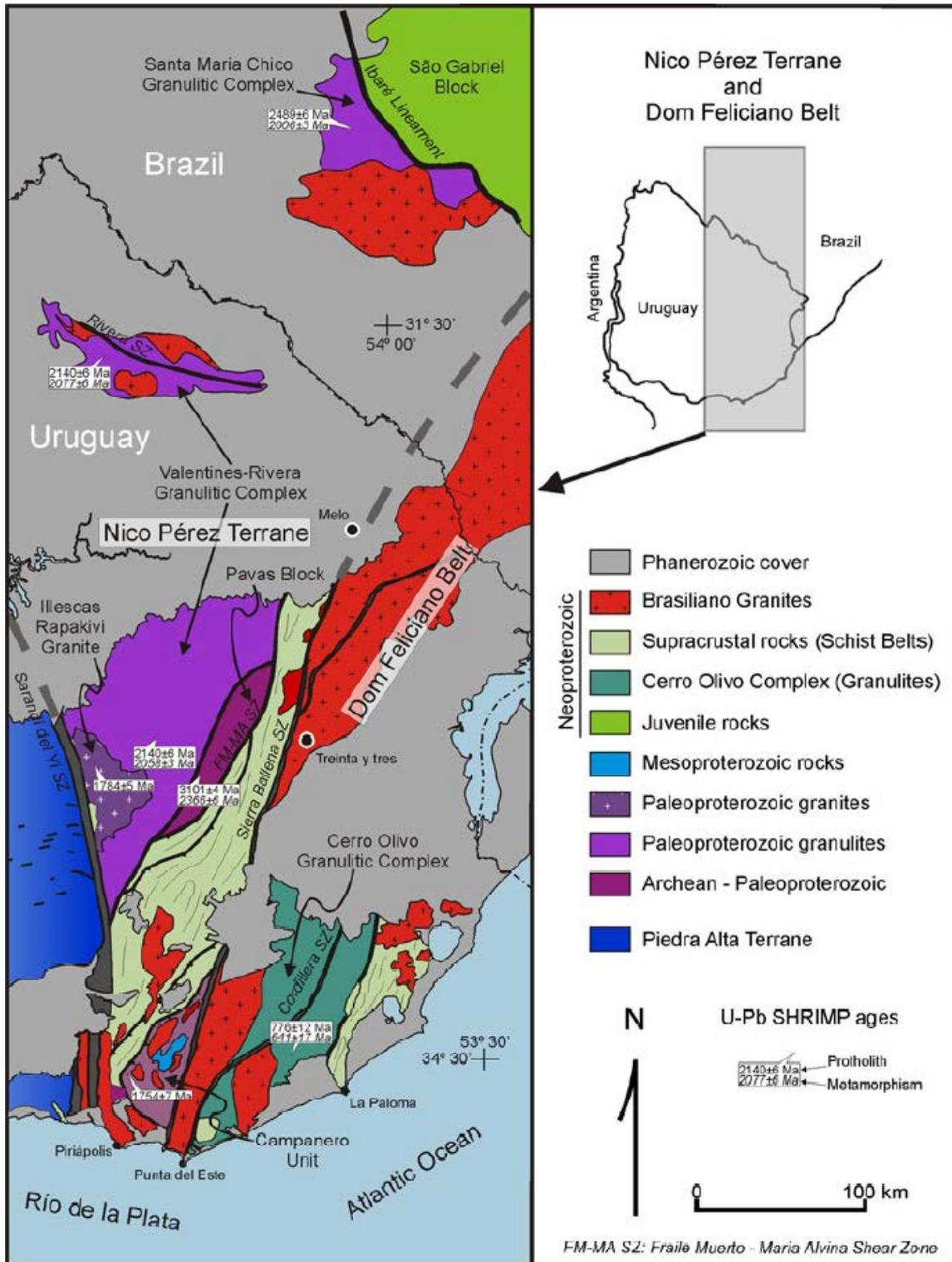


Figura 1.7.: Mapa geológico resumido del Terreno Nico Pérez y el Cinturón Dom Feliciano (Oyhantçabal et al. 2011).

1.3. Antecedentes de estudio de las litologías pertenecientes al Complejo Tapes

Las primeras descripciones regionales que incluyen al área de estudio, se pueden encontrar en los trabajos de Walther (1927), Mc Millan (1933), Bossi et al. (1967), Ferrando y Fernández (1971) y Fragozo Cesar et al. (1990).

Bossi (1966) y Bossi y Navarro (1991) incluyen al sector relevado dentro del Grupo Lavalleja, al igual que posteriores publicaciones como la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000 de Preciozzi et al. (1985).

Fay y Arrighetti (1981) realizan un esbozo geológico de la carta Cerro Partido en la que describen micaesquistos y gneises, leptinitas, metagranitos, anfibolitas y cuarcitas en la zona de trabajo.

Vaz et al. (1985) y Oyhançabal y Vaz (1990), describen en los alrededores de Isla Patrulla diferentes litologías que agrupan como metamorfitos de grado medio: actinolitas, tremolitas y anfibolitas hornblendíticas afectadas por metamorfismo regional. Más tarde, Fesefeldt (1988) propone para estas litologías el término Formación Isla Patrulla.

Preciozzi et al. (1987, 1988, 1989) realizan cartografía geológica a escala 1:100.000 de los fotoplanos Zapicán (F-22), Pirarajá (F-23) e Isla Patrulla (E-19) y dentro de la zona del presente trabajo, describen a la Formación Pavas (Preciozzi et al., 1985) formada por rocas máficas y ultramáficas, términos granito gneissicos y leptiniticos asociados con carbonatos poco potentes. Estos autores, mencionan que tales litologías se encuentran en discordancia con rocas de la Formación Isla Patrulla.

Díaz et al. (1990) cartografían el fotoplano Cerro Partido y realizan una descripción detallada de las "rocas verdes de bajo grado del Arroyo Tapes Grande" como una serie de litologías ricas en feldespatos calco-alcalinicos y minerales magnesianos tales como tremolita, actinolita y talco. Asimismo, definen las "Rocas verdes de grado medio o bajo del pueblo Colón", las que se integran por litologías básicas o de grado metamórfico medio a bajo como cloritoesquistos, actinolitas y anfibolitas, con buzamientos pronunciados.

Bossi y Campal (1992) definen el Terreno Nico Pérez (dentro del cual se encuentra la zona de trabajo), delimitado posteriormente por Bossi et al. (1998) en el sector oeste por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y en el este por la Zona de Cizalla Sierra Ballena. Bossi et al. (1998) agrupan las sucesiones volcanosedimentarias de bajo grado del Terreno Nico Pérez dentro del Complejo Metamórfico Grenvilliano.

Campal y Schipilov (1998) describen, en las cercanías de Zapicán, la ocurrencia de "rocas ultramáficas talquizadas".

Años después, Hartmann et al. (2001) incluyen parte de las litologías correspondientes al actual Complejo Tapes dentro del Complejo La China (o Formación Pavas según Preciozzi et al., 1987), describiendo que contiene rocas máficas y ultramáficas además de tonalitas con metacherts muy deformados y metamorfizados en facies anfibolita. Algunas de las rocas ultramáficas fueron interpretadas como metaharzburguitas, metadunitas y metakomatiitas. Según estos autores, los talcoesquistos y las serpentinitas son comunes, ubicándolas en fajas formadas al sur de Zapicán.

Gaucher et al. (2004) se refieren a la unidad como una "sucesión siliciclástica-ultrabásica" para resaltar los términos litológicos más comunes. Dichos autores incluyen las rocas del Complejo Tapes dentro del "Bloque Villa Serrana".

Un estudio realizado por Castiglioni y Masquelín (2007) hace referencia a rocas de falla generadas por retrabajamiento de un complejo gnéssico, las que incluyen lascas de esquistos con tremolita y talcoesquistos en corredores alineados.

Gaucher et al. (2011) mencionan el área como un cinturón compuesto por sucesiones volcanosedimentarias exhibiendo metamorfismo en facies esquistos verdes.

Finalmente, Gaucher et al. (2013, 2014b) formalizan el término "Complejo Tapes" propuesto informalmente por Díaz et al. (1990) como una nueva unidad en la columna estratigráfica del Terreno Nico Pérez. Estos autores describen que en el Complejo Tapes afloran cloritoesquistos, metawackes, serpentinitas, tremolititas, talcoesquistos, rocas volcanoclásticas y piroclásticas, cherts, y subordinadamente calizas. Según estos autores, tales litologías derivan del metamorfismo en grado bajo de rocas ultramáficas y sedimentarias, representando probablemente sedimentación en una cuenca marina profunda.

Los cloritoesquistos fueron descritos como las rocas más abundantes, de color verde intenso, y formados predominantemente por clorita magnesiana. Los mismos pueden clasificarse según su paragénesis en cloritoesquistos cuarzosos o tremolíticos (Gaucher et al., 2013, 2014b).

Los metawackes pueden ser cuarzosos o feldespáticos según la paragénesis mineral y poseen como minerales accesorios principalmente rutilo y hematita (Gaucher et al., 2013, 2014b).

Los talcoesquistos están integrados por hasta un 98% de talco; mientras que el 2% restante está representado generalmente por clorita y tremolita. Hematita y rutilo aparecen como minerales accesorios (Gaucher et al., 2013, 2014b). Estas rocas poseen un alto contenido de magnesio y también altas concentraciones de níquel y cobre por lo que se infiere un protolito ultramáfico y procesos hidrotermales con aporte de agua y sílice (Gaucher et al., 2013, 2014b). Bossi y Schipilov (2007) sugieren para el área de Zapicán un origen a partir de lavas ultramáficas de tipo komatiítico, el cual (Gaucher et al., 2013, 2014b) extienden para todo el Complejo Tapes, apoyados principalmente en el alto contenido de MgO.

Gaucher et al., (2013, 2014b) describen las tremolititas como rocas con textura nematoblástica con cantidades variables de clorita magnesiana y talco, que ocasionalmente contienen relictos de olivino original.

Las serpentinitas ocurren como relictos dentro de bandas talcosas compuestas por serpentina, talco, clorita y cuarzo (Gaucher et al., 2013, 2014b).

Los cherts ocurren como estratos decamétricos o como intercalaciones milimétricas a decimétricas en cloritoesquistos, en algunos casos conteniendo pirita (Gaucher et al., 2013, 2014b).

Las rocas volcanoclásticas y piroclásticas fueron descritas por Gaucher et al. (2013, 2014b) en el área de Mariscalá. Estas rocas contienen abundante plagioclasa y epidoto en una matriz de clorita principalmente.

Por último, las calizas fueron observadas en el área de Mariscalá donde se infiere que su potencia puede alcanzar unos 200m (Gaucher et al., 2013, 2014b).

Se dataron circones detríticos de un metawacke volcanoclástico por U-Pb SIMS, obteniéndose edades entre 1614 ± 8 Ma y 1318 ± 29 Ma, con una población principal en torno a 1450 Ma. Considerando que el Complejo Tapes es afectado por el Cabalgamiento de Zapicán (1253 ± 32 Ma, K-Ar en muscovita), su depositación debe haber ocurrido en el Ectasiano, entre 1320 y 1250 Ma aproximadamente (Gaucher et al., 2013, 2014b).

1.4. Antecedentes Geológicos

En esta sección se describirán brevemente únicamente las unidades que se encuentran en contacto con las litologías pertenecientes al Complejo Tapes.

1.4.1 Complejo La China

Fue definido por Hartmann et al. (2001) y se trata de una unidad formada por metamorfitos ortoderivados en facies anfibolita. La litologías más frecuentes son gneises tonalíticos a graníticos, metagabros y anfibolitas. Se reconoce un magmatismo tonalítico en 3.4 Ga, afectado por dos eventos metamórficos principales: 3.1-3.0 Ga (Ciclo Uruguay) y 2.7-2.8 Ga (Ciclo Jequié). Un tercer y último evento de menor intensidad en 1.25 Ga (Hartmann et al., 2001; Gaucher et al., 2014c) se asigna desde Bossi et al. (1998) al Ciclo Grenvilliano sensu lato.

1.4.2. Grupo Cebollatí

Fue definida por Gaucher et al. (2010) como una secuencia metasedimentaria con buena preservación de estructuras sedimentarias y ocurrencia de estromatolitos. De base a tope se distinguen tres formaciones (Gaucher et al., 2010): Formación Arroyo Malo (metaareniscas cuarzosas y metapelitas), Formación Cerro de Villalba (dolomías, en parte estromatolíticas, y pelitas) y la Formación Cerro del Diamante (pelitas, depósitos de hierro bandeado (BIF), conglomerados cuarcíticos y areniscas). La potencia oscila alrededor de dos kilómetros, disminuyendo de sur a norte. Las edades disponibles hasta ahora apuntan a sedimentación en el Neoarqueano (aprox. 2750 Ma) y en todo caso mayor a 2036 ± 4 Ma, edad U-Pb SIMS del Granito del Perdido, intrusivo en el grupo (Hartmann et al., 2001; Gaucher et al., 2010, 2014a).

1.4.3. Formación Manguera Azul

Definida por Cabrera et al. (2014), se trata de una secuencia carbonática-siliciclástica de más de 3.200 metros de potencia conformada por calizas, dolomías, calizas dolomíticas, dolomías calcáreas, margas, limolitas, areniscas cuarzosas y BIF. Estas litologías ocurren como estratos tabulares que poseen desde poco centímetros de potencia hasta decena de metros. La unidad se encuentra conformando un gran pliegue recumbente con vergencia al SE, observándose principalmente el flanco invertido de dicha estructura (Cabrera, 2014; Cabrera et al., 2014). Es afectada por el cabalgamiento de Zapicán, cuya edad K-Ar es de 1253 ± 32 Ma (Cingolani, en Bossi et al., 1998).

1.4.4. Escama Tectónica Carapé

Denominada por Bossi et al. (2007), está compuesta por bloques litotectónicos limitados por fallas inversas y transcurrentes. Esta unidad está constituida por cinco formaciones: Marco de los Reyes (calizas, BIF, micaesquistos, anfibolitas y gneises del Neoproterozoico), Mataojo (dolomías marmóreas, metareniscas, micaesquistos, anfibolitas y gneises de edad Paleoproterozoica Superior-Mesoproterozoica Inferior) y Edén (paranfibolitas, paragneisses, micaesquistos y escasas piroxenitas), además del Complejo Granítico Carapé y el Granito El Renegado que representa un nappe granítico que cabalga a las unidades anteriores, con una edad U-Pb de 1754 ± 7 Ma (Bossi et al., 2014).

1.4.5. Batolito Puntas del Santa Lucía

Descrito y cartografiado por Gaucher y Schipilov (1994) y Gaucher et al. (1996) incluye términos intrusivos (granodioritas, granitos y sienitas) y subvolcánico (pórfidos riolíticos) (Bossi et al., 1998).

El color es rosado, la textura es típicamente equigranular e isótropa, esporádicamente porfírica y escasamente rapakivi. Sus bordes son principalmente fallas normales y presenta cataclasis como característica típica (Gaucher et al., 2014d).

1.4.6. Granito del Arroyo Tapes Chico

Es una intrusión granítica tardía a post orogénica definida por Díaz et al. (1990). Se trata de una roca plutónica ácida que presenta una textura fanerítica inequigranular seriada, formada por biotita, feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa y escaso anfíbol. También se observaron minerales opacos y, como minerales accesorios, se observaron individuos de esfeno y zircón. Este último incrustado en plagioclasa. No se observan evidencias de deformación (Samaniego y García, 2013).

Existen dos facies graníticas según características texturales, composicionales y de color principalmente. Ninguna de las dos facies se encuentra deformada pero las dos muestran, ocasionalmente, evidencias de meteorización (Samaniego y García, 2013).

La primera facies se ubica en el sector NW del plutón y se caracteriza por una textura inequigranular gruesa, color rosado a rosado grisáceo. Esta facies, generalmente posee una proporción de cuarzo mayor a la de los demás granitos expuestos en el área.

La segunda facies es la predominante, ya que aproximadamente el 70% de los afloramientos pertenecientes al Granito del Arroyo Tapes Chico, corresponden a esta facies. Se caracteriza por tener tamaño de grano medio, textura equigranular a inequigranular, color rosado.

Estos cuerpos generan relieves positivos, que excepcionalmente desarrollan superficies redondeadas, principalmente correspondientes a las facies de grano medio (Fig. 1.8. a y b).

El Granito del Arroyo Tapes Chico fue clasificado como un sienogranito a partir del análisis petrográfico, utilizando un diagrama QAP (Samaniego y García, 2013).

No existen aún datos radiocronológicos para la cristalización de este granito. Es de destacar que el plutón intruye al Complejo Tapes (Gaucher et al., 2014b).



Figuras 1.8.: a (izquierda), b (derecha): afloramientos graníticos con superficies redondeadas en forma de bochas.

1.4.7. Formación Mariscal (Gpo. Lascano)

Las primeras referencias de esta unidad geológica se deben a Walther (1927), luego es definida como unidad formal con el nombre de Formación Puerto Gómez por Bossi (1966) y finalmente renombrada Formación Mariscal por Bossi et al. (1998).

Los basaltos dentro del área de estudio, se encuentran en los alrededores de la localidad de Mariscal. Los mismos se presentan muy meteorizados y debido a esto, determinan zonas bajas y casi planas.

Esta formación presenta contacto tectónico con unidades más antiguas, ya que su emplazamiento se asocia con el hundimiento de bloques que generaron la Fosa Tectónica Aiguá representando los primeros episodios magmáticos y de relleno reconocidos en la misma (Bossi y Navarro, 1991).

Los basaltos de los alrededores de la localidad de Mariscal son de color gris oscuro y amigdaloides (Fig. 1.9.). Poseen textura glomeroporfírica y los minerales presentes en estas rocas son principalmente plagioclasa, piroxeno (augita) y minerales opacos (Samaniego y García, 2013).

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

2.1. Objetivos del estudio realizado

- Realizar la cartografía geológica del Complejo Tapes en escala aproximada 1:250.000, haciendo especial énfasis en tres áreas claves (Zapicán, Tapes y Mariscala).
- Determinar las características petrográficas y geoquímicas de las litologías que componen el Complejo Tapes.
- Determinar las diferentes asociaciones minerales presentes en las rocas muestreadas pertenecientes al Complejo Tapes, para poder establecer la secuencia de formación y de ser posible, diferentes protolitos involucrados en las unidades metamórficas.
- Determinar la presencia de minerales asbestiformes y su relación largo/ancho en rocas pertenecientes al Complejo Tapes dentro de la zona de estudio.

2.2. Metodología utilizada

2.2.1. Revisión bibliográfica

En la primera etapa de trabajo, se realizó una búsqueda bibliográfica de antecedentes relacionados al área de estudio y zonas aledañas, así como la recopilación de cartografía de la zona de trabajo, a fin de conocer los avances que se han logrado en el conocimiento geológico de esa zona.

Durante esta etapa, fue importante también la recopilación y estudio de bibliografía básica relacionada a la petrografía y petrología vinculadas a las rocas ultramáficas y metasedimentarias.

Por otra parte, también se realizó una revisión bibliográfica sobre la identificación, características principales y significado ambiental de minerales asbestiformes, incluyendo aquellos parámetros críticos a medir como la relación de aspecto de los cristales.

Asimismo se pudo averiguar las regulaciones existentes en Uruguay en cuanto al uso de asbesto en el país, viendo que existe una prohibición de uso de los mismos, establecida en el Decreto 154/002 que dicta: *"Prohíbese, la fabricación, la introducción al territorio nacional bajo cualquier forma y la comercialización de productos que contengan amianto o asbesto"*.

Para la ubicación geográfica de la zona de trabajo se utilizaron los mapas y hojas topográficas realizadas por el Servicio Geográfico Militar de Uruguay y las imágenes satelitales obtenidas en Google Earth.

En una siguiente etapa se comenzó con la recopilación de fotoplanos y fotografías aéreas de la zona de estudio para su posterior análisis.

Luego, con la ayuda de un estereoscopio se procedió a la fotolectura y fotointerpretación de las fotos aéreas 1:20.000 del Servicio Geográfico Militar, haciendo especial énfasis en áreas de Mariscala, Los Tapes y Zapicán, en conjunto con el análisis de las cartas topográficas desde el punto estructural y estratigráfico. Para la elección de las zonas a estudiar, se tomó como base

el mapa geológico presentado por Gaucher et al. (2013), seleccionándose para su estudio detallado únicamente las áreas Mariscal, Zapicán y Tapes (Fig. 2.1.).

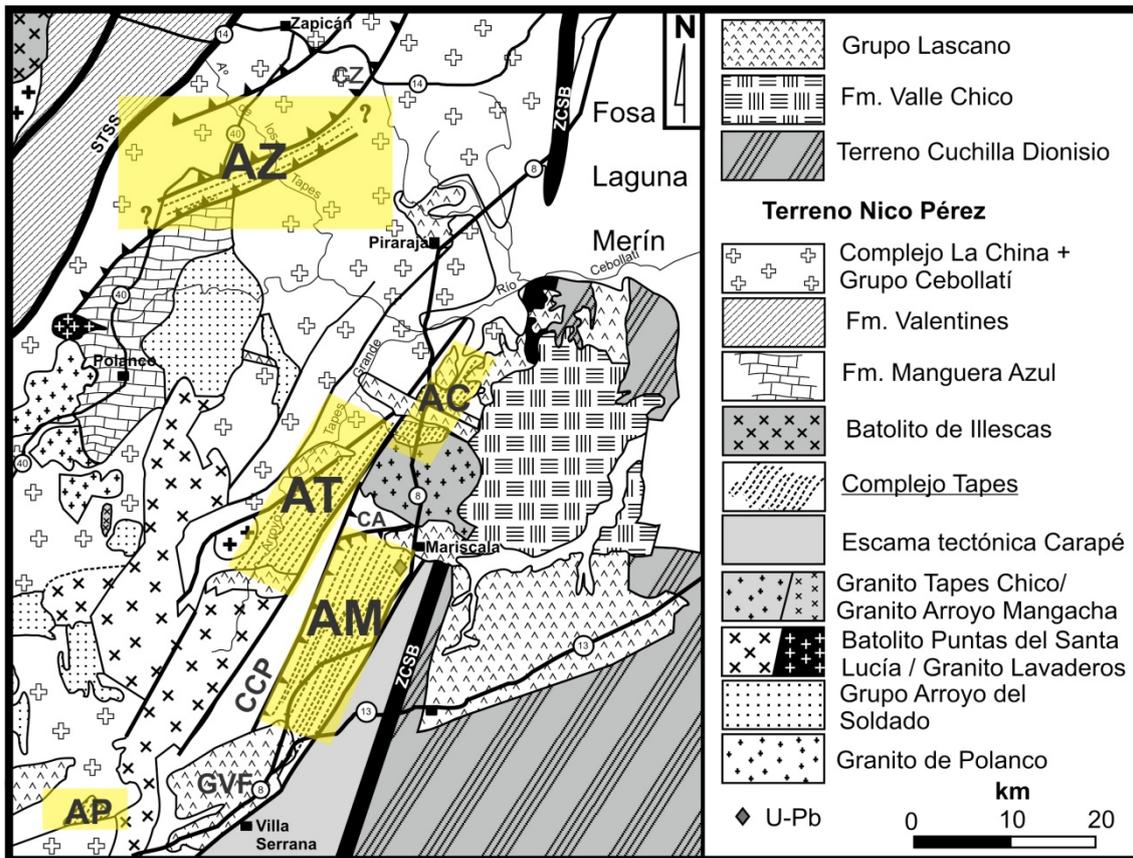


Figura 2.1.: Distribución conocida del Complejo Tapes (modificado de Gaucher et al., 2013). **GVF:** Graben de Valle Fuentes, **CCP:** Cabalgamiento de Cerro Partido, **CA:** Cerro del Águila, **CZ:** Cabalgamiento de Zapicán. **AC)** Área Colón, **AM)** Área Mariscal, **AT)** Área Tapes, **AP)** Área El Perdido y **AZ)** Área Zapicán.

2.2.2. Trabajos de campo

Posteriormente a la foteointerpretación se realizaron cinco salidas de campo (diez días en total) para efectuar el reconocimiento general del área de estudio e identificar y delimitar las diferentes litologías aflorantes. Se realizaron transectas como método principal en los trabajos de campo.

Durante los trabajos de campo se realizó un muestreo de las diferentes unidades aflorantes, recolectando muestras representativas para los estudios petrográficos y análisis de detalle. En total, se localizaron 70 puntos de muestreo con posicionador satelital (GPS) Garmin eTrex Vista. Esta información fue posteriormente colocada en las imágenes satelitales obtenidas de Google Earth.

En los afloramientos que lo permitían, se midió el rumbo y buzamiento de las diferentes estructuras utilizando brújulas de tipo Brunton. También se tomaron fotografías de los afloramientos muestreados y de todos aquellos rasgos observados que podrían ser de importancia para el trabajo.

2.2.3. Confección de mapas geológicos

Los mapas geológicos presentes en éste trabajo fueron realizados a partir de la fotointerpretación de fotografías aéreas a escala 1:20.000 obtenidas en el Servicio Geográfico Militar, complementándose con imágenes satelitales obtenidas del programa *Google Earth*, utilizando los programas *Global Mapper* y *Arc Gis*.

Como información geográfica base se utilizaron las hojas topográficas del Servicio Geográfico Militar escala 1:50.000.

Para completar la geología de los lugares donde no se accedió se utilizó como base los mapas geológicos de Díaz et al. (1990); Hartmann et al. (2001, Área Zapicán) y Gaucher et al. (2013, 2014b).

2.2.4. Análisis petrográfico-mineralógico

Las muestras colectadas en el campo fueron descritas a escala mesoscópica y se seleccionaron las más representativas para ser estudiadas microscópicamente. Esta etapa consistió principalmente en la confección de 78 láminas petrográficas de las muestras extraídas en el campo y estudio de las mismas con un microscopio petrográfico *Leica DMLP* y documentación con microfotografía utilizando una cámara digital *Leica*.

Durante el estudio petrográfico se identificaron las fases minerales primarias relícticas y secundarias, se determinaron las secuencias de formación y las relaciones estructurales presentes en las distintas unidades muestreadas.

Las características texturales permitieron, sumadas a la mineralogía de las rocas, identificar el tipo litológico muestreado y, a través de las proporciones modales entre las fases minerales y las asociaciones minerales presentes, se pudo aplicar la denominación que le corresponde a cada roca.

Para la denominación de las rocas metamórficas se utilizaron las clasificaciones de acuerdo a Yardley (1989) y Shelley (1992) y se tuvo en cuenta también las recomendaciones de la IUGS (Schmid et al., 2007). En el caso de las rocas que se encuentran deformadas, se han descrito las características de la deformación de acuerdo con Passchier y Trouw (1996, 2005).

La determinación de las secuencias de cristalización y la asignación de la paragénesis mineral de la roca es fundamental para reconocer la sucesión de eventos que afectaron a las rocas en cuestión y para la asignación del grado de metamorfismo/metasomatismo/alteración hidrotermal que las pudo haber afectado. Para la determinación de la facies metamórfica que pudo haber afectado a cada roca se tomaron como base las tablas de Yardley (1989), Bucher y Frey (1994) y Spear (1995) en el caso de las rocas con protolito ultramáfico.

También se procedió a la identificación de minerales asbestiformes a partir de frotis observados en microscopio petrográfico, realizados en rocas previamente analizadas petrográficamente. En esta instancia se utilizaron las propiedades determinadas por la Occupational Safety and Health Administration (OSHA) en lo que respecta a una partícula mineral de asbestos, entre ellas que presentan una longitud de 5µm o mayor y una proporción morfológica de al menos 3:1 (largo: ancho), por lo general superior a 100:1.

Como complemento del estudio petrográfico, se realizaron estudios de Difractometría de RX de muestras representativas molidas a tamaño polvo con un mortero. El análisis cualitativo de identificación de las fases minerales presente en las muestras fue realizado en el Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata (Argentina).

2.2.5. Técnicas de análisis geoquímicos de Roca Total

A partir del estudio petrográfico-mineralógico de las 78 secciones delgadas, se seleccionaron 12 de ellas y se remitieron a un laboratorio del exterior (ACTLABS, Canadá), para realizarles análisis geoquímicos de roca total, con el objeto de conocer las concentraciones de los elementos mayoritarios, trazas y tierras raras. A dos de las 12 muestras enviadas se les realizó un estudio detallado de elementos traza presentes (muestras 011021/8 y 030221/1a) (Tabla 2.2.).

Las concentraciones de los elementos mayoritarios, trazas y tierras raras fueron medidas utilizando un espectrómetro de masa de plasma acoplado por inducción (ICP-MS) o por espectrometría de emisión óptica por plasma acoplado inductivamente (ICP-OES). Los límites de detección para los elementos mayoritarios se especifican en la Tabla 2.1., mientras que los correspondientes a los elementos trazas y tierras raras para los dos diferentes métodos utilizados se detallan en las Tablas 2.2. y 2.3.

Los resultados obtenidos a partir de los análisis geoquímicos de roca total fueron utilizados en la confección de diagramas binarios y ternarios normalizados a diferentes patrones de referencia de acuerdo al caso, realizados con el programa IGPET® (versión 2001) y posteriormente editados con el programa CorelDRAW®.

| Óxidos | Límite de detección (%) |
|--------------------------------|-------------------------|
| SiO ₂ | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 |
| MgO | 0.01 |
| MnO | 0.001 |
| CaO | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.001 |
| Na ₂ O | 0.01 |
| K ₂ O | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 |
| LOI | 0.01 |

Tabla 2.1.: Límites de detección de las concentraciones de los elementos mayoritarios expresados como óxidos, en análisis geoquímicos de roca total realizados por ICP-OES (ACTLABS).

| Elemento | Límite de detección (ppm) | Límite superior (ppm) | Método |
|----------|---------------------------|-----------------------|---------|
| Ag | 0.5 | 100 | ICP-MS |
| As | 5 | 2 | ICP-MS |
| Ba | 3 | 500 | ICP-MS |
| Be | 1 | - | ICP-MS |
| Bi | 0.1 | 2 | ICP-MS |
| Ce | 0.05 | 3 | ICP-MS |
| Co | 1 | 1 | ICP-MS |
| Cr | 20 | 10 | ICP-MS |
| Cs | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Cu | 10 | 10 | ICP-MS |
| Dy | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Er | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Eu | 0.005 | 1 | ICP-MS |
| Ga | 1 | 500 | ICP-MS |
| Gd | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Ge | 0.5 | 500 | ICP-MS |
| Hf | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Ho | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| In | 0.1 | 200 | ICP-MS |
| La | 0.05 | 2 | ICP-MS |
| Lu | 0.002 | 1 | ICP-MS |
| Mo | 2 | 100 | ICP-MS |
| Nb | 0.2 | 1 | ICP-MS |
| Nd | 0.05 | 2 | ICP-MS |
| Ni | 20 | 10 | ICP-MS |
| Pb | 5 | 10 | ICP-MS |
| Pr | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Rb | 1 | 1 | ICP-MS |
| Sb | 0.2 | 200 | ICP-MS |
| Sc | 1 | - | ICP-MS |
| Sm | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Sn | 1 | 1 | ICP-MS |
| Sr | 2 | 10 | ICP-MS |
| Ta | 0.01 | 500 | ICP-MS |
| Tb | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Th | 0.05 | 2 | ICP-MS |
| Tl | 0.05 | 1 | ICP-MS |
| Tm | 0.005 | 1 | ICP-MS |
| U | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| V | 5 | 10 | ICP-MS |
| W | 0.5 | 5 | ICP-MS |
| Y | 0.5 | 10 | ICP-MS |
| Yb | 0.01 | 1 | ICP-MS |
| Zn | 30 | 10 | ICP-MS |
| Zr | 1 | 10 | ICP-OES |

Tabla 2.2.: Límites de detección de las concentraciones de los elementos trazas y tierras raras en análisis geoquímicos de roca total realizados para las muestras 011021/8 y 030221/1a.

| Elemento | Límite de detección (ppm) | Límite superior (ppm) | Método |
|----------|---------------------------|-----------------------|---------|
| Ag | 0.5 | 100 | ICP-MS |
| As | 5 | 2 | ICP-MS |
| Ba | 3 | 500 | ICP-OES |
| Be | 1 | - | ICP-OES |
| Bi | 0.4 | 2 | ICP-MS |
| Ce | 0.1 | 3 | ICP-MS |
| Co | 1 | 1 | ICP-MS |
| Cr | 20 | 10 | ICP-MS |
| Cs | 0.5 | 1 | ICP-MS |
| Cu | 10 | 10 | ICP-MS |
| Dy | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Er | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Eu | 0.05 | 1 | ICP-MS |
| Ga | 1 | 500 | ICP-MS |
| Gd | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Ge | 1 | 500 | ICP-MS |
| Hf | 0.2 | 1 | ICP-MS |
| Ho | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| In | 0.2 | 200 | ICP-MS |
| La | 0.1 | 2 | ICP-MS |
| Lu | 0.04 | 1 | ICP-MS |
| Mo | 2 | 100 | ICP-MS |
| Nb | 1 | 1 | ICP-MS |
| Nd | 0.1 | 2 | ICP-MS |
| Ni | 20 | 10 | ICP-MS |
| Pb | 5 | 10 | ICP-MS |
| Pr | 0.05 | 1 | ICP-MS |
| Rb | 2 | 1 | ICP-MS |
| Sb | 0.5 | 200 | ICP-MS |
| Sc | 1 | - | ICP-OES |
| Sm | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Sn | 1 | 1 | ICP-MS |
| Sr | 2 | 10 | ICP-OES |
| Ta | 0.1 | 500 | ICP-MS |
| Tb | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Th | 0.1 | 2 | ICP-MS |
| Tl | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Tm | 0.05 | 1 | ICP-MS |
| U | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| V | 5 | 10 | ICP-OES |
| W | 1 | 5 | ICP-MS |
| Y | 2 | 10 | ICP-OES |
| Yb | 0.1 | 1 | ICP-MS |
| Zn | 30 | 10 | ICP-MS |
| Zr | 4 | 10 | ICP-OES |

Tabla 2.3.: Límites de detección de las concentraciones de los elementos trazas y tierras raras en análisis geoquímicos de roca total.

3. CARACTERIZACIÓN DEL COMPLEJO TAPES

El Complejo Tapes está conformado por cinco áreas con una orientación general suroeste-noreste (Gaucher et al., 2013, 2014b), limitados por fallas, intrusiones graníticas y litologías pertenecientes al Complejo La China y al Grupo Cebollatí:

1) Área Colón (AC) (Díaz et al., 1990): comprende aproximadamente 30 km² de afloramientos y está limitado al oeste por el Cabalgamiento Cerro Partido, al sur por el Granito Tapes Chico (intrusivo en el Complejo Tapes) y al norte y al este por la Cuenca de la Laguna Merín (Fig. 3.1.).

2) Área Mariscalá (AM): es el de mayor extensión areal, con 190 km² de afloramientos. Se sitúa al sur del Granito Tapes Chico, desde la localidad de Mariscalá hasta el graben cretácico de Valle Fuentes (Fig. 3.1.). Representa la continuación sur del Área Colón, interrumpido por la intrusión del Granito Tapes Chico. Tanto el límite oeste como el este, está definido por lineamientos N30°E paralelos al Cabalgamiento Cerro Partido. En su extremo norte, el límite del área también está indicado por otro cabalgamiento con vergencia al norte (Cerro del Águila).

3) Área Tapes (AT): se extiende como un cinturón de 15 x 6 km a lo largo del Arroyo Tapes Grande y comprende aproximadamente 80 km² de afloramientos. Representa el área tipo del complejo, teniendo como límite este al Cabalgamiento Cerro Partido (Díaz et al., 1990) y sus ramificaciones; al oeste, un cabalgamiento subparalelo al anterior, aún sin nombre y al sur, está limitado por basaltos de la Formación Mariscalá/Puerto Gómez, correspondientes al Grupo Lascano (Fig. 3.1.).

4) Área El Perdido (AP): es el área de menor extensión, con aproximadamente unos 6 km² de afloramientos. Se encuentra a lo largo del curso del Arroyo del Perdido, pocos kilómetros al noreste de la ciudad de Minas. Está limitado por fallas, por el Complejo La China, el Grupo Cebollatí y otros (Fm. Las Ventanas) (Fig. 3.1.).

5) Área Zapicán (AZ): comprende al menos 45 km² de afloramientos, limitados y afectados hacia el NW por el Cabalgamiento de Zapicán (Fig. 3.1.), con edad K-Ar de 1253 ± 32 Ma (Cingolani, en Bossi et al., 1998). Por otro lado, Bossi y Schipilov (2007) consideran que las rocas de esta área podrían extenderse arealmente hacia el oeste hasta el Sistema Transcurrente Sierra de Sosa (STSS); mientras que hacia el sureste son cortadas por un cabalgamiento paralelo al anterior, que apoya a estas rocas sobre el Grupo Cebollatí (Hartmann et al., 2001). Si bien, el área total de esta área es aún desconocida, Bossi y Schipilov (2007) sugieren que abarca desde las cercanías de la localidad María Albina hasta los límites del fotoplano Manguera Azul, siendo este sector representado por las muestras MAZ 47/1-4.

Es de destacar que en el Área Zapicán, las rocas pertenecientes al Complejo Tapes presentan vergencia al sureste, mientras las demás ocurrencias presentan vergencias opuestas, al noroeste.

Como ya fue mencionado en instancias anteriores, en este trabajo se optó por trabajar en detalle sobre las áreas Mariscalá, Tapes y Zapicán por considerarlos los de mayor relevancia del Complejo, debido a su mayor extensión y variedad litológica.

Para el relevamiento de las distintas litologías se realizaron varios perfiles geológicos muestreando las unidades identificadas y tomando en cuenta relaciones estructurales y de contacto entre ellas. También se visitaron algunas canteras activas y otras abandonadas

(canteras La Serrana y Zuccolo), donde se realiza o realizó la extracción de talco vinculado a las rocas del Complejo.

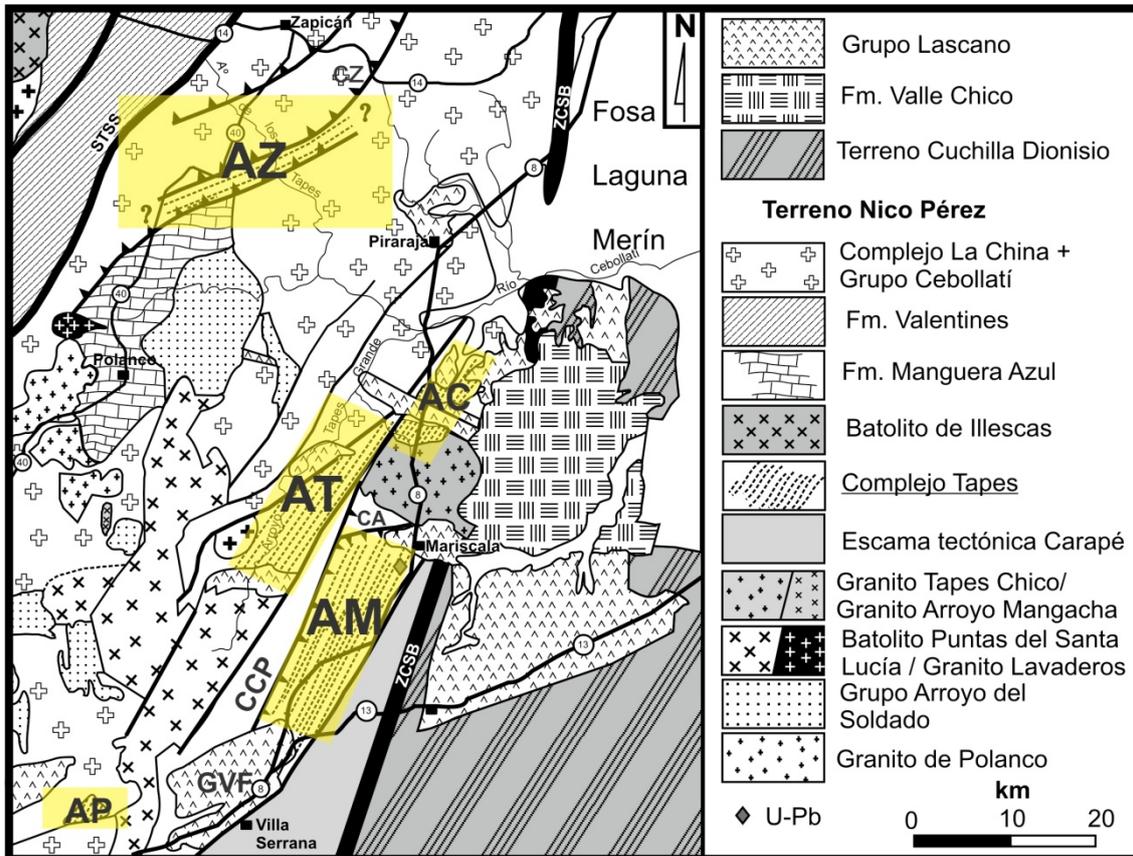


Fig. 3.1.: Distribución conocida del Complejo Tapes (modificado de Gaucher et al., 2013, 2014b). **GVF:** Graben de Valle Fuentes, **CCP:** Cabalgamiento de Cerro Partido, **CA:** Cerro del Águila, **CZ:** Cabalgamiento de Zapicán. **AC)** Área Colón, **AM)** Área Mariscalá, **AT)** Área Tapes, **AP)** Área El Perdido y **AZ)** Área Zapicán.

Durante el relevamiento de campo, se observó estratificación plano-paralela original pero no fueron encontrados criterios geopetales que permitan reconstruir la estratigrafía original. Otra cuestión que complica la reconstrucción de la estratigrafía son las complejas relaciones estructurales entre las diferentes litologías. Por lo tanto, se justifica la aplicación formal del término "complejo", según las recomendaciones de Salvador (1994) y Gaucher et al. (2014b).

En la Tabla 1 del anexo se presentan todos los puntos relevados durante las salidas de campo a la zona de estudio y la denominación de cada muestra. Esta denominación será utilizada a lo largo de este trabajo.

En el área de estudio se identificaron dos asociaciones litoestratigráficas correspondientes al Complejo Tapes como ya fuera adelantado por Gaucher et al. (2004):

- **La asociación metasedimentaria (AM)** representada por filitas cuarzosas, filitas cloríticas y cloritoesquistos (referidas como "*cloritoesquistos*" atendiendo a la nomenclatura utilizada en los trabajos precedentes), filitas y esquistos tremolíticos, calizas y metamargas.
- **La asociación de rocas ultramáficas (AUM)** representada por metaperidotitas, serpentinitas, filitas cloríticas (pertenecientes a zonas de reacción conocidas como "*blackwall*"), tremolititas y talcoesquistos.

También se observó que las litologías correspondientes al Complejo Tapes se encuentran localmente recortadas por intrusiones gábricas y graníticas de unidades posteriores (posiblemente pertenecientes al Grupo Lascano).

En general, los cuerpos ultramáficos y las sucesiones metasedimentarias del Complejo Tapes desarrollan afloramientos pequeños que, además del derrubio y la cubierta vegetal, dificultan la observación de relaciones de contacto entre las diferentes litologías. Aun así, durante los relevamientos realizados, se observó que en las áreas Tapes y Zapicán aflora una mayor proporción de rocas ultramáficas, mientras que el área Mariscal el mayor porcentaje de afloramientos pertenece a las rocas de la asociación metasedimentaria.

Las rocas pertenecientes a la asociación metasedimentaria desarrollan foliación penetrativa en dirección promedio N40°E/60°NE y se encuentran moderadamente meteorizadas.

Los perfiles realizados están determinados por alternancia de niveles metasedimentarios (derivados de protolitos pelíticos y grauváquicos) con diferentes desarrollos de fábrica planar esquistosa y tamaños de los individuos cristalinos que conforman a estos niveles. Esquistos tremolíticos y cloríticos alternan con niveles tremolíticos, cuarzosos y cloríticos con menor desarrollo de esquistosidad, dando el aspecto de filitas. Subordinadamente, se encuentran niveles de calizas y metamargas. La coloración de las rocas de la asociación metasedimentaria varía con el contenido de clorita y tremolita, casi siempre dentro de los tonos verdosos-grisáceos siendo los de coloración verde más oscuro los que contienen mayor porcentaje de tremolita.

Durante el relevamiento se constató la presencia de niveles carbonáticos representados por metamargas, que generalmente poseen colores blanco-grisáceos. Pueden ser de aspecto masivo o desarrollar laminación/bandeado de 0,5-3cm de espesor (ritmitas metamargacalizas), que ocasionalmente forman pliegues sinclinales con rumbo N55°E (Fig.3.2. A,B). Estos niveles ricos en carbonatos se encuentran entre los cloritoesquistos o cercanos a las metaperidotitas.

En la Figura 3.2. se presentan diversas fotografías de afloramientos representativos de las rocas pertenecientes a la asociación metasedimentaria.

Respecto a las rocas ultramáficas pertenecientes a las áreas Tapes y Mariscal, estas fueron encontradas principalmente en las canteras de talco relevadas. En cambio, las correspondientes al Área Zapicán fueron encontradas formando pequeños afloramientos en superficie. En la Figura 3.3., se exponen diferentes fotografías representativas de los afloramientos de la asociación de rocas ultramáficas que conforman al Complejo Tapes.

Los cuerpos UM se encuentran atravesados por zonas de falla en donde se concentra la alteración más intensa, existiendo varias etapas de serpentización que hacen desaparecer los rasgos del cuerpo peridotítico original, formando serpentinitas que la mayoría de las veces se encuentran talquizadas. A estas rocas totalmente serpentizadas, se les denominará en adelante en este trabajo como serpentinitas, mientras que las que preservan algún relictos de la asociación mineral primaria se denominarán metaperidotitas. Las zonas talquizadas están determinadas por la presencia de talcoesquistos (Fig. 3.3.B)

Las metaperidotitas presentan una coloración verde claro a gris oscuro con estructura masiva (Fig. 3.3. D). Asimismo, algunas muestras presentan una capa superficial de color naranja a pardo debido a la meteorización. Estas rocas se destacan por poseer fuerte magnetismo.

Por otro lado, las serpentinitas están caracterizadas por cuerpos de color gris oscuro a negro elongados en dirección promedio N65°E. Poseen textura afanítica, brillo mate a vítreo y aspecto masivo (Fig. 3.3.C). Ocasionales venillas de espesor centimétrico de carbonatos, cortan a las serpentinitas.

En los perfiles realizados, se pudo observar que el porcentaje de tremolita-actinolita aumenta al aumentar la cercanía al cuerpo metaperidotítico o serpentinita, mientras que el contenido de clorita disminuye en el mismo sentido. Se infiere que este cambio mineralógico y modal se debe al desarrollo de zonas de reacción mineralógicamente distintas entre el cuerpo ultramáfico y su roca de caja en contextos de metamorfismo regional (Sanford, 1982; Winter, 2001; entre otros). Esta zonación parte de un núcleo de serpentinita o metaperidotita y luego prosigue en una zona de talco, una zona de anfíbol, una zona de clorita ("*blackwall*") y, por último, una zona de biotita. Los óxidos de Fe-Ti y los carbonatos son comunes en menor medida.

En zonas de falla del Complejo Tapes, donde se encuentran las serpentinitas y los sectores más talquizados, es donde se sitúan varias canteras que se dedican a la extracción del talco. En estas canteras se han realizado perfiles que permitieron observar que el porcentaje de tremolita aumenta localmente de sur a norte, mientras que el de clorita disminuye (Fig.3.4. A, D) y esta variación estaría indicando la localización del cuerpo de serpentinita más cerca del sector rico en tremolita. Asimismo, en las rocas más ricas en anfíbol, se destacan grandes cristales de tremolita de color verde claro (Fig. 3.4.E).

En los perfiles realizados en una de las canteras del Área Tapes y en afloramientos del Área Zapicán, fue posible identificar en las rocas dominios de coloración castaña con numerosas oquedades, que por sus contornos idiomorfos y la presencia de anfíbol en las rocas alrededor de estos sectores, se atribuyen a oquedades formadas por la disolución diferencial de cristales de anfíbol (muestras CPA146c y ZAP44) (Fig. 3.4. A, B, C).

En general, el talco presente en estas canteras se encuentra intercrecido con otros minerales como clorita y tremolita y se desarrolla entre los niveles de serpentinitas, lo cual hace que disminuya la calidad del mismo.

En la cantera La Serrana, ubicada en el Área Tapes, también se encontró un afloramiento de cloritas (muestra CPA 148b, ver anexo- mapa de puntos relevados) de fábrica masiva e integradas casi totalmente por cristales de clorita de gran tamaño (promedio 2,5mm) y subordinadamente cristales de talco y de minerales opacos.

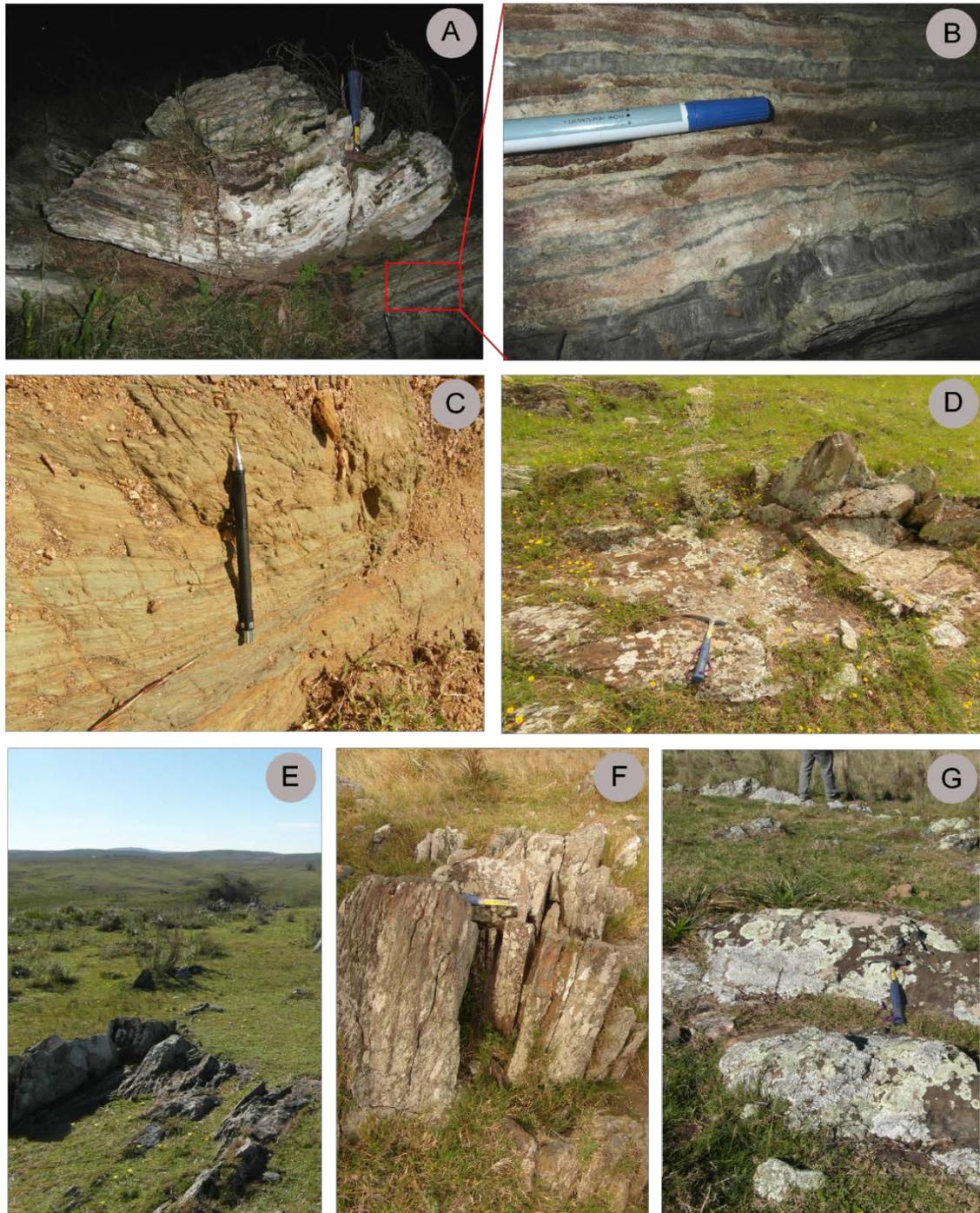


Figura 3.2.: Fotografías de afloramientos pertenecientes a la asociación metasedimentaria del Complejo Tapes. **A)** Metamarga bandeada y plegada (MAR22b). **B)** Detalle del bandeamiento de la roca anterior.

C) Posible estratificación original en cloritoesquisto (MAR13). **D)** Afloramiento de cloritoesquisto (MAR25). **E)** Vista general de afloramientos pertenecientes al punto MAR16. **F)** Cloritoesquisto (MAR35). **G)** Afloramiento perteneciente al punto MAR40b.



Figura 3.3.: Fotografías de afloramientos pertenecientes a la asociación de rocas ultramáficas del Complejo Tapes. **A)** Contacto entre esquistos tremolítico (ET) y esquistos tremolítico talcoso (ETT). **B)** Afloramiento de talcoesquistos tremolítico (ZAP44b). **C)** Afloramiento de serpentinita perteneciente al Área Zapicán. **D)** Afloramiento de tremolitita **E)** Detalle de esquistos tremolítico plegado.

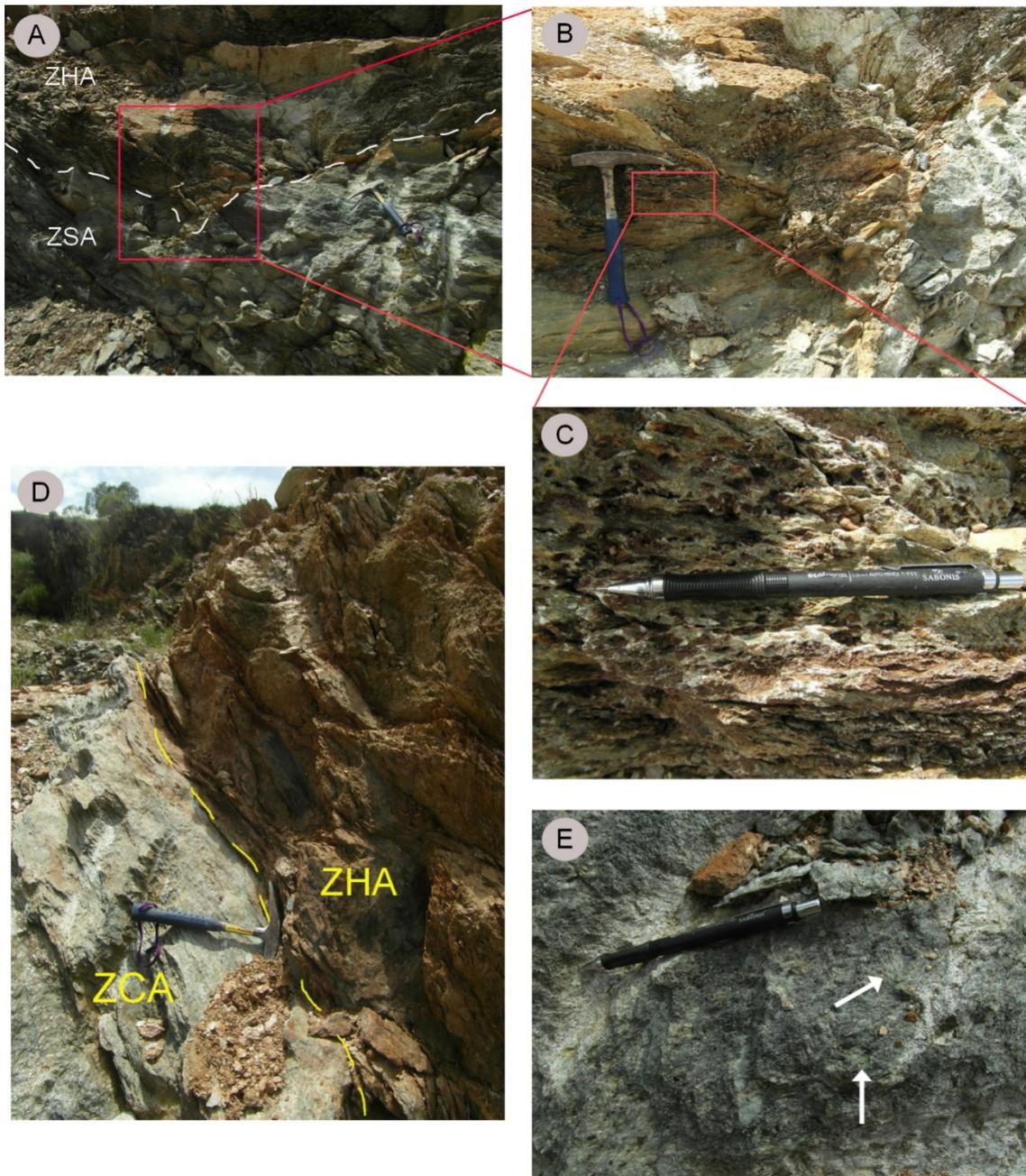


Figura 3.4.: Fotos de litologías encontradas en canteras de talco. **A)** Contacto entre zona con presencia de “huecos” donde previamente existían cristales de anfíbol (ZHA) y zona sin presencia de anfíbol (ZSA). **B)** Detalle de foto “A” donde se observa el contacto entre ZHA y ZSA. **C)** Detalle de ZHA donde se observan las oquedades dejadas por los cristales de anfíbol. **D)** Contacto entre ZHA y la zona con presencia de anfíbol (ZCA). **E)** Detalle de ZCA donde se señala con flechas blancas los cristales de tremolita observables a ojo desnudo.

En relación a los límites de las diferentes áreas que conforman el Complejo Tapes, se estudió con mayor atención el caso del Área Zapicán por ser el más discutido.

En el punto ZAP41 (ver anexo-mapa de puntos relevados) aflora lo que se interpreta como una lasca tectónica de metareniscas dentro del cabalgamiento que limita al Complejo Tapes hacia el Norte.

Estos afloramientos de metareniscas y metaconglomerados presentan color gris claro y brillo vítreo a mate (Fig. 3.5. A), observándose en algunos sectores el desarrollo de estratificación cruzada (Fig. 3.5. B). Estas rocas presentan rumbo N60°E y buzamiento 50°NW

A ojo desnudo, se identifican en la roca cristales de feldespato, cuarzo y muscovita. Los cristales de feldespato y cuarzo son de contornos subredondeados, mientras que los cristales de mica generalmente forman agregados laminares dispuestos en forma paralela al plano de foliación y, muchas veces, rodean a los cristales de feldespato y cuarzo.

Hacia el norte del Complejo en el área de Zapicán, se observan protomilonitas graníticas buzando 10° al N (punto ZAP35, ver anexo- mapa de puntos relevados) que marcan una importante zona de cabalgamiento de ancho considerable. Este límite coincide con el Cabalgamiento Zapicán, datado por K-Ar en 1253±32 Ma (Cingolani, en Bossi et al., 1998).

En el punto ZAP36 (ver anexo-mapa de puntos relevados) se describen intercalaciones de litologías correspondientes al Complejo Tapes con granitos deformados, granófiros y aplitas, delimitando el límite norte del Complejo Tapes propiamente dicho.

Marcando el límite sur del Área Zapicán, se encuentra en el punto ZAP45 (ver anexo mapa de puntos relevados) un granito de color rosado y tamaño de grano fino con evidencias de milonitización (milonita granítica) (Fig. 3.5. C). Esta roca presenta rumbo N45°E y buzamiento 40°NW. Estos afloramientos se encuentran también cortados por un camino vecinal, dentro de una antigua cantera artesanal para la extracción de balasto.

En el sector sur de este área, continuando con las milonitas graníticas, se observa la presencia de niveles de areniscas, conglomerados y carbonatos con evidencia de deformación, los cuales se encontraron al SE de la localidad de Zapicán, aflorando en un camino vecinal.

El límite sur del área, representado por el granito milonitizado, también fue encontrado sobre la ruta 40, al sur de la localidad de Zapicán, en las coordenadas: 33°45'33.70"S, 55°6'11.30"W (Fig. 3.5. D,E). En este caso, se determinó para la roca un rumbo N50°E/ 75°NW.



Figura 3.5.: Fotos de las litologías que definen los límites norte y sur del Área Zapicán. **A)** Vista general del afloramiento de metaareniscas (ZAP 41) al norte del Área Zapicán. **B)** Detalle de la estratificación cruzada observada en afloramiento (ZAP 41). **C)** Granito milonitizado en cabalgamiento del límite sur del Área Zapicán. **D)** Cabalgamiento que constituye el límite sur del Área Zapicán sobre la ruta 40. **E)** Detalle de foto "D".

3.1. Petrografía

Asociación metasedimentaria

Como ya se expuso anteriormente, la asociación metasedimentaria está compuesta por filitas cuarzosas, filitas y esquistos cloríticos (referidas como "*cloritoesquistos*" atendiendo a la nomenclatura utilizada en los trabajos precedentes), filitas y esquistos tremolíticos, calizas y metamargas.

Las filitas cuarzosas son rocas de color gris oscuro con algunos sectores verdosos, poseen brillo mate a satinado y grano muy fino. En esta litología la foliación es penetrativa planar y está determinada por la orientación de los individuos de clorita, con las láminas cristalinas paralelas a los dominios de clivaje de la roca.

La asociación mineralógica de estas rocas está representada por abundante cuarzo, clorita y minerales opacos y, eventualmente, se distinguen agregados de tremolita, biotita y talco como fases minerales subordinadas. En la muestra MAR38 (ver anexo-mapa de puntos relevados) se identificaron cristales de turmalina como mineral accesorio menor.

Los cristales de cuarzo desarrollan contornos xenomorfos y conforman agregados policristalinos concentrados en los microlitones de la roca, generalmente de diseño entrelazado y, eventualmente lenticular; donde los cristales de mayor desarrollo se localizan en el centro de la lente (Fig. 3.6.A). Ocasionalmente, se encuentra finamente intercrecido con clorita (Fig. 3.6. A,B). El cuarzo también puede encontrarse rellenando venillas que atraviesan a estas rocas.

Los cristales de clorita se encuentran en agregados laminares muy finos de color verde claro, con suave pleocroísmo hacia el amarillo pálido casi incoloro. La birrefringencia es anómala, con colores de primer orden entre el azul y el gris oscuro.

Los minerales opacos se encuentran principalmente concentrados en los dominios de clivaje de estas rocas, aunque también se pueden encontrar diseminados en los microlitones. Los individuos son de contornos xenomorfos y formas redondeadas.

La tremolita se encuentra formando finos agregados xenomorfos de hábito prismático, incoloros, sin pleocroísmo y con birrefringencia de segundo orden.

Los cristales de biotita desarrollan pleocroísmo desde verde a verde amarronado, son de contornos hipidiomorfos a xenomorfos y presentan colores de interferencia de segundo orden.

Los cristales de talco se encuentran como agregados finos xenomorfos, generalmente rellenando pequeñas venillas.

Los cristales de turmalina son idiomorfos y de hábito prismático, aunque también se observan secciones basales. Las secciones prismáticas poseen fuerte pleocroísmo desde azul-verdoso oscuro a rosa (Fig.3.6. C, D). Las secciones basales muestran zonación identificada por sectores con diferentes tonalidades de verde.

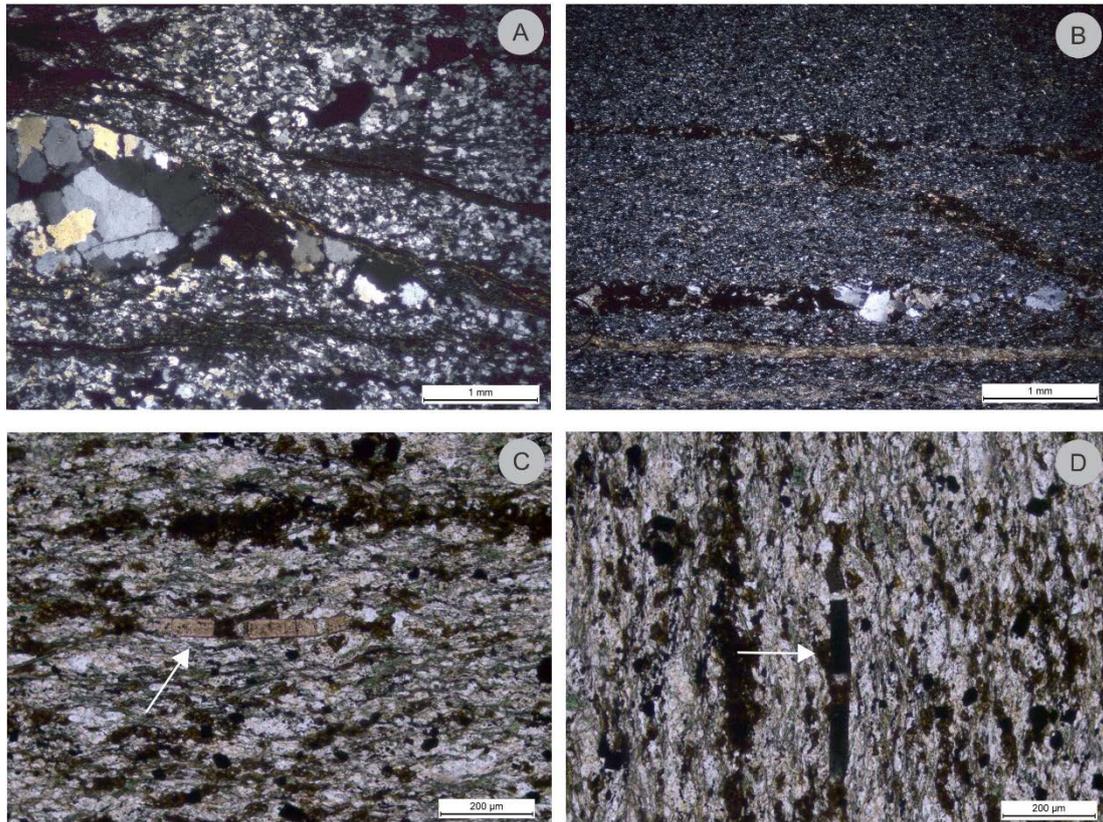


Figura 3.6.: Fotomicrografías de filitas cuarzosas pertenecientes a la asociación metasedimentaria. **A)** Textura general de la muestra MAR48/1, observándose los dominios de clivaje entrelazados y espaciados que definen microlitones principalmente integrados por cuarzo policristalino. Se destaca el desarrollo de una lente con cristales de mayor tamaño hacia el centro. Con analizador intercalado. **B)** Textura granonematoblástica en muestra MAR38. Con analizador intercalado. **C)** Muestra MAR38, con una flecha se señala una sección prismática de un cristal de turmalina en posición cuya dirección de vibración (ϵ), de menor absorción de la luz, se encuentra en dirección E-O, por lo que el color del cristal se ve rosa. Sin analizador intercalado. **D)** Con una flecha blanca se señala al mismo cristal de turmalina que en "C", pero en posición cuya dirección de vibración (ω), de mayor absorción de la luz, se encuentra en dirección E-W, por lo que el color del cristal se ve azul-verdoso oscuro. Sin analizador intercalado.

Los cloritoesquistos son rocas de color verde claro a verde oscuro grisáceo, brillo mate a satinado y grano muy fino. Se encuentran integradas principalmente por agregados laminares de clorita y están caracterizadas por su fábrica anisótropa planar determinada por foliación metamórfica penetrativa definida principalmente por la orientación de los cristales laminares de clorita paralelos a los dominios de clivaje o esquistosidad de la roca, dándole el aspecto de filita o esquisto. Asimismo, se caracterizan por el desarrollo de clivaje espaciado, paralelo a anastomosado, con transición gradual hacia los microlitones (Fig. 3.7. A, B, C).

Los dominios de clivaje se encuentran generalmente integrados por agregados de clorita, tremolita, minerales opacos y, en menor medida, eventual biotita y muscovita. Los microlitones están compuestos generalmente por cuarzo, plagioclasa y carbonato, además proporciones menores de algunos de los minerales presentes en los dominios de clivaje, especialmente la clorita. En la muestra MAR25 también se constató la presencia de feldespato potásico.

Localmente, estas rocas poseen evidencia de deformación (posiblemente milonitización) caracterizadas por el desarrollo de cristales de epidoto acompañados por grumos de titanita y/o cristales de plagioclasa con formas redondeadas a lentiformes que quedan como porfiroclastos "islas" en una matriz de grano muy fino y de aspecto fluidal (Fig. 3.7. D, E, F). La foliación de la matriz se forma alrededor de los porfiroclastos y en algunos casos se observan sombras de presión formadas principalmente por agregados finos de clorita.

Los agregados de clorita son laminares y se disponen subparalelos a la foliación de la roca. Se encuentran formando agregados subparalelos hipidiomorfos a xenomorfos tanto en los dominios de clivaje como en los microlitones. En algunos casos, también pueden ser producto de reemplazo parcial de cristales de tremolita, biotita y epidoto.

Los cristales de cuarzo se encuentran generalmente como agregados granulares, frecuentemente policristalinos, en los microlitones. Desarrollan contornos xenomorfos y ocasionalmente presentan inclusiones de muscovita, clorita y biotita.

Los minerales opacos se encuentran diseminados (Fig. 3.7. A) o preferentemente concentrados en los dominios de clivaje (Fig. 3.7. C). Los individuos son hipidiomorfos a idiomorfos. También se observan dispuestos como agregados granulares bordeando porfiroclastos de plagioclasa y epidoto en las rocas milonitizadas (Fig. 3.7. D, E).

Los cristales de plagioclasa, se presentan principalmente como porfiroclastos, desarrollando contornos xenomorfos, son generalmente policristalinos y poseen inclusiones de epidoto y circón. En general, se encuentran alterados moderadamente por sericita/esmectitas. Los individuos presentan macla simple y polisintética y algunos cristales poseen zonación.

El carbonato desarrolla cristales xenomorfos (generalmente tabulares), incoloros, sin pleocroísmo y con relieve moderado (variable al rotar la platina) y birrefringencia extrema. Algunos cristales están fuertemente maclados presentando macla polisintética.

La tremolita se encuentra generalmente formando finos agregados en los dominios de clivaje intercalados con los agregados de clorita. Desarrolla cristales de contornos hipidiomorfos a xenomorfos, incoloros a verde pálido sin pleocroísmo, con birrefringencia de segundo orden de colores rosados oscuros y violetas.

El epidoto se encuentra en las rocas milonitizadas y destaca como porfiroclastos de contornos subredondeados a lentiformes, generalmente rodeados por agregados grumosos de titanita (Fig. 3.7. D). Algunos cristales de epidoto se encuentran parcialmente cloritizados (Fig. 3.7. E,F). Asimismo, se destaca la variación en el tamaño de los cristales de epidoto de los porfiroclastos, respecto de los que se encuentran en la matriz.

Los cristales de biotita generalmente se encuentran en los dominios de clivaje y desarrollan cristales hipidiomorfos a xenomorfos con pleocroísmo desde marrón verdoso a verde amarronado pálido.

La titanita se presenta ocasionalmente como cristales xenomorfos diseminados en los dominios de clivaje o rodeando a los porfiroclastos de epidoto.

La muscovita ocurre muy ocasionalmente en estas rocas y se encuentra como finos agregados idiomorfos a hipidiomorfos principalmente en dominios de clivaje.

Eventualmente, en algunas muestras, pueden encontrarse escasas venillas de talco.

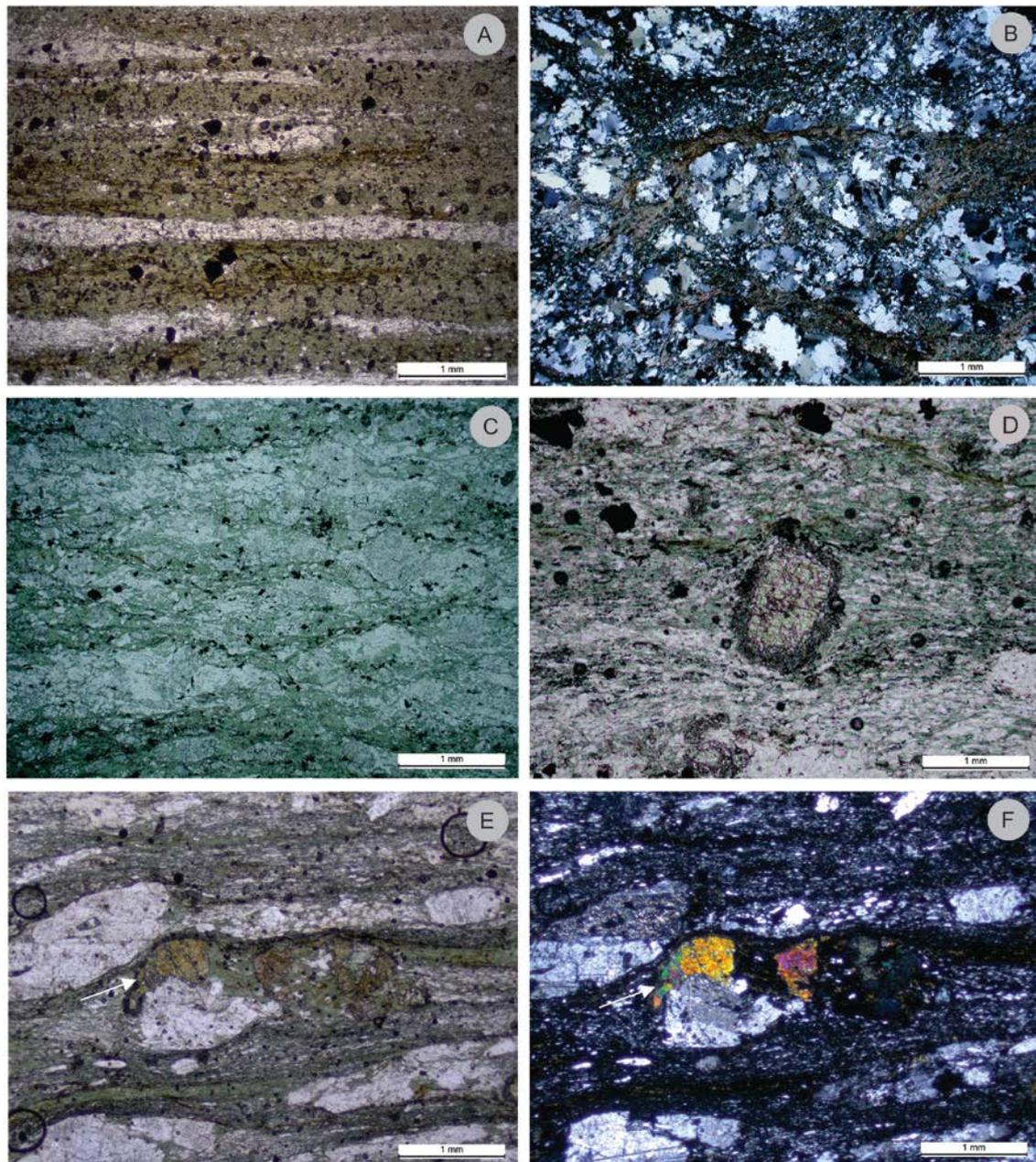


Figura 3.7.: Fotomicrografías de secciones delgadas pertenecientes a cloritoesquistos correspondientes a la asociación metasedimentaria del Complejo Tapes. **A)** Textura general en cloritoesquisto. Sin analizador intercalado. **B)** Textura general en cloritoesquisto, donde se pueden observar los dominios de clivaje y microlitones. Con analizador intercalado. **C)** Textura general en muestra MAR48/2, se observan minerales opacos concentrados en dominios de clivaje. Sin analizador intercalado. **D)** Porfiroclasto de epidoto acompañado por grupos de titanita. Sin analizador intercalado. **E)** Foliación posiblemente milonítica con desarrollo de porfiroclastos de epidoto parcialmente cloritizados y plagioclasa en una matriz de grano fino, principalmente integrada por clorita, plagioclasa y minerales opacos. Con una flecha blanca se indica uno de los porfiroclastos de epidoto parcialmente cloritizado. Sin analizador intercalado. **F)** Idem foto "E" pero con analizador intercalado.

Las filitas y esquistos tremolíticos son rocas de color verde claro, brillo mate a satinado y grano muy fino con fabrica anisótropa planar.

La asociación mineral de estas rocas está compuesta principalmente por cristales de tremolita y cuarzo. Subordinadamente, se presentan cristales de biotita, epidoto y talco. En ocasiones se observan cristales de feldespato, minerales opacos, y algunos cristales de zoisita/clinozoisita y titanita. Agregados de clorita no son frecuentes, pero ocasionalmente, pueden tener una alta proporción dentro de la roca.

Los cristales de tremolita se encuentran como agregados finos de hábito fibroso, intercalados entre los agregados laminares de clorita, conformando una textura nematoblástica a nematolepidoblástica. También se observan porfiroblastos hipidiomorfos a xenomorfos de tremolita incoloros, con hábito prismático y cuyos ejes mayores están orientados de manera subparalela a la foliación de la roca con evidencias de milonitización (Fig. 3.8. A).

Los cristales de cuarzo se encuentran formando agregados microgranulares en forma de cintas. Los individuos son de contornos xenomorfos y extinción ondulosa.

Los cristales de biotita conforman agregados laminares hipidiomorfos que constituyen textura lepidoblástica concentrada en los dominios de clivaje de la roca. Los individuos poseen pleocroísmo desde verde amarillento oscuro a amarillo pálido y presentan colores de interferencia que llegan al color fucsia de segundo orden. En algunos cristales se observa extinción en ojo de perdiz.

La zoisita/clinozoisita desarrolla porfidoblastos de contornos subredondeados rodeados por agregados grumosos de titanita, encontrándose principalmente en los dominios de clivaje. Estos individuos poseen colores de birrefringencia anómalos hasta amarillo de segundo orden, observándose en algunos cristales manto de arlequín. Los cristales de zoisita/clinozoisita son levemente coloreados con suave pleocroísmo desde verde amarillento pálido a incoloro y tienen alto relieve. Los colores de birrefringencia son anómalos y varían del azul al amarillo oscuro (Fig. 3.8. B).

Los cristales de talco son incoloros y se encuentran formando agregados hipidiomorfos muy finos que se disponen entre los cristales de tremolita, a quienes reemplazan parcialmente.

Los cristales de feldespato son muy escasos. Desarrollan contornos xenomorfos y se encuentran principalmente en conjunto con los cristales de cuarzo (como cristales diseminados o rellenando venillas).

Los minerales opacos se encuentran como cristales diseminados xenomorfos.

La titanita desarrolla contornos xenomorfos rodeando los porfidoblastos de epidoto o como cristales diseminados.

Los agregados de clorita se encuentran formando agregados laminares muy finos hipidiomorfos, con suave leve pleocroísmo desde verde pálido a verde amarillento. La birrefringencia es anómala con colores gris oscuro a gris claro.

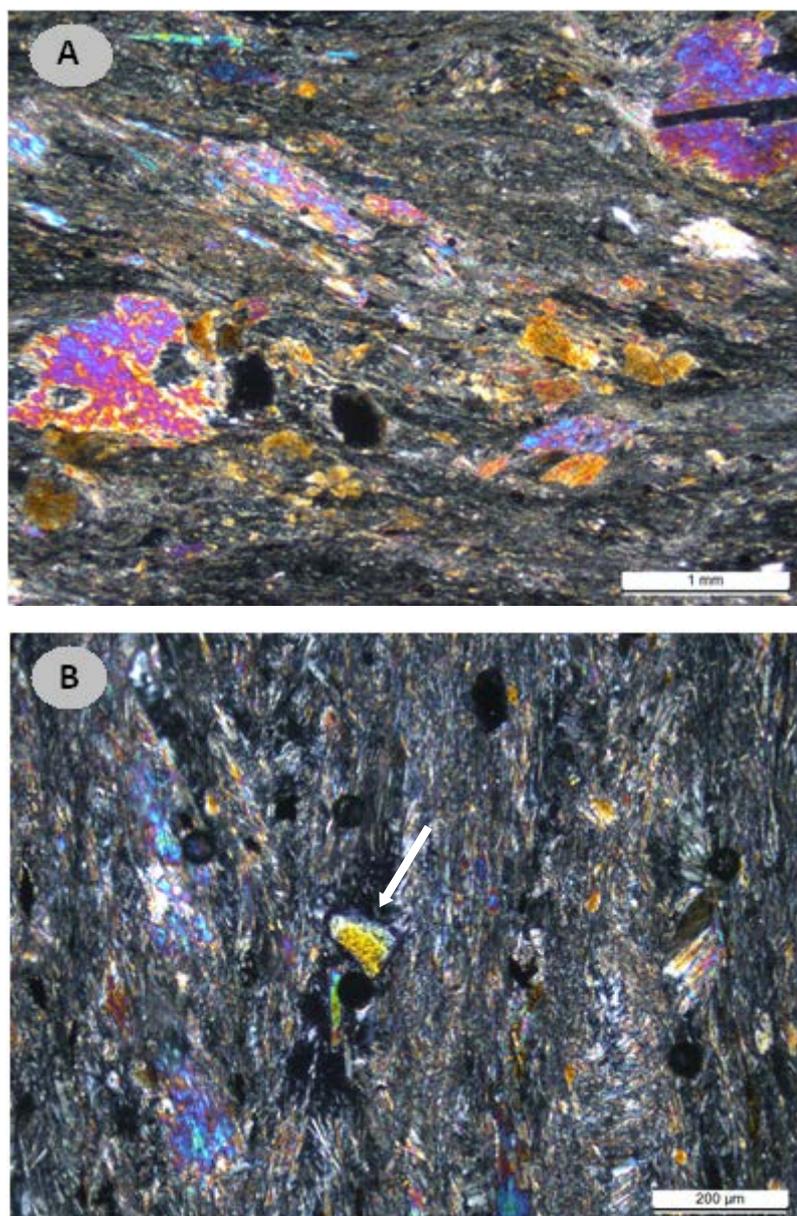


Figura 3.8.: Fotomicrografías de secciones delgadas de esquistos tremolíticos pertenecientes a la asociación metasedimentaria del Complejo Tapes. **A)** Porfiroblastos hipidiomorfos a xenomorfos de tremolita. Con analizador intercalado. **B)** Cristal de clinozoisita señalado con una flecha blanca. Con analizador intercalado.

Las calizas (descritas inicialmente por Gaucher et al., (2014b)), son de color gris, con brillo mate y fábrica masiva. Están integradas principalmente por agregados de calcita, acompañados por cristales diseminados de tremolita y escasos cristales de cuarzo.

La calcita se encuentra como agregados de grano fino xenomorfos. Los individuos son incoloros, sin pleocroísmo, con relieve variable al girar la platina graduada del microscopio petrográfico y poseen alta birrefringencia.

Los cristales de tremolita están diseminados en la roca. Son de contornos hipidiomorfos a xenomorfos. Son incoloros, sin pleocroísmo y poseen birrefringencia de segundo orden (color naranja a violeta).

El cuarzo se encuentra como cristales diseminados xenomorfos.

Estudios isotópicos realizados en esta roca proporcionaron los siguientes resultados: $\delta^{13}\text{C} = 0.75 \text{‰ VPDB}$, $\delta^{18}\text{O} = -11 \text{‰ VPDB}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7115$ (Gaucher et al., 2014b).

Las metamargas son rocas de grano fino y con brillo mate a vítreo. En algunos sectores, poseen una fábrica anisótropa planar determinada por capas de color gris oscuro que alternan rítmicamente con capas de color gris claro. Ambas de espesores variables. Las de color gris oscuro varían entre 1mm y 1cm; mientras que las de color gris claro varían entre 2mm y 3cm de espesor aproximadamente.

La asociación mineral está integrada principalmente por agregados de carbonato y de epidoto, acompañados por agregados fibrosos de tremolita y escasos agregados de cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran cristales de apatita, circón y cristales diseminados de titanita.

La laminación grosera de color (Fig. 3.9. A,B) está acompañada por variaciones composicionales. Las láminas de tonos más oscuros (ancho promedio 0,5 mm) están compuestas por agregados granulares de cuarzo y feldespato, agregados grumosos de materia orgánica, cristales fibrosos de tremolita, cristales xenomorfos de clinozoisita y escasos individuos de titanita. Las láminas más claras poseen cristales de mayor tamaño (promedio 200 μm) y están integradas por agregados finos de carbonato acompañados por agregados granulares de cuarzo y feldespato, subordinadamente presenta agregados fibrosos finos de tremolita y escasos agregados de epidoto y titanita. Se observan también agregados de materia orgánica, pero en menor proporción que en las láminas más oscuras. Se observan asimismo, pequeñas venillas de feldespato que atraviesan a la laminación de la roca (Fig. 3.9. C,D).

El carbonato (principalmente calcita) se presenta formando agregados granulares xenomorfos, incoloros y con relieve variable al girar la platina graduada del microscopio petrográfico.

La clinozoisita es incolora, sin pleocroísmo y desarrolla cristales xenomorfos. La birrefringencia en todos los casos es anómala de color azul al amarillo. En algunos individuos se observa macla simple.

Los cristales de tremolita son de contornos xenomorfos y conforman agregados fibrosos finos. Poseen leve pleocroísmo desde verde amarillento pálido a incoloro. Los colores de birrefringencia llegan al anaranjado de segundo orden. El crecimiento de estos cristales generalmente es intersticial entre los cristales de cuarzo y ocasionalmente se encuentran reemplazando parcialmente a los cristales de epidoto.

Los cristales de cuarzo conforman agregados xenomorfos con extinción ondulosa y están diseminados en la roca.

Los feldespatos se encuentran como cristales xenomorfos diseminados en la roca formando pequeñas venillas (Fig. 3.9. C,D). Los individuos son incoloros, presentan macla en enrejado.

Los cristales de apatita son idiomorfos a hipidiomorfos de birrefringencia color gris oscuro de primer orden. Se encuentran diseminados en la roca.

Los individuos de circón se encuentran en un porcentaje de aproximadamente 1% dentro de la muestra. Se presentan como pequeños cristales xenomorfos, incoloros y con alto relieve.

Los cristales de titanita son xenomorfos de color marrón y alto relieve. Presentan birrefringencia extrema y un tamaño promedio de 100 μm . Se encuentran diseminados en la roca.

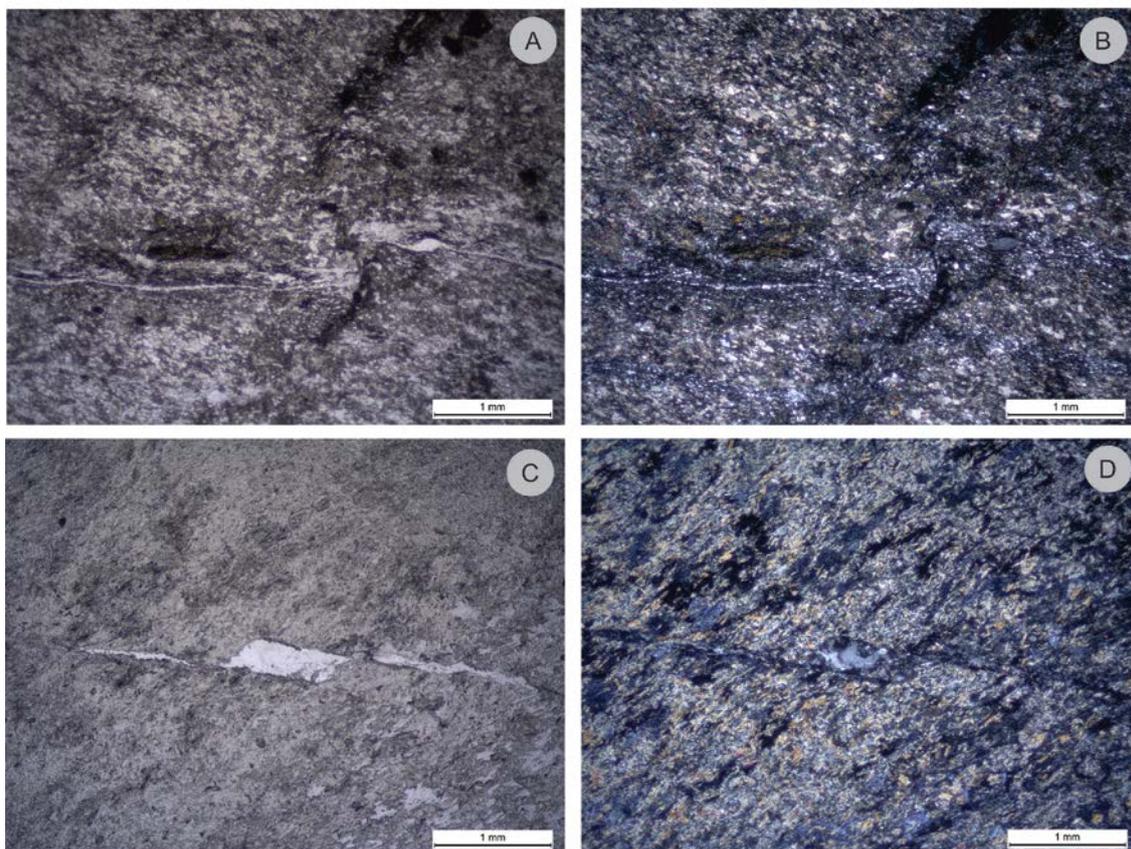


Figura 3.9.: Fotomicrografías pertenecientes a metamargas correspondientes a la asociación metasedimentaria del Complejo Tapes. **A)** Laminación composicional en metamarga. Sin analizador intercalado. **B)** Idem foto "A" con analizador intercalado. **C)** Venilla de feldespato. sin analizador intercalado. **D)** Idem foto "C" con analizador intercalado.

Asociación de rocas ultramáficas

Metaperidotitas

Las metaperidotitas son rocas parcialmente serpentinizadas en las que **se preservan minerales relícticos** de las asociaciones magmáticas.

En muestra de mano son rocas de brillo mate y color gris oscuro con sectores de color verde pálido y ocre. Presentan fábrica masiva, integrada por agregados fibrosos de tremolita acompañados por agregados finos de serpentina, talco y clorita, entre los que se observan cristales diseminados de olivino relíctica del cuerpo ultramáfico original. Los minerales opacos se encuentran diseminados en la roca y corresponden predominantemente a magnetita debido al magnetismo presente en la muestra.

Los minerales relícticos (hasta 15%) encontrados en las metaperidotitas de la zona de trabajo pertenecen a olivinos que se encuentran como cristales xenomorfos diseminados dentro de la muestra (Fig. 3.10. A,B), como ya fue reportado e ilustrado por Gaucher et al. (2013, 2014b). Los cristales de olivino están parcialmente reemplazados por minerales del grupo de la serpentina, clorita, tremolita y/o minerales opacos (Fig. 3.10. C). Estos individuos se encuentran generalmente atravesados por dominios de clivaje entrelazado, distinguidos por la acumulación en ellos, de minerales opacos y/o serpentina (Fig. 3.10. D).

Los minerales del grupo de la serpentina conforman agregados fibrosos finos, incoloros y sin pleocroísmo. La birrefringencia en todos los casos es de color gris oscuro de primer orden. Se identifican texturas de tipo entrelazada y entrecruzada. Generalmente los agregados de serpentina se encuentran rodeando y reemplazando parcialmente a los cristales de olivino y tremolita. En el caso del reemplazo de los cristales de tremolita, este es a partir de los bordes y de los planos de clivaje intracrystalinos, distribuyéndose en forma penetrativa hacia el centro de los cristales. En el caso del reemplazo de los cristales de olivino, se produce a partir de los bordes del cristal y de las fracturas que los atraviesan (reemplazo pseudomórfico de serpentina según olivino). Los agregados de serpentina son a su vez, reemplazados por agregados de clorita.

Los cristales de tremolita se encuentran formando agregados hipidiomorfos prismáticos a aciculares (generalmente mostrando textura decusada), que reemplazan parcialmente a los cristales de olivino y a los agregados de serpentina. Asimismo, estos cristales se encuentran reemplazados por clorita y serpentina. Son individuos incoloros con leve pleocroísmo a amarillo verdoso pálido y birrefringencia de segundo orden.

La clorita se presenta formando agregados laminares hipidiomorfos con un suave pleocroísmo desde verde amarronado a verde amarillento. La birrefringencia de estos agregados es anómala con colores amarillentos de primer orden.

El talco se encuentra formando agregados hipidiomorfos muy finos que reemplazan a los cristales de tremolita y serpentina. Los individuos son incoloros y con birrefringencia de cuarto orden.

Los minerales opacos se encuentran como cristales diseminados hipidiomorfos a xenomorfos y también formando agregados granulares finos asociados a los agregados de serpentina concentrados principalmente en los planos de fractura de olivino y planos de clivaje de tremolita.

Al encontrarse solo cristales relícticos de olivino y debido a la ausencia de texturas de reemplazo pseudomórfico que sugieran la presencia de otros minerales primarios, se infiere, en una primera aproximación, que los cuerpos ultramáficos estudiados corresponden predominantemente a protolitos de dunitas.

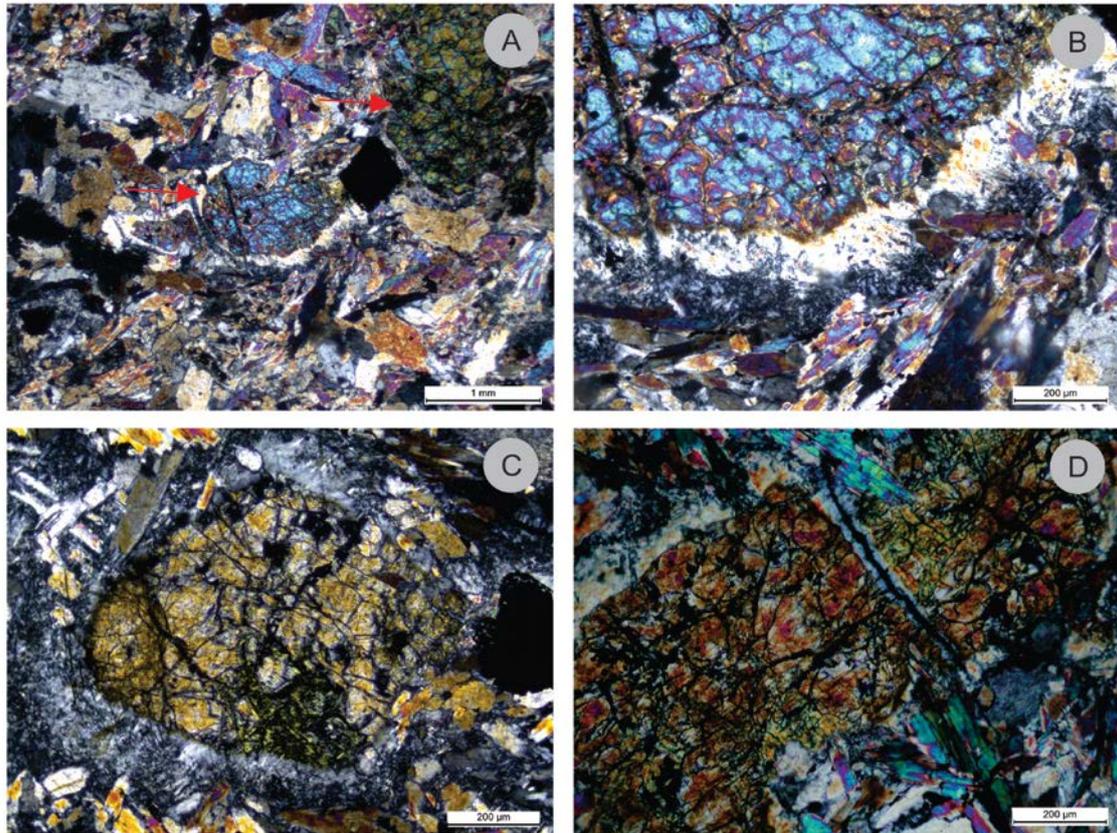


Figura 3.10.: Fotomicrografías pertenecientes a metaperidotitas de la asociación de rocas ultramáficas del Complejo Tapes. Con analizador intercalado. **A)** Textura general de metaperidotita. Se señala con flechas rojas los cristales relicticos de olivino. **B)** Detalle de foto "A" observándose bordes de reemplazo en cristal de olivino. **C)** Cristal de olivino que está siendo reemplazado por serpentina, clorita y tremolita. **D)** Cristal de olivino atravesado por un dominio de clivaje entrelazado, distinguidos por la acumulación de minerales opacos y serpentina.

Tremolititas

Se consideran tremolititas a las rocas compuestas principalmente por tremolita, y que tienen un aspecto similar a las metaperidotitas pero **no preservan relictos de los minerales primarios** de rocas ultramáficas.

Principalmente se trata de rocas de color verde que toman tonalidades anaranjadas al presentar alteración superficial, poseen brillo vítreo a mate y grano fino, formada casi totalmente por cristales fibrosos de tremolita de color verde muy claro y tamaño variable (promedio de 1,0 cm de largo) (Fig. 3.11. A,B,C).

Diseminados en la masa de tremolita se observan agregados de clorita, biotita subordinada y minerales opacos. En los bordes de algunos cristales de tremolita se observan finos agregados de talco.

En algunas tremolititas, los agregados de tremolita se encuentran orientados formando pliegues en cuyas charnelas se acumulan agregados de minerales opacos (muestra MAZ 47-4) (Fig. 3.11. D).

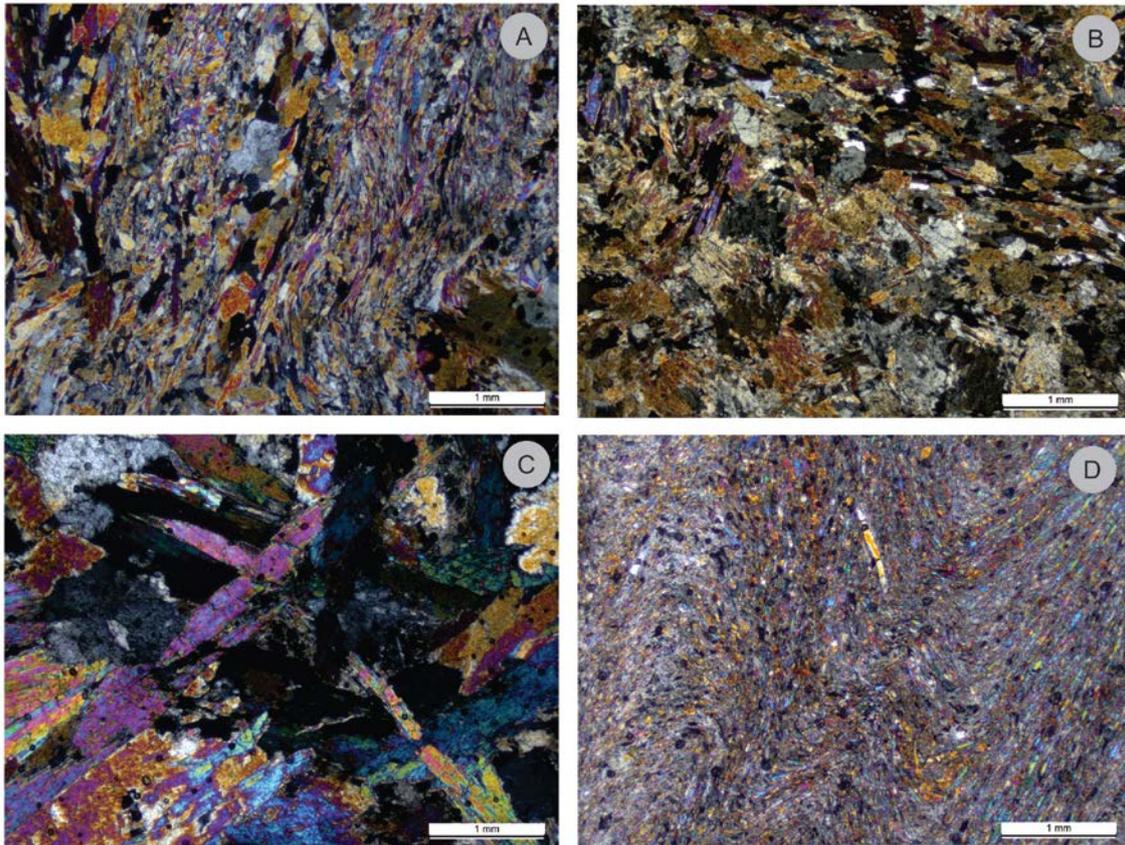


Figura 3.11.: Fotomicrografías pertenecientes a tremolitas. Con analizador intercalado. **A)** Textura general de la muestra, donde se observan los agregados de tremolita. **B)** Agregados de tremolita. **C)** Disposición de los cristales de tremolita en una tremolita con cristales de mayor tamaño. **D)** Agregados de tremolita formando pliegues.

Serpentinitas

Se denominan serpentinitas a las muestras de rocas ultramáficas **completamente serpentinizadas** y en las que no se han observado minerales primarios relícticos.

En estas rocas es posible identificar diferentes texturas de serpentización de acuerdo a la clasificación y criterios propuestos por Wicks & Whittaker (1977). De este modo, las texturas de serpentización observadas al microscopio se dividen en tres grandes grupos:

- Texturas pseudomórficas son aquellas en las que se puede reconocer, no solo la asociación mineralógica preexistente, sino incluso los rasgos texturales previos a la serpentización.
- Texturas no pseudomórficas en las que no se reconoce ningún tipo de rasgo preexistente.
- Texturas de relleno de fracturas

Las texturas pseudomórficas se forman a partir de la serpentización de los minerales de las rocas ultramáficas e incluyen a las texturas en malla y a las bastitas originadas, respectivamente, por alteración de olivino y piroxenos, anfíboles, talco, etc.

En el olivino, la alteración comienza con una nucleación y el crecimiento de serpentina a lo largo de bordes de grano y fracturas lo que provoca una fragmentación del mineral y la textura en malla o mesh (Deer et al. 1962; Wicks et al. 1977).

Dentro de las texturas no pseudomórficas, en las rocas del área de estudio pueden encontrarse serpentinitas con ambas texturas, interpenetrativas y entrelazadas. No habiéndose encontrado hasta el momento rocas que presenten texturas de relleno de fracturas.

En muestra de mano, las serpentinitas del Complejo Tapes son de color gris muy oscuro a negro, grano fino y brillo mate a graso con superficies satinadas.

Estas rocas presentan fábrica masiva integrada principalmente por agregados finos de minerales del grupo de la serpentina, acompañada por carbonato, agregados laminares de clorita magnesia (incolores) y talco subordinado. Los minerales opacos están representados por agregados granulares de magnetita. En algunas muestras se observó la presencia de cristales de vesuvianita y espinelo (Fig. 3.12 A, B) como fases accesorias. El arreglo que presentan los agregados de magnetita en la roca evidencia una posible textura en enrejado anterior (Fig. 3.12 C).

Los cristales del grupo de la serpentina conforman agregados fibrosos muy finos, incoloros y sin pleocroísmo. La birrefringencia en todos los casos es de color azul-grisáceo de primer orden. Estos agregados presentan textura entrelazada e interpenetrativa (Fig. 2.10. A). Los cristales de serpentina se encuentran parcialmente reemplazados por carbonato y talco (Fig. 3.12 D, E, A).

El talco se encuentra formando agregados laminares muy finos que están parcialmente reemplazados por carbonato. Ocasionalmente, en los sectores con talco se observan posibles cristales de flogopita casi completamente reemplazados por clorita, pero que conservan inclusiones de agujas de minerales opacos con un arreglo que recuerda a la textura saenítica (Fig. 3.12. F). Los cristales de flogopita se identificaron por su color rosa pálido a castaño pálido con bajo relieve.

El carbonato desarrolla agregados granulares finos a muy finos, incoloros con relieve variable al girar la platina graduada del microscopio petrográfico y generalmente presentando maclas polisintéticas. Estos agregados se encuentran usualmente formando pequeños lentes entrelazados.

La clorita se encuentra en agregados laminares muy finos que se disponen de manera disseminada entre los agregados de serpentinas. Los cristales son hipidiomorfos e incoloros aunque se distinguen individuos con suave pleocroísmo hacia el amarillo verdoso. La birrefringencia de estos cristales es anómala con colores de primer orden entre el gris oscuro y azul claro. Es común que muestren agregados de minerales opacos entre los planos de clivaje cristalino. En algunos sectores se observan agregados con textura de serpentización pseudomórfica según clorita (Fig. 3.12. E).

Los cristales de minerales opacos están representados predominantemente por magnetita, formando agregados granulares muy finos que se concentran, generalmente, en los sectores con agregados de talco, entre los planos de clivaje de la clorita o en los bordes de los cristales de espinelo (*sensu lato*) y carbonato. Estos agregados se concentran también en posibles planos de fractura de minerales relictos (Fig. 3.12. C).

Eventualmente, se han identificado cristales xenomorfos, incoloros, sin pleocroísmo, de alto relieve y color de birrefringencia de primer orden, que se atribuyen a individuos de vesubianita (idiocrasa) (Fig. 3.12. A). Estos cristales, se encuentran a su vez reemplazados parcialmente por minerales del grupo de la serpentina y talco.

Entre los grumos de magnetita, se identifican ocasionalmente cristales xenomorfos de color castaño-rojizo y ópticamente isótropos, los que se atribuyen a minerales del grupo del espinelo (Fig. 3.12. B).

A modo de síntesis, se puede indicar que la secuencia de reemplazo general observada en los minerales secundarios que acompañan a los minerales del grupo de las serpentininas en las serpentinitas es la siguiente:

$Ol \pm$ (otros minerales primarios) \rightarrow Srp \pm Chl \pm Mgt \rightarrow Tlc \rightarrow Carb \rightarrow Tlc \rightarrow Srp

Filitas cloríticas (zona de reacción)

Las filitas cloríticas pertenecientes a la asociación de rocas ultramáficas se distinguen de las pertenecientes a la asociación metasedimentaria por corresponder a zonas de reacción (zona de clorita) entre el cuerpo ultramáfico y la roca de caja.

Se trata de rocas de color verde grisáceo, brillo mate a satinado y grano muy fino, caracterizadas por su fábrica anisótropa planar determinada por foliación metamórfica definida por la orientación de los cristales laminares de clorita (Fig. 3.13. A).

La asociación mineral está compuesta por cristales de clorita, talco, tremolita y minerales opacos, que conforman una textura lepidoblástica (Fig. 3.13. B).

Los individuos de clorita se encuentran formando agregados laminares muy finos, subparalelos de forma lenticular. Los cristales desarrollan contornos hipidiomorfos a xenomorfos y presentan leve pleocroísmo desde verde amarillento a verde pálido casi incoloro. La birrefringencia es anómala con colores gris-verdoso de primer orden.

El talco se encuentra formando agregados hipidiomorfos muy finos que reemplazan parcialmente a los cristales de clorita.

La tremolita se encuentra formando finos agregados entre los cristales de clorita. Desarrolla cristales de contornos hipidiomorfos a xenomorfos, incoloros a verde amarillento pálido, con birrefringencia de segundo orden. Generalmente los cristales se encuentran reemplazados por clorita.

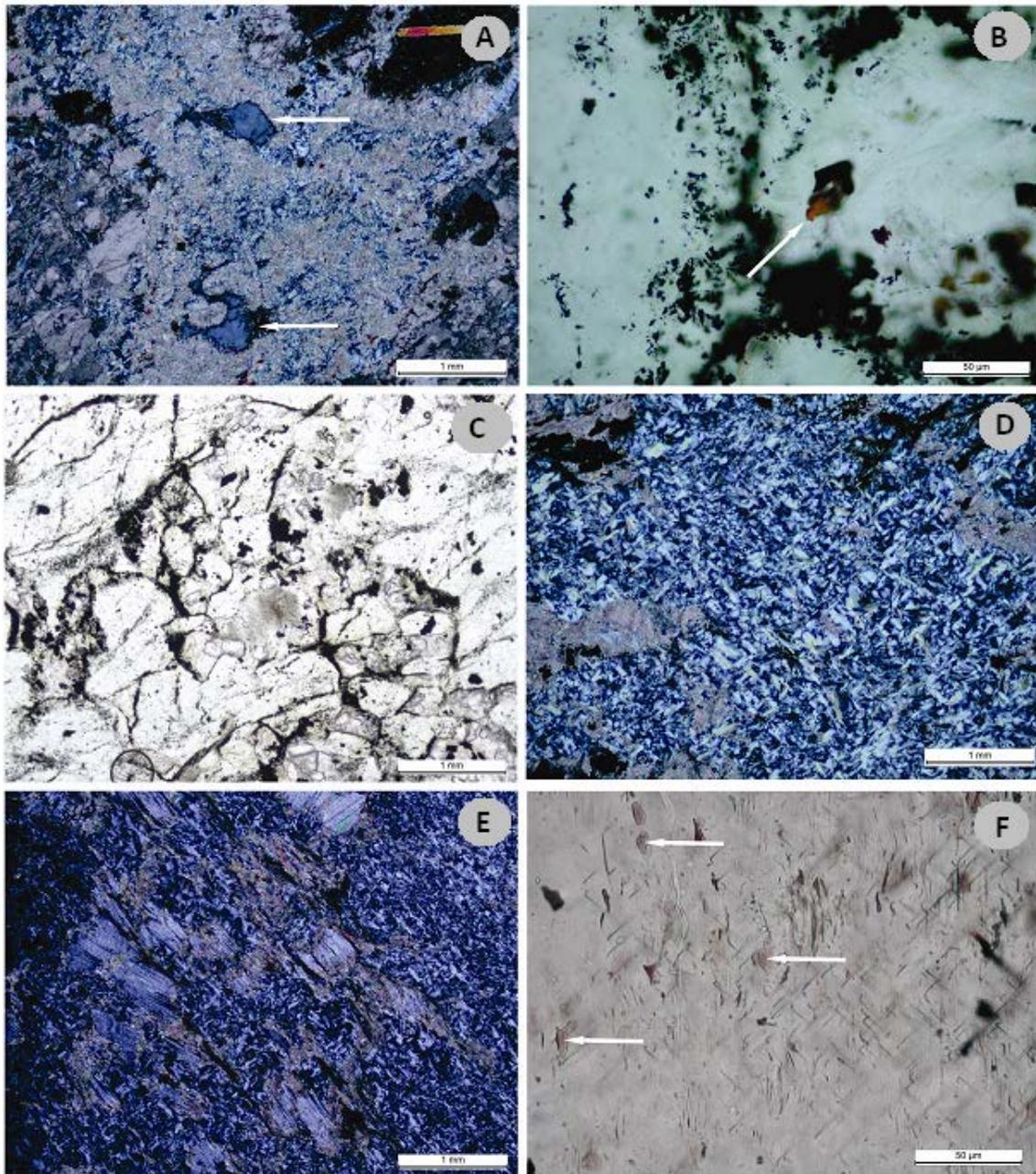


Figura 3.12.: Fotomicrografías pertenecientes a serpentinitas de la asociación de rocas ultramáficas del Complejo Tapes, "A" "D" y "E" con analizador intercalado, "B" "C" y "F" sin analizador intercalado. **A)** Textura general de serpentinita. Se señala con flechas blancas los posibles cristales de vesubianita. **B)** Cristal castaño-rojizo de mineral del grupo del espinelo señalado con una flecha blanca. **C)** Posible textura en enrejado anterior evidenciada por los minerales opacos. **D)** Textura no pseudomórfica interpenetrativa y entrelazada de los minerales del grupo de la serpentina. **E)** Texturas de serpentinitización pseudomórfica según clorita. **F)** Textura sagenítica en posibles cristales de flogopita. Con flechas blancas se señalan relictos del cristal de flogopita.

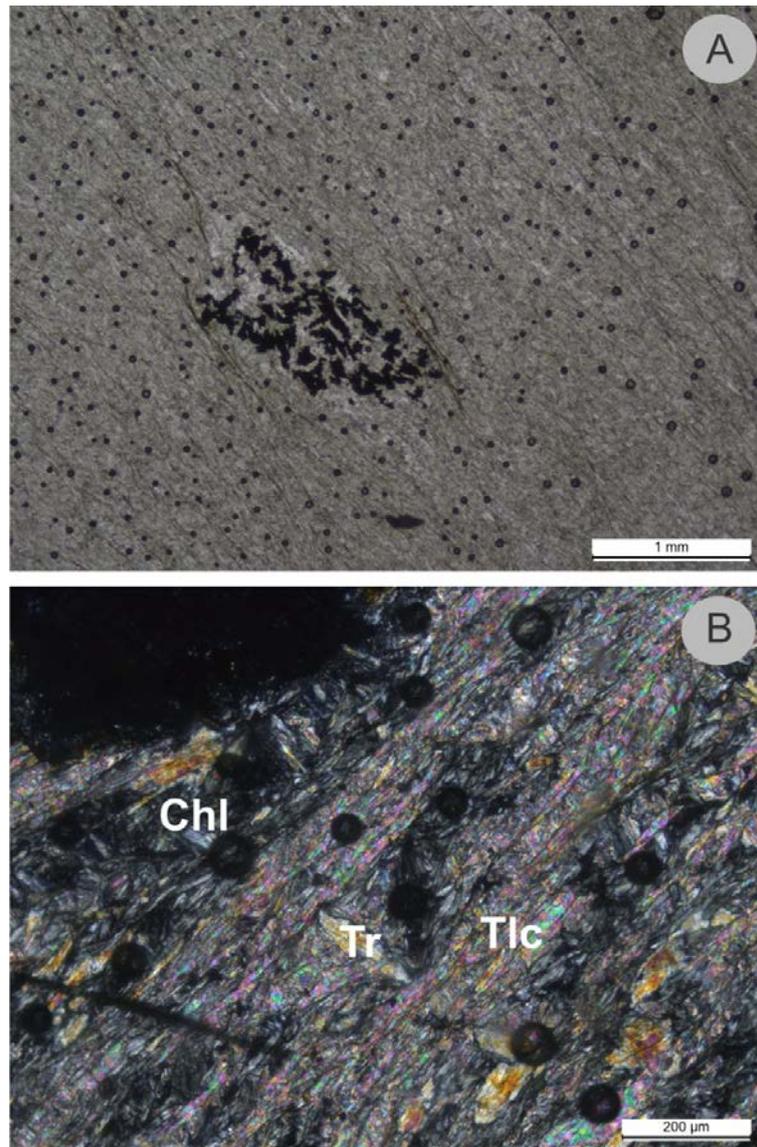


Figura 3.13.: Fotomicrografías pertenecientes a filitas cloríticas vinculadas a zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja. **A)** Textura general de filita clorítica. Sin analizador intercalado. **B)** Cristales de clorita (Chl) entre los agregados de talco (Tlc) y porfidoblastos de tremolita (Tr). Con analizador intercalado.

Talcoesquistos

Rocas de fábrica planar, finamente laminadas, de tacto untuoso y brillo mate a graso. Está integrada principalmente por talco de grano fino, que se identifica principalmente por su baja dureza. Como minerales subordinados se presentan cristales de clorita, tremolita (a veces como porfiroblastos), agregados granulares de minerales opacos y serpentina. Son rocas de color gris claro, que adquieren color verde claro a medida que el porcentaje de tremolita aumenta en la roca. La fábrica planar que caracteriza foliación de la roca está determinada por la orientación de los cristales de talco y clorita.

Los cristales de clorita están diseminados en la roca formando agregados laminares incoloros, que desarrollan zonalidad composicional, evidenciada por la variación en el color de interferencia del núcleo (azul anómalo) al borde (gris-verdoso anómalo) (Fig. 3.14. A).

Los individuos de tremolita son de contornos hipidiomorfos y de hábito prismático a fibroso, pudiendo encontrarse también formando porfiroblastos rodeados por cristales de clorita, talco y minerales opacos (Fig. 3.14 A,B), que los reemplazan parcialmente.

Los minerales del grupo de la serpentina se encuentran conformando agregados fibrosos finos con textura interpenetrativa, que se encuentran intensamente reemplazados por talco, dejando parches relícticos donde aún puede reconocerse la textura interpenetrativa (Fig. 3.14. B).

Como ya se detalló en instancias anteriores, en algunas muestras de talcoesquistos se observan "huecos" dejados por antiguos minerales de aproximadamente 0,5 cm. A partir del análisis petrográfico se determinó que esos espacios libres fueron dejados por cristales de anfíbol (Fig. 3.14 A-D).

Durante el relevamiento de campo, también se extrajeron muestras de un nivel de talquitas correspondiente a las canteras La Serrana y Zuccolo situadas dentro de la zona de trabajo. Estas muestras están compuestas casi completamente por talco de grano muy fino, encontrándose también algunos cristales subordinados de clorita y de piritita diseminados, que se destacan por su color amarillo, brillo metálico y raya de color negra.

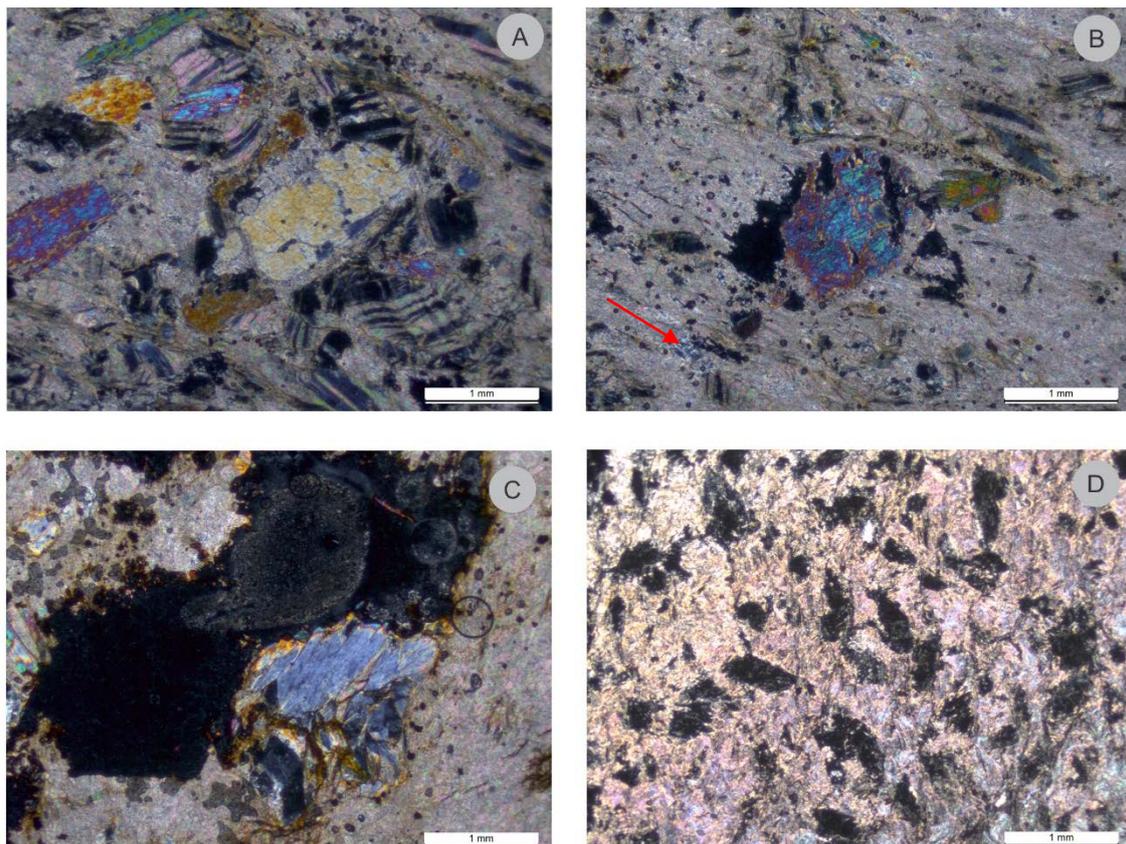


Figura 3.14.: Fotomicrografías pertenecientes a talcoesquistos del Complejo Tapes. Con analizador intercalado. **A)** Porfiroblastos de tremolita rodeados por cristales de clorita y talco. **B)** Porfiroblasto de tremolita parcialmente rodeado por agregados de minerales opacos. Se indica con una flecha roja los parches relícticos formados por minerales del grupo de la serpentina. **C)** Oquedad dejada por un porfiroblasto de anfíbol. **D)** Textura general de talcoesquistos, observándose secciones idiomorfas de anfíbol rellenas por bálamo.

4. DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X (DRX)

Los minerales del grupo de la serpentina están constituidos por tres polimorfos: lizardita, antigorita y crisotilo. El reconocimiento de cada uno de estos polimorfos en sección delgada es complejo debido a los agregados finos que generalmente forman y a que no desarrollan texturas características de cada polimorfo. Por tal motivo, se utilizó el método de difracción de rayos X como estudio complementario a la petrografía.

Las muestras en las que se identificó la presencia de serpentina y que fueron analizadas por DRX son la 011021/8 y RC1. La muestra 011021/8 pertenece al Área Mariscal mientras que la RC1 fue extraída de la cantera Zuccolo, en el Área Tapes.

La identificación de las fases cristalinas presentes en las muestras analizadas fue realizada a partir de la comparación de las intensidades relativas correspondientes a las distancias entre planos reticulares (d) obtenidos a partir del ángulo 2θ en los difractogramas, con los valores de las tablas de Tröger (1969).

En los difractogramas de las Figuras 4.1. y 4.2. se registran las reflexiones de los minerales identificados en las dos muestras estudiadas.

Los picos con mayores intensidades cercanos en 12° , 25° y 35° (2θ) son característicos en presencia de minerales del grupo de la serpentina (Schwartz et al., 2012). Estos minerales fueron clasificados como antigorita al observarse picos posicionados en espaciados " d " de 2,53; 3,61 y 7,23 Å (Figs. 4.1., 4.2.).

En la muestra 011021/8 se identificaron mayoritariamente reflexiones para los minerales del grupo del anfíbol de la serie tremolita-actinolita, con sus principales reflexiones en espaciados " d " de 3,12; 8,3 y 2,7 Å (Fig. 4.1.).

En cantidades subordinadas, se reconocieron en las dos muestras estudiadas, picos con sus máximas intensidades en espaciados " d " de 9,3; 4,51 y 3,11 Å (Figs. 4.1., 4.2.), que se atribuyen a la presencia de talco.

En la muestra RC1 también se distinguen picos de baja intensidad en 2,88 Å adjudicados a dolomita (Fig. 4.2.).

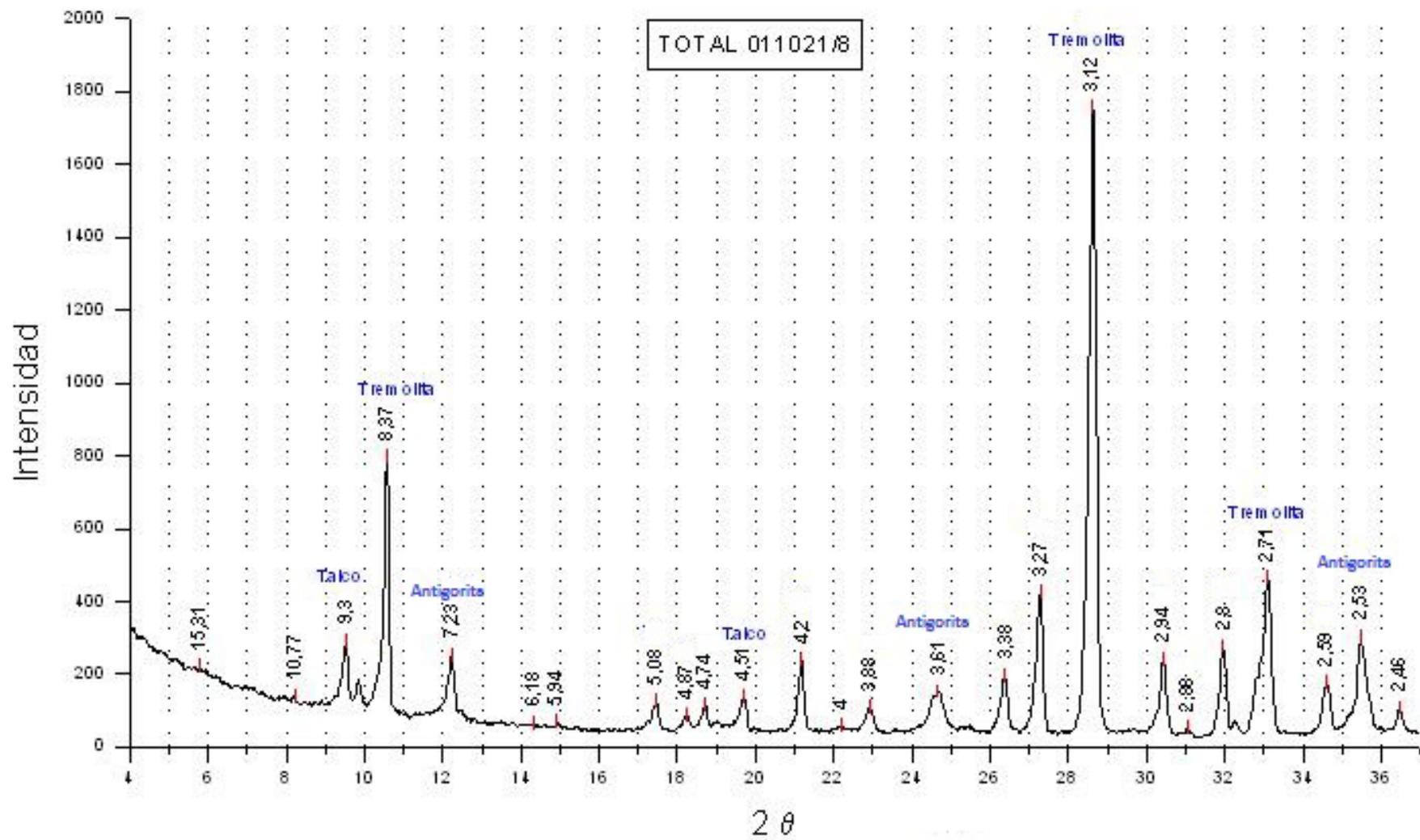


Figura 4.1.: Difractograma de la muestra 011021/8.

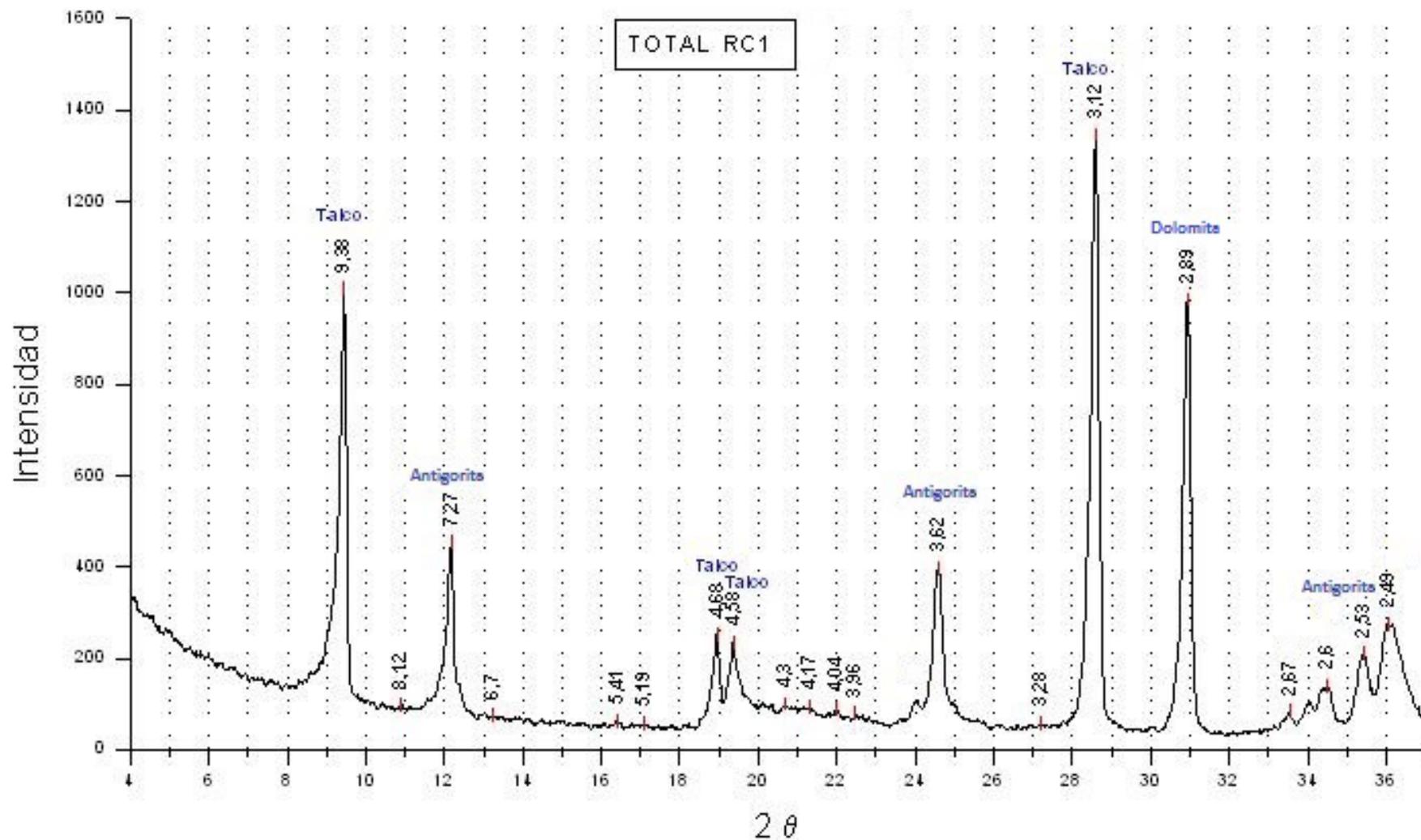


Figura 4.2.: Difractograma de muestra RC1.

5. IDENTIFICACIÓN DE POSIBLES MINERALES ASBESTIFORMES EN LAS ROCAS DE LA ASOCIACIÓN ULTRAMÁFICA DEL COMPLEJO TAPES

Según la *Agency for Toxic Substances and Disease Registry* (ATSDR) “el asbesto es el nombre que se le da a un grupo de seis diferentes minerales fibrosos que se encuentran de forma natural en el medio ambiente. Estas fibras no se disuelven en agua ni se evaporan, y son resistentes al calor, al fuego y a la degradación química o biológica”.

Si el asbesto de origen natural no se manipula y sus fibras no se liberan al aire, entonces no constituye un riesgo para la salud. El asbesto puede ser liberado de la roca si se rompe o pulveriza la misma.

Debido a que muchas de las rocas estudiadas en este trabajo se encontraron aflorando en canteras de extracción de talco activas, se consideró importante el estudio de la posible existencia de minerales asbestiformes para, en un futuro, tomar los recaudos necesarios al trabajar en estas canteras.

En ese trabajo, se utilizaron los estándares de regulación determinados por la *Occupational Safety and Health Administration* (OSHA), sobre las propiedades que definen a una partícula mineral de asbestos, entre ellas que presente una longitud de 5 μ m o mayor y una proporción morfológica de al menos 3:1 (largo:ancho), por lo general superior a 100:1.

Se pueden diferenciar dos tipos de minerales comúnmente asbestiformes: los anfíboles y dentro de los minerales del grupo de la serpiente, el crisotilo.

A partir del análisis petrográfico y de la difracción de rayos X de las muestras colectadas en el área de trabajo, se obtuvo como resultado que no existían indicios de cristales de crisotilo en las rocas. Debido a esto, se seleccionaron cuatro muestras que según su alto contenido de tremolita/actinolita eran más propensas a contener minerales asbestiformes de anfíbol. Estas muestras fueron colectadas en dos canteras correspondientes al Área Tapes.

Se realizó la molienda de estas rocas con un mortero de mano para posteriormente realizar frotis para el estudio de los minerales individualmente bajo lupa binocular y microscopio petrográfico.

De las cuatro muestras estudiadas, tres presentaron probables minerales asbestiformes de tremolita-actinolita (Fig. 5.1. A, B) y únicamente una no los presentaba, ya que el hábito del anfíbol era prismático.

Dentro de las rocas con posible presencia de cristales de tremolita/actinolita asbestiforme se encuentra la muestra 011021/15, con relaciones largo:ancho de los cristales con un promedio 5:1. Para la muestra 020131/5 las relaciones llegan al 60:1 teniendo un promedio de 20:1, mientras que para la muestra 011021/9 las relaciones largo:ancho de los cristales tienen un promedio 17:1.

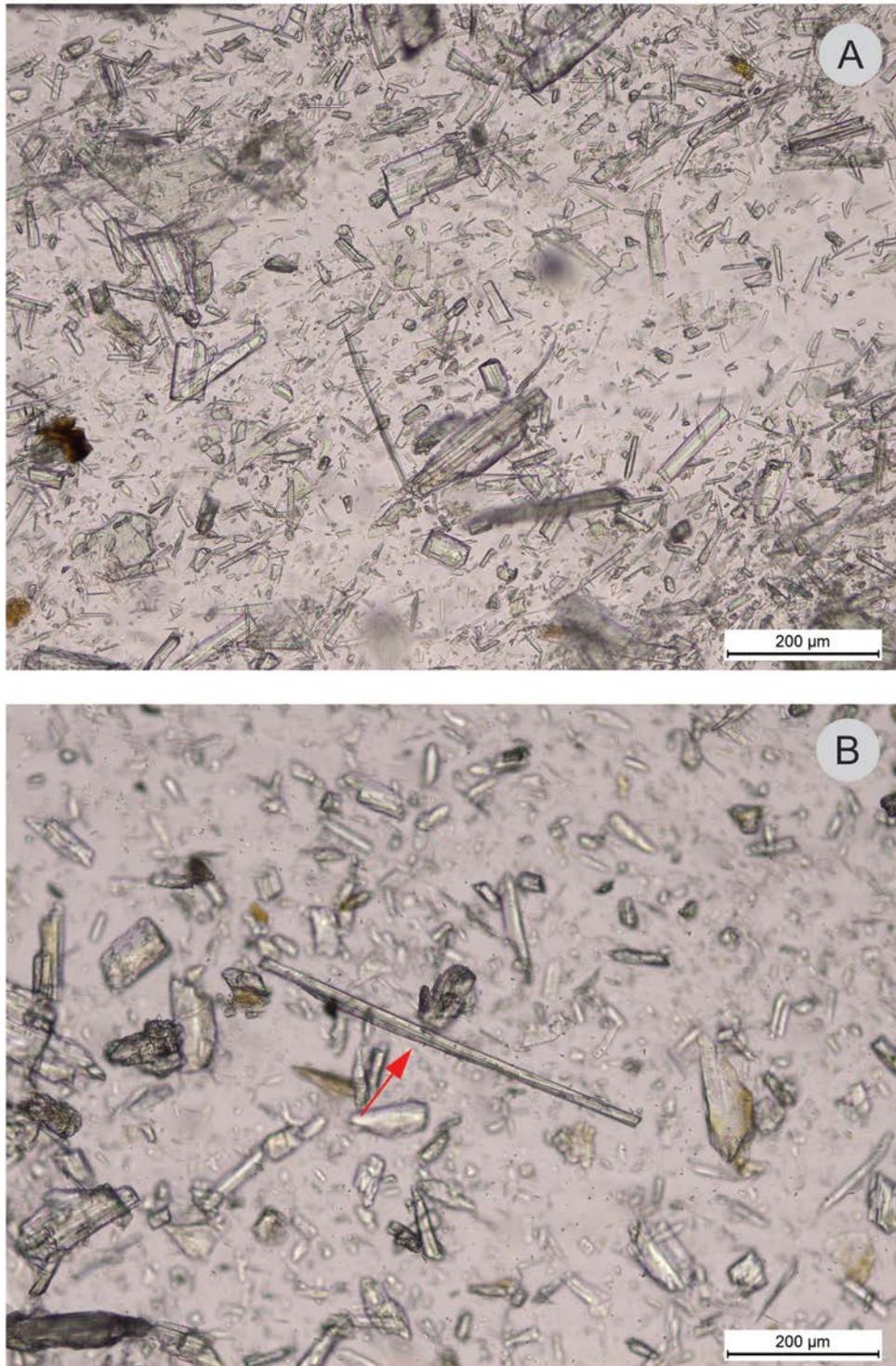


Figura 5.1.: Posibles minerales asbestiformes de tremolita/actinolita en rocas del Complejo Tapes. **A)** Microfotografía del frotis realizado a la muestra 020131/5. **B)** Microfotografía del frotis realizado a la muestra 011021/9 donde se señala con una flecha roja uno de los cristales de tremolita/actinolita asbestiformes.

6. GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

Se realizaron análisis químicos de roca total en doce muestras representativas de los afloramientos de los Áreas Mariscal y Tapes, con el fin de determinar el contenido de los elementos mayoritarios y trazas incluyendo a las tierras raras.

El tratamiento de los datos geoquímicos obtenidos consistió en la construcción de diagramas Harker para elementos mayoritarios y de transición, utilizando el contenido de SiO_2 y MgO como índices de discriminación. Además se realizaron diagramas normalizados de distribución de abundancias relativas de elementos traza y tierras raras con respecto a diferentes patrones de referencia.

En el apartado 6.2. del capítulo se realizó un estudio específico de las rocas ultramáficas de la zona de estudio ya consideradas en el análisis geoquímico general. La razón de este análisis más detallado en las rocas ultramáficas es principalmente la importancia que tienen las mismas en la geología de la zona y como rocas portadoras de posibles asbestos. Asimismo mediante el resultado de los estudios geoquímicos realizados a las rocas ultramáficas de los Áreas Tapes y Mariscal se realizan diagramas Harker para correlacionarlas con las rocas ultramáficas aflorantes en el Área Zapicán.

6.1. Análisis general de las rocas estudiadas

Los resultados obtenidos del análisis geoquímico de roca total en las muestras seleccionadas del área de estudio, se presentan en las Tablas 6.1., 6.2. y 6.3.

Para un mejor tratamiento de los datos geoquímicos, se realizó una comparación preliminar y general de los resultados obtenidos en todas las muestras. Como primera aproximación, se efectuaron diagramas de variación tipo Harker para algunos elementos mayoritarios, como forma de clasificar las muestras según su contenido en algunos elementos y, posteriormente, realizar un análisis particular de cada grupo.

6.1.1. Geoquímica de elementos mayoritarios

De acuerdo a los resultados obtenidos (Tabla 6.1.), la concentración de MgO en las muestras analizadas es muy variable y está determinada por un mínimo de 2,66% en peso y un máximo de 35,09% en peso. Este amplio rango composicional puede observarse en la Figura 6.1.A., donde se discriminan perfectamente las muestras con mayor contenido de MgO (> 20% en peso) y SiO_2 variable, de aquellas con menor contenido de MgO (< 10% en peso) y concentración de sílice más acotada. Las muestras con mayor contenido de MgO son predominantemente de protolito ultramáfico, mientras que aquellas con menor concentración de MgO derivan principalmente de protolitos sedimentarios.

La concentración de alúmina (Al_2O_3) también es muy variable mostrando un rango entre 0,27 y 45,11% en peso (Fig. 6.1.B.)

Los contenidos de Fe_2O_3 (T) muestran gran dispersión (Fig. 6.1.C.), en relación a las proporciones de SiO_2 en las muestras analizadas. Las concentraciones varían entre 5,40 y 16,76% en peso.

El contenido de CaO en las muestras analizadas varía entre 0,06 y 19,13% en peso, mientras que el rango de concentración de álcalis (K_2O+Na_2O) se encuentra entre un valor máximo de 4,24 y un mínimo de 0,02% en peso, manifestando tanto para el CaO como para los álcalis gran dispersión respecto al contenido de SiO_2 (Fig. 6.1.D. y 6.1.E.).

El TiO_2 presenta concentraciones en un intervalo comprendido entre 0,01 y 3,87% en peso. A partir del diagrama (Fig. 6.1.F.), se puede observar que la mayoría de las muestras presentan contenido de TiO_2 menor a 2% en peso. Las rocas de protolito ultramáfico tienen concentraciones de TiO_2 menor a 0,12, mientras que el resto de las muestras poseen concentraciones mayores, siendo las metasedimentitas del Complejo Tapes las que alcanzan los valores mayores.

La pérdida de volátiles por ignición (LOI) puede ser considerada como un indicador del contenido de agua y de otras fases volátiles como el CO_2 en la roca. En el diagrama de variación respecto al contenido de SiO_2 (Fig. 6.1.G.), se observa que la mayoría de las muestras poseen un porcentaje mayor a 3% en peso de LOI.

6.1.2. Geoquímica de elementos de transición

Para el análisis de los elementos de transición se realizaron diagramas de variación de Ni, Co, V y Cr (en ppm) respecto al contenido de SiO_2 (% en peso).

Como resultado se obtuvo que en las rocas de las áreas Tapes y Mariscal los contenidos de los elementos de transición varían entre los siguientes rangos: Ni (20-2570 ppm), Co (13-100 ppm), V (11-223 ppm) y Cr (50-1920 ppm).

En todos los diagramas de variación realizados (Fig. 6.2.) se observa una gran dispersión en los contenidos de los elementos de transición. En el caso del Cr, Ni y V es posible realizar una división preliminar entre muestras con un mayor contenido en estos elementos (> 1000 ppm de Ni y > 100 ppm de V) y otras con menor contenido de Cr, Ni y V.

En estos diagramas se puede observar que el Cr y Ni se comportan de forma similar (concentrados en las rocas con protolito ultramáfico – círculo gris) y el V se comporta de forma inversa (concentrados en las rocas metasedimentarias – círculo rosado).

Asimismo, algunas de las muestras de protolitos dudosos (O20131/5 y CPA172/2) revelan más afinidad con las de protolito ultramáfico, mientras que otras (O80204/6 y MAR44b) tienen concentraciones de elementos de transición más afines con las de protolito sedimentario.

| Muestra | Protolito | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ (T) | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
|-----------|--------------|------------------|--------------------------------|------------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------|
| 011021/8 | Ultramáfico | 51,58 | 0,27 | 7,56 | 0,12 | 26,90 | 8,50 | 0,06 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 4,18 | 99,23 |
| 030221/1a | Ultramáfico | 43,15 | 1,33 | 7,14 | 0,08 | 35,09 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,02 | 11,15 | 98,11 |
| 080204/2 | Sedimentario | 46,22 | 12,93 | 11,51 | 0,16 | 11,18 | 6,09 | 2,14 | 0,09 | 0,78 | 0,12 | 6,67 | 97,90 |
| 080204/3 | Sedimentario | 51,37 | 15,97 | 10,76 | 0,12 | 6,30 | 3,08 | 4,08 | 0,16 | 1,22 | 0,20 | 5,38 | 98,63 |
| 080204/5 | Sedimentario | 49,82 | 15,29 | 16,17 | 0,25 | 2,66 | 1,96 | 4,25 | 1,21 | 3,87 | 0,73 | 3,92 | 100,10 |
| 080204/6 | Dudoso | 46,79 | 16,79 | 8,25 | 0,12 | 7,05 | 15,90 | 1,21 | 0,04 | 0,55 | 0,08 | 2,75 | 99,52 |
| 020131/5 | Dudoso | 49,19 | 4,85 | 5,40 | 0,17 | 24,33 | 8,04 | 0,08 | 0,04 | 0,08 | d.l.d | 5,97 | 98,15 |
| CPA172/2 | Ultramáfico | 57,43 | 0,81 | 5,44 | 0,13 | 21,40 | 12,21 | 0,17 | 0,05 | 0,03 | d.l.d | 2,69 | 100,40 |
| CPA172/3 | Ultramáfico | 37,29 | 12,81 | 8,30 | 0,06 | 29,63 | 0,10 | 0,01 | 0,01 | 0,12 | 0,03 | 11,29 | 99,65 |
| MAR22 | Sedimentario | 48,87 | 9,92 | 7,19 | 0,21 | 8,40 | 19,13 | 0,60 | 0,71 | 0,32 | 0,07 | 4,55 | 99,96 |
| MAR44b | Dudoso | 48,53 | 6,32 | 16,76 | 0,20 | 10,04 | 14,27 | 0,25 | 0,10 | 0,50 | 0,13 | 1,61 | 98,71 |
| MAR48/2 | Sedimentario | 48,52 | 13,62 | 11,52 | 0,19 | 5,96 | 5,89 | 3,19 | 0,56 | 1,83 | 0,34 | 8,46 | 100,10 |

Tabla 6.1.: Resultados de contenidos de óxidos mayoritarios para las muestras representativas de la zona de estudio.

| Muestra | Protolito | Sc | Be | V | Ba | Sr | Y | Zr | Cr | Co | Ni | Cu | Zn |
|-----------|--------------|------|--------|-------|-------|--------|------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|
| 011021/8 | Ultramáfico | 3,0 | d.l.d. | 11,0 | 895,0 | 111,0 | 4,9 | 4,0 | 1920,0 | 100,0 | 1690,0 | 50,0 | 110,0 |
| 030221/1a | Ultramáfico | 5,0 | d.l.d. | 19,0 | 5,0 | d.l.d. | 1,6 | 6,0 | 1520,0 | 77,0 | 2570,0 | d.l.d. | 80,0 |
| 080204/2 | Sedimentario | 20,0 | d.l.d. | 120,0 | 63,0 | 126,0 | 10,0 | 49,0 | 540,0 | 72,0 | 600,0 | 50,0 | 130,0 |
| 080204/3 | Sedimentario | 22,0 | d.l.d. | 152,0 | 84,0 | 288,0 | 20,0 | 117,0 | 360,0 | 42,0 | 160,0 | 10,0 | 120,0 |
| 080204/5 | Sedimentario | 16,0 | d.l.d. | 183,0 | 444,0 | 108,0 | 29,0 | 328,0 | d.l.d. | 35,0 | d.l.d. | d.l.d. | 150,0 |
| 080204/6 | Dudoso | 41,0 | d.l.d. | 223,0 | 11,0 | 165,0 | 13,0 | 30,0 | 210,0 | 24,0 | 80,0 | 40,0 | 60,0 |
| 020131/5 | Dudoso | 5,0 | 1,00 | 15,0 | 7,0 | 18,0 | 12,0 | 8,0 | 960,0 | 51,0 | 1270,0 | d.l.d. | 70,0 |
| CPA172/2 | Ultramáfico | 4,0 | 6,00 | 18,0 | 6,0 | 10,0 | 4,0 | 7,0 | 850,0 | 27,0 | 1730,0 | d.l.d. | 90,0 |
| CPA172/3 | Ultramáfico | 14,0 | d.l.d. | 41,0 | 4,0 | 3,0 | 2,0 | 16,0 | d.l.d. | 89,0 | 2070,0 | d.l.d. | 120,0 |
| MAR22 | Sedimentario | 8,0 | 2,0 | 46,0 | 197,0 | 194,0 | 20,0 | 92,0 | 50,0 | 13,0 | 20,0 | d.l.d. | 90,0 |
| MAR44b | Dudoso | 12,0 | d.l.d. | 108,0 | 26,0 | 259,0 | 18,0 | 45,0 | 70,0 | 30,0 | 50,0 | d.l.d. | 90,0 |
| MAR48/2 | Sedimentario | 16,0 | d.l.d. | 145,0 | 267,0 | 292,0 | 18,0 | 138,0 | 80,0 | 37,0 | 80,0 | d.l.d. | 150,0 |

Tabla 6.2.: Resultados de contenidos de elementos de transición para las muestras de la zona de estudio analizadas.

| Muestra | Ga | Ge | As | Rb | Nb | Mo | Ag | In | Sn | Sb | Cs | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Hf | Ta | W | Tl | Pb | Bi | Th | U |
|-----------|------|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------|------|------|------|-----|-----|-----|--------|-----|--------|-----|-----|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----|--------|
| 011021/8 | 2,0 | 4,3 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 2,0 | 0,5 | d.l.d. | 8,7 | 3,7 | 1,1 | 4,1 | 0,6 | 0,2 | 0,7 | 0,1 | 0,5 | 0,1 | 0,3 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 2,8 | 0,1 | d.l.d. | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| 030221/1a | 2,0 | 2,2 | 6,0 | d.l.d. | 0,3 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 2,0 | 0,5 | d.l.d. | 0,9 | 1,9 | 0,2 | 0,9 | 0,2 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,2 | 0,2 | 1,0 |
| 080204/2 | 15,0 | 2,0 | d.l.d. | d.l.d. | 5,0 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,6 | d.l.d. | 9,7 | 17,1 | 12,4 | 10,6 | 2,7 | 0,9 | 2,5 | 0,4 | 2,1 | 0,4 | 1,0 | 0,2 | 0,9 | 0,1 | 1,3 | 0,3 | d.l.d. | 0,8 | d.l.d. | d.l.d. | 0,6 | 0,1 |
| 080204/3 | 17,0 | 2,0 | d.l.d. | 4,0 | 12,0 | d.l.d. | 1,0 | d.l.d. | 1,0 | 0,7 | d.l.d. | 32,4 | 55,7 | 7,4 | 29,4 | 5,6 | 1,6 | 4,6 | 0,7 | 3,8 | 0,7 | 1,8 | 0,3 | 1,5 | 0,2 | 2,8 | 0,8 | d.l.d. | 0,4 | d.l.d. | d.l.d. | 1,6 | 0,4 |
| 080204/5 | 30,0 | 2,0 | d.l.d. | 22,0 | 35,0 | 4,0 | 2,7 | d.l.d. | 3,0 | 0,7 | 0,7 | 37,3 | 73,1 | 19,4 | 39,1 | 8,7 | 2,1 | 7,6 | 1,1 | 6,1 | 1,2 | 3,1 | 0,4 | 2,5 | 0,3 | 7,6 | 2,7 | 2,0 | 0,3 | d.l.d. | d.l.d. | 4,3 | 0,8 |
| 080204/6 | 16,0 | 3,0 | d.l.d. | d.l.d. | 2,0 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,8 | d.l.d. | 3,4 | 4,9 | 1,0 | 4,6 | 1,4 | 0,6 | 1,7 | 0,3 | 2,1 | 0,4 | 1,2 | 0,2 | 1,2 | 0,2 | 0,8 | 0,4 | d.l.d. | 0,2 | d.l.d. | d.l.d. | 0,2 | 0,1 |
| 020131/5 | 8,0 | 2,0 | d.l.d. | d.l.d. | 8,0 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 6,0 | d.l.d. | d.l.d. | 1,3 | 2,5 | 0,7 | 3,8 | 1,3 | 0,2 | 1,3 | 0,3 | 1,7 | 0,4 | 1,0 | 0,2 | 1,1 | 0,2 | 0,3 | 0,9 | d.l.d. | 0,1 | d.l.d. | d.l.d. | 0,3 | d.l.d. |
| CPA172/2 | 2,0 | 5,0 | d.l.d. | 0,6 | d.l.d. | 1,5 | 3,1 | 0,3 | 1,1 | 0,3 | 0,1 | 0,4 | d.l.d. | 0,4 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,4 | 0,1 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,3 | d.l.d. |
| CPA172/3 | 20,0 | 2,0 | d.l.d. | d.l.d. | 2,0 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,6 | d.l.d. | 1,2 | 1,4 | 0,4 | 1,8 | 0,4 | 0,1 | 0,4 | d.l.d. | 0,3 | d.l.d. | 0,2 | 0,1 | 0,2 | d.l.d. | 0,5 | 0,2 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 1,3 | d.l.d. |
| MAR22 | 12,0 | 3,0 | d.l.d. | 6,0 | 4,0 | d.l.d. | 0,6 | d.l.d. | 4,0 | 0,6 | d.l.d. | 19,1 | 34,0 | 4,1 | 15,5 | 3,0 | 0,5 | 2,5 | 0,4 | 2,6 | 0,6 | 1,7 | 0,3 | 1,6 | 0,2 | 2,2 | 0,2 | d.l.d. | d.l.d. | 6,0 | d.l.d. | 6,2 | 1,2 |
| MAR44b | 10,0 | 9,0 | d.l.d. | d.l.d. | 5,0 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 6,0 | 1,0 | d.l.d. | 11,8 | 38,4 | 6,2 | 25,5 | 4,1 | 1,5 | 2,9 | 0,4 | 2,6 | 0,5 | 1,5 | 0,2 | 1,3 | 0,2 | 1,1 | 0,3 | d.l.d. | d.l.d. | 10,0 | d.l.d. | 2,4 | 1,3 |
| MAR48/2 | 21,0 | 3,0 | d.l.d. | 8,0 | 15,0 | d.l.d. | 1,1 | d.l.d. | 1,0 | 0,7 | d.l.d. | 25,0 | 47,3 | 6,1 | 26,1 | 5,8 | 2,1 | 4,9 | 0,8 | 3,8 | 0,7 | 1,7 | 0,3 | 1,3 | 0,2 | 3,2 | 1,0 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 1,6 | 0,3 |

Tabla 6.3.: Resultados de contenidos de elementos traza y tierras raras para las muestras de la zona de estudio analizadas.

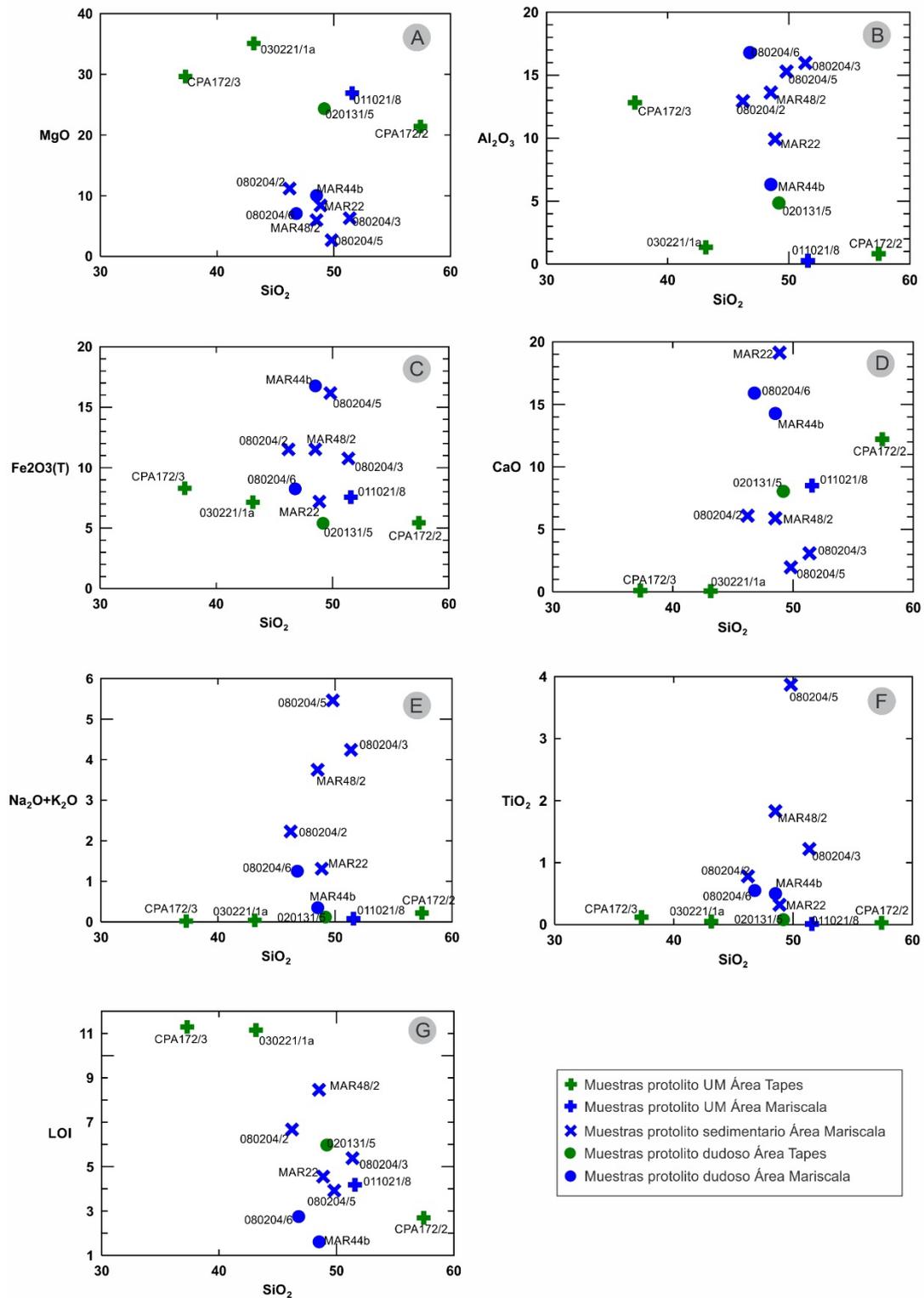


Figura 6.1.: Diagramas de variación tipo Harker para óxidos mayoritarios en roca total de muestras representativas de los Áreas Mariscal y Tapes. Contenidos expresados como % en peso. Color verde: muestras correspondientes al Área Tapes. Color azul: muestras correspondientes al Área Mariscal. UM: ultramáfico/a.

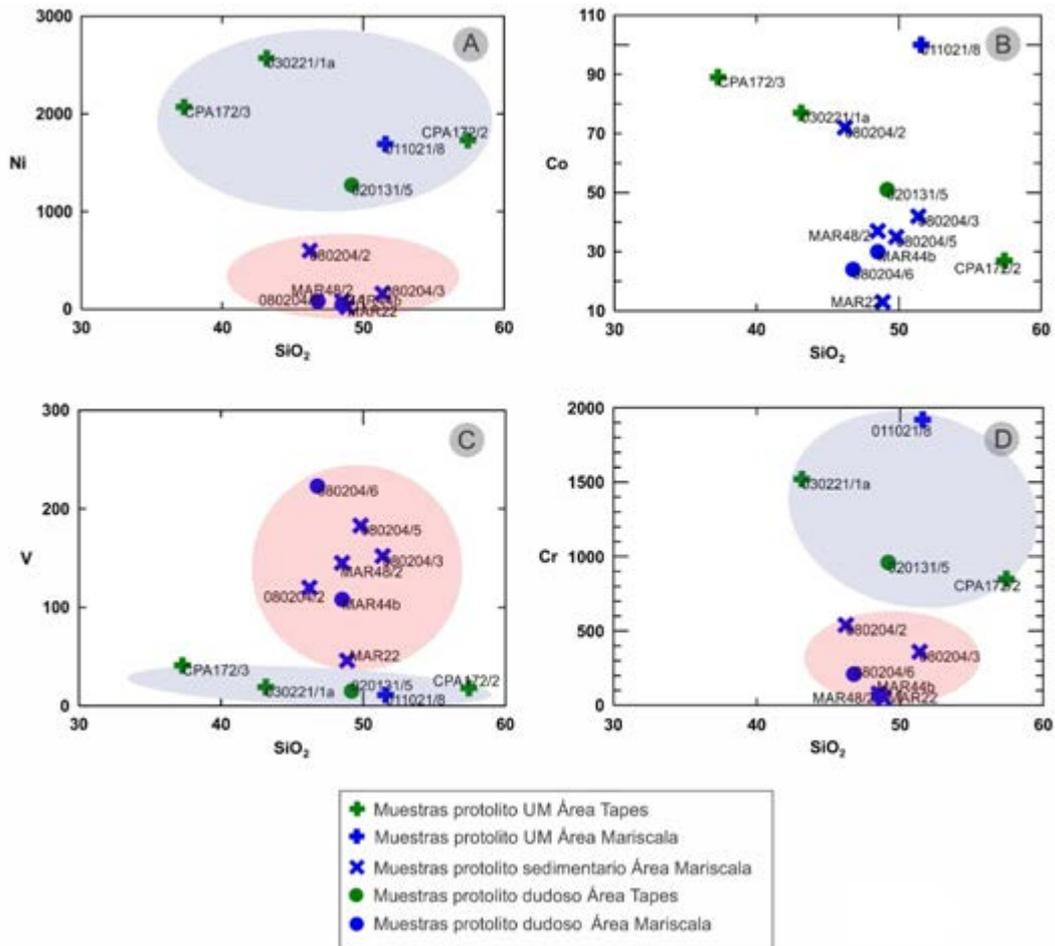
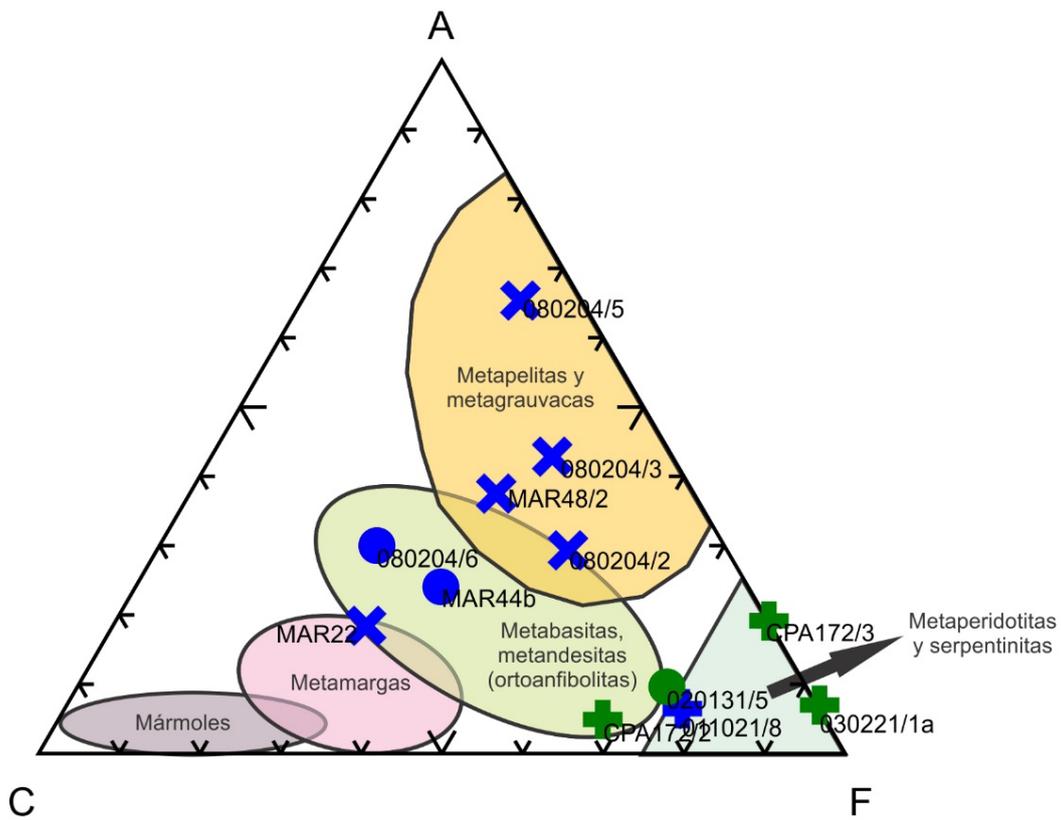


Figura 6.2.: Diagramas de variación del contenido (en ppm) de elementos de transición en roca total para las muestras de los Áreas Mariscala (color azul) y Tapes (color verde). En el caso de los diagramas "A", "C" y "D", las muestras afines a protolito ultramáfico (UM) fueron agrupadas con el color gris mientras que las afines a protolito sedimentario fueron agrupadas con el color rosado.

6.1.3 Diagrama ACF

Se utilizó el diagrama ACF (modificado de Winkler, 1979) (Fig. 6.3.) para discriminar los diferentes tipos de protolitos de las rocas analizadas utilizando el contenido en elementos mayoritarios. Cabe destacar que este diagrama es una aproximación a los diferentes tipos de protolito sin considerar las características petrográficas de las rocas.

Los parámetros A, C y F fueron calculados según se detalla en la Figura 6.3. conformándose luego el diagrama.



$$A = [n_{Al_2O_3} + n_{Fe_2O_3(T)}] - [n_{Na_2O} + n_{K_2O}]$$

$$C = [n_{CaO} - 3,33 \cdot n_{P_2O_5}]$$

$$F = [n_{MgO} + n_{MnO}]$$

- $n_{Al_2O_3}$ = % en peso Al_2O_3 / 100. (peso molecular Al_2O_3)
- $n_{Fe_2O_3}$ = % en peso $Fe_2O_3(T)$ / 100. (peso molecular $Fe_2O_3(T)$)
- n_{Na_2O} = % en peso Na_2O / 100. (peso molecular Na_2O)
- n_{K_2O} = % en peso K_2O / 100. (peso molecular K_2O)
- n_{CaO} = % en peso CaO / 100. (peso molecular CaO)
- $n_{P_2O_5}$ = % en peso P_2O_5 / 100. (peso molecular P_2O_5)
- n_{MgO} = % en peso MgO / 100. (peso molecular MgO)
- n_{MnO} = % en peso MnO / 100. (peso molecular MnO)

Figura 6.3.: Diagrama ACF para las muestras de los Áreas Mariscal (color azul) y Tapes (color verde). (Campos de tipos litológicos de acuerdo a su protolito, modificado de Winkler, 1979).

Según este diagrama se obtienen diferentes grupos de muestras de acuerdo a las características químicas de sus posibles protolitos y es posible discriminar mejor aquellos tipos de protolitos considerados como inciertos:

Metapelitas y metagauvacas: muestras 080204/2, 080204/3, 080204/5, MAR 48/2.

Metamarga: muestra MAR 22.

Metaperidotitas y serpentinitas: muestras 030221/1a, 011021/8, CPA 172/3, (CPA 172/2).

Metabasitas/ortoanfibolitas: muestras 080204/6, 020131/5, MAR 44b.

La muestra CPA172/2 según el diagrama ACF correspondería al campo de las metabasitas, pero debido a la asociación mineral presente en la roca, se la vincula a un protolito ultramáfico.

Las restantes rocas correspondientes al campo de las metabasitas (080204/6, 020131/5, MAR44b), poseen asociaciones minerales que se desvían un poco de las clásicas de protolitos básicos y ultrabásicos/ultramáficos (véase capítulo discusión), por lo tanto se optó por analizarlas en un grupo aparte (protolito dudoso). Luego de realizado el diagrama ACF, las muestras que corresponden al campo de las metabasitas fueron colocadas en el diagrama TAS de Le Maitre – IUGS (1989) para indicar el tipo de roca del protolito.

En este diagrama se observa que las muestras 080204/6 y MAR 44b poseen composiciones correspondientes al campo de los basaltos.

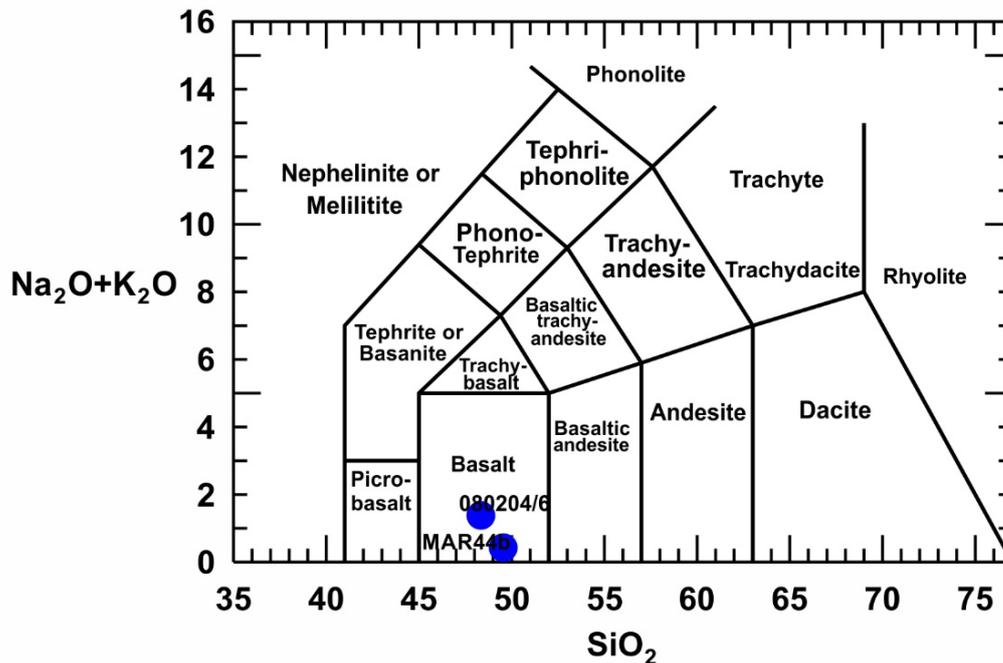


Figura 6.4.: Diagrama TAS de Le Maitre para las muestras de los Áreas Mariscal (color azul).

6.1.4. Geoquímica de los elementos traza y tierras raras

Continuando con la caracterización geoquímica de las rocas, se han realizado diagramas de distribución de abundancias relativas de elementos traza y tierras raras normalizados al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989), observándose tres grupos principales (Fig. 6.5.): 1) Rocas que poseen abundancias relativas cercanas al patrón de Manto Primitivo ("+" verdes y azules); 2) Rocas que poseen abundancias relativas enriquecidas en los elementos traza y tierras raras respecto al patrón de Manto Primitivo ("x" azules); 3) Rocas con composiciones intermedias a las anteriores, rocas sin un patrón definido (círculos azules y verdes).

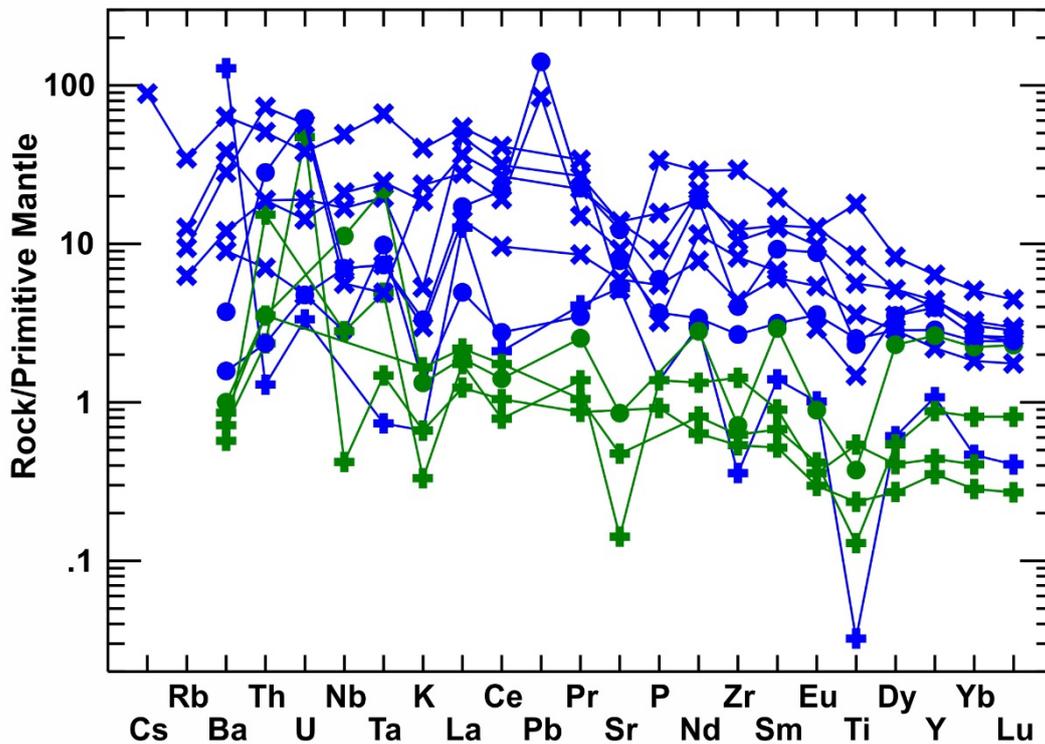


Figura 6.5.: Diagramas de distribución de abundancias relativas de elementos traza y tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989) en las rocas de los Áreas Mariscalá (color azul) y Tapes (color verde).

Grupo 1 ("+" azules y verdes): muestra una pendiente general negativa, con contenidos enriquecidos en los elementos más incompatibles; mientras que para el resto de los elementos los valores se asemejan a los del Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989) o están empobrecidos respecto a este patrón, especialmente para los elementos Sm, Eu, Dy, Y, Yb, Lu. Este grupo coincide con las muestras que corresponden al campo de los protolitos ultramáficos en el diagrama ACF visto anteriormente (Fig. 6.3.).

Grupo 2 ("x" azules): posee también una pendiente general sutilmente negativa, determinada por un enriquecimiento relativo en elementos incompatibles respecto a los más compatibles. Asimismo, los elementos más compatibles evidencian enriquecimientos relativos de hasta cerca de 6 veces el valor del Manto Primitivo; mientras que los elementos incompatibles siempre muestran enriquecimientos relativos y, para algunas de las muestras, superan 10 veces el valor de referencia del Manto Primitivo. Este grupo coincide con las muestras que corresponden al campo de los protolitos sedimentarios en el diagrama ACF visto anteriormente (Fig. 6.3.).

Grupo 3 (círculos verdes y azules): está integrado por muestras que petrográficamente tienen asociaciones minerales que no se corresponden estrictamente con los protolitos a los que se vinculan de acuerdo al diagrama ACF (Figura 6.3), por lo que se las tratará en un grupo aparte, como ya fue indicado previamente.

Si bien, por un lado las muestras 080204/6 y MAR44b poseen asociaciones minerales de protolito básico, poseen proporciones modales de plagioclasa que no son comunes en las rocas derivadas de este tipo de protolito (Véase anexo de la petrografía). Asimismo, la muestra 020131/5 posee una asociación mineral que puede vincularse con protolito de tipo ultramáfico/ultrabásico, pero también presenta minerales inconsistentes con este tipo de protolito (véase anexo de petrografía).

Por otro lado, este grupo de muestras tiene algunas características químicas afines al grupo de muestras de protolito sedimentario y otras más afines a las características químicas de rocas básicas, como se ilustró en los diagramas previos. Por estas razones, a las muestras 080204/6, MAR44b y 020131/5 (Tabla 6.4) se las considera dentro de este grupo de protolito dudoso y se las tratará especialmente en el capítulo de Discusión.

En la siguiente tabla (Tabla 6.4.) se detallan las muestras pertenecientes a cada grupo y el tipo de roca correspondiente a partir del análisis petrográfico:

| Grupo | Protolito | Muestra | Litología |
|-------|--------------|-----------|------------------------------|
| 1 | Ultramáfico | 011021/8 | Metaperidotita |
| | | 030221/1a | Serpentinita |
| | | CPA172/2 | Tremolitita |
| | | CPA172/3 | Cloritoesquisto talcoso |
| 2 | Sedimentario | 080204/2 | Cloritoesquisto epidótico |
| | | 080204/3 | Cloritoesquisto feldespático |
| | | 080204/5 | Cloritoesquisto feldespático |
| | | MAR22 | Metamarga |
| | | MAR48/2 | Cloritoesquisto feldespático |
| 3 | Dudoso | MAR44b | Anfibolita epidótica |
| | | 080204/6 | Tremolitita epidótica |
| | | 020131/5 | Tremolitita clorítica |

Tabla 6.4.: Muestras pertenecientes a los distintos grupos discriminados geoquímicamente

Si bien es posible identificar algunas anomalías relativas en las muestras de los Grupos 1 y 2, se observa gran dispersión en las abundancias relativas de los elementos incompatibles en las muestras de ambos (Figs. 6.6 y 6.7.). Aun así, en el Grupo 1 (Fig. 6.6.) pueden identificarse anomalías relativas positivas en U y negativas en Ba, Sr, Ti y Zr, mientras que el Ta posee anomalías tanto negativas como positivas. En el Grupo 2 (Fig. 6.7.) se reconocen anomalías relativas positivas en Cs y Pb, mientras que las negativas están dadas principalmente en el Sr y, en algunas muestras, en los elementos Ti y K.

Dentro del Grupo 3 (Fig. 6.8.), la muestra 080204/6 presenta anomalías relativas positivas en Ta y Sr, mientras que las negativas están dadas por los elementos Ba y K. En el caso de la muestra 020131/5 pueden identificarse una anomalía positiva en K y una negativa en Ti. Por último, la muestra MAR44b, presenta anomalías positivas en U y Pb, mientras que las negativas se presentan en Ba, K y Ti.

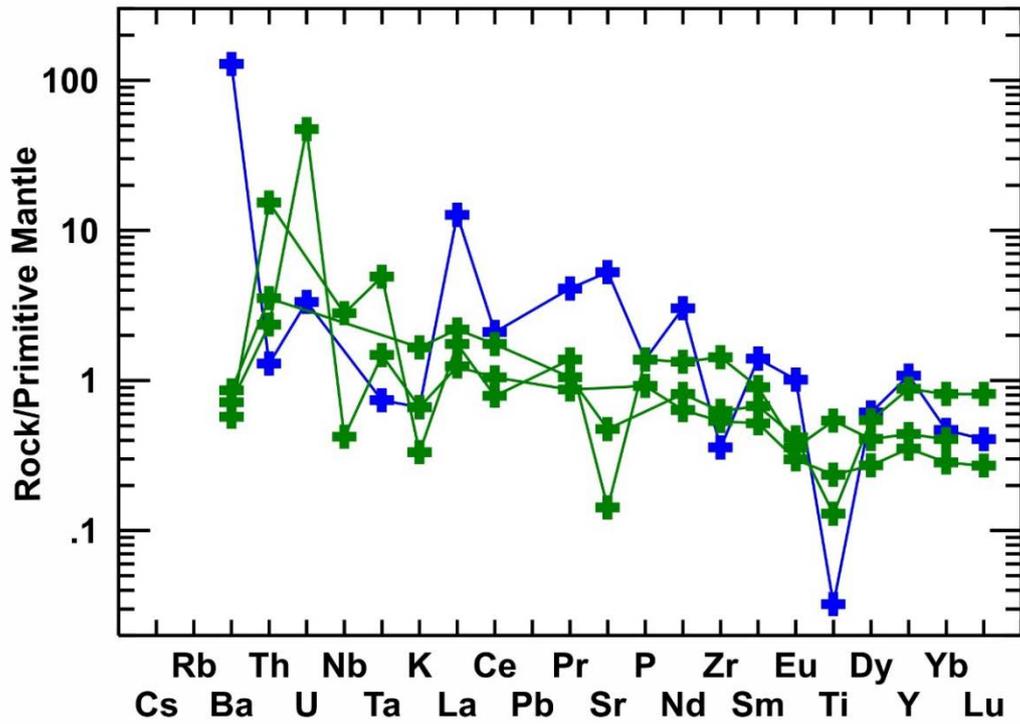


Figura 6.6.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos trazas y tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989) para las rocas del Grupo 1.

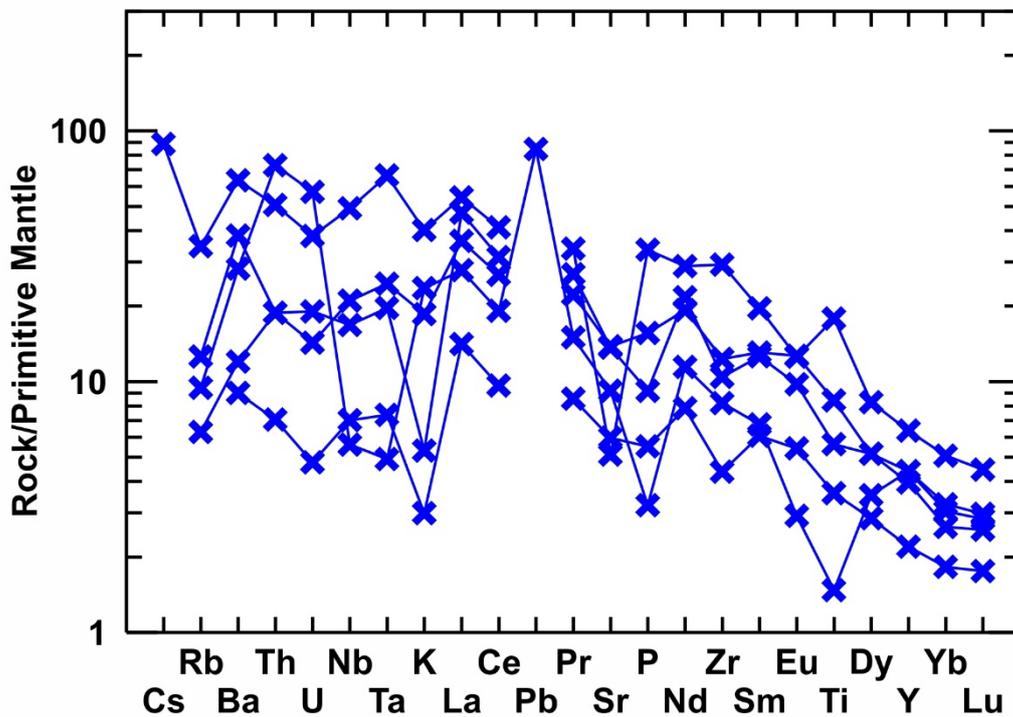


Figura 6.7.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos trazas y tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989) para las rocas del Grupo 2.

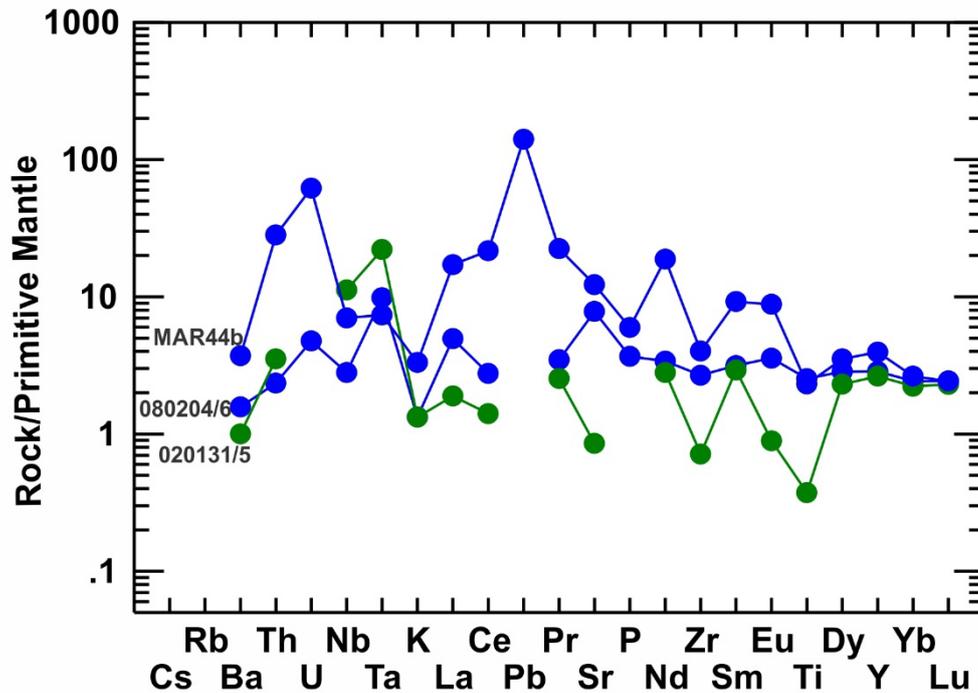


Figura 6.8.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos trazas y tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989) para las rocas del Grupo 3.

En el diagrama de Winchester y Floyd (1977) modificado por Pearce (1996) (Fig. 6.9.), es posible realizar una caracterización de los protolitos a través de las proporciones entre Zr/Ti y Nb/Y. Este diagrama es básicamente sustituto del esquema de clasificación TAS, donde Nb/Y es un sustituto de la alcalinidad ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) y la relación Zr/Ti es un sustituto de sílice. Las proporciones de Nb/Y aumentan desde las composiciones sub-alcalinas a las composiciones alcalinas y la relación Zr/Ti aumenta de composiciones básica a ácidas.

En este diagrama están representadas las muestras MAR44b Y 080204/6 y se observa que, para estas muestras, las relaciones de los elementos considerados son consistentes con el campo de basaltos subalcalinos; resultado que concuerda también con el protolito básico obtenido para estas muestras a partir del diagramas ACF (Fig. 6.3)

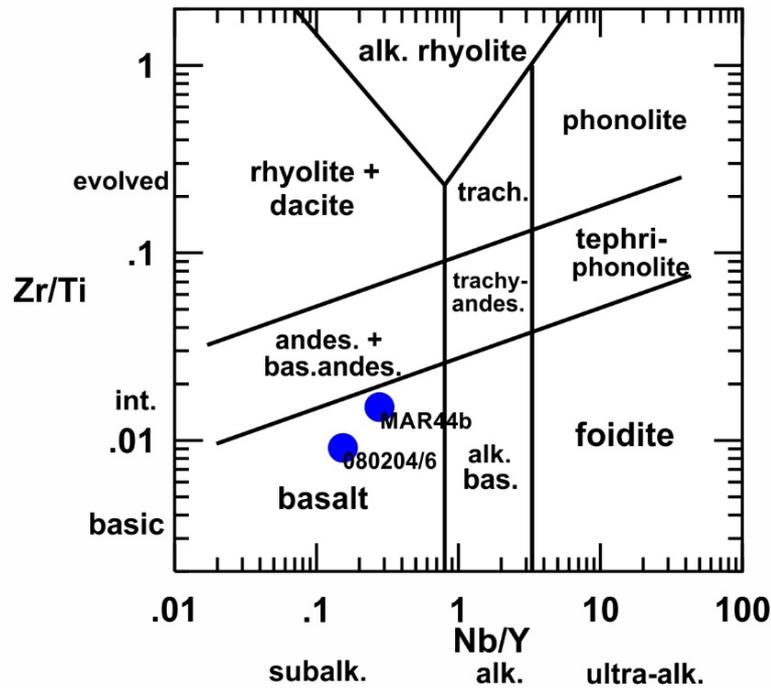


Figura 6.9.: Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Pearce (1996) modificado de Winchester y Floyd (1977).

En el diagrama de distribución de abundancias relativas de los elementos tierras raras normalizadas al Condrito CI de Sun y McDonough (1989), también se discriminan los grupos de rocas 1, 2 y 3, mencionados previamente (Fig. 6.10.).

Las rocas pertenecientes al Grupo 1 (Fig. 6.11.) muestran una pendiente relativamente plana a levemente negativa con valores de enriquecimientos relativos que generalmente no superan 10 veces los valores del condrito de referencia. Para este grupo se observan anomalías relativas positivas en Tm y una marcada anomalía relativa negativa en Eu.

En el caso del Grupo 2 (Fig. 6.12.) se observa una pendiente negativa determinada por un mayor enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) respecto de las pesadas (HREE). El enriquecimiento relativo de las LREE se encuentra entre 10 y 100 veces el condrito de referencia, mientras que las HREE poseen enriquecimientos relativos generalmente menores a 10 veces el condrito. En el caso de las muestras correspondientes a este grupo, se reconocen algunas anomalías relativas negativas en Eu.

Para el Grupo 3 (Fig. 6.13.), en la muestra 080204/6 se observa una pendiente relativamente plana con anomalía negativa en Ce. Para la muestra 020131/5 se reconocen anomalías negativas relativas en Eu y Ce. Finalmente, la muestra MAR44b, presenta una pendiente negativa con una leve anomalía en Tm.

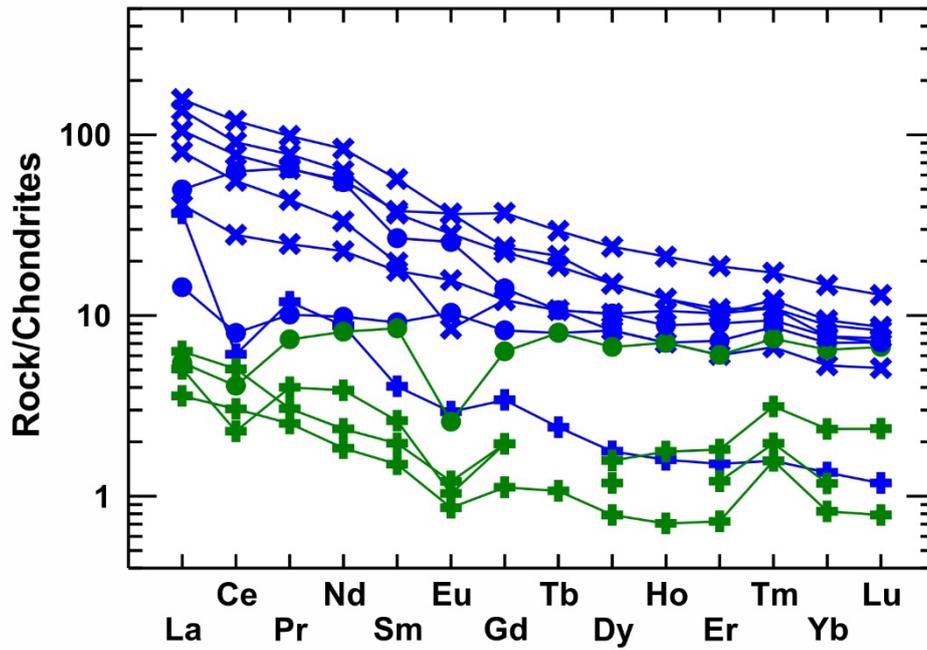


Figura 6.10.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al Condrito CI de Sun y McDonough (1989), para las rocas pertenecientes a los Áreas Mariscal (color azul) y Tapes (color verde).

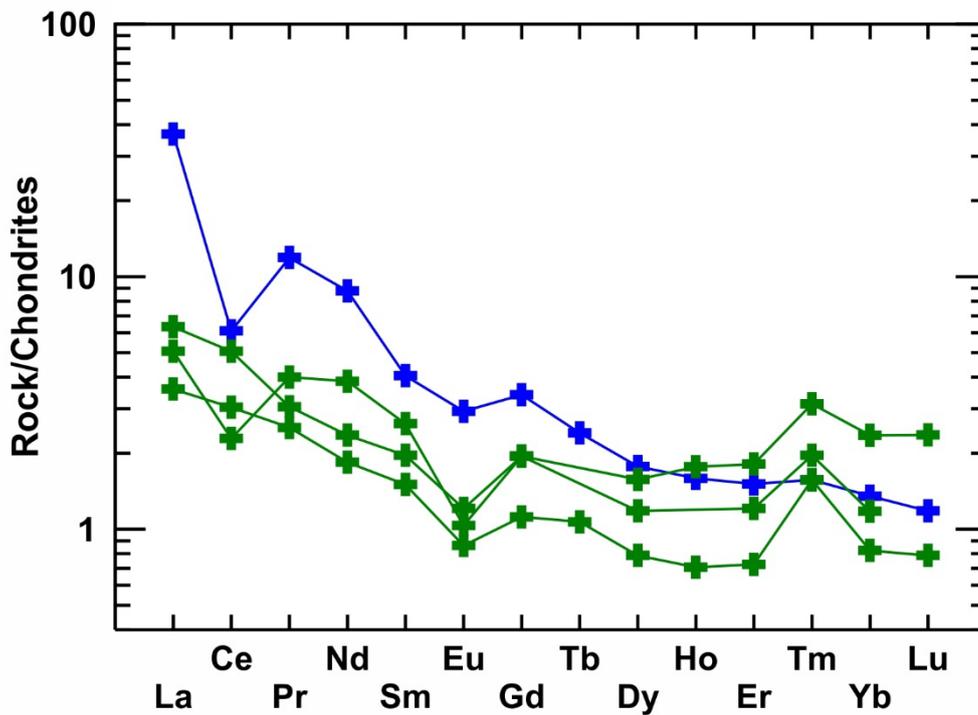


Figura 6.11.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al Condrito CI de Sun y McDonough (1989), para las rocas pertenecientes al Grupo 1.

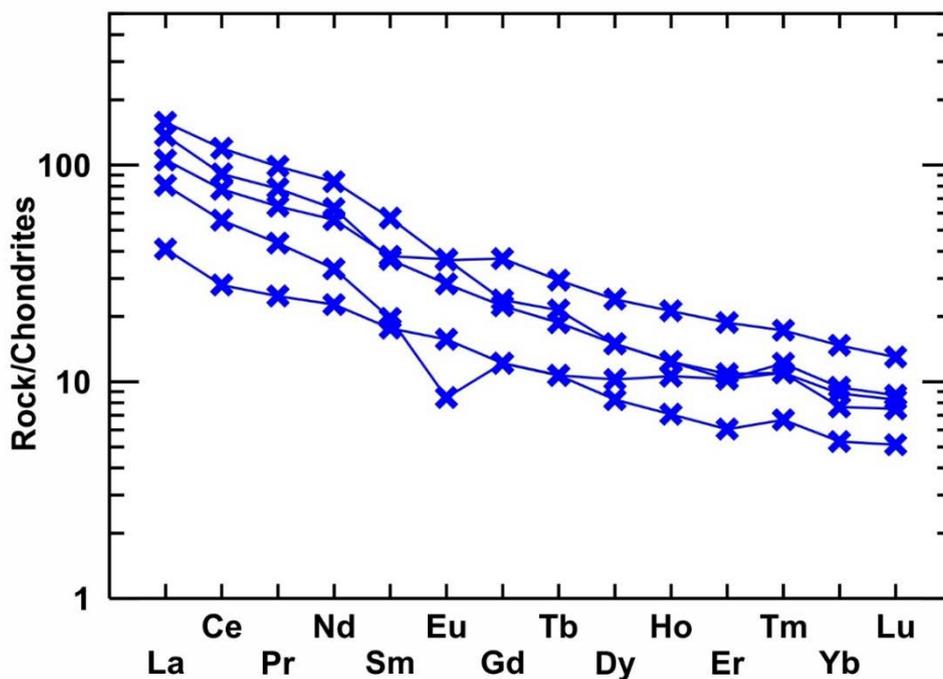


Figura 6.12.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al Condrito CI de Sun y McDonough (1989), para las rocas pertenecientes al Grupo 2.

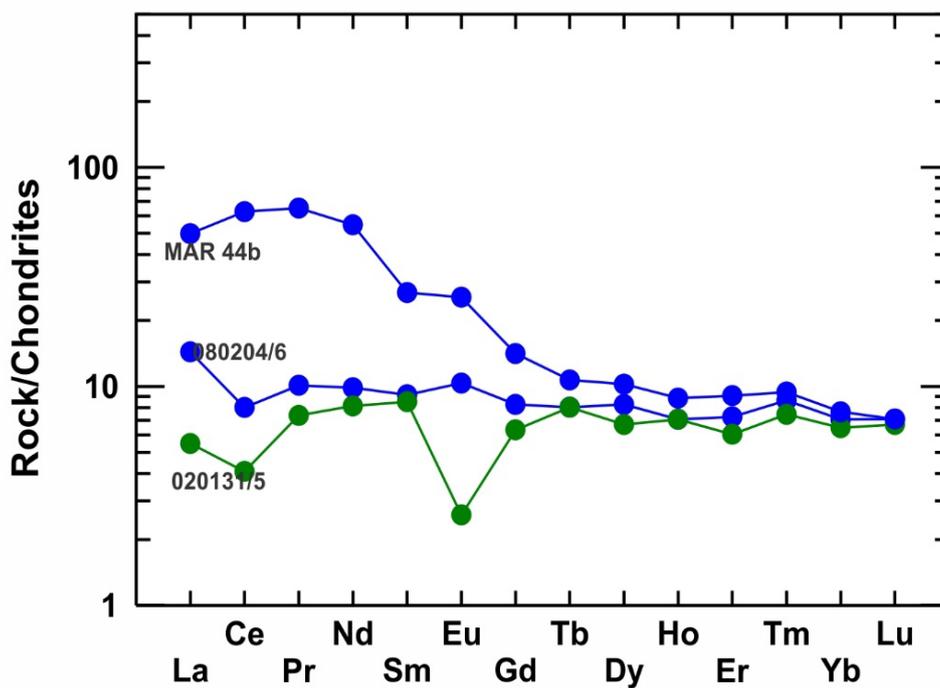


Figura 6.13.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al Condrito CI de Sun y McDonough (1989), para las rocas pertenecientes al Grupo 3.

6.2. Análisis de las Rocas Ultramáficas

Para el análisis de las rocas ultramáficas se realizaron diagramas de elementos mayoritarios a los cuales se integraron los resultados de tres análisis realizados a muestras de rocas ultramáficas pertenecientes al Área Zapicán del Complejo Tapes ("+" rojas) cuyos resultados se encuentran en Bossi y Schipilov (2007) y se utilizan aquí a modo de comparación y correlación (véase anexo).

Asimismo, se incluye en estos diagramas a la muestra 020131/5 para analizar cómo es su comportamiento geoquímico respecto al resto de las muestras de protolito ultramáfico/ultrabásico, con las que tiene más afinidad.

Las muestras analizadas en este apartado ya fueron tomadas en cuenta en el análisis general de los resultados geoquímicos de los apartados anteriores, pero se optó por realizar un estudio particular de las mismas debido a su importancia como posibles rocas portadoras de asbestos y por su importancia en Geología Regional.

Las rocas analizadas en este apartado corresponden a las muestras incluidas dentro del Grupo 1 (cruces azules y verdes) en los diagramas de elementos traza y tierras raras expuestos anteriormente.

6.2.1. Análisis del contenido de los elementos mayoritarios

De los datos obtenidos en los análisis químicos de roca total (Tabla 6.1.), surge que las rocas ultramáficas de los Áreas Tapes y Mariscala analizadas, poseen un rango de variación del porcentaje en peso de MgO entre un valor mínimo de 21,40 y un máximo de 35,09% en peso. De esta manera, el valor promedio general obtenido es de 28,25% en peso. Cabe destacar que estas muestras son las correspondientes al grupo de alto MgO de la Figura 4.1.A.

El contenido de SiO₂ varía entre 43,15 y 57,43% en peso. Siendo el valor promedio 47,36%. Las muestras de las áreas Tapes y Mariscala suelen ser más ricas en SiO₂ que las del Área Zapicán (Fig. 6.14.A).

El contenido de Fe₂O₃ (T) muestra una marcada diferencia entre los contenidos presentes en las muestras pertenecientes de los Áreas Tapes y Mariscala y las pertenecientes al Área Zapicán, siendo estas últimas las de mayor contenido (Fig. 6.14.B). Los valores de Fe₂O₃ (T) obtenidos en las muestras de los Áreas Mariscala y Tapes presentan un mínimo de 5,44 y un máximo de 8,30% en peso. El valor promedio es 7,11% en peso.

La concentración de alúmina (Al₂O₃) en las rocas de los Áreas Tapes y Mariscala varía entre 0,27 y 12,81% en peso, siendo el valor promedio 4,01% en peso. En el diagrama (Fig. 6.14.C) se observa que las muestras pertenecientes al Área Zapicán manifiestan también un bajo contenido de Al₂O₃.

El contenido de CaO, muestra una pendiente general negativa respecto al MgO y las concentraciones en las muestras de los Áreas Tapes y Mariscala analizadas se encuentran entre 0,06 y 12,21% en peso, con un valor promedio de 5,22% en peso. La mayoría de las muestras comparadas tienen contenidos en CaO por debajo de 3% en peso, mientras que la muestra del Área Mariscala y una de las muestras del Área Tapes poseen contenidos de CaO por encima de 7% en peso (Fig. 6.14.D).

Por otra parte, el contenido de los álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), presenta una tendencia relativamente similar a la del CaO , disminuyendo su concentración al aumentar la concentración de MgO (Fig. 6.14.E). El promedio de contenido de álcalis para las muestras de los Áreas Tapes y Mariscala es de 0,09% en peso, con valores mínimos de 0,02% y máximos de 0,22% en peso.

El TiO_2 presenta concentraciones en un intervalo comprendido entre 0,01 y 0,12% en peso, con un promedio de 0,05% para las muestras pertenecientes a los Áreas Mariscala y Tapes. Para las muestras del Área Zapicán, por el contrario, las concentraciones de TiO_2 son mayores a 0,20% en peso y alcanzan hasta 0,50% en peso (Fig. 6.14.F).

En el diagrama de variación de la pérdida de volátiles por ignición (LOI) respecto al contenido de MgO , se observa que la mayoría de las muestras comparadas tienen contenidos de LOI por encima del 8% en peso, mientras que la muestra del Área Mariscala y una de las muestras del Área Tapes poseen contenidos de LOI por debajo de 5% en peso (Fig. 6.14.G).

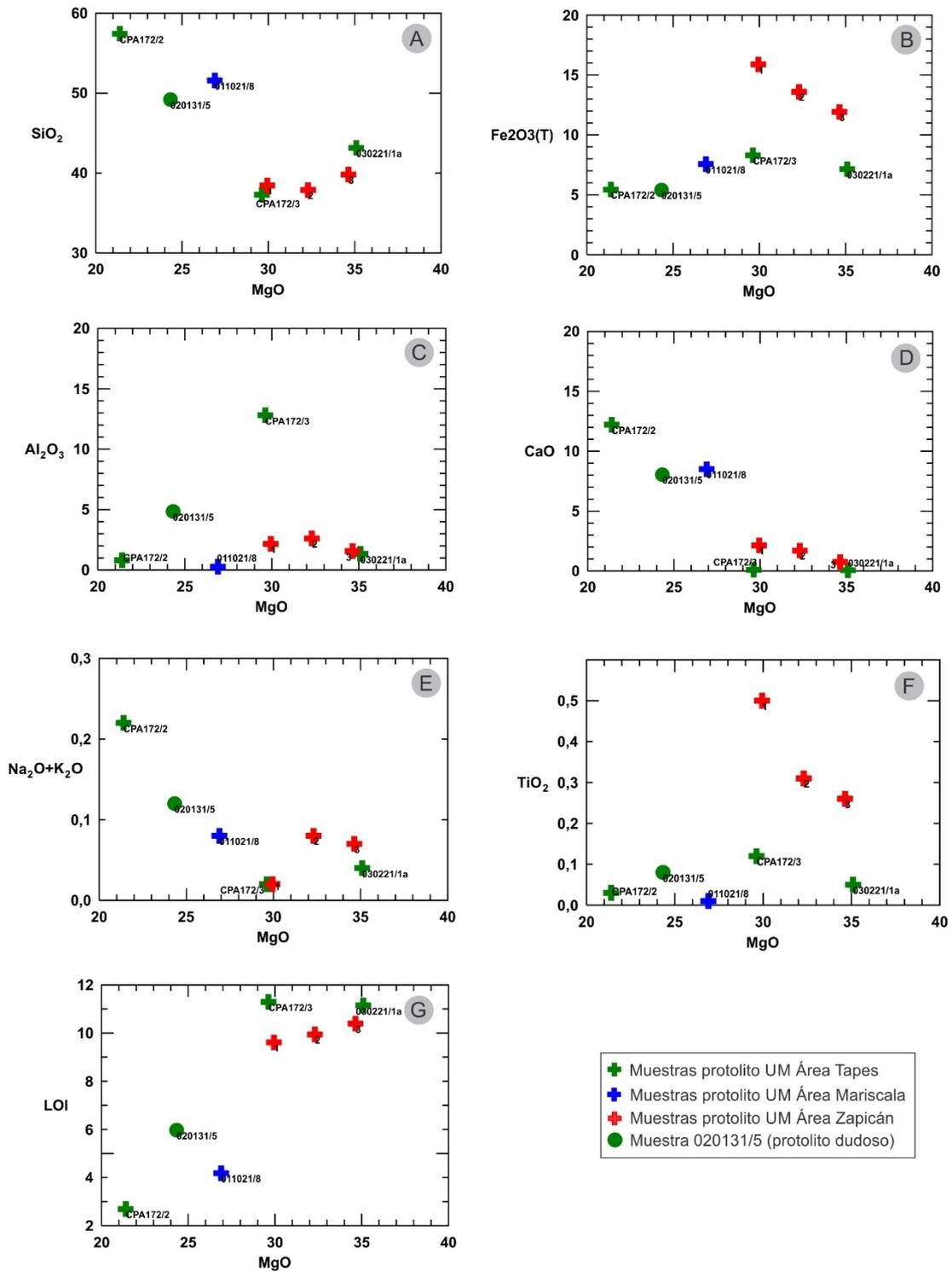


Figura 6.14.: Diagramas de variación tipo Harker para óxidos mayoritarios en roca total correspondientes a rocas del Complejo Tapes. Contenidos expresados en % en peso. UM: ultramáfico/a. Las muestras del Área Zapicán son según Bossi y Schipilov (2007).

6.2.2. Geoquímica de elementos de transición

Para el análisis de los elementos de transición en rocas ultramáficas se realizaron diagramas de variación de Ni, Co, V y Cr según contenidos de MgO.

Como resultado se obtuvo que en las rocas de los Áreas Tapes y Mariscala los contenidos de los elementos de transición varían entre los siguientes rangos: Ni (1690-2570 ppm), Co (27-100 ppm), V (11-41 ppm) y Cr (850-1920 ppm). En las rocas del Área Zapicán generalmente se encuentran concentraciones mayores de V (33,8-64,3), mientras que los otros elementos presentan concentraciones similares a las obtenidas en las rocas de los Áreas Mariscala y Tapes.

En todos los diagramas de variación de los elementos se observa una gran dispersión en los contenidos principalmente de Co y Cr. En el caso del Ni, es posible identificar una relación positiva (Fig. 6.15.).

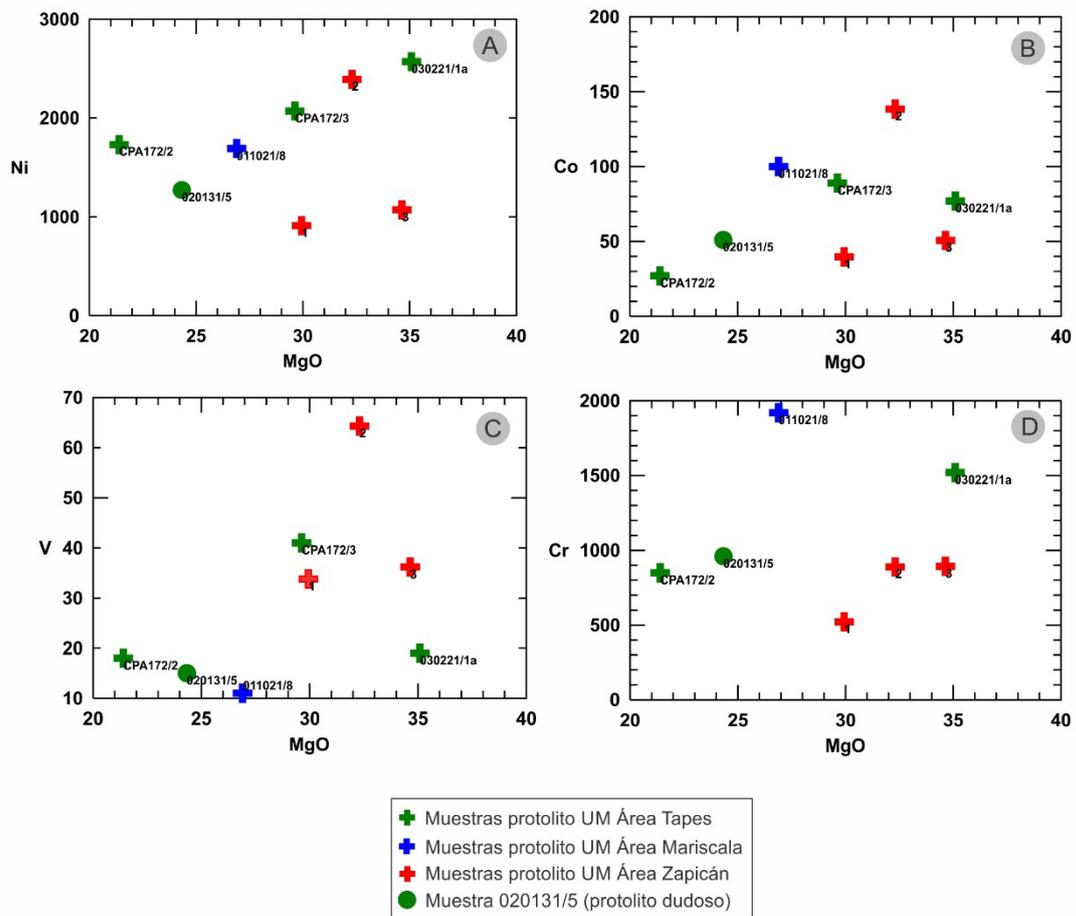


Figura 6.15.: Diagramas de variación del contenido (en ppm) de elementos de transición en roca total respecto al contenido de MgO (% en peso), para las muestras del Complejo Tapes. UM: ultramáfico/a. Las muestras del área Zapicán son según Bossi y Schipilov (2007).

6.3. Análisis de diagramas de discriminación tectónica

Los diagramas de discriminación tectónica se realizaron a partir de los contenidos de algunos elementos trazas para inferir el ambiente tectónico al que pudo haber estado vinculada la roca original.

Al considerar las concentraciones de La, Y y Nb, expresadas en el diagrama triangular de Cabanis y Lecolle (1989), se observa que la muestra 080204/6 tiene afinidad con el ambiente de cuencas de retroarco (back arc basin), mientras que la muestra MAR44b tiene afinidad con el campo de rocas calcoalcalinas (Fig. 6.16.).

En el diagrama de Pearce and Peate (1995) y Pearce (2008), que relaciona los contenidos de Nb/Yb vs. Th/Yb se observa que las muestras de protolito dudoso resultan próximas a las relaciones de estos elementos en los basaltos de tipo E-MORB (Fig. 6.17).

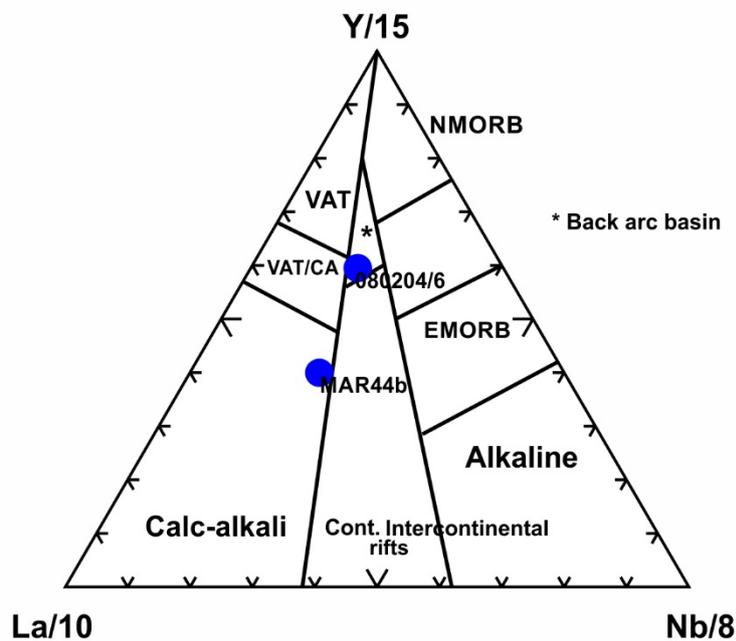


Figura 6.16.: Diagrama de Cabanis y Lecolle (1989) para la discriminación tectónica de las rocas 080204/6 y MAR44b.

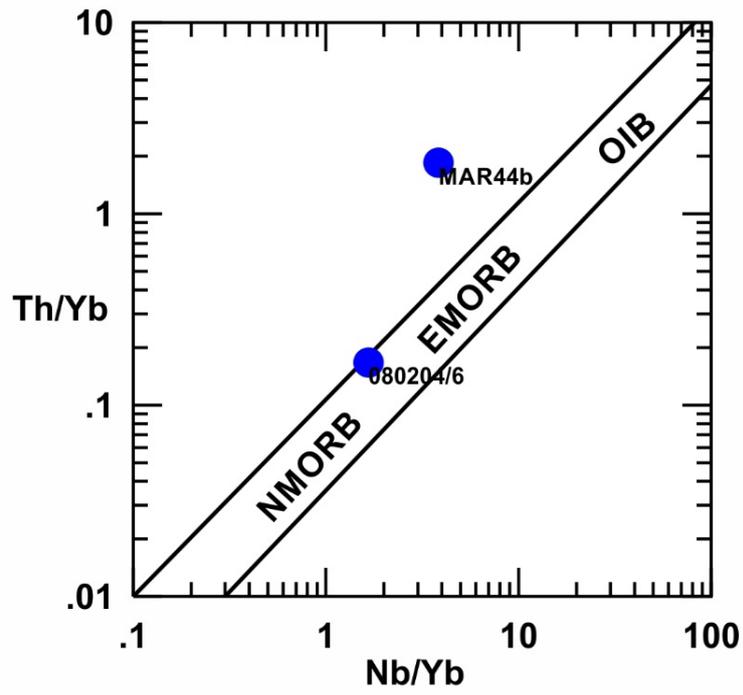


Figura 6.17.: Diagrama de discriminación tectónica de Pearce (2008) para las rocas del Complejo Tapes.

7. DISCUSIÓN

Consideraciones sobre las asociaciones minerales y facies metamórficas establecidas para el Complejo Tapes

Para estimar las condiciones de presión y temperatura que sufrieron las diferentes rocas metamórficas estudiadas, se consideraron las asociaciones minerales generales observadas en las muestras, que indican determinadas facies metamórficas para cada protolito (Tabla 7.1.), teniendo en cuenta a Evans y Frost (1975), Winkler (1978), Bucher y Frey (1994), Spear (1995) y Winter (2001).

| Protolito | Clasificación establecida | Paragénesis mineral | Facies metamórfica |
|--------------|---|---|---|
| Ultramáfico | Metaperidotita | Ol (relictico) + Atg + Tr (\pm Tlc) + Chl + Mag | Esquistos verdes a anfibolita de bajo grado |
| | Serpentinitas | Srp + Chl + Mag (\pm Tlc \pm Carb) | Esquistos verdes |
| Sedimentario | Filitas cuarzosas | Qtz + Chl + Tr + Bt | Esquistos verdes |
| | Filitas y esquistos cloríticos (Cloritoesquistos) | Chl + Qtz + Tr + Fsp + Ep + Bt | Esquistos verdes |
| | Filitas tremolíticas | Tr + Qtz + Bt + Ep + Fsp | Esquistos verdes |
| | Metamargas | Cal + Tr + Ep + Fsp + Ttn (\pm Qtz) | Esquistos verdes |
| | Caliza cristalina | Cal + Tr + Qtz | Esquistos verdes |

Tabla 7.1.: Paragénesis mineral general de acuerdo al tipo de protolito y su facies metamórfica correspondiente.

De esta manera, podemos establecer que las rocas de protolito sedimentario se equilibraron en condiciones de metamorfismo regional en facies de esquistos verdes, al igual que las serpentinitas. En un único sector se pudo identificar un cuerpo ultramáfico (metaperidotita 011021/8), que preserva relictos de olivino primario, texturas de serpentinización pseudomórfica según olivino y una secuencia de formación de la asociación mineral, que indica un mayor grado metamórfico alcanzando localmente la facies anfibolita de bajo grado. Debido a que los afloramientos de los diferentes tipos litológicos observados no permite conocer con claridad cómo es la relación existente entre las diferentes unidades expuestas, y a que no se encontró en ningún otro sitio muestreado ninguna otra asociación mineral que indicara condiciones de metamorfismo en facies anfibolita, se puede considerar que el grado metamórfico general en el que se estabilizaron las unidades del Complejo Tapes corresponde a la facies esquistos verdes.

Consideraciones sobre las texturas observadas, secuencias de formación y procesos involucrados para las rocas del Complejo Tapes de afinidad con protolitos ultramáficos/ultrabásicos

Metaperidotita

Entre las rocas muestreadas que poseen asociaciones minerales afines a protolito ultramáfico/ultrabásico, solo una de ellas presenta relictos de minerales primarios del cuerpo ultramáfico original (muestra 011021/8), en la cual se identificaron únicamente cristales de olivino primario y texturas de serpentinización pseudomórfica según olivino.

En esta muestra, fue posible establecer la siguiente secuencia de formación para los minerales identificados:

olivino → serpentina + clorita + magnetita → tremolita ± talco → serpentina + clorita

Asimismo, esta muestra fue analizada por difracción de rayos X, donde se corroboró la presencia de antigorita, tremolita y talco.

De este modo, los minerales presentes y la sucesión de reemplazo establecida indican que el cuerpo ultramáfico sufrió un proceso de serpentinización inicial incompleto (debido a que se preservaron algunos relictos de olivino en los núcleos de las texturas en enrejado de serpentinización pseudomórfica). Este proceso fue seguido por la formación de tremolita ± talco a partir de los sectores serpentinizados, alcanzándose a estabilizar con antigorita y con los sectores relícticos de olivino. Esta asociación mineral indica que hubo un aumento de la temperatura y la presión del sistema, en condiciones equivalentes al metamorfismo regional entre la facies esquistos verdes y anfibolita de bajo grado (Evans y Frost 1975, Bucher y Frey 1994, Spear 1995, Winter 2001). Luego, el desarrollo de serpentina y clorita reemplazando a la tremolita, evidencian que se produjo un nuevo evento de serpentinización posterior, indicando descenso en las condiciones de temperatura y presión del sistema.

Deer et al. (1992) consideran que si hay abundante Al y Ca en la roca se favorece la formación de clorita y tremolita. Pero si el protolito original fue una dunita, es difícil explicar el desarrollo de fases minerales ricas en Al y Ca. Por esta razón, para poder explicar el desarrollo de estos minerales, se pueden plantear las siguientes hipótesis: 1) Que haya habido otros minerales primarios tales como clinopiroxeno y espinelo acompañando al olivino de la roca, que aportaron Ca y Al al sistema, pero que no quedaron preservados. 2) Que haya habido un proceso de metasomatismo con la roca de caja del cuerpo ultramáfico durante el ciclo de metamorfismo regional, siendo la roca de caja la que aportó el Ca y el Al necesario para formar estos minerales en la metaperidotita.

Por otro lado, el cuerpo de la metaperidotita (011021/8) fue muestreado también en su sector más superficial (muestra 011021/9), donde ya no se preserva ningún relikto de los minerales primarios del cuerpo ultramáfico original, ni las texturas de serpentinización pseudomórficas según olivino; quedando únicamente la asociación: tremolita + talco + magnetita. Esta variación en las asociaciones minerales entre la parte interna y externa del cuerpo, indican que el desarrollo de tremolita como mineral predominante en el sector superficial y externo del cuerpo metadunítico, es producto del reemplazo total de los relictos de minerales primarios del cuerpo ultramáfico y del evento de serpentinización de reemplazo pseudomórfico según olivino. Este fenómeno, puede considerarse evidencia de que el aporte de

Ca al protolito ultramáfico puede haber derivado de la roca de caja o de algún proceso de alteración que favoreció el aporte de Ca al protolito ultramáfico.

Dada la presencia de numerosos cuerpos de tremolitas vinculados a sectores talquizados, la segunda hipótesis planteada, se acerca mucho a los casos observados en el área de estudio; por lo que es probable que el Ca y el Al hayan sido externos. Aun así, no se pudo descartar que también haya habido fases primarias como clinopiroxeno y espinelo en las paragénesis magmáticas de los protolitos ultramáficos, ya que de hecho, en la serpentinita de la muestra 030221/1b' se han observado cristales de espinelo rodeados por magnetita.

Serpentinitas y talquitas o talcoesquistos

Para las serpentinitas, especialmente las muestras correspondientes a la cantera "La Serrana" (muestras 030221/1a, 030221/1b y 030221/1b'), se observa el desarrollo de texturas de serpentización pseudomórfica según clorita y texturas de serpentización no pseudomórfica, lo que implica que representan un evento de serpentización avanzado del cuerpo ultramáfico original, en sectores donde se concentra la alteración hidrotermal; razón por la cual, no se preservan relictos de los minerales primarios del cuerpo ultramáfico, ni las texturas de serpentización pseudomórfica correspondiente. Por otro lado, en estas muestras se observa el reemplazo parcial de serpentina por talco ± carbonatos.

El desarrollo de talco como fase tardía se observa también en todas las rocas con afinidad a protolitos ultramáficos, e incluso rellenando venillas que atraviesan a las rocas de protolito sedimentario. Lo que implica que el proceso de talquización es el último en la secuencia de formación.

La alta concentración de talco vinculado a las serpentinitas puede explicarse tanto a partir de la infiltración de fluidos ricos en sílice a lo largo de fajas de cizalla (Peacock, 1987), como también a partir de un incremento en la proporción del CO₂ en el fluido acuoso a partir del cual cristalizó este mineral. Schandl y Naldrett (1992) señalan que la asociación talco + carbonato formada a partir de serpentina puede cristalizar a partir de un fluido que se encuentre entre 250° y 300°C y 1 Kbar, con una proporción de CO₂ inferior a 0,15% molar; lo que implica que la solución es aún relativamente rica en H₂O. De esto se deduce que un pequeño aumento en la proporción de CO₂ en el fluido, es suficiente para inhibir la formación de serpentina y provocar la cristalización de talco ± carbonato.

Los procesos de deformación favorecen la circulación de fluidos canalizados en zonas de cizalla, provocando la alteración extrema y penetrativa de las metaperidotitas a las que atraviesan, dando lugar a la serpentización tardía de estos cuerpos ultramáficos. Tales fluidos pueden ser posteriormente enriquecidos en CO₂, especialmente si existen rocas ricas en carbonatos en los alrededores, lo que induce el cese de la cristalización de serpentina como fase estable predominante y da lugar a la cristalización del talco hidrotermal, concentrado en estos sectores; donde ocasionalmente, puede estar acompañado también por la cristalización localizada de carbonatos.

La presencia de talco y carbonato en las muestras de serpentinita 030221/b y 030221/1b' reafirma este origen hidrotermal del talco y carbonato en las serpentinitas, generado por un leve aumento del CO₂ en la solución hidrotermal. Esto también se reafirma con el difractograma

de la muestra RC1 correspondiente a una serpentinita donde se encontró la asociación antigorita + talco + dolomita.

Tremolititas y clorititas

Fowler et al. (1981), Sanford (1982), Winter (2001) y referencias en ellos citadas, describen el desarrollo de zonas de reacción entre cuerpos ultramáficos/ultrabásicos y su roca de caja, como producto de metasomatismo generado por la diferencia de potencial químico entre litologías de composiciones contrastantes en contacto. El desarrollo de tales zonas de reacción es generalmente concéntrica al cuerpo ultramáfico y se generan como respuesta al intento de alcanzar el equilibrio químico entre las litologías en contacto. Estos autores han descrito la formación de zonas casi monominerales que pasan transicionalmente desde el cuerpo ultramáfico a la roca de caja del siguiente modo: zona de antigorita (o serpentina), que representa al cuerpo ultramáfico, luego una zona de talco, en el sector más cercano al cuerpo ultramáfico, seguida de una zona de anfíbol y luego una zona de clorita en el sector más cercano a la roca de caja. A la zona de clorita, también se la denomina comúnmente como "zona de blackwall". El espesor de cada zona mineral es variable, al igual que el espesor toda la zona de reacción; que en general depende del tamaño del cuerpo ultramáfico al que se vinculan. Aún así, es posible también que alguna de las zonas minerales pueda estar ausente. De acuerdo a los autores antes referidos, estas zonas de reacción se producen en contextos de metamorfismo regional, generalmente en facies de esquistos verdes a anfibolita.

Si bien en los afloramientos del área de estudio en muchos casos es muy difícil precisar las relaciones de contacto entre las serpentinitas y su roca de caja, como para poder identificar claramente el desarrollo de este tipo de zonas de reacción, se han observado litologías con asociaciones minerales muy restringida, como es el caso de las tremolititas (tremolita + minerales opacos (\pm clorita \pm biotita)) y las clorititas (clorita \pm tremolita \pm minerales opacos), que pueden encontrarse en continuidad de afloramiento respecto a cuerpos de protolito ultramáfico, por lo que se atribuyen a este tipo de fenómeno. Por otro lado, el desarrollo de estas asociaciones minerales restringidas puede explicarse como producto del metasomatismo prolongado, generado por la reacción entre serpentinitas y su roca de caja de composición contrastante. El hecho de que la asociación mineral sea tan restringida, es explicado por Brady (1977) debido a que el avance del proceso metasomático tiende a generar asociaciones de pocos minerales que finalmente tienden a hacerse monominerales.

Tanto las tremolititas, como las clorititas fueron afectadas, posteriormente, por el proceso de talquización que se mencionó en el apartado anterior, donde reemplaza parcialmente a los minerales de la roca e incluso puede llegar a formar sectores bien definidos de talquitas o filitas talcosas (talcoesquistos). Este es el caso representado en el área Zapicán, por las muestras ZAP 42 (serpentinita), ZAP 43 (tremolitita) y ZAP 44 (talcoesquisto).

Desarrollo de porfiroblastos de vesubianita en serpentinitas y de titanita en tremolititas y talcoesquistos

En algunas de las muestras de serpentinitas, tremolititas y talcoesquistos, se ha observado el desarrollo tardío de porfiroblastos de vesubianita o titanita, con posterioridad al evento de talquización (véase anexo de petrografía). La presencia de tales minerales (vesubianita y

titanita), no es consistente con las asociaciones minerales comúnmente derivadas de protolitos ultramáficos. Por otro lado, las rocas con desarrollo de estos porfiroblastos, afloran muy cerca de cuerpos intrusivos graníticos posteriores al Complejo Tapes. Por esta razón, se propone que pueden ser producto de metasomatismo derivado del efecto térmico provocado por la intrusión de tales cuerpos ígneos.

Desarrollo de cristales de clorita con zonación composicional en talquitas (o talcoesquistos)

En la talquita (o talcoesquisto) de la muestra CPA154 (Zuccolo) se observaron cristales de clorita con diferentes colores de interferencia, que evidencian diferentes composiciones químicas en el mismo cristal, las que pueden estar vinculadas a procesos de difusión de iones debido a la interacción entre los cristales de clorita y las demás fases ferro-magnesianas presentes en la roca.

Consideraciones sobre los minerales asbestiformes presentes en el Complejo Tapes

Con respecto a la posible presencia de minerales asbestiformes en las rocas estudiadas, se tomó en cuenta principalmente que una partícula mineral de asbesto tiene una proporción morfológica de al menos 3:1 (largo:ancho). A partir del estudio en el microscopio petrográfico, se obtuvo como resultado que las relaciones largo:ancho de los cristales de tremolita estudiados tienen un promedio de 15:1, llegando a valores de 60:1 en algunos casos. Estas relaciones confirman la presencia de minerales asbestiformes en algunas rocas del Complejo Tapes, pero es necesario realizar otros estudios, por ejemplo microscopía electrónica de barrido, para su caracterización más completa.

Dadas las relaciones largo:ancho establecidas para los minerales asbestiformes de las muestras analizadas provenientes de canteras de talco activas y considerando los parámetros establecidos por la Occupational Safety and Health Administration (OSHA), se considera que los anfíboles asbestiformes provenientes de tales muestras son potencialmente perjudiciales para la salud. Por lo tanto, deben tomarse precauciones a la hora de manipular las rocas que los contienen; especialmente, en las canteras de extracción de talco, donde es recomendable que las personas que allí trabajan usen barbijos con filtros o alguna máscara que cubra las vías respiratorias, para evitar la inhalación de las partículas asbestiformes.

Geoquímica de elementos mayoritarios

En los diagramas Harker realizados a partir del análisis geoquímico de las rocas estudiadas, puede observarse la existencia de dos grupos, que son consistentes con la existencia de dos protolitos bien diferentes: uno ultramáfico y otro sedimentario. Las rocas en las cuales no había certeza acerca de su protolito (rocas con protolito dudoso) fueron estudiadas separadamente.

Uno de los parámetros que permiten la clasificación de las rocas según su protolito es el porcentaje en peso de MgO. Este óxido permite discriminar las rocas de las Áreas Mariscala y Tapes en muestras con mayor contenido de MgO (> 20% en peso) y SiO₂ variable (rocas ultramáficas), de aquellas con menor contenido de MgO (< 10% en peso) y concentración de sílice más acotada (rocas metasedimentarias) (Fig.6.1.A)

Además del contenido de MgO, en las rocas ultramáficas, el porcentaje en peso de LOI es alto, diferenciándose de las rocas metasedimentarias en las cuales el porcentaje es bajo. Este alto contenido en LOI en las rocas de protolito ultramáfico puede atribuirse a la intensa serpentinización que presentan (Fig.6.1.G).

Contrariamente a lo anterior, el porcentaje en peso de otros óxidos como por ejemplo el TiO_2 , Fe_2O_3 (T), álcalis y alúmina es relativamente bajo en las rocas ultramáficas, lo que permite también discriminarlas geoquímicamente de las rocas metasedimentarias (Figs. 6.1. B,C,E,F).

Geoquímica de elementos de transición

En los diagramas de variación realizados (Fig. 6.2.) se observa una gran dispersión en los contenidos de los elementos de transición. En el caso del Cr, Ni y V es posible realizar una división preliminar entre muestras con un mayor contenido en estos elementos ($Ni > 1000$ ppm y $V > 100$ ppm) y otras con menor contenido de Cr, Ni y V.

En estos diagramas se puede observar que el Cr y Ni se comportan de forma similar (concentrados preferentemente en las rocas con protolito ultramáfico) y el V se comporta de forma inversa (concentrados mayormente en las rocas metasedimentarias).

Se observó también en estos diagramas de variación que algunas de las muestras de protolitos dudosos (020131/5 y CPA172/2) presentan más afinidad con las de protolito ultramáfico. Por lo tanto, se las comparó con las rocas de este grupo en el análisis particular de sus características geoquímicas, corroborándose su afinidad. Por otro lado, las muestras de protolito dudoso (080204/6 y MAR44b) tienen concentraciones de elementos de transición más afines con las de protolito sedimentario.

Geoquímica rocas ultramáficas

Con respecto al contenido de SiO_2 (Fig. 6.14.A) en las rocas ultramáficas de las Áreas Tapes y Mariscalá, y a las características texturales y mineralógicas de las muestras, aquellas que poseen más del 45% en peso de ese óxido (CPA 172/2, 020131/5 y 011021/8) corresponden a una zona de anfíbol dentro de las zonas de reacción entre los cuerpos UM y la roca de caja y a la metaperidotita con su parte externa tremolitizada. Se infiere, entonces, que el alto contenido en SiO_2 se debe a los procesos de metasomatismo que se producen entre el cuerpo UM y su encajante, generando un aumento del contenido de SiO_2 y CaO y disminución del contenido de MgO a través de la zona de reacción desde el cuerpo UM hasta la roca de caja.

En el diagrama que relaciona el contenido de alúmina de la roca según el porcentaje en peso de MgO (Fig.6.14.C) se observa que la muestra CPA172/3 posee el mayor contenido de alúmina dentro de las rocas ultramáficas de los Áreas Tapes y Mariscalá, esto podría deberse a que esta muestra corresponde a una filita clorítica, seguramente perteneciente a la zona de clorita o black-wall de una zona de reacción entre el cuerpo UM y la roca de caja, ya que se encuentra en contacto con la tremolitita de la muestra CPA 172/2. El alto contenido de clorita (mineral rico en alúmina) es lo que le proporcionaría a la roca los porcentajes elevados de este óxido.

Con respecto al contenido de CaO (Fig. 6.14.D), las tres muestras que tienen contenidos por encima del 5% en peso son las mismas muestras que tienen contenidos de SiO_2 mayores al 45%

y que corresponderían a las zonas de anfíbol de las zonas de reacción entre cuerpos UM y roca de caja y a la metaperidotita con su sector externo tremolitizado.

Con el contenido de los álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (Fig.6.14.E) sucede algo similar a lo que sucede para el contenido de CaO en las rocas, infiriéndose que las muestras con mayor contenido de estos óxidos son las que pertenecen a la zona de anfíbol.

El valor de LOI puede ser considerado como un indicador del contenido de agua y de otros volátiles como CO_2 en la roca y, por lo tanto, del contenido de minerales hidroxilados, hidratados y/o carbonatados presentes en la misma. En el diagrama de variación de LOI respecto al contenido de MgO (Fig. 6.14.G) se observa que las rocas con mayor porcentaje en peso de LOI son las que tienen mayores contenidos de MgO, lo que indica que las rocas con mayor MgO son también las que poseen mayor proporción de minerales hidroxilados, como clorita (muestra CPA 172/3) y serpentinas (muestra 030221/1a).

En los diagramas de elementos de transición con respecto a la proporción de MgO (Figura 6.14.), si bien se observa relativa dispersión en las muestras comparadas, se observa también que la muestra de protolito dudoso 020131/5 se agrupa bien con la tremolitita CPA 172/2, con la que comparten una asociación mineral similar, y las que han sido atribuidas a las zonas de anfíbol de las zonas de reacción entre cuerpos UM y su roca de caja.

Geoquímica de elementos trazas incluidas los elementos de tierras raras

En los diagramas de distribución de abundancias relativas de elementos traza y tierras raras normalizados al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989), se reconocieron tres grupos principales que coinciden con los grupos determinados a partir de los diagramas Harker (Fig.6.5.). El Grupo 1 está conformado por rocas que poseen abundancias relativas cercanas al patrón de Manto Primitivo mientras que el Grupo 2 está formado por rocas que poseen abundancias relativas enriquecidas en los elementos traza y tierras raras respecto al patrón de Manto Primitivo. Un tercer grupo está conformado por rocas con composiciones intermedias a las anteriores. De acuerdo a las asociaciones minerales y a las características geoquímicas, las rocas del Grupo 1 fueron interpretadas como pertenecientes a protolitos ultramáficos, mientras que las rocas del Grupo 2 se interpretan como pertenecientes a protolitos sedimentarios. Las rocas del Grupo 3 se correlacionan bien con un protolito básico, salvo la muestra 020131/5, que se correlaciona mejor con las rocas de protolito ultramáfico.

La muestra 080204/6 (tremolitita epidótica), tiene afinidad con el campo de las rocas de protolito básico en el diagrama ACF (Fig. 6.3) y su composición es consistente con la de basaltos subalcalinos (Fig. 6.4 y 6.9). Estas características son también consistentes con la presencia de anfíbol, epidoto, plagioclasa y titanita en la muestra. Sin embargo, el hecho de que el anfíbol sea casi incoloro y que la roca sea de color clara en muestra de mano, indican que el anfíbol es pobre en hierro y, por sus características ópticas se atribuyen a individuos de tremolita. La presencia de tremolita no es común en las asociaciones clásicas de protolito básico. Este hecho, sumado a la baja proporción de plagioclasa en la roca (10%) y a la alta proporción de epidoto (40%), son los argumentos que llevaron a dudar de su afinidad con un protolito básico. Sin embargo, de acuerdo a las características geoquímicas obtenidas para esta muestra, se le puede atribuir un protolito básico.

Para el caso de la muestra 020131/5 (tremolitita clorítica) se observa la asociación mineral tremolita - clorita – talco, la cual es común en rocas de protolito ultramáfico/ultrabásico. Sin embargo, la presencia de titanita no es frecuente en rocas derivadas de este tipo de protolito; por lo cual, se infiere el desarrollo de algún proceso de alteración/metasomatismo posterior a la formación del talco, que provocó la formación de titanita en la roca. El diagrama ACF (Fig.6.3.) indica que la muestra corresponde al campo de las rocas de protolito básico y se acerca al campo de las rocas de protolito ultramáfico, al igual que la muestra CPA 172/2. Esto puede deberse al gran contenido de CaO en la roca como consecuencia de la presencia de tremolita. Hecho que se ha vinculado al desarrollo de las zonas de reacción metasomáticas.

Para profundizar en el análisis de las muestras 020131/5 y 080204/6, se realizó un diagrama comparativo de la distribución de las abundancias relativas de los elementos trazas y tierras raras de estas muestras, junto con las rocas CPA172/3 y 030221/1a, normalizadas al Condrito de Sun y McDonough (1989) (Fig. 7.1.).

En este diagrama, se observa que las muestras 020131/5 y 080204/6 tienen tendencias geoquímicas muy parecidas entre sí. Esa tendencia se encuentra entre los patrones MORB de Sun y McDonough (1989), y las tendencias de las muestras 030221/1a (serpentinita) y CPA172/3 (filita clorítica perteneciente a una zona de reacción). En este diagrama también se observa que las muestras CPA172/3, 030221/1a y 020131/5 tienen un comportamiento similar en el contenido de tierras raras livianas y desarrollan anomalías negativas en Eu y Ce, especialmente las muestras CPA172/3 y 020131/5.

Posteriormente, se realizó un diagrama comparativo de la distribución de las abundancias relativas de los elementos trazas y tierras raras de las muestras 020131/5, 080204/6 y 030221/1a con respecto al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig.7.2.).

Este diagrama, permite observar que las muestras 020131/5 y 080204/6 poseen abundancias relativas y distribuciones similares entre sí; aunque para la muestra 020131/5, se destacan algunas anomalías en La, Ce, Zr, Eu y Ti, que son cercanas o de tendencia comparables con las abundancias relativas de tales elementos en la serpentinita (030221/1a). Por otro lado, la muestra 080204/6 posee abundancias relativas cercanas a las de los patrones MORB, aunque levemente empobrecida en las tierras raras medianas a pesadas.

Por otro lado, la muestra MAR44b pertenece, según el diagrama ACF (Fig. 6.3.), al campo de las rocas de protolito básico. Si bien la asociación mineral presente en esta muestra (actinolita – epidoto/clinozoisita – titanita – albita – minerales opacos) es característica en rocas de protolito básico en condiciones de facies esquistos verdes, la baja proporción de albita en la roca (5%) y la alta proporción de epidoto/clinozoisita (30%), puso en duda nuevamente el tipo de protolito. Geoquímicamente, se vio que esta muestra posee algunas características afines con la muestra 080204/6 (atribuida a un protolito básico) y otras características más afines con las muestras correspondientes al grupo de rocas metasedimentarias analizadas. Por estas razones, se infiere que pudo haber sido afectada por metasomatismo. Esto se puede corroborar a nivel de afloramiento, ya que la roca se encuentra formando un nivel de aproximadamente un metro de espesor intercalada en talcoesquistos.

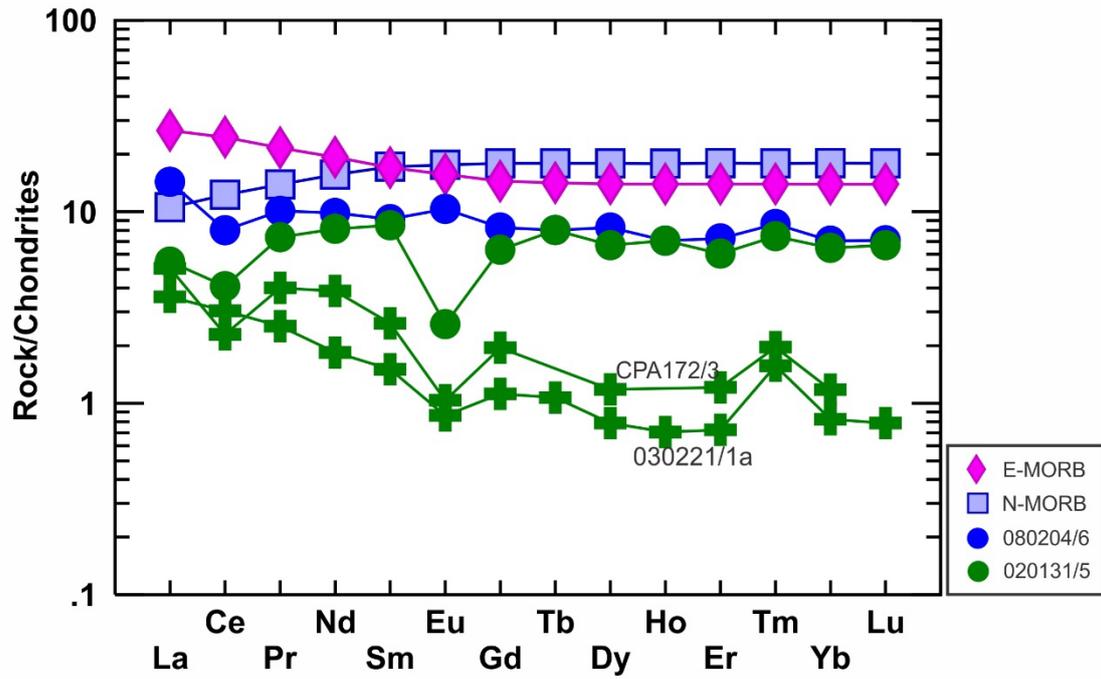


Figura 7.1.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al Condrito CI de Sun y McDonough (1989).

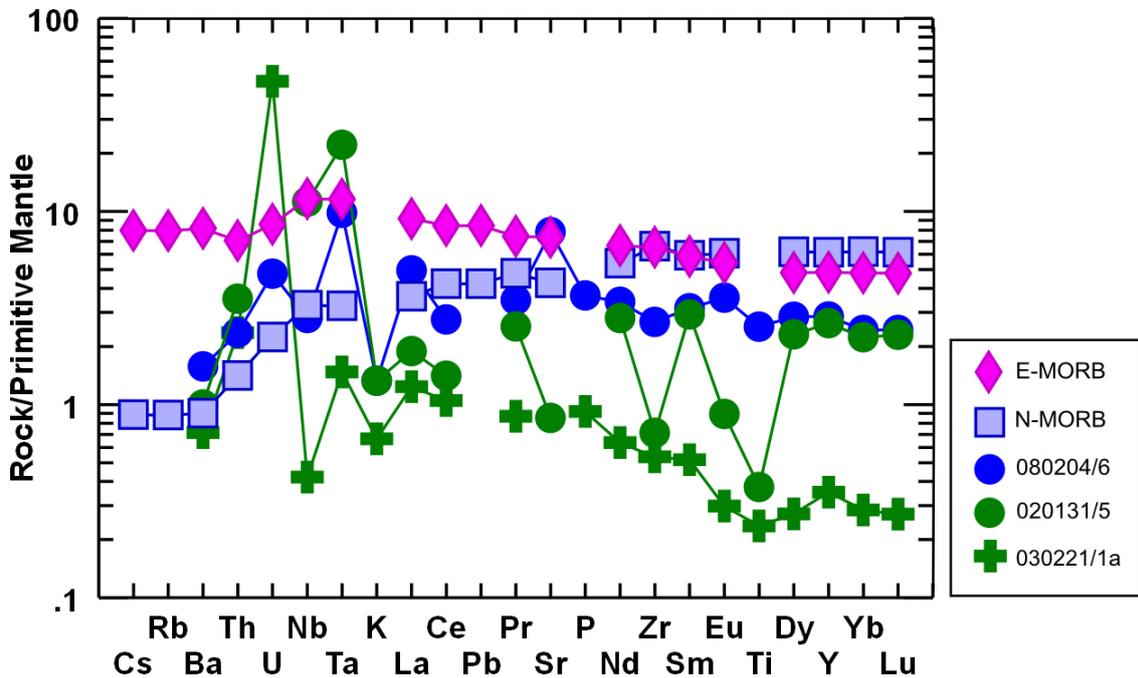


Figura 7.2.: Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos trazas y tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989).

8. CONCLUSIONES

* El área de afloramiento del Complejo Tapes comprende tres áreas principales los cuales fueron estudiados en este trabajo: Mariscalá, Tapes y Zapicán.

* Se comprobó, tal como indican los trabajos precedentes, que el Área Zapicán está limitado al norte y al sur por cabalgamientos, siendo uno de ellos el Cabalgamiento Zapicán.

* El Complejo Tapes está integrado por dos asociaciones litológicas principales: 1) La asociación metasedimentaria, representada por filitas cuarzosas, filitas y esquistos cloríticos (cloritoesquistos), filitas y esquistos tremolíticos, calizas y metamargas. 2) La asociación de rocas ultramáficas, representada por metaperidotitas y serpentinitas, tremolititas, filitas cloríticas y clorititas, talquitas y esquistos talcosos (talcoesquistos).

* Las rocas metasedimentarias se caracterizan generalmente por el desarrollo de clivaje espaciado, con alternancia de láminas con minerales de diferente tamaño en la que se diferencian dominios de clivaje y microlitones. Los dominios de clivaje en la mayoría de los casos se encuentran formados por clorita y minerales opacos. Los microlitones están compuestos generalmente por cristales de cuarzo, plagioclasa y carbonato.

* Las rocas metaperidotíticas presentan fábrica masiva, integrada por agregados fibrosos de tremolita acompañados por agregados finos de serpentina, talco y clorita, entre los que se observan cristales de olivina relíctica del cuerpo ultramáfico original en los núcleos de las texturas en enrejado de serpentización pseudomórfica según olivino.

* Al encontrarse solo cristales relícticos de olivino y debido a la ausencia de texturas de reemplazo pseudomórfico que sugieran la presencia de otros minerales primarios, se infiere, en una primera aproximación, que los cuerpos ultramáficos estudiados corresponden predominantemente a protolitos de dunitas.

* La secuencia de reemplazo general observada en la metaperidotita es la siguiente: $Ol \pm$ (otros minerales primarios) \rightarrow $Srp \pm Chl \pm Mag \rightarrow Tr \pm Tlc \rightarrow Srp + Chl$.

* Los sectores más externos de la metaperidotita se encuentran totalmente tremolitizados debido a un proceso de metasomatismo con la roca de caja que le aportó CaO , SiO_2 y Al_2O_3 .

* Las serpentinitas presentan fábrica masiva integrada principalmente por agregados finos de minerales del grupo de la serpentina, acompañada por agregados laminares de clorita magnesiana (incolora), talco y carbonato. Los minerales opacos están representados por agregados granulares de magnetita que, eventualmente, evidencian una posible textura en enrejado anterior. En algunas muestras, se observaron cristales de espinelo reemplazados parcialmente en sus bordes por magnetita y el desarrollo de porfiroblastos de vesubianita como fases accesorias posteriores a todas las demás.

* Los cuerpos de serpentinitas se encuentran atravesados por zonas de falla en donde se concentra la alteración más intensa, existiendo varias etapas de serpentización con desarrollo

de texturas no pseudomórficas interpenetrativas y entrelazadas y texturas pseudomórficas según clorita, que en su conjunto, hacen desaparecer los rasgos texturales del cuerpo peridotítico original.

- * Las serpentinitas se encuentran parcial o totalmente talquizadas, formando talcoesquistos y talquitas, que dan lugar a las mineralizaciones de talco que se explotaron en el área de estudio, y que son producto de la alteración hidrotermal de los cuerpos de serpentinitas por soluciones levemente enriquecidas en CO₂.

- * A partir del método de difracción de rayos X se pudo determinar que el mineral del grupo de la serpentina predominante en las muestras analizadas es antigorita.

- * Los cuerpos ultramáficos desarrollan zonas de reacción en el contacto con la roca de caja. Tales zonas están caracterizadas por concentraciones de minerales particulares con un orden determinado: Cuerpo UM – Zona de talco - Zona de anfíbol - Zona de clorita - Roca de caja. Sin embargo, tales zonas se preservan solo parcialmente en el área de estudio y, en muchos casos, en forma aislada, representadas por los cuerpos de tremolititas y de filitas cloríticas o clorititas con afinidad con protolito ultramáfico.

- * Las tremolititas (tremolita + minerales opacos (\pm clorita \pm biotita)) y las clorititas (clorita \pm tremolita \pm minerales opacos) de la zona de estudio, fueron atribuidas a zonas de reacción entre cuerpos ultramáficos/ultrabásicos y su roca de caja, como producto de metasomatismo generado por la diferencia de potencial químico entre litologías de composiciones contrastantes en contacto.

- * Las tremolititas son de color verde, poseen brillo vítreo a mate y grano fino. Están formadas casi totalmente por cristales fibrosos de tremolita, no preservándose relictos de los minerales primarios de rocas ultramáficas.

- * Las relaciones largo:ancho de los cristales de tremolita estudiados, confirman la presencia de minerales asbestiformes en algunas rocas del Complejo Tapes. Estos minerales son perjudiciales para la salud y, por lo tanto, deben tomarse recaudos al trabajar con las rocas que contienen tremolita, especialmente porque las tremolititas suelen estar talquizadas, formando parte también de las mineralizaciones de talco en explotación.

- * De acuerdo a las asociaciones minerales presentes en las rocas estudiadas, el grado metamórfico general en el que se estabilizaron las unidades del Complejo Tapes corresponde a la facies esquistos verdes.

- * Las características geoquímicas de las rocas analizadas permitieron clasificarlas en dos grupos principales: el Grupo 1 con una señal geoquímica con afinidad al patrón de referencia de manto primitivo y el Grupo 2 formado por rocas que poseen abundancias relativas enriquecidas en los elementos traza y tierras raras respecto al patrón de manto primitivo utilizado. Las rocas del Grupo 1 se corresponden con rocas de protolito ultramáfico, mientras que las rocas del Grupo 2 corresponden a las de protolito sedimentario.

9. BIBLIOGRAFIA

Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. En: Nairn, A.E.M., Stehli, E.G. (Editores), *The Ocean Basin and Margins*. Plenum Publishers, pp. 411–446.

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

Basei, M., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. En: R. J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B. B. de Brito Neves, M.J. De Wit (Editors): *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 239–256.

Bossi, J.; Fernández, A., Elizalde, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. *Boletín Facultad de Agronomía*. Montevideo, Uruguay 78 pp. 1-49.

Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Universidad de la República- Departamento de Publicaciones, Montevideo, pp. 1-469.

Bossi, J., Ferrando, L., Albanell, H. 1967. Basamento cristalino del sureste del Uruguay. *EOS*, 53, pp. 2-10.

Bossi, J., Navarro, R. 1991. *Geología del Uruguay*. Tomos 1 y 2. Universidad de la República, Uruguay. pp. 1-496.

Bossi, J., Campal, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J., Rabáno, I. (eds). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, Alicante, pp. 343-356.

Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. 1993. *Prevoniano del Uruguay Parte I: Terreno Piedra Alta*; Ed. Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo. Uruguay.

Bossi, J., Ferrando, L.A., Montaña, J., Morales, H., Campal, N., Gancio, F., Piñeyro, D., Schipilov, A., Sprechmann, P. 1998. Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500.000. Geoeditores. Montevideo, Uruguay.

Bossi, J., Pineyro, D., Cingolani, C.A. 2005. El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. Actas XVI Congreso Geológico Argentino, 1, pp. 173-180.

Bossi, J., Schipilov, A. 2007. Rocas ígneas básicas del Uruguay. Facultad de Agronomía, Montevideo, pp. 1-364.

Bossi, J., Gaucher, C., Navarro, R., Piñeyro, D., Chigino, L. 2007. Escama Tectónica Carapé: litoestratigrafía de una pieza importante del rompecabezas Neoproterozoico-Cámbrico en el Uruguay. V Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.

Bossi, J., Gaucher, C. 2014. Estratigrafía del Predevónico del Uruguay. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico, Montevideo, pp. 19-43.

Bossi, J., Gaucher, C., Chigino, L., Navarro, R., Piñeyro, D. 2014. Escama Tectónica Carapé. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico, Montevideo, pp. 265-282.

Bucher, K., Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete revision of Winkler's Textbook. 6th Edition. Chapter 5: 147-169; Chapter 9: 251-301. Springer-Verlag. Germany.

Cabanis, B., Lecolle, M. 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, 309, 2023-2029

Cabrera, J. 2014. Estratigrafía y petrografía de la sucesión carbonática de Manguera Azul, Departamento de Lavalleja, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 1-83.

Cabrera, J., Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2014. Formación Manguera Azul. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico, pp. 191-208, Montevideo.

Campal, N., Schipilov, A. 1998. The Eastern edge of the Río de la Plata Craton: a history of tangential collisions. *Basament tectonics*, 13, pp. 33-48.

Castiglioni, E., Masquelín, H., 2007. Cabalgamientos en cuarcitas y gneises del Complejo Gnéisico de Paso de los Troncos, Cuenca del Arroyo Marmarajá, Lavalleja (Uruguay). V Congreso Uruguayo de Geología. CD, Poster, nº 84.

Chiglino, L., Gaucher, C., Sial, N. A., Bossi, J., Ferreira, V.P., Pimentel M.M. 2010. Chemostratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Precambrian Research* Vol. 182 No 4.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1962. Sheet silicates. *Rock Forming Minerals*. Longman. 3, pp. 170-190.

Díaz, R., Albanell, H., Bossi, J. 1990. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000, Hoja F-24 Cerro Partido. Convenio Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias, Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo, Uruguay.

Evans, B.W. y Frost, B.R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 959-972.

Fay, A., Arriguetti, R. 1981. Esbozo geológico Hoja F-24 Cerro Partido. Instituto Geológico del Uruguay.

Ferrando, L., Fernández, A. 1971. Esquema tectonoestratigáfico del predevoniano en Uruguay. Montevideo, Uruguay.

Fesefeldt, K. 1988. Cooperación técnica Proyecto 84.2024.2 Misión Geofísica Alemana, asesoramiento yacimientológico a la Dirección Nacional de Minería y Geología. Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo. Uruguay.

Fowler, M. B., Williams, H. R., & Windley, B. F. 1981. The metasomatic development of zoned ultramafic balls from Fiskenaesset, West Greenland. *Mineralogical Magazine* 44: 171–177.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - Sul Riograndense. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v. 5, p. 2879-2892.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Monteiro, R.; Sallet, R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sulriograndense: uma introdução ao problema. *Acta Geol. Leopold.*, 13(30), pp. 75-92.

Gaucher, C., Schipilov, A. 1994. Carta Geológica a escala 1:20.000 del sector SE del Fotoplano Arroyo del Soldado – G25. Trabajo Final de Grado, Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 1-46.

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, Abhandlungen*, 199 (3): 339- 367.

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

Gaucher, C., Chemale Jr., F., Bossi, J., Castiglioni, E.A. 2010. Grupo Cebollatí, Terreno Nico Pérez: definición y edad. En: VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas, pp. 1-8 (CD ROM).

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, pp. 273-288.

Gaucher, C., Frei, R., Samaniego, L., Bossi, J., García, G. 2013. Geología y Edad del Complejo Tapes, Terreno Nico Perez: un Cinturón de Rocas Verdes Mesoproterozoico. VII Congreso Uruguayo de Geología.

Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N., Castiglioni, E., Ferreira, V.P. 2014a. Grupo Cebollatí. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), *Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico*, Montevideo, pp. 155-169.

Gaucher, C., Bossi, J., Samaniego, L., Frei, R. 2014b. Complejo Tapes. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), *Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico*, Montevideo, pp. 253-264.

Gaucher, C., Bossi, J., Chemale Jr, F., García, G., Frei, R., Frei, D. 2014c. Complejo La China: las rocas más antiguas de Uruguay. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), *Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico*, Montevideo, pp. 141-154,

Gaucher, C., Sial, A.N., Frei, R., Ferreira, V.P., Frei, D., Bossi, J., Cabrera, C. 2014d. Magmatismo anorogénico edicárico. En: Bossi, J., Gaucher, C. (Editores), Geología del Uruguay-Tomo 1: Predevónico, pp. 283-298, Montevideo.

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.

Le Maitre R. W. - International Union of Geological Sciences. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell.

Mallmann G., Chemale Jr. F., Ávila J.N., Kawashita K., Armstrong R.A. 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research* 12, 489-508.

Mc Millan, J. 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, v. 18, pp. 1-60.

Oyhantçabal, P., Vaz Chaves, N. 1990. Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla (Departamento de Treinta y Tres). 1er Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo, UY. 25-27 abr. 1990.

Oyhantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K. 2010. Guía de excursión "Geodynamics of the Río de la Plata Craton and its margins".

Oyhantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K. 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Int J Earth Sci* 100, pp. 201–220.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. New York, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 1-289

Passchier, C. W., Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Berlin; New York, Springer, xvi, pp. 1-366.

Peacock, S.M. 1987. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite Klamath province, Northern California: implication for subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 55-70.

Pearce, J.A. 1996. A User's guide to basalt discrimination diagram. En: Wyman, D.A. (Ed.), The Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.

Pearce, J.A. 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, v. 100, p. 14–48, doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Pearce, J., Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251-285.

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

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. 1979. Carta geoestructural del Uruguay. Escala 1/2.000.000. : 1-62. Instituto Geológico Ing. E. Terra Arocena. Montevideo. Uruguay.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000. Ed. DINAMIGE – Montevideo, Uruguay.

Preciozzi, F., Fay, A. 1987. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, Hoja F-22 Zapicán. Memoria explicativa. Dirección Nacional de Minería y Geología, Facultad de Agronomía, Facultad de Humanidades y Ciencias, Montevideo.

Preciozzi, F., Fay, A. 1988. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, Hoja F-23 Pirarajá. Memoria explicativa. Dirección Nacional de Minería y Geología, Facultad de Agronomía, Facultad de Humanidades y Ciencias, Montevideo, pp. 1-15.

Preciozzi, F.; Pena, S., Arriguetti, R. 1989. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000 Hoja E-19 Isla Patrulla. Memoria explicativa. Dirección Nacional de Minería y Geología, Facultad de Agronomía, Facultad de Humanidades y Ciencias, Montevideo, pp. 1-15.

Preciozzi, F., Masquelín, H., Basei, M. 1999. The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica pp. 338-340. Villa Carlos Paz. Córdoba. Argentina.

Salvador, A. 1994. International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. 2nd Edition, IUGS-GSA, Boulder, pp. 1-214.

Samaniego, L., García, G. 2013. Memoria explicativa del Mapa Geológico al Norte de Mariscala escala 1:20.000. Curso de Cartografía Geológica, Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, UdelaR. Montevideo (inédito).

Sánchez Bettucci, L. 1998. Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Uruguay. PhD Tesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, pp. 1-344.

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

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhantçabal, P. 2010a. Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, 52: 1, 32 - 50

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, H. 2010b. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52: 1, pp. 51 -78.

Sanford, R.F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science* 282: 543-616.

Schandl, E.S. y Naldrett, A.J. 1992. CO₂ metasomatism of serpentinites, south of Timmons, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 30: 93-108.

Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks. SCMR website (www.bgs.ac.uk/SCMR).

Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Auzende, A. L. 2012. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197-210.

Shelley, D. 1992. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman & Hall. pp. 445

Spear, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*: 393- 489, Washington.

Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: **Sunders, A.D. y Norry, M.J.** (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*:313-345. Geological Society Special Publication Classics, London.

Tröger, W.E. 1969. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden minerale. Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 147.

Vaz, N., Pirelli, H., Oyhantcabal, P. 1985. Geología a escala 1/10.000 en los alrededores de Isla Patrulla. Ministerio de Industria Energía y Minería, Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo.

Walther, K. 1927. Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la formación de Gondwana en la Sud-América. Montevideo, Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 9, pp. 1-43.

Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist* 15, pp. 459-488.

Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., Zussman, J. 1977. An idealized model for serpentine textures after olivine. *Canadian Mineralogist*. 15, pp. 446-458.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Winkler, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th Ed. Springer-Verlag. **New York, pp346.**

Winter, J.D. 2001. *An introduction to igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall inc., 700 p., Upper Saddle River, New Jersey.

Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Harlow, England, pp. 1-248.

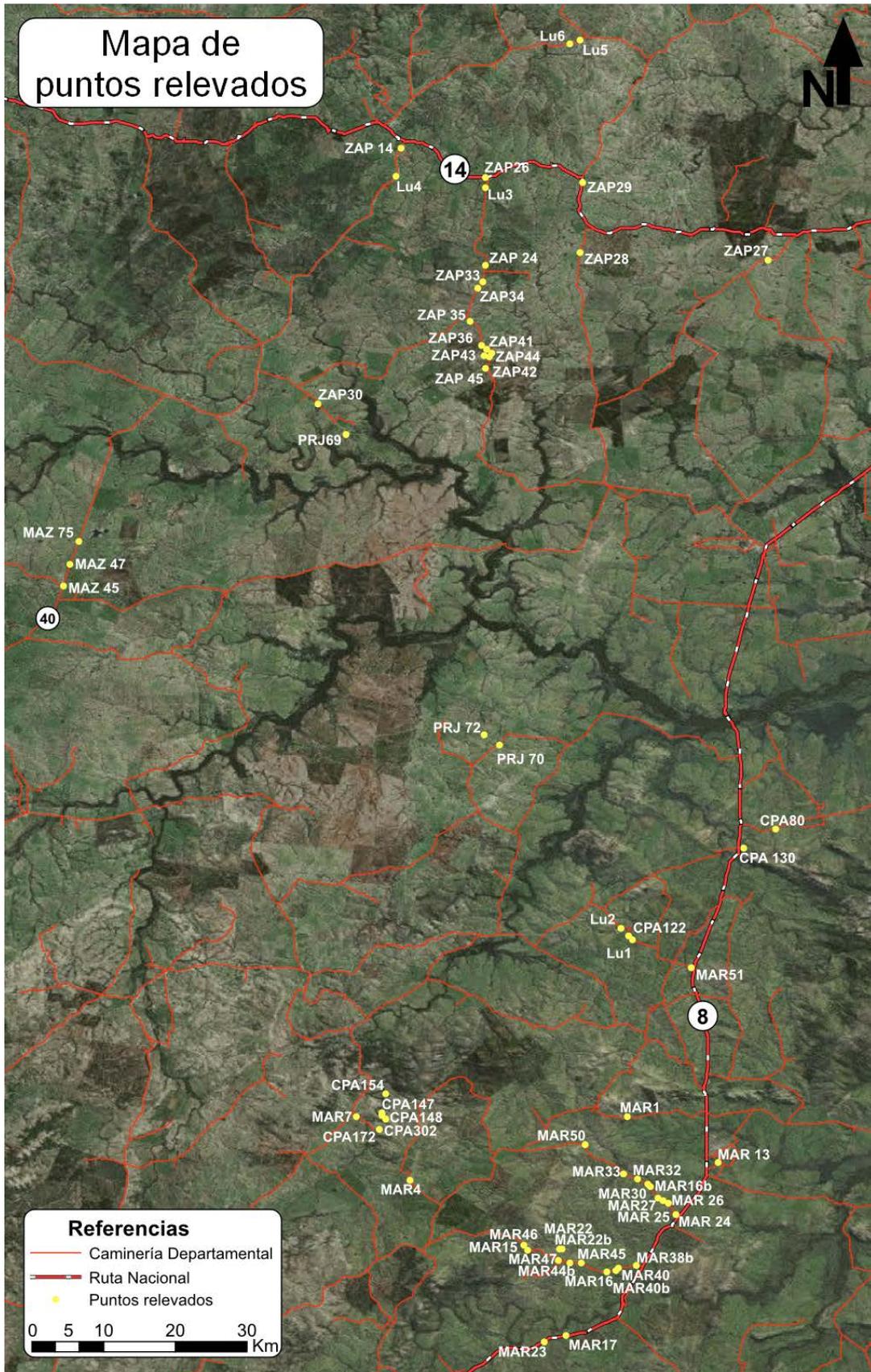
| Punto | Descripción breve | Coordenadas | | Foto aérea | Muestra |
|--------------------|--|---------------|---------------|------------|---|
| CPA 80 | Actinolitita | 33°52'54.80"S | 54°44'51.70"W | 166-131 | - |
| CPA 122 | Secuencia metasedimentaria | 33°56'8.40"S | 54°49'16.10"W | 175-071 | - |
| CPA 130 | Esquisto tremolítico talcoso | 33°53'28.6"S | 54°45'50.6"W | | CPA130-13m |
| CPA 154 | Talcoesquistos | 34°0'53.4"S | 54°56'31.1"W | 177-078 | Zuccolo, RC1, 020328/4 |
| CPA 172 | Cantera donde se observan intercalaciones de rocas tremolíticas y cloríticas | 34° 1'58.26"S | 54°56'43.55"W | 177-078 | CPA 172 /1/2/3 |
| CPA 302 | Granito pegmatoide | 34°1'38.4"S | 54°56'31.9"W | 177-078 | CPA 302 |
| CPA-146, 147 y 148 | Cantera Dante Ramos "La Serrana" | 34°1'34.0"S | 54°56'40.3"W | 177-078 | Secuencia CPA 146 /148, 030221/a, 030221/b, 030221/b', 020131/5 |
| La Lorencita | Esquistos clorítico-tremolíticos | 33°53'13.50"S | 54°45'58.00"W | 175-035 | - |
| LU 1 | Cloritoesquisto | 33°56'15.48"S | 54°49'8.99"W | 175-072 | - |
| LU 2 | Cloritoesquisto | 33°55'53.52"S | 54°49'30.38"W | 175-072 | - |
| LU 3 | Ortoanfibolita | 33°33'34.97"S | 54°53'33.34"W | 115-092 | LU3 |
| LU 4 | Ortoanfibolita | 33°33'13.70"S | 54°56'14.60"W | 115-118 | LU4 |
| LU 5 | Ortoanfibolita | 33°29'7.53"S | 54°50'42.74"W | 115-016 | LU5A-LU5B |
| LU 6 | Gabro | 33°29'13.52"S | 54°51'2.08"W | 115-016 | LU6/LU6A |
| LU 7 | Roca máfica (Cjo. La China?) | 33°30'11.33"S | 54°54'40.24"W | 115-120 | LU7 |
| MAR 01 | Intercalaciones cuarcíticas/protomiloníticas | 34° 1'35.70"S | 54°49'19.30"W | 175-077 | - |
| MAR 04 | Metareniscas cuarzosas? | 34° 3'29.40"S | 54°55'49.80"W | 177-080 | - |
| MAR 07 | Secuencia Clorita esquisto-Metawacke-Tremolitita | 34° 1'34.45"S | 54°57'24.80"W | 177-036 | - |
| MAR 13 | Filita clorítica cuarzosa (cloritoesquisto cuarzoso) | 34° 2'58.65"S | 54°46'35.10"W | 175-025 | MAR13-1 MAR13-2 |

| | | | | | |
|-----------------------|---|---------------|---------------|---------|-----------------|
| MAR 15 (011021/10) | Talquita masiva (esteatita) | 34° 5'37.90"S | 54°52'17.80"W | 175-178 | 011021/10 |
| MAR 15 (011021/8) | Metaperidotita | 34° 5'37.90"S | 54°52'17.80"W | 175-178 | 011021/8 |
| MAR 15 (011021/9) | Tremolitita metadunítica | 34° 5'37.90"S | 54°52'17.80"W | 175-178 | 011021/9 |
| MAR 16 | Filita clorítica cuarzosa (cloritoesquisto cuarzoso) | 34° 6'15.40"S | 54°49'56.10"W | 175-119 | MAR16 |
| MAR 16b (080204/4) | Filita clorítica cuarzosa (cloritoesquisto cuarzoso) | 34° 3'42.00"S | 54°48'36.70"W | 175-121 | MAR16b |
| MAR 17 | Filitas tremolíticas | 34°8'11.1"S | 54°51'8.5"W | 175-178 | (011021/12-15) |
| MAR 22 | Metamarga | 34° 5'33.71"S | 54°51'16.70"W | 175-178 | MAR22 |
| MAR 22b | Metamarga | 34° 5'34.51"S | 54°51'19.70"W | 175-178 | MAR22b |
| MAR 23b | Esquisto tremolítico talcoso | 34°8'22.3"S | 54°51'49.1"W | 175-178 | MAR23b |
| MAR 25 (080204/2) | Filita clorítica epidótica filonítica (cloritoesquisto epidótico) | 34°4'12.1"S | 54°48'6.3"W | 175-121 | MAR25 a/b/c/d/e |
| MAR 26 | Cloritoesquisto | 34° 4'7.80"S | 54°48'14.90"W | 175-121 | - |
| MAR 26b | Chert con cristales de pirita | 34° 4'5.20"S | 54°48'20.10"W | 175-181 | - |
| MAR 27 (080204/3) | Filita feldespática clorítica filonítica (cloritoesquisto feldespático) | 34° 4'1.70"S | 54°48'24.80"W | 175-181 | MAR27 |
| MAR 30 (080204/5) | Filita clorítica feldespática (cloritoesquisto feldespático) | 34°3'37.1"S | 54°48'41.6"W | 175-121 | MAR30 |
| MAR 32 | Roca metasedimentaria con abundante presencia de materia orgánica | 34° 3'28.03"S | 54°49'0.40"W | 175-121 | MAR32 |
| MAR 33 (080204/6) | Tremolitita epidótica | 34°3'19.5"S | 54°49'25.4"W | 175-121 | MAR33 |
| MAR 34 | Granito leucócrata con abundante muscovita | 34°3'7.8"S | 54°49'35.4"W | 175-122 | - |
| MAR 35 | Cloritoesquisto | 34°2'51.8"S | 54°50'19.1"W | 175-122 | MAR35 |

| | | | | | |
|-----------------------|---|---------------|---------------|---------|-------------------|
| MAR 38 | Filita cuarzosa tremolítica | 34° 6'5.10"S | 54°49'3.30"W | 175-119 | MAR38 |
| MAR 40b (080204/7) | Roca metasedimentaria de color verde grisáceo | 34° 6'12.60"S | 54°49'40.40"W | 175-119 | MAR40b |
| MAR 44b | Anfibolita epidótica | 34° 5'59.18"S | 54°51'1.20"W | 175-119 | MAR44b |
| MAR 45 (080204/9) | Afloramientos de caliza cristalina y gabro | 34° 6'0.80"S | 54°50'40.90"W | 175-119 | 080204/9 |
| MAR 46 | Granito rosado, cuarzo-feldespático, con textura cataclástica | 34° 5'26.90"S | 54°52'25.60"W | 175-178 | - |
| MAR 47 | Tremolitita epidótica | 34° 5'55.75"S | 54°51'22.28"W | 175-178 | MAR47 |
| MAR 48/1 | Filita cuarzosa clorítica | 34°3'39.5"S | 54°48'37.2"W | 175-121 | MAR48/1 |
| MAR 48/2 | Filita clorítica feldespática (cloritoesquistofeldespático) | 34°3'39.5"S | 54°48'37.2"W | 175-121 | MAR48/2 |
| MAR 49 | Granito muscovítico posiblemente marcando plano de cabalgamiento | 34°2'30.6"S | 54°50'33.2"W | 175-122 | - |
| MAR 50 | Cuarzo milonita? | 34° 2'25.80"S | 54°50'33.70"W | 175-122 | MAR50 |
| MAR 51 | Granito del Aº Tapes Chico (cantera) | 33°57'6.20"S | 54°47'24.30"W | 175-072 | MAR51 |
| MAZ 45 | Posible milonita como producto de un cabalgamiento | 33°45'33.7"S | 55°6'11.3"W | - | - |
| MAZ 47 | Tremolititas | 33°44'56.9"S | 55°5'58.6"W | - | MAZ 47 /1/2/3/4/5 |
| MAZ 75 | Metarenisca cuarzosa | 33°44'14.8"S | 55°5'43.9"W | - | - |
| PRJ 69 | Granito con abundante presencia de muscovita y biotita | 33°41'1.60"S | 54°57'44.60"W | 177-057 | - |
| PRJ 70 | Granito con abundante presencia de biotita | 33°41'50.50"S | 54°59'57.00"W | 177-157 | PRJ70 |
| PRJ 71 | Perfil formado por metareniscas en el tope y metapelitas en la base | 33°50'22.35"S | 54°53'7.48"W | 175-162 | - |
| PRJ 72 | Metapelita | 33°50'5.29"S | 54°53'36.69"W | 175-162 | - |
| ZAP 24 | Ortoanfibolita | 33°35'55.12"S | 54°53'34.20"W | 115-094 | ZAP24-a/b/c/d |

| | | | | | |
|--------|---|---------------|---------------|---------|-------------------|
| ZAP 26 | Microgabro | 33°38'20.05"S | 54°53'39.44"W | 115-096 | ZAP 26 |
| ZAP 27 | Posibles metareniscas y metapelitas | 33°35'44.50"S | 54°45'7.00"W | 110-154 | - |
| ZAP 28 | Rocas carbonáticas recortadas por filones cuarcíticos | 33°35'30.70"S | 54°50'43.90"W | 115-010 | - |
| ZAP 29 | Granito peraluminoso posiblemente marcando plano de cabalgamiento | 33°33'25.50"S | 54°50'39.60"W | 115-012 | - |
| ZAP 30 | Granito alterado con abundante presencia de cuarzo y biotita | 33°40'6.70"S | 54°58'33.70"W | 177-056 | - |
| ZAP 31 | Ortoanfíbolita | 33°35'9.83"S | 54°53'46.97"W | | ZAP 31 |
| ZAP 32 | Ortoanfíbolita | 33°35'9.83"S | 54°53'46.97"W | | ZAP 32 |
| ZAP 33 | Granito deformado con planos de muscovita | 33°36'24.48"S | 54°53'39.11"W | 115-194 | - |
| ZAP 34 | Granito deformado en posible cabalgamiento | 33°36'36.44"S | 54°53'47.51"W | 115-095 | - |
| ZAP 35 | Granito milonitizado | 33°37'36.84"S | 54°54'1.79"W | 115-095 | - |
| ZAP 36 | Intercalación Tapes-cabalgamiento | 33°33'14.82"S | 54°53'33.87"W | 115-092 | ZAP 36a-ZAP 36b |
| ZAP 41 | Metareniscas cuarzosas | 33°38'26.76"S | 54°53'31.28"W | 115-097 | ZAP 41A - ZAP 41B |
| ZAP 42 | Serpentinita | 33°38'40.32"S | 54°53'26.68"W | 115-097 | ZAP 42 - ZAP42B |
| ZAP 43 | Tremolitita | 33°38'38.22"S | 54°53'34.96"W | 115-097 | ZAP 43 |
| ZAP 44 | Filita talcosa tremolítica (talcoesquisto tremolítico) | 33°38'34.29"S | 54°53'21.78"W | 115-097 | ZAP 44A - ZAP 44B |
| ZAP 45 | Granito milonitizado, posible cabalgamiento | 33°39'0.20"S | 54°53'33.06"W | 115-097 | - |

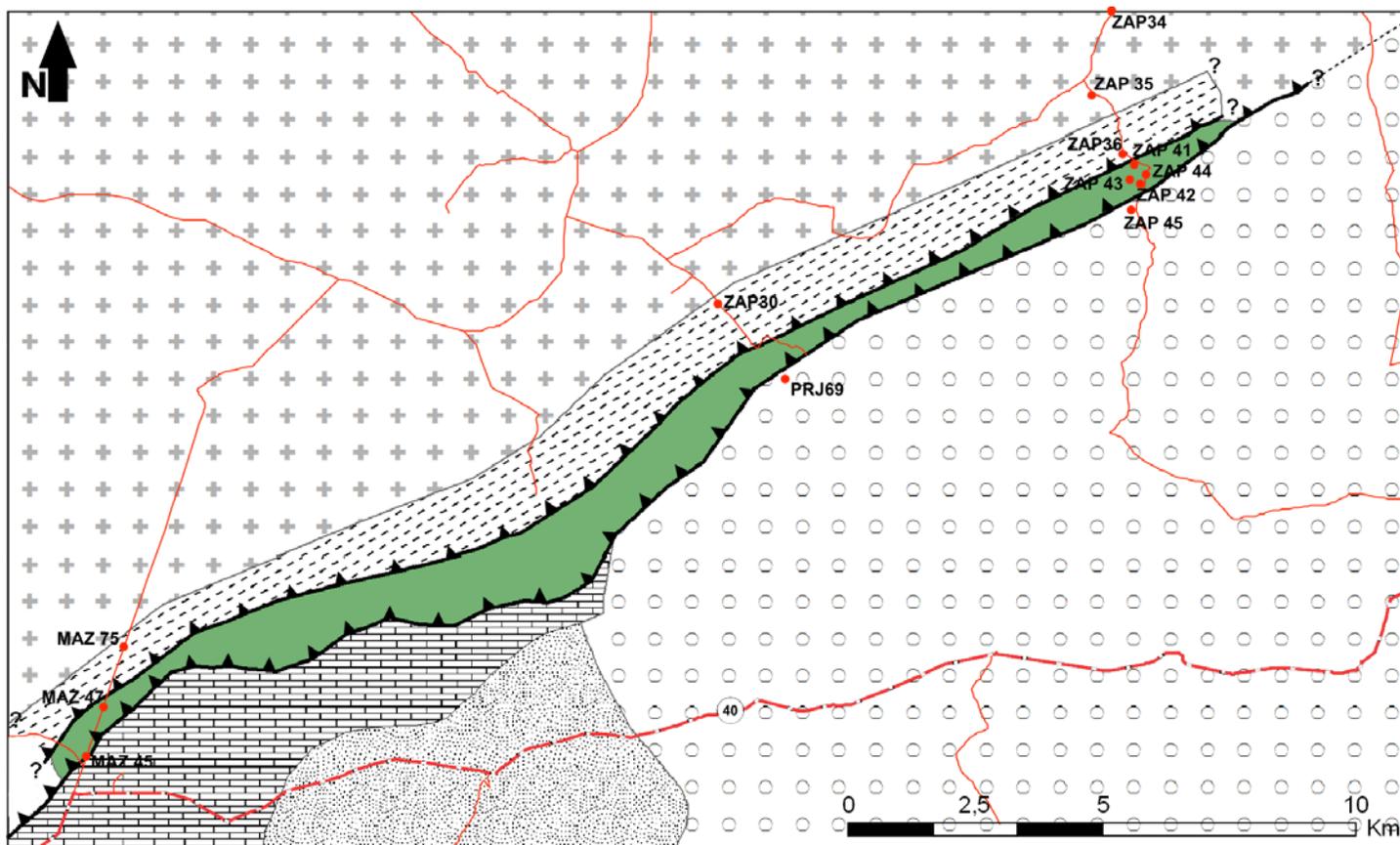
Tabla 1.: Puntos relevados durante las campañas realizadas.



| Muestra | 1 | 2 | 3 |
|------------------------------------|--------|---------|---------|
| SiO ₂ | 38,44 | 37,88 | 39,81 |
| Al ₂ O ₃ | 2,16 | 2,61 | 1,56 |
| Fe ₂ O ₃ (T) | 15,88 | 13,59 | 11,92 |
| MnO | 0,18 | 0,16 | 0,11 |
| MgO | 29,94 | 32,30 | 34,64 |
| CaO | 2,13 | 1,70 | 0,75 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,05 | 0,08 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,03 | -0,01 |
| TiO ₂ | 0,50 | 0,31 | 0,26 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,04 | 0,04 |
| LOI | 9,61 | 9,94 | 10,39 |
| Total | 98,92 | 98,61 | 99,57 |
| V | 33,80 | 64,30 | 36,20 |
| Ba | -3,00 | 5,40 | 204,90 |
| Sr | 102,90 | 24,80 | 28,10 |
| Y | 12,40 | 5,80 | 7,60 |
| Zr | 47,10 | 24,30 | 23,00 |
| Cr | 520,80 | 888,20 | 892,70 |
| Co | 39,70 | 138,30 | 50,60 |
| Ni | 909,50 | 2390,00 | 1070,00 |
| Cu | 14,40 | 29,30 | -10,00 |
| Zn | -30,00 | 71,10 | -30,00 |
| Rb | -2 | -2 | -2 |
| La | 6,10 | 3,30 | 0,90 |
| Ce | 11,60 | 6,10 | 2,20 |
| Pr | 1,40 | 0,80 | 0,30 |
| Nd | 6,30 | 4,00 | 1,70 |
| Sm | 1,60 | 4,00 | 1,70 |
| Eu | 0,50 | 0,40 | 0,10 |
| Ta | 0,20 | -0,10 | 0,10 |
| Pb | -5 | 28,7 | -5 |
| Th | 0,70 | 0,30 | 0,30 |
| U | 0,3 | -0,1 | 0,3 |
| Ti | 0,300 | 0,190 | 0,160 |

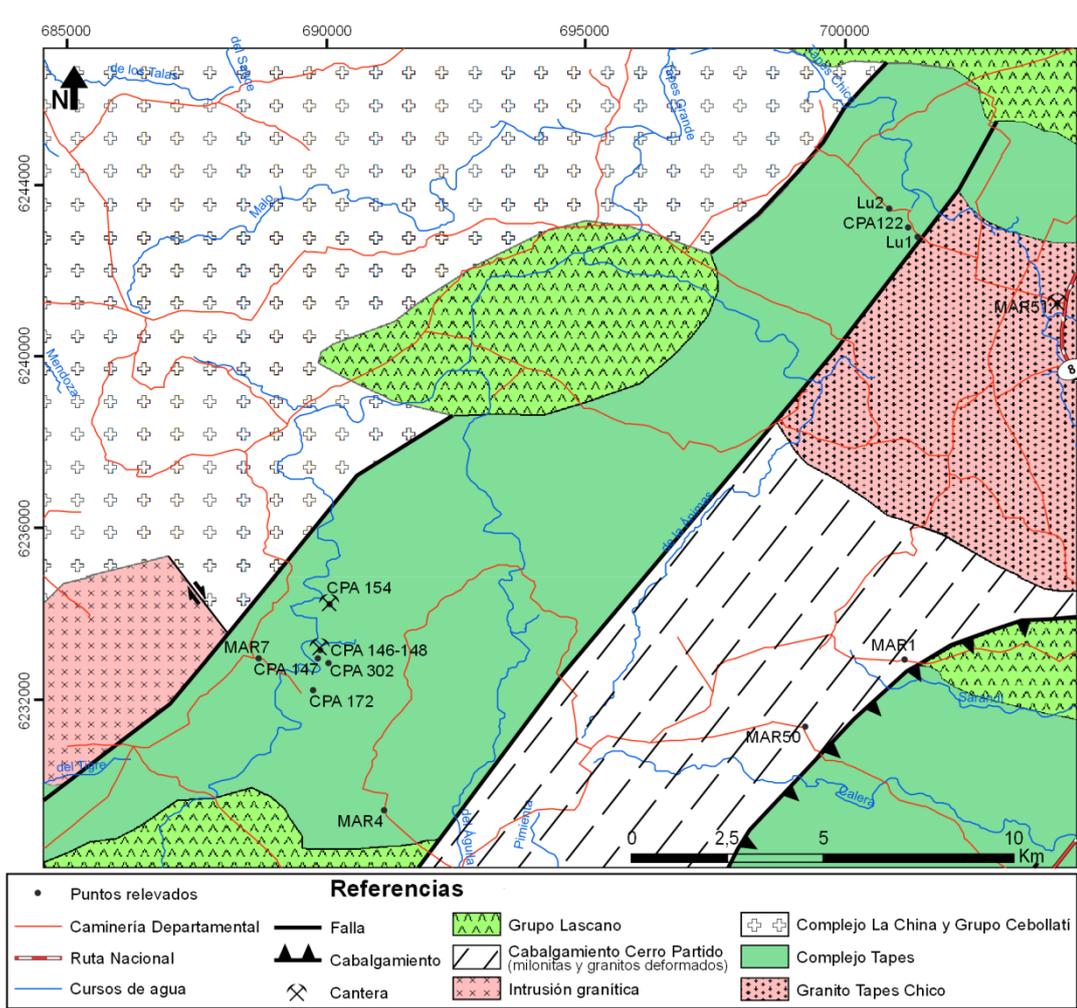
Tabla 2.: Resultados de análisis químicos realizados en muestras de rocas ultramáficas pertenecientes al Área Zapicán del Complejo Tapes (Bossi y Schipilov, 2007).

Mapa geológico del Área Zapicán



| Referencias | | | |
|-------------|--------------------------|--|-------------------|
| | Ruta Nacional | | Puntos relevados |
| | Caminería Departamental | | Cabalgamiento |
| | Grupo Arroyo del Soldado | | Complejo Tapes |
| | Milonitas graníticas | | Fm. Manguera Azul |
| | Grupo Cebollatí | | Complejo La China |

Mapa geológico del Área Tapes



Mapa geológico del Área Mariscalá

