

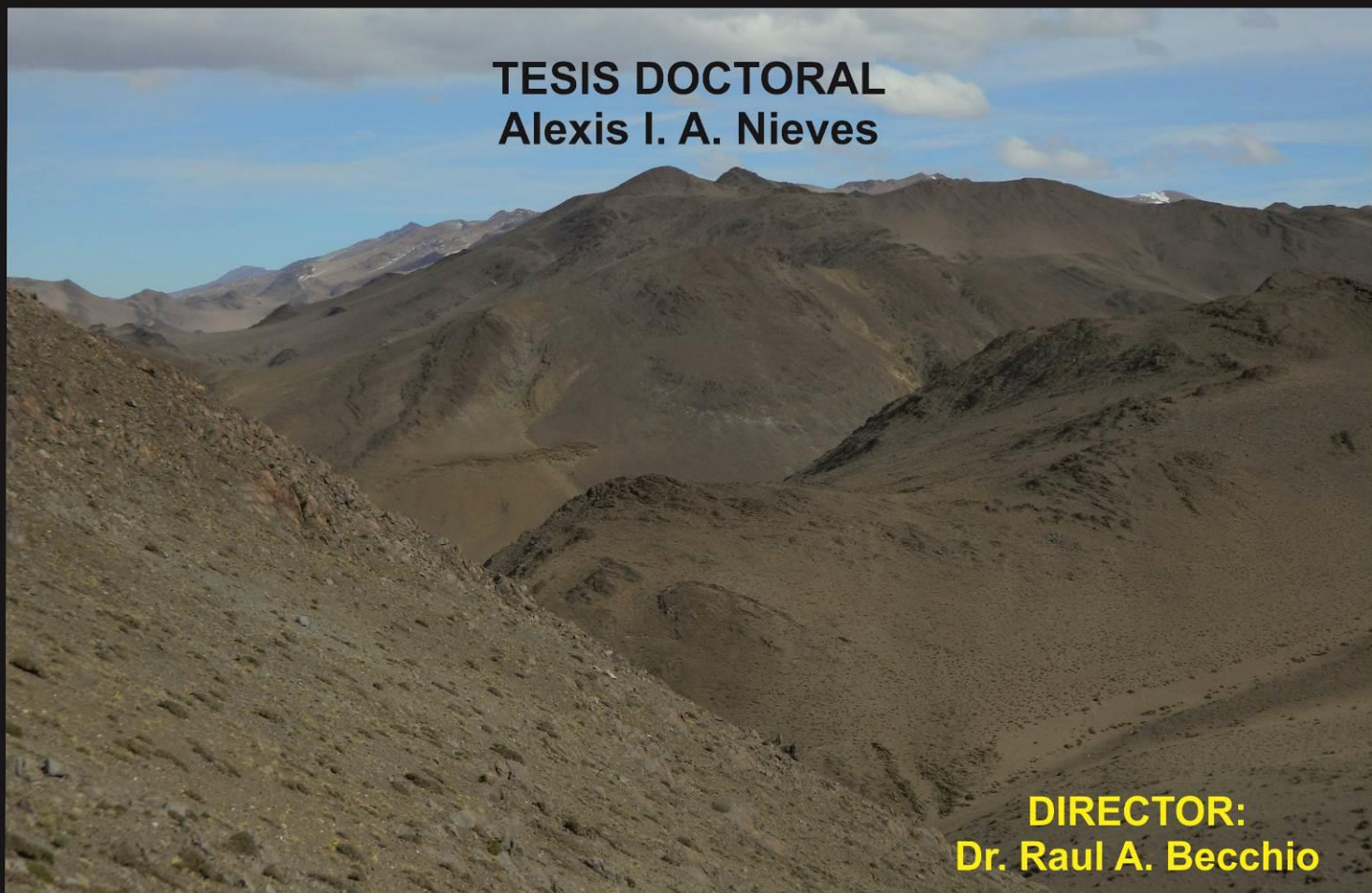


**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SALTA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES
DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**



**MAGMATISMO MÁFICO DE LA SIERRA DE CALALASTE.
IMPLICANCIAS EN LA CONFIGURACIÓN DE LA
CORTEZA CONTINENTAL DURANTE EL PALEOZOICO
INFERIOR.**

**TESIS DOCTORAL
Alexis I. A. Nieves**



**DIRECTOR:
Dr. Raul A. Becchio**

MARZO-2019

INDICE

RESUMEN	6
1. INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL	7
1.1. INTRODUCCIÓN	7
1.1.1. <i>Objetivos</i>	8
1.1.2. <i>Hipótesis de trabajo</i>	9
1.1.3. <i>Localización del área de estudio</i>	10
1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
1.3 ANTECEDENTES DE LA SIERRA DE CALALASTE	15
2. ACTIVIDADES Y METODOLOGÍA	17
2.1. TAREAS PRELIMINARES	17
2.2. TAREAS DE CAMPO	17
2.3. TAREAS DE GABINETE – LABORATORIO.....	17
3. TRATAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES.....	19
3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SATÉLITES LANDSAT.....	19
3.1.1 <i>Satélite LANDSAT 7 ETM+</i>	19
3.1.2 <i>Satélite LANDSAT 8</i>	21
3.2. IMÁGENES ASTER GDEM.....	22
<i>Generalidades</i>	22
<i>Principales características</i>	23
3.3. PROCESAMIENTO DE DATOS LANDSAT.....	23
<i>Resultados</i>	26
4. GEOLOGÍA DEL ÁREA.....	29
4.1. INTRODUCCIÓN	29
4.2. UNIDAD META-VULCANOSSEDIMENTARIA.....	29
4.2.1 <i>Metasedimentitas</i>	29
4.2.1.1. Vaques	29
4.2.1.2. Cuarcita.....	30
4.2.1.3. Pelitas	30
4.2.1.4. Filitas.....	30
4.2.1.5. Hornfels	30
4.2.1.6. Volcanosedimentitas	31
4.2.2. <i>Metavulcanitas</i>	31
4.3. UNIDADES ÍGNEAS.....	31
4.3.1. <i>Facies de Anortositas</i>	31
4.3.2. <i>Facies de gabros</i>	32
Microgabros.....	33
4.3.3. <i>Facies de rocas ultramáficas</i>	33
4.4. GEOLOGÍA DE LAS QUEBRADAS DE LA SIERRA DE CALALASTE.....	34
4.4.1. <i>Quebrada Cortaderas</i>	35
4.4.1.1. Zona Oeste.....	36
4.4.1.2. Zona Centro y Este	38
Volcanoclastitas.....	38
4.4.2. <i>Quebrada Tramontana</i>	45
4.4.2.1. Zona Este-Centro	45
4.4.2.2. Zona Centro-Oeste.....	49
4.4.2.3. Zona Oeste.....	50

4.4.3. Quebrada Cortaderas Chica	51
4.4.3.1. Zona Este	51
4.4.3.2. Zona Oeste.....	53
4.4.4. Quebrada La Bayita	56
4.4.4.1. Zona Este y Centro	56
5. PETROGRAFÍA	59
5.1. UNIDADES META-VULCANOSSEDIMENTARIA	59
Hornfel psamítico, pelíticos y riolítico	59
5.1.1. <i>Metavulcanitas</i>	60
5.1.1.1. Facies de riolitas	60
5.1.1.2. Facies de metavulcanita hornfelizada.....	62
5.1.2. <i>Metasedimentitas</i>	63
5.2.2.1. Facies de grauvacas	63
5.2.2.2. Facies de areniscas conglomerádicas	65
5.2.2.3. Facies de pelitas.....	66
5.2.2.4. Facies de areniscas feldespáticas.....	66
5.2.2.5. Facies de filitas.....	67
5.2.2.6. Facies de cuarcitas	67
5.2. UNIDADES ÍGNEAS.....	68
5.2.1. <i>Facies de metagabros</i>	68
Microgabro (e.g.: CL-16-6a; Cl-17-35c).....	69
Gabro de grano grueso (Cl-16-16a). Interior de los gabros	73
Gabro de grano fino (e.g.: Cl-16-15b, Cl-16-16).....	76
5.2.2. <i>Facies de meta-anortosita (e.g.: Cl-16-28)</i>	79
5.2.3. <i>Facies de diques de gabro horblendífero (e.g.: Cl-17-35c, Cl-17-40)</i>	79
5.2.4. <i>Facies de rocas ultramáficas</i>	80
5.2.5. <i>Facies de venas ultramáficas</i>	83
6. GEOQUÍMICA	85
6.1 METODOLOGÍA	85
6.2 ROCAS MÁFICAS	86
6.2.1 <i>Geoquímica de Tierras Raras</i>	89
6.2.2 <i>Ambiente Tectónico</i>	92
6.3 ROCAS ULTRAMÁFICAS.....	95
6.3.1 <i>Geoquímica de Tierras Raras</i>	98
6.4 ROCAS VOLCÁNICAS.....	100
6.4.1 <i>Geoquímica de Tierras Raras</i>	101
7. ISOTOPOS	102
7.1. ISOTOPOS Rb-Sr	102
7.2. ISÓTOPOS DE Sm/Nd.....	105
8. DISCUSIONES	109
8.1. PETROGRAFÍA	110
8.2. SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN EN ROCAS ULTRAMÁFICAS.....	111
<i>Texturas pos-magmáticas</i>	112
<i>Alteración</i>	112
8.3. CUMULATOS DE PLAGIOCLASA.....	113
8.4. GEOQUÍMICA	113
8.5. RELACIÓN DE EDADES	114
8.6. FUENTE	116

8.7. DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA	116
8.8. NATURALEZA Y FUENTE DEL MAGMA PARENTAL	117
8.9. AMBIENTE TECTÓNICO DE FORMACIÓN	118
8.10. MODELO CONCEPTUAL DE GENERACIÓN DE MAGMAS MÁFICOS Y FÉLSICOS.....	119
8.11. CONSIDERACIONES SOBRE TERRENOS.....	122
8.12. CONSIDERACIONES GENERALES DE METAMORFISMO	123
8.13. CONSIDERACIONES SOBRE METAMORFISMO DE ROCAS MÁFICAS	124
9. CONCLUSIONES GENERALES.....	125
10. BIBLIOGRAFÍA	127
11. AGRADECIMIENTOS	143
12. ANEXOS.....	144
12.1. CORTES DELGADOS.....	144

RESUMEN

En Faja magmática occidental de la Puna Austral, en la sierra de Calalaste aflora el Complejo Intrusivo máfico-ultramáfico Calalaste que registra un magmatismo intrusivo de *back arc* durante el desarrollo del Arco Famatiniano. Este complejo está compuesto por rocas ultramáficas, gabros, y anortositas intruidas en un basamento de bajo grado metamórfico compuesto de metasedimentos y metavulcanitas. Las rocas ultramáficas son segregados de fluidos máficos que se producen durante el proceso de ascenso y diferenciación magmática generando texturas cumuláticas. Los gabros son intrusivos provenientes de subplacados máficos en la corteza baja. El estudio de las relaciones de campo y de la petrografía evidencia sucesivos pulsos de magmas gábricos que se intruyen en la roca de caja generado potentes espesores de *hornfels* hasta de 10 m de espesor. En este escenario, los análisis geoquímicos muestran una clara diferenciación y evolución de los magmas máficos que ocurren desde toleíticas, toleíticos-calcoalcalino y calcoalcalinos. Por su parte el análisis isotópico muestran que la fuente de los magmas máficos se encuentra en el manto, debajo del arco magmático, mientras que la fuente que produjo las vulcanitas que forman parte de la roca de caja se encuentra en la corteza superior. La integración de la información de campo, petrográfica, geoquímica e isotópica permite asignar una edad Paleozoica Inferior a las rocas máficas intrusivas y un ambiente de *back arc* en el contexto del Arco Magmático Famatiniano.

Palabras Clave: Magmatismo máfico, Paleozoico Inferior, Intrusivos, Arco Famatiniano.

1. INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL

1.1. Introducción

La corteza continental es la evidencia más importante de diferenciación de silicatos en la tierra, a diferencia de la corteza oceánica que se forma por descompresión del manto superior en las dorsales centro-oceánicas (Lee, 2014 y citas allí). Particularmente en las zonas de subducción, los líquidos que se generan por fusión parcial requieren procesos de diferenciación, contaminación e hibridación para producir magmas intermedios y félsicos (Hawkesworth y Kemp 2006, Kelemen 1995, Rudnick y Fountain 1995, Taylor y McLennan, 1985, 1995). En el borde occidental de Gondwana, la subducción del Océano Iapetus durante el Paleozoico Inferior, generó un arco magmático (Pankhurst y Rapela 1998, Lucassen y Franz 2005, *Chew et al.* 2007), representado en el noroeste de Argentina, noreste de Chile, suroeste de Bolivia y Perú por un cinturón lineal relativamente extenso de rocas plutónicas y volcánicas calcálcas. En el NOA, sus rocas máficas tienen una expresión volumétrica restringida, no superan el 5%, forman principalmente diques y pequeños cuerpos intrusivos (Becchio *et al.* 1999a y b). Principalmente ocurren como gabros y dioritas - en mucha menor medida ocurren rocas ultramáficas-. Las edades modelos revelan dos grupos bien diferentes de rocas máficas, uno con edades de 1,8 Ga y otro con edades ≤ 1 Ga de ambientes geotectónicos diferentes. Estas rocas máficas han sido interpretadas de tres maneras (Zimmermann *et al.* 2014), 1) como representantes de suturas de terrenos Ordovícicos, 2) relacionadas a un arco ordovícico primitivo y 3) como relictos del basamento pre-ordovícico en contacto tectónico con sucesiones de una cuenca de retroarco ordovícica. Estos últimos autores reconocen los siguientes tipos litológicos: monzogabros, gabros y rocas ultramáficas (Sierra de Calalaste, Salar de Pocitos y Quebrada Volcán).

Las rocas máficas junto con las ultramáficas constituyen un elemento importante que permite analizar los procesos que ocurren en la corteza. Son herramientas útiles para discriminar ambientes tectónicos del pasado (Ortiz Suárez *et al.* 2012).

Los afloramientos de la Puna Austral, en donde se observan rocas básicas emplazadas tanto en secuencias superficiales con un metamorfismo en *facies* de subesquistos verdes hasta rocas en *facies* de anfibolitas y unidades graníticas, ofrecen una oportunidad excelente para estudiar el magmatismo básico y su relación con distintos niveles corticales de emplazamiento, desde la corteza media hasta la superficie. En la Puna Austral y más precisamente en la Sierra de Calalaste, hasta la actualidad no existen trabajos de detalle u orientados a explicar la petrogénesis de unidades básicas emplazadas durante el Paleozoico inferior, en donde las consideraciones alcanzadas puedan ser

extrapoladas a una escala regional para explicar de forma acabada la evolución y diferenciación del magmatismo del Paleozoico Inferior. En este sentido, la presente Tesis doctoral intenta determinar la génesis de magmas básicos de arco durante el Paleozoico inferior, en el ámbito de la Puna Austral y su vinculación con la evolución tectono – metamórfica del Orógeno Famatiniano en el noroeste argentino. Para ello, se estudian los diferentes tipos de roca máficas/ultramáficas y rocas de caja sobre la base de las relaciones de campo, de la geoquímica e isótopos. Con ello y la integración con estudios previos, se pretende avanzar en el conocimiento integral sobre el funcionamiento y construcción de corteza vinculada a un orógeno de subducción como el del Paleozoico inferior en el contexto del borde occidental del Gondwana.

1.1.1. Objetivos

Estuvieron direccionados a determinar la génesis de magmas básicos durante el Paleozoico Inferior, en el ámbito de la Puna Austral y su vinculación con la evolución tectono – metamórfica del Orógeno Famatiniano en el Noroeste Argentino. Estos estudios se integraron con estudios previos a modo de avanzar en el conocimiento integral del funcionamiento y construcción de la corteza vinculada a un orógeno de subducción como el del Paleozoico Inferior en el contexto del borde sur oeste de Gondwana.

Para cumplimentar estos objetivos fue necesario plantear una serie de actividades que se enumeran a continuación

- Se confeccionó un mapa geológico que muestra la información obtenida en las tareas de campo y dos mapas de detalle de las zonas de mayor interés.

- Se recolectaron muestras en las distintas campañas: Confección de secciones delgadas normales, orientadas y pulidas, preparación de muestras para análisis geoquímicos de roca total, elementos mayoritarios, trazas, tierras raras e isótopos.

- Se realizó un análisis petrográfico principalmente de las unidades magmáticas máficas y rocas metamórficas mediante lupa binocular y microscopio de polarización. Se identificaron distintos tipos de rocas ígneas y facies metamórficas en función de su paragénesis mineral y se determinó las composiciones modales de los cuerpos de rocas intrusivas más importantes.

- Se realizó el análisis por FRX para elementos mayoritarios/trazas (19 elementos), ICP-MS para tierras raras en roca total. Las determinaciones fueron llevadas a cabo en laboratorios de la Universidad Nacional de Salta y laboratorios privados.

- Se Determinó composiciones isotópicas de Sr, Pb, Nd. Fueron realizados en laboratorios de Brasil (Universidad de Brasilia) y en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Bremen (Alemania).

- Posteriormente se realizó un modelo que permitió integrar y explicar las implicancias que tiene el magmatismo básico en la configuración de la corteza

continental del Neoproterozoico- Paleozoico Inferior del Arco Famatiniano. Es decir, un modelo que explica en forma integral, la generación, movilización y emplazamiento de magmas básicos, así como la interacción con materiales corticales y el rol que tuvo o no, el magmatismo básico con el desarrollo de anomalías térmicas en niveles medios de la corteza.

1.1.2. Hipótesis de trabajo

Se considera para el borde occidental de Gondwana (Noroeste de Argentina), en tiempos Neoproterozoico Superior – Paleozoico Inferior, la existencia de un ambiente de subducción de larga duración vinculado al desarrollo de anomalías térmicas en niveles medios a inferiores de la corteza continental. En este orógeno, el metamorfismo y magmatismo, principalmente silíceo, están vinculados con condiciones de alta temperatura y presiones bajas a medias, durante un prolongado período de tiempo. En esas condiciones, el régimen térmico alto o anómalo requiere de la existencia de una fuente de calor que sea continua en el tiempo. La existencia de magmatismo máfico, emplazado como pequeños plutones, enjambres de diques y lavas de poco volumen, con una distribución regional, en niveles medios a superiores de la corteza, constituyen uno de los más efectivos mecanismos de conducción y acumulación de calor en ambientes corticales. Una configuración térmica cortical de estas características, favorece la ocurrencia de importantes procesos de fusión parcial con generación de magmas silíceos. A lo largo de la evolución de un orógeno de subducción con las características mencionadas, principalmente durante el Paleozoico inferior, el magmatismo máfico es contemporáneo con eventos de metamorfismo, con un vasto magmatismo silíceo y el desarrollo de amplias cuencas marinas. El estudio del magmatismo máfico, en niveles de emplazamiento medios a superiores de la corteza y en ambientes superficiales, constituye una de las pocas oportunidades de evidenciar y caracterizar una de las fuentes de calor necesaria para generar los importantes procesos de anatexis y metamorfismo de alta temperatura y evaluar su participación en la construcción de corteza continental y en la diferenciación de magmas asociada a un Orógeno de subducción.

En la sierra de Calalaste se observa un claro magmatismo bimodal representado por rocas máficas/ultramáficas y por rocas volcánicas silíceas. Estas últimas tienen mayor expresión areal. Las evidencias de campo apuntan a que las fuentes que formo cada uno de estos tipos litológicos pudo encontrarse en diferentes niveles estructurales. La existencia de estos productos ígneos es consecuencia de una historia geológica compleja cuyos resultados son manifestaciones plutónicas (rocas máficas y ultramáficas) y volcánicas (vulcanitas silíceas y vulcano-sedimentitas) y sedimentos (vaques, cuarcitas y pelitas).

Este con la Cordillera Oriental, hacia el Sur con la Cordillera de Sanbuenaventura (Aproximadamente 27° de latitud Sur) y hacia el Norte se extiende por Bolivia hasta el Sur de Perú. Coincide con un área de gran espesamiento cortical donde la corteza continental tiene 60 km de espesor (Isacks 1988) producto de la orogenia andina. Esto se debe al acortamiento tectónico e incremento térmico ocurrido durante el Cenozoico, coincidente con un incremento en la tasa de convergencia de placas y del ángulo de subducción (Isacks 1988, James y Sacks, 1999).

Está caracterizada estructuralmente por fallamiento submeridional de bloques de basamento y por plegamiento de cubierto cenozoica.

La Puna comprende un área de 100.000 km² en el noroeste de Argentina (Turner 1972). Está representado por estratos volcanes, domos volcánicos de composición andesítica y dacítica, calderas volcánicas asociadas a flujos ignimbríticos y conos basálticos monogénicos. Estos productos volcánicos se intercalan con depósitos terciarios continentales.

El ascenso de la región ha sido atribuido a varios factores como adelgazamiento litosférico (Isacks 1988), subsecuente delaminación (Kay *et al.* 1994), instauración de una cuña de empuje en el basamento regional (Kley *et al.* 1997, McQuarrie y DeCelles 2001) e intracabalgamientos en el cratón brasiliano (Isacks 1988).

En la región de la Puna, las secuencias magmáticas, metamórficas y sedimentarias del Paleozoico Inferior están bien expuestas. Aunque, desaparecen hacia la margen occidental, donde están cubiertas por representantes de un voluminoso vulcanismo andino del Cenozoico Superior (Viramonte *et al.* 2007).

La Puna está dividida en dos subprovincias con distintas características geológicas (Fig. 1.2). La Puna septentrional o Jujena al Norte corresponde a las rocas más antiguas del Ordovícico y la Puna Austral o Salto-catamarqueña (Alonso *et al.* 1984) hacia el Sur expone rocas metamórficas Proterozoicas. Por consenso se acepta que la Puna Septentrional expone los niveles corticales más superficiales cuyos representantes son secuencias vulcano-sedimentarias de bajo grado metamórfico, mientras que la Puna Austral expone niveles corticales más profundos integrados por rocas de más alto grado metamórfico e intrusiones graníticas (Mon y Hongn 1987, 1996).

El límite entre estas subprovincias está dado por el lineamiento Calama-Olapato-Toro (Salfity *et al.* 1975), tiene orientación NW-SW. Está definido como un sistema de fallas sinestrales que se extiende desde la costa del pacífico en Chile, hasta la cordillera Oriental en Argentina.

El magmatismo ordovícico en la Puna está representado por dos fajas de rocas predominantemente volcánicas: la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (FEPO, Méndez *et al.* 1973) y la Faja Eruptiva de la Puna Occidental (FEPOC, Palma *et al.* 1986). El arco magmático de la Puna Occidental (FEPOC) se desarrolla sobre el terreno Arequipa-Antofalla, mientras que la oriental (FEPO) se desarrolla en el margen Oeste de la Puna (Conti *et al.* 1996) o bien en la

margen Oeste del terreno Pampia (Ramos 2000). De acuerdo a Becchio et al. (1999a y b) ambas regiones poseen un basamento común pampeano. La variedad de tipos litológicos (plutónicos y volcánicos), donde las rocas plutónicas dominan sobre las volcánicas, hace necesario revisar la denominación de “Faja Eruptiva” (Coira 1973, Suzaño et al. 2017b). Se considera que la variedad litológica observada en estos cinturones magmáticos y su alcance regional son elementos necesarios para resumirlos bajo el nombre de “Fajas Magmáticas de la Puna Oriental y Occidental”.

Las rocas volcánicas y plutones que exhiben afinidades de arco caracterizan la Faja Magmática Occidental (FMPOC) de la Puna, mientras que en la Faja Magmática de la Puna Oriental (FMPO), el vulcanismo bimodal está representado por dacitas y basaltos extruidos contemporáneamente con la intrusión de cuerpos superficiales y sedimentación subacuática. Este cinturón magmático es la extensión norte del arco Famatiniano (Ramos 1988, Pankhurst et al. 1998, Rapela et al. 2018).

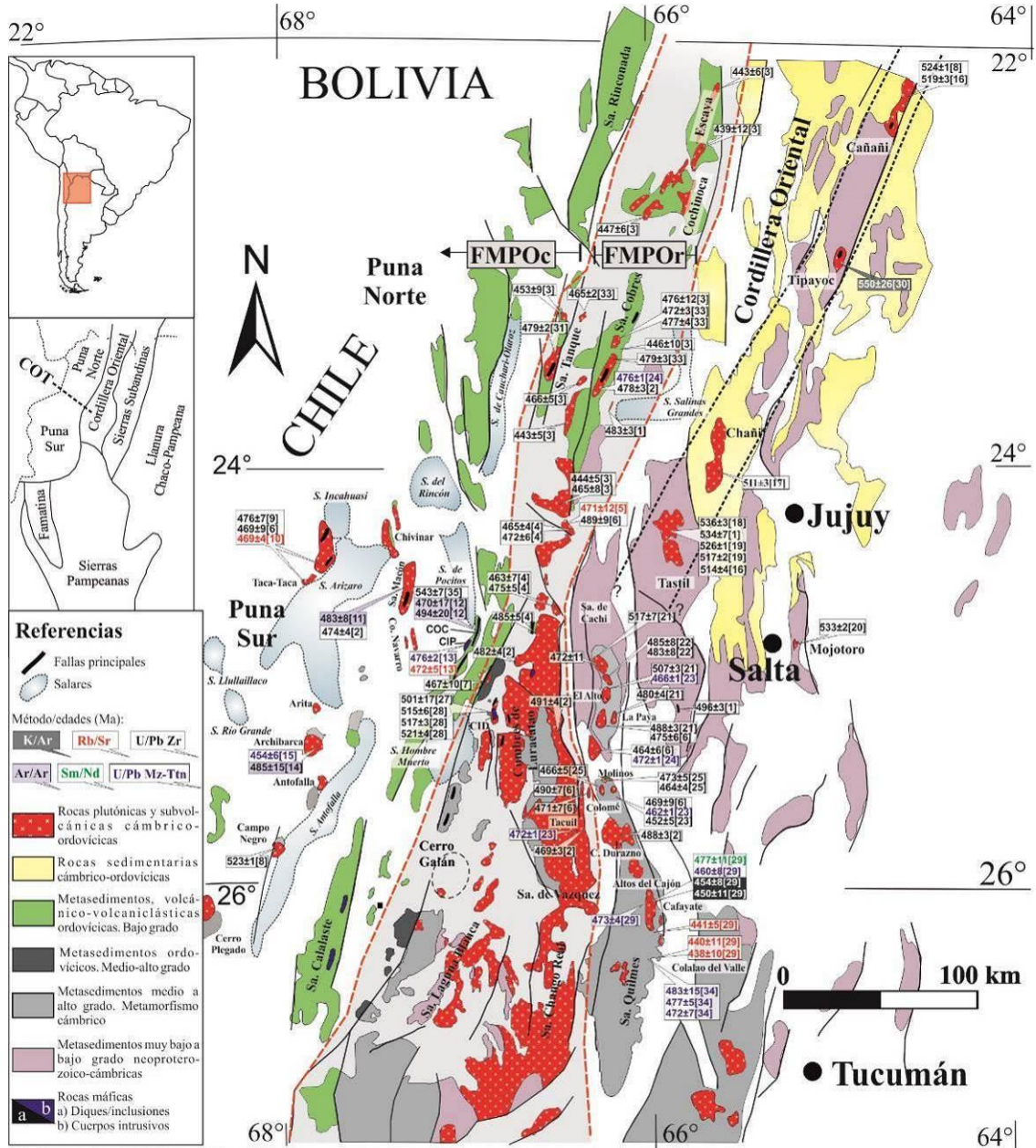
Omarini et al. (1984) interpretan a la FMPO como una faja ordovícica-silúrica constituida predominantemente por pórfidos riódacíticos en la Puna Septentrional y granodioritas en la Puna Austral. En la Puna Septentrional se define el Complejo plutónico del Río Las Burras (CPRLB, Elortegui Palacios 2011, Elortegui Palacios et al. 2011) que constituye uno de los complejos plutónicos más importantes del magmatismo ordovícico Septentrional. Comprende la Granodiorita Quepente, el Monzogranito Churcal y el Granito Las Burras (Zappetini 1989). Estos cuerpos intruyen una secuencia metasedimentaria-magmática leptometamórfica ordovícica y localmente desarrollan metamorfismo de contacto. Por su parte la sub-provincia Puna Austral presenta niveles erosivos más profundos evidenciados por la presencia de plutones. El extremo sur de esta faja expone a los complejos metamórficos de las Sierras Pampeanas afectados por plutonismo ordovícico, mientras que la puna norte incluye a las secuencias vulcano-sedimentadas ordovícicas y plutonismo concomitante (Mon y Hongn 1996, Suzaño et al. 2017) .

La FMPOC es de naturaleza vulcano-sedimentaria, se extiende desde el Cordón de Lila (Chile) al Oeste, hasta Aguada de la Perdiz, Laguna Múca, Salina de Jama, Filo de Pircas, Sierras de Huaitiquina y Guayaos al Este y Sudeste.

El basamento en el segmento norte, entre 18° y 28°S, puede dividirse en dos Grupos: 1) Formación Puncoviscana (Ediacario- Cámbrico Inferior) (Turner 1960, 1964, Rapela et al. 2018). Representa las rocas más antiguas aflorantes en la región y consisten de un basamento de bajo grado metamórfico representado por una secuencia metasedimentaria pobremente expuesta en la Provincia de la Puna (apenas presente en los alrededores de San Antonio de los Cobres). Esta Formación separa el bloque de Arequipa del Cratón Amazónico (Ramos 2000) y en sentido amplio integra el Ciclo Pampeano (Harrington 1975) entre los 700-500 Ma (Blasco et al. 1996).

La cuenca de Puncoviscana es interpretada como de tipo intracratónica por Jezek et al. (1985); en la margen continental oeste abierta el océano del Cratón

Pampia (Ramos y Vujovich 1995, Rapela et al. 2016 y citas allí), una cuenca periférica formada en respuesta a la acreción del terreno Pampia con el Cratón del Río de la Plata (Kraemer et al. 1995) en el Proterozoico-Cámbrico inferior, o una cuenca intracontinental con *suits* ígneas bimodales, formada como consecuencia de la fragmentación del supercontinente Rodinia a los ~800 Ma (Omarini et al. 1999).



Referencias bibliográficas:

- [1] Hauser et al. (2011) [8] Escayola et al. (2011) [15] Lucassen et al. (2011) [22] Pearson et al. (2012)
- [2] Insel et al. (2012) [9] Makepeace et al. (2002) [16] Bachman et al. (1987) [23] Lork et al. (1989)
- [3] Bahlburg et al. (2016) [10] Llambias y Caminos (1986) [17] Zappettini et al. (2008) [24] Lork y Bahlburg (1993)
- [4] Viramonte et al. (2007) [11] Koukharsky et al. (2002) [18] Matteini et al. (2008) [25] Sola et al. (2013)
- [5] Omarini et al. (1984) [12] Blasco et al. (1996) [19] Hongn et al. (2010) [26] Einhorn et al. (2010)
- [6] Einhorn et al. (2015) [13] Kleine et al. (2004) [20] Aparicio González et al. (2011) [27] Suzaño et al. (2015)
- [7] Domínguez et al. (2006) [14] Palma et al. (1986) [21] Hongn et al. (2014) [28] Ortiz et al. (2015)
- [29] Buttner et al. (2005)
- [30] Omarini et al. (1996)
- [32] Coira et al. (2009)
- [33] Zappettini (2008)
- [34] Finch et al. (2017)
- [35] Zimmermann et al. (2014)

Figura 1.2. Mapa geológico regional de la distribución de las unidades de basamento de la Provincia Geológica Puna. Modificado de Suzaño et al. 2017.

Generalidades de rocas máficas/ultramáficas de la Puna Austral

Werlitas, serpentinitas y peridotitas están preservadas en la **Puna Austral** como escamas tectónicas en las sucesiones ordovícicas turbidíticas datadas bioestratigráficamente (Argañaraz et al., 1973; Allmendinger et al., 1983; Kay et al., 1984; Zappettini et al., 1994). Las asociaciones máficas y ultramáficas fueron consideradas como ofiolitas Ordovícicas por Allmendinger et al. (1983), Forsythe et al. (1993), y Blasco et al. (1996). Otros, en base a datos estructurales las consideran pre-Ordovícicas, probablemente de edad Precámbrica (Mon y Hongn, 1991). Balhburg y Hervé (1997) asumen que las asociaciones ultramáficas son Ordovícicas debido a que 1) la subducción es hacia el Este, debajo de la Cordillera Oriental, Este de la Puna Austral durante el Ordovícico, está evidenciado por plutones Tronjemíticos (derivados de una corteza máfica) ubicados en la Cordillera Oriental (Galliski et al. 1989; Rapela et al. 1992, Ramos y Vujovich 1995), 2) Estan siempre asociadas a depósitos ordovícicos y 3) las rocas precámbricas son muy escasas en la puna.

Las unidades Cámbricas y Ordovícicas del **norte de Chile, puna y Cordillera Oriental** fueron plegadas en el Ashgilliano durante la orogenia Oclóyica (Turner y Méndez 1979, Monaldi y Boso 1987). En la Puna este evento tectónico produjo un plegamiento de vergencia Oeste (Mon y Hongn 1987), aunque los pliegues también tienen vergencia hacia el Este a lo largo del margen occidental de la Puna (Moya et al. 1993). Las rocas magmáticas de la FMPO fueron deformadas por zonas de cizalla sinetral y subvertical (Balhburg 1990). Los intrusivos de la FMPO dieron edades de 476 y 467 ± 1 Ma (Ordovícico Medio, Omarini et al. 1984, Lork y Bahlburg 1993). Sin embargo, en la Puna septentrional, los intrusivos, incluyendo uno de los granitos fechados, intruyeron rocas sedimentarias plegadas con graptolitos de la época del Ordovícico Tardío (Bahlburg et al. 1990).

La evolución del borde occidental de Gondwana en el NOA culmina con la orogenia Oclóyica en el Ordovícico Tardío. Esta orogenia es producto de la colisión del bloque alóctono Arequipa – Antofalla con el borde occidental de Gondwana. Su historia acrecional contrasta con la del centro de Argentina y Chile, donde los bloques de Precordillera y Chilenia se acoplan al borde de Gondwana en el Ordovícico Tardío y Devónico Tardío, respectivamente (Balhburg y Hervé, 1997).

Según Balhburg y Hervé, 1997, la evolución geodinámica del NOA se puede resumir de la siguiente manera:

- Neo proterozoico (Deposición de metaturbiditas de la Fm Puncoviscana)
- Cámbrico Tardío (Margen pasivo, deposición del Grupo Mesón en ambiente marino epírico, (Sánchez y Salfity, 1990 y Gohrbrandt, 1992).
- Ordovícico Tardío (Colisión Laurentia - Oeste de Sudamérica).
- Silúrico Temprano – Carbonífero Tardío (cese de actividad magmática y metamórfica, duración 100 Ma (Margen pasivo de Gondwana).
- Carbonífero Tardío (inicia la subducción que forma el plato de los Andes)

El magmatismo básico (gabros-dioritas) es de suma importancia en la Puna como fuente de calor para los distintos procesos geológicos. En general, el magmatismo básico de origen mantélico y que está asociado a un arco magmático es capaz de participar en procesos de fusión parcial, hibridación y asimilación de rocas metasedimentarias, a través del calor que suministra a la corteza (Ducea et al., 2015). Estos *Inputs* de magmas gábricos inyectados en la base de esta corteza producen fusión parcial y generación de fundidos félsicos (Suzaño et al. 2015). Estos últimos pueden interactuar con intrusiones máficas dando origen a un amplio espectro de rocas tales como: cuarzo-dioritas, monzonitas, tonalitas, granodioritas y granitos (Suzaño et al. 2015, 2017).

1.3 Antecedentes de la Sierra de Calalaste

La sierra de Calalaste conforma una angosta y extensa elevación en la provincia geológica Puna, departamento de Antofagasta de la Sierra (Provincia de Catamarca) (Fig. 1.1 y 1.2). Allí afloran cuerpos de monzogabros, gabros y rocas cumulares ultramáficas (Guillou, 1974; Quenardelle y Poma, 2008; Zimmermann et al., 1999, 2014). En la zona de estudio, el Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana (CBUT, Seggiaro et al, 1999) ocurre como cuerpos estratificados, lenticulares y cizallados.

Los aportes más significativos al conocimiento de rocas máficas/ultramáficas en la Sierra de Calalaste pueden enumerarse de la siguiente manera:

Argañaraz et al. (1973) reportan por primera vez el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina, en el SE del salar de Pocitos. Éstas, de acuerdo a su relación estructural con la roca de caja (Fm Caucota) son asignadas al periodo Ordovícico e interpretadas como derivadas de una fuente peridotítica que posteriormente se metamorfizó.

Los primeros estudios de rocas básicas y ultrabásicas de la sierra de Calalaste fueron realizados por Gillou (1974). Fueron principalmente interpretadas como una corteza oceánica obductada durante la colisión de un alóctono occidental (Terreno Arequipa-Antofalla, TAA) con el Cratón Sudamericano.

Martos (1982) describe las rocas básicas de la sierra de Calalaste como integradas por un stock de gabro horblendífero de grano fino compuesto por anfíboles cálcicos (hasta un 60%), anortita y escaso cuarzo. Estas rocas fueron clasificadas dentro del grupo de Gabro-basaltos e interpretadas como parte de un complejo ofiolítico.

Bahlburg et al. (1997) sobre la base de datos geoquímicos postulan que las rocas ultrabásicas de la Puna se emplazaron en un ambiente extensional de trasarco con un sustrato continental perteneciente al TAA. De comprobarse que corresponde a un alóctono, este se habría acrecionado al Cratón Sudamericano con anterioridad al Cámbrico Medio.

Zimmermann et al. (1999) sugirieron que las rocas básicas y ultrabásicas de la Puna Austral son pre-ordovícicas y que se emplazan tectónicamente en sucesiones ordovícicas.

Hongn et al. (2003) realizan un relevamiento de cinco quebradas en la sierra de Calalaste para controlar aspectos litológicos y estructurales y un muestreo detallado de las áreas con indicios de mineralización con el fin de realizar un estudio geoquímico y mineralógico.

Pinheiro, G.M.S (2007) realiza una caracterización petrografía, geoquímica e isotópica de las diferentes rocas expuestas en las Quebradas de Tramontana y Cortaderas Chica localizadas en la parte central de la Sierra de Calalaste. Obtiene una edad U-Pb (método LA-ICP-MS) de circón en rolitas de $495,1 \pm 2,9$ Ma, interpretada como edad de cristalización del protolito, atribuyéndolo al final del Cámbrico. Esta riolita constituye parte de la roca de caja de los intrusivos máficos/ultramáficos de la Sierra de Calalaste

Zimmermann et al. (2014) postulan que las rocas básicas y ultrabásicas de la Puna Austral son pre-ordovícicas, emplazadas tectónicamente en las sucesiones ordovícicas. A partir de dataciones U-Pb (método LA-ICP-MS) en circones asignan una edad de $543 \pm 7,2$ Ma a los gabros y una composición geoquímica coherente con un ambiente de arco.

Naidoo et al (2016) obtiene una edad de 571 ± 14 Ma (Edad Pre-Pampeana) en circones relícticos de cuarcitas de Calalaste. Las cuarcitas forman parte de la secuencias metasedimentarias que constituyen la caja de los intrusivos máficos/ultramáficos. Estos autores interpretaron esta edad en cuarcitas como la máxima edad de depositación atendiendo a las interpretaciones de autores previos que habían inferido que para ese tiempo en Perú había un margen activo que corresponde al sector occidental de Gondwana. Sin embargo, hasta el momento no se han encontrado afloramientos de rocas fuentes de edad Ediacarano- Pre pampeano en toda la región, incluyendo los Andes centrales del Sur.

2. ACTIVIDADES Y METODOLOGÍA

2.1. Tareas Preliminares

- Recopilación y análisis del material bibliográfico, cartográfico.
- Fotointerpretación en pares estereográficos y confección de un mapa preliminar sobre la base de imágenes satelitales (ASTER – LANDSAT 7 y 8) y fotografías aéreas.

2.2. Tareas de Campo

Se considera que la zona seleccionada es lo suficientemente representativa de las diferentes series de rocas máficas del basamento emplazadas desde niveles medios corticales hasta la superficie. Los trabajos fueron de detalle, especialmente en aquellos afloramientos donde se observaron las relaciones espaciales entre las unidades máficas y las rocas metamórficas (muy bajo a medio grado) e ígneas félsicas. Se hizo énfasis en la definición de la morfología y yacencia de los cuerpos ígneos máficos y su relación con el encajonante. Estas unidades fueron mapeadas y sus datos volcados en fotografías aéreas e imágenes satelitales LANDSAT 7 y 8 a distintas escalas según el tamaño, relaciones de campo y litología de los afloramientos. Se precisaron varios viajes de campo de hasta 10 días de duración para el desarrollo de este doctorado, durante los cuales se realizaron: Control y corrección de aquellos rasgos geológicos identificados durante el desarrollo del mapa preliminar. Observación y mediciones de los rasgos estructurales principales; fallas, pliegues, foliación, lineación e indicadores cinemáticos. Toma de muestras normales y orientadas de las unidades más representativas. Se realizaron perfiles detallados de las distintas zonas del metamorfismo vinculado al magmatismo básico con la finalidad de establecer condiciones de metamorfismo. También se observaron estructuras mayores preandinas que afectaron tanto a los cuerpos básicos como a las metamorfitas.

2.3. Tareas de Gabinete – laboratorio

- Se confeccionó tres mapas base donde se documentó la información obtenida en tareas de campo.
- Se preparó 51 muestras recolectadas en las distintas campañas: Confección de 67 secciones delgadas normales, orientadas y pulidas, preparación de 15 muestras para análisis geoquímicos de roca total, elementos mayoritarios, trazas, tierras raras e isótopos (15 muestras).
- Se realizó la petrografía principalmente de las unidades magmáticas máficas/ultramáficas, volcánicas, y rocas metasedimentarias mediante lupa binocular y microscopio de polarización. Se identificó distintos tipos de rocas ígneas y *facies* metamórficas en función de la paragénesis mineral y

determinación de las composiciones modales de los cuerpos de rocas intrusivas más importantes.

-Se realizó el análisis por FRX para elementos mayoritarios/trazas (19 elementos), ICP-MS para tierras raras. Las determinaciones fueron llevadas a cabo en un laboratorio privado (ALS).

-Se realizó la determinación de composiciones isotópicas para isótopos de Sr y Nd. Un total de 15 muestras (rocas ultramáficas, máficas, volcánicas) fueron analizadas en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Bremen (Alemania). Los datos fueron obtenidos en el laboratorio MARUM de la universidad de Bremen, Alemania. Los detalles de procedimientos y equipamientos pueden ser obtenidos de la página web www.marum.de/en/about-us/Isotope-Geochemistry/Lab-Infrastructure.html.

-Determinaciones geocronológicas: teniendo en cuenta que para el caso de rocas máficas es complejo la obtención de fases minerales para fechar la roca, se decidió no hacer edad en circones de gabros, puesto que luego de realizar y analizar el concentrado, se observó que todos los circones son de origen detrítico (metasedimentitas de muy bajo grado). Se abordó a esta conclusión luego de analizar los bordes de los circones presentes y de inferir que un magma máfico de alta temperatura (aprox 1110 °C) pudo haber digerido los mismos de la roca de caja metasedimentaria.

3. TRATAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES

3.1 Características generales de los satélites LANDSAT

Las imágenes de los satélites Landsat tienen una resolución relativamente alta de la superficie del planeta Tierra. Son obtenidas de modo sistemático a través de uno de los sensores Landsat (MSS, TM o ETM+) de la NASA.

Estas imágenes son adquiridas desde 1972, con una variedad de características a considerar (Tabla 3.1). La serie Landsat se compone de seis satélites operativos que reúnen a tres diferentes sensores. El sensor MSS (Landsat 1-5) provee las imágenes Landsat más antiguas y de más baja calidad, desde 1972 hasta el presente. El sensor TM (Landsat 4-5) proporciona mayor calidad que su antecesor y está disponible desde 1984 hasta el presente. El sensor ETM+ del Landsat 7 fue el de mejor calidad de todos, hasta que un desperfecto mecánico en mayo de 2003 provocó vacíos de información en las imágenes. No obstante, el Landsat 7 continúa tomando imágenes a pesar de su desafortunado defecto. Los satélites Landsat adquieren imágenes de un modo regular y en mosaicos, siguiendo el sistema de referencia mundial (WRS1 para MSS, WRS2 para TM y ETM+). El 11 de febrero del 2013, fue lanzado el satélite LANDSAT 8. Sus escenas tienen un total de 11 bandas espectrales distribuidas en dos sensores: el OLI y el TIRS. Los datos LANDSAT 8 se distribuyen de manera gratuita en la página de la USGS: <http://glovis.usgs.gov/>. Los satélites Landsat siguen una órbita circular, repetitiva y sincronizada con el sol, cerca de la órbita terrestre.

El tratamiento de imágenes satelitales es de gran ayuda en el reconocimiento, diferenciación e interpretación de la geología de áreas a estudiar, siendo un trabajo necesario antes de reconocer las distintas unidades litológicas y estructuras en el campo (Martín-González *et al.*, 2007; Amer *et al.*, 2009; Anzil y Martino, 2010; entre otros).

Las bandas 1, 2 y 3 corresponden al espectro visible y conjuntamente forman el color verdadero en una combinación RGB 321. Las bandas 4, 5 o 7 de ETM+ son usadas en combinación con las bandas 1, 2 y 3 para caracterizar las condiciones de la vegetación. Por su parte, las combinaciones 731 o 742 son muy utilizadas para la discriminación de unidades litológicas en la rutina de la cartografía geológica. Algunas veces es necesario convertir los valores radiométricos desde el inicio de las mediciones del sensor, a fin de compensar los efectos atmosféricos (correcciones radiométricas).

3.1.1 Satélite LANDSAT 7 ETM+

El Landsat 7 es uno de los satélites actualmente operacionales del programa Landsat, financiado por los Estados Unidos. Fue lanzado en abril de 1999 con un nuevo sensor denominado ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). Su

operación es administrada por la NASA y la producción y comercialización de las imágenes depende de la USGS (*United States Geological Survey*).

Una imagen Landsat ETM+ está compuesta por 8 bandas espectrales que pueden ser combinadas de distintas formas para obtener variadas composiciones de color u opciones de procesamiento. Entre las principales mejoras técnicas con respecto a su antecesor, el satélite Landsat 5, se destaca la adición de una banda espectral (Banda Pancromática) con resolución de 15 m. También cuenta con mejoras en las características geométricas y radiométricas y una mejor resolución espacial de la banda térmica para 60 m.

Satellite	Spectral Resolution (μm)	Band	Spatial Resolution (meters)
Landsat 1-3	MSS		
	Band 4: 0.50 - 0.60	Green	79
	Band 5: 0.60 - 0.70	Red	79
	Band 6: 0.70 - 0.80	Near IR	79
	Band 7: 0.80 - 1.10	Near IR	79
Landsat 4-5	MSS		
	Band 4: 0.50 - 0.60	Green	82
	Band 5: 0.60 - 0.70	Red	82
	Band 6: 0.70 - 0.80	Near IR	82
	Band 7: 0.80 - 1.10	Near IR	82
	TM		
	Band 1: 0.45 - 0.52	Blue	30
	Band 2: 0.52 - 0.60	Green	30
	Band 3: 0.63 - 0.69	Red	30
	Band 4: 0.76 - 0.90	Near IR	30
	Band 5: 1.55 - 1.75	Mid IR	30
	Band 6: 10.4 - 12.5	Thermal	120
	Band 7: 2.08 - 2.35	Mid IR	30
Landsat 7	ETM+		
	Band 1: 0.450 - 0.515	Blue	30
	Band 2: 0.525 - 0.605	Green	30
	Band 3: 0.630 - 0.690	Red	30
	Band 4: 0.760 - 0.900	Near IR	30
	Band 5: 1.550 - 1.750	Mid IR	30
	Band 6†: 10.40 - 12.5	Thermal	60
	Band 7: 2.080 - 2.35	Mid IR	30
	Band 8: 0.52 - 0.92	Pan	15

Tabla 3.1. Características radiométricas de los sensores de la serie Landsat. La Banda 6 en el Landsat 7 es dividido en 2 bandas, alta y baja ganancia.

Principales características

- ❖ Adición de una banda pancromática con resolución espacial de 15 m.
- ❖ Perfeccionamiento del sistema de calibración radiométrica de los sensores, lo que garantiza una precisión radiométrica absoluta de 5%.
- ❖ Perfeccionamiento de la geometría de captura, lo que brinda una mayor precisión de las imágenes.

Datos

Con el fin de lograr la discriminación e identificación de unidades litológicas presentes en la zona de Calalaste, se adquirieron imágenes Landsat 7 ETM+ de la página web “*Global Land Cover Facility*” (GCLF), de la Universidad de Maryland. Los datos Landsat 7 ETM+ son ortorectificados por la empresa *Earth Satellite Corporation, Rockville, Mariland* bajo contrato de la NASA. Para tal fin se utilizan puntos de control provistos por la *Nacional Imagery and Mapping Agency* (NIMA) y para minimizar las distorsiones por efecto de la topografía, se integran modelos digitales de elevación de diferentes fuentes, con resoluciones espaciales de 30 m a 1 Km. La precisión planimétrica corresponde a 50 m y la validación de los datos demuestra que la misma es menor a 50 m y en algunos sitios 20 m.

Metodología de acceso a los datos

Los datos Landsat 7 ETM+ se distribuyen sin costo alguno ni restricciones de uso en el sitio <ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/glcf/Landsat/WRS2/>. Para su adquisición se utiliza el programa 3D FTP 7.0.

La adquisición de las imágenes es a través de la página <http://glcf.umd.edu/data/gls/> del *Global Land Cover Facility* (GCLF). Las imágenes aparecen organizadas según filas (*row*) y columnas (*path*). En este sitio se selecciona primero el *Path* (232) y luego el *Row* (078), que corresponde a la imagen de la zona de estudio. Luego se elige el archivo *ETM-EARTHSAT-ORTHORECTIFIED* perteneciente al sensor ETM+ que muestra los archivos con extensión jpg, met y tif (gz) correspondientes a las vistas preliminares, metadatos y bandas comprimidas respectivamente.

3.1.2 Satélite LANDSAT 8

El satélite LANDSAT 8 (LDCM: *Landsat Data Continuity Mission*, Misión de Continuidad de la Información Landsat) fue lanzado el 11 de febrero del 2013 a partir de una operación conjunta entre la NASA y la USGS.

Este satélite reemplaza al LANDSAT 5 TM y LANDSAT 7 ETM, cuenta con 2 instrumentos de toma de datos: el OLI, *Operational Land Imager*, o Generador Operacional de Imágenes de Tierra y el TIRS, *Thermal Infrared Sensor*, o Sensor Infrarrojo Térmico. Las escenas de Landsat 8 tienen un total de 11

bandas espectrales, 9 tomadas por el OLI y 2 por el TIRS. En la tabla 3.2 se describen las principales características de las mismas.

Los datos LANDSAT 8 se distribuyen de manera gratuita en la página de la USGS: <http://glovis.usgs.gov/>.

Bandas Espectrales de OLI	Longitud de onda	Resolución
Banda 1 - Costero / Aerosol	0.433 - 0.453 μm	30 m
Banda 2 - Azul	0.450 - 0.515 μm	30 m
Banda 3 - Verde	0.525 - 0.600 μm	30 m
Banda 4 - Roja	0.630 - 0.680 μm	30 m
Banda 5 - Infrarrojo cercano	0.845 - 0.885 μm	30 m
Banda 6 - Infrarrojo de onda corta	1.560 - 1.660 μm	30 m
Banda 7 - Infrarrojo de onda corta	2.100 - 2.300 μm	30 m
Banda 8 - Pancromática	0.500 - 0.680 μm	15 m
Banda 9 - Cirrus	1.360 - 1.390 μm	30 m
Bandas Espectrales de TIRS	Longitud de onda	Resolución
Band 10 - Infrarrojo termal o de onda larga	10.30 - 11.30 μm	100 m
Band 11 - Infrarrojo termal o de onda larga	11.50 - 12.50 μm	100 m

Tabla 3.2. Principales características de las bandas espectrales OLI y TIRS. Fuente: Secretaría de Ambiente y desarrollo sustentable de la Nación.

3.2. Imágenes ASTER GDEM

Generalidades

Las imágenes *ASTER Global Digital Elevation Model* (ASTER GDEM) son recogidas por el radiómetro japonés llamado ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Este radiómetro es uno de los cinco instrumentos de observación de la tierra que viaja a bordo del satélite americano TERRA, lanzado en diciembre de 1.999.

Hasta ahora el mapa topográfico de mayor cobertura global fue el obtenido por la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) de la NASA (Woody Turner, científico del programa ASTER de la NASA en Washington). Las SRTM abarcan el 80 % de la superficie del globo, entre los 60 grados de latitud

Norte y los 57 grados de latitud Sur. Sin embargo, en terrenos escarpados y en algunas zonas desérticas los resultados de la misión no fueron muy precisos. Las ASTER GDEM amplía la cobertura a un 99%, entre los 83 grados de latitud Norte y los 83 grados de latitud Sur. En síntesis, las imágenes ASTER GDEM proveen datos topográficos de la más alta resolución espacial a nivel mundial disponible hasta la fecha (Mike Abrams, líder del equipo científico ASTER en el Laboratorio de Propulsión a Chorro en Pasadena, California).

Principales características

- ❖ Cubre el 99 % de la superficie terrestre.
- ❖ La resolución espacial es de 30 metros (tamaño de pixel).
- ❖ Cada DEM es construido en base a pares estereoscópicos, es decir, a partir de la fusión de dos imágenes 2D ligeramente desplazadas.
- ❖ Provee una cobertura más realista de los cuerpos de agua.
- ❖ Cada escena tiene 1° cuadrado de cobertura.

En síntesis, el conjunto de productos ASTER incluye un modelo de elevación digital del terreno (DEM) generado a partir de la estereoscopia de las bandas 3B (*Back*) y 3N (*Nadir*), abarcando un ancho de 0,78 a 0,86 μm del espectro electromagnético.

Una evaluación completa acerca de la validación del modelo en todo el mundo fue llevado a cabo por “*ASTER GDEM Validation Team*” en cuyo informe final se acordó estimar una exactitud vertical global de 20 metros, con el 95 % de confianza (Méndez *et al.*, 2010).

La **metodología de acceso** a imágenes ASTER GDEM esta descrito detalladamente en el capítulo de anexos.

3.3. Procesamiento de datos Landsat

Antes de comenzar con el procesamiento de las imágenes se debe agrupar todas las bandas en un mismo archivo *-layer stacking-*. Para una mejor organización de los datos, es preciso renombrar y ordenar las bandas. El tamaño de pixel de salida es de 28,5 metros y la proyección es UTM con *datum* WGS-84- Zona 19 sur.

Las imágenes Landsat son complementadas con imágenes *Google* y empleadas en conjunto para la elaboración de un mapa preliminar. Las distintas combinaciones RGB de las imágenes Landsat permiten diferenciar unidades litológicas. Sin embargo, debido a la limitación en su resolución espacial (30 m) es preciso el auxilio de imágenes Google de alta resolución.

Para la elaboración del mapa preliminar del área es preciso realizar diferentes combinaciones RGB. Se efectuaron varias combinaciones RGB: 532, 731, 742, 741, entre otras. De ellas se destaca la combinación RGB 752, la cual fue

utilizada en la discriminación de las distintas unidades de basamento. Ver otras combinaciones RGB (952, 432) en Anexos.

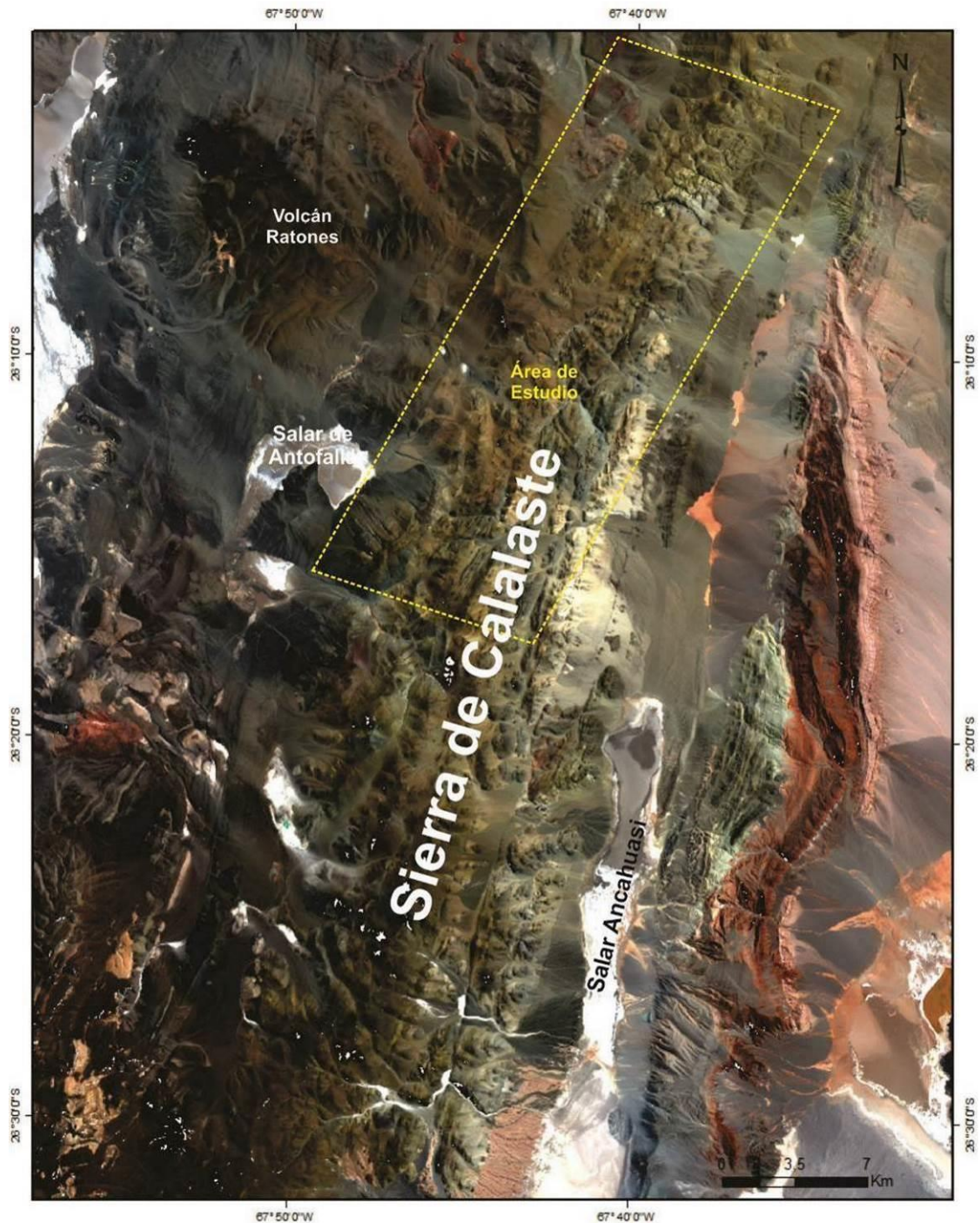


Figura 3.1. Localización de Área de Estudio en Imagen LANDSAT 8 RGB 432 en el contexto regional de la Puna Austral de la Provincia de Catamarca. Se destaca las zonas del Volcán Ratones, Salar de Antofalla, Sierra de Calalaste (Rumbo N-S) y Salar Ancahuasi.



Figura 3.2. Combinación RGB 952 que ubica la zona de estudio en el contexto regional de la Puna Austral de la Provincia de Catamarca. Se destaca las zonas del Volcán Ratones, Salar de Antofalla, Sierra de Calalaste (Rumbo N-S) y Salar Ancahuasi.

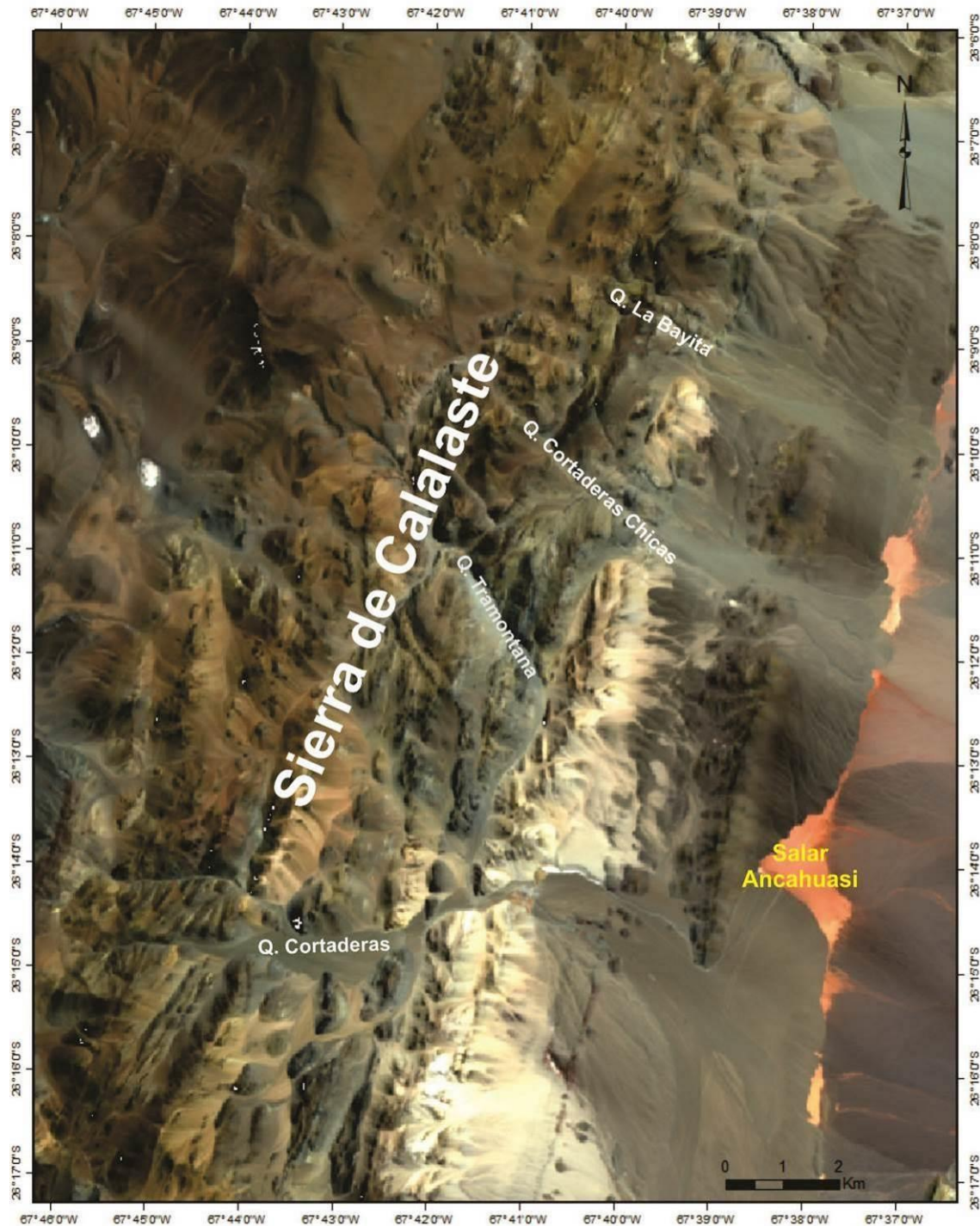


Figura 3.3. Combinación RGB 432 que muestra las quebradas estudiadas en esta tesis.

Resultados

Los resultados obtenidos se refieren principalmente a la discriminación de litologías en función de variaciones de colores, tonalidades y texturas que resulta de las características espectrales típicas para cada cobertura. Para ello

se utilizaron diversas combinaciones RGB de imágenes LANDSAT 7 y 8. En esta tesis se usó principalmente combinaciones RGB de imágenes procedentes del LANDSAT 8. Entre ellas, las más usadas en trabajos de rutina de tratamiento de imágenes son la combinación RGB 432 (color natural, Fig. 3.1), y la combinación 952 (Fig. 3.2) y 752 para la discriminación de unidades litológicas. A modo de ejemplo se muestra la combinación 432 (Fig. 3.3, color natural) para visualizar las distintas quebradas estudiadas en esta tesis. De la combinación 752 (Fig. 3.4) se diferenciaron las siguientes litologías en la sierra de Calalaste:

Los metasedimentos son de variados colores y tonalidades. Las tonalidades fuertes de rojos, anaranjados, marrones, morados, entre otros, generalmente corresponden a metasedimentos de bajo grado, más precisamente metapelitas, y metawackes (Fig. 3.4). Ellas corresponden a la roca de caja de unidades máficas/ultramáficas que afloran a lo largo de la sierra de Calalaste.

Las unidades máficas/ultramáficas (gabros y hazburgitas) de la sierra de Calalaste están caracterizados por colores que van desde anaranjados, rojos, azules hasta casi bordos (Fig. 3.4). Se caracterizan por formar cuerpos largos en forma de diques de sentido N-S y algunos intrusivos lenticulares

Las metacuarcitas tienen una coloración verde claro a verde amarillento (Fig. 3.4), hasta colores blanquecino. En general están dispuestas como cuerpos espesos con un rumbo aproximadamente meridional. Están situados al este de la sierra Calalaste.

Los colores morados, azules y tonalidades casi negros son característicos de metavulcano-sedimentitas de bajo grado (Fig. 3.4). En una imagen google esta roca presenta una tonalidad similar a los gabros, por lo cual había sido confundida en algunos mapas de autores previos. Sin embargo, en una combinación RGB 752 se distinguen fácilmente estas dos litologías.

Los resultados obtenidos del tratamiento de imágenes (Fig. 3.4) son de suma importancia ya que permitieron diferenciar claramente unidades de rocas metasedimentarias, intrusivos básico del paleozoico inferior, y metavulcanitas/metavulcano-sedimentitas aflorantes en la distintas quebradas de la sierra de Calalaste.

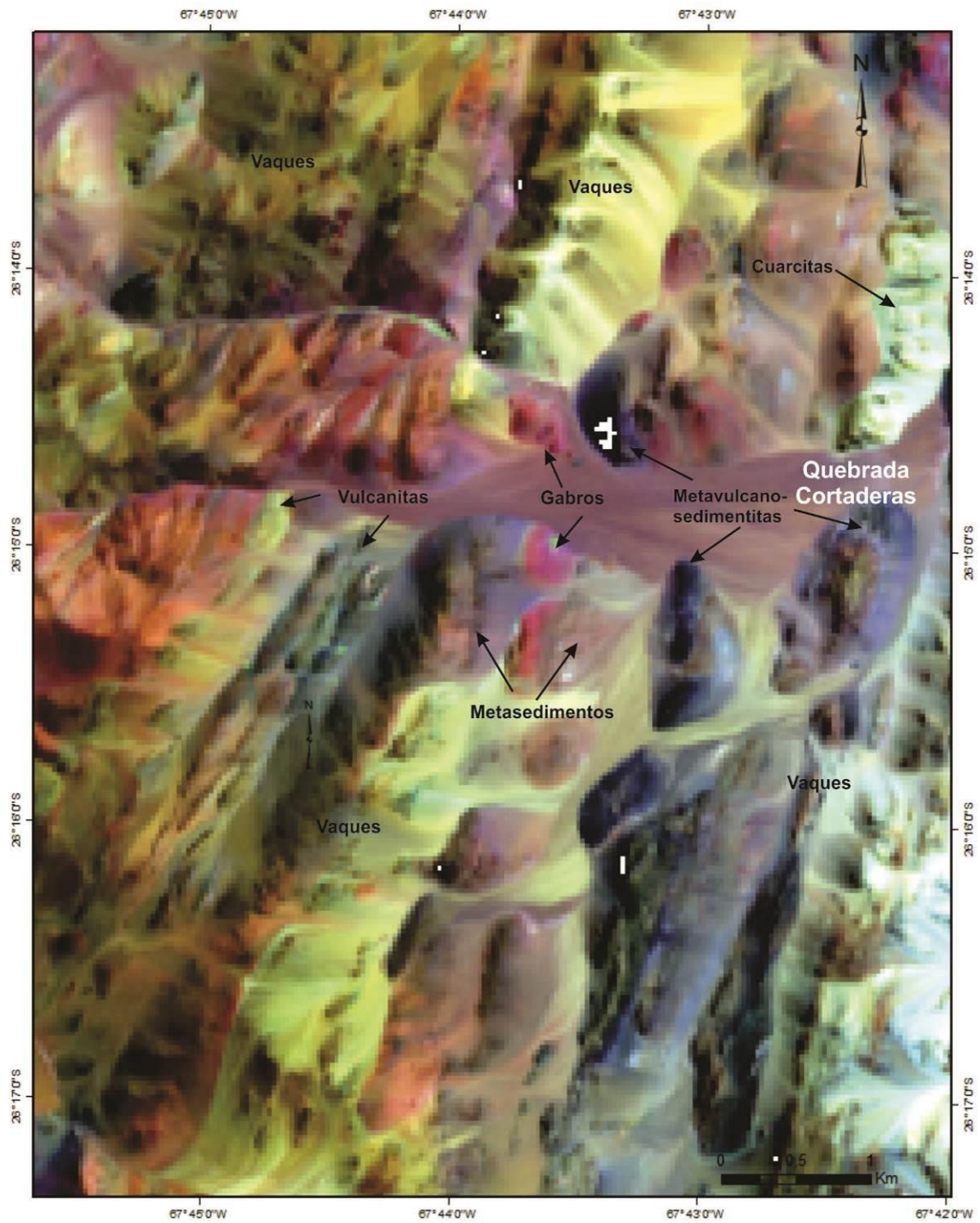


Figura 3.4. Ejemplo de Combinación RGB 752 para la quebrada Cortaderas. Observar las distintas tonalidades que presenta las litologías metasedimentarias, gabros y vulcanitas.

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA

4.1. Introducción

Las áreas mapeadas en esta tesis son las quebradas Tramontana, Cortaderas, Cortaderas Chica, La Bayita y la parte norte de la sierra de Calalaste (Mapa 4.1).

Se reconocen fundamentalmente dos tipos de unidades: I) metadimentaria-volcaniclastica y otra II) ígnea. Ambas unidades presentan un metamorfismo regional superpuesto en *facies* de esquistos verdes. La unidad metasedimentaria corresponde al CVSCC (Complejo Volcánico - Sedimentario Cortaderas Chicas) y la unidad ígnea al CBUT (Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana). La unidad ígnea corresponde a intrusivos cuya caja es la unidad metasedimentaria.

Para indicar las fases minerales, se utiliza las abreviaturas propuestas por Whitney y Evans (2010).

4.2. Unidad Meta-vulcanosedimentaria

Está integrada por grauvacas, areniscas conglorádicas, pelitas, areniscas feldespáticas, filitas, y cuarcitas. Constituyen la roca de caja de los diferentes tipos de intrusivos de rocas máficas.

4.2.1 Metasedimentitas

4.2.1.1. Vaques

Constituyen secuencias sedimentarias de color marrón oscuro o casi negras. Afloran en todas las quebradas del extremo sur de la sierra de Calalaste. Constituyen la roca de caja de los intrusivos máficos-ultramáficos.

Forman paquetes de hasta un centenar de metros normalmente con estratificación gradacional. Normalmente forman cuerpos macizos atravesados por venillas de cuarzo lechoso de hasta 50 cm de espesor.

Están compuestas por clastos de líticos, cuarzo, plagioclasa y biotita inmersos en una fina matriz clorítica de origen metamórfico de bajo grado. Están deformadas. Los líticos de origen volcánico varían en los distintos niveles de los paquetes sedimentarios.

Una característica notable en la quebrada la Bayita es la intercalación de bancos de vulcanitas y vaques-pelitas.

Las vaques muestran granos de cuarzo fracturados.

4.2.1.2. Cuarcita

Son de colores gris, negro y blanco. Están foliadas. La coloración oscura se debe a la presencia de opacos. Se presentan como bancos potentes del orden métrico a decenas de metros. La estructura primaria esta obliterada, haciendo difícil identificarlas. Tiene sobreimpreso un metamorfismo de bajo grado con generación de mica blanca.

La metacuarcita está constituida de cuarzo de grano grueso y plagioclasa de grano medio que conforma una estratificación. Forma bancos con estratificación de grano grueso.

4.2.1.3. Pelitas

Las pelitas estan foliadas y son de grano fino a muy fino. El color varía desde blanco, amarillas, hasta gris oscuro. Muchas de estas pelitas estan transformadas a pizarras por el metamorfismo regional de bajo grado. En muchos casos muestran boxworks de pirita que evidencian un claro ambiente reductor. En algunos sectores la pirita puede formar hábito framboidal.

En general, por su granulometría las pelitas conservan la estratificación sedimentaria primaria.

Filitas con cloritas y motas de cloritas ocurren en la zona oeste del macizo de cuerpos máficos/ultramáficos de la quebrada Tramontana.

4.2.1.4. Filitas

Estan formadas por láminas de grano muy fino con motas de clorita de hasta 1 cm de largo aproximadamente. En algunos casos las filitas forman pliegues con marcada foliación. Un afloramiento importante ocurre en el borde occidental del cuerpo máfico-ultramáfico aflorante en la quebrada de Tramontana. Allí forma cuerpos tabulares e irregulares que superan los 100 m de espesor.

En general estan íntimamente relacionados a las pelitas, con las que pueden ocurrir alternadamente, formando láminas de tamaño centimétrico. Están constituidas principalmente por cuarzo y en menor medida clorita. Algunas láminas son oscuras por la presencia de clorita ocurrida por alteración de biotita. En general, los granos de cuarzo estan bien seleccionados y tienen un tamaño superior a 0,1mm. El cuarzo también puede presentarse como relleno en venillas de más de 1mm.

4.2.1.5. Hornfels

Se forman por la intrusión de cuerpos máficos gábricos en pelitas, vaques y cuarcitas. Tienen un espesor variable. La dimensión de los cuerpos varía de acuerdo al tamaño de los intrusivos. En la Quebrada de tramontana los hornfels de composición pelítica alcanzan los 4m de espesor alrededor de los intrusivos gábricos con bordes cizallados. El contacto entre este tipo litológico y el gabro

está deformado. En la quebrada de Tramontana existen zonas donde se observan únicamente hornfels de la caja metapelítica y no el intrusivo máfico que lo produce. Ello permite inferir que los intrusivos máficos están en subsuelo. Los hornfels están en contacto paraconcordante respecto a las vulcanitas y respecto a las pelitas. La existencia de hornfels implica que el contacto geológico es intrusivo, de manera tal que se descarta la naturaleza tectónica del emplazamiento.

4.2.1.6. Volcanosedimentitas

Los afloramientos principales están en la quebrada Cortaderas. Ocurren asociadas a pelitas y areniscas. Están compuestas por líticos de pelitas, pizarras y cristales de cuarzo redondeados y líticos negros (básicos?). Están intercalados con hornfels psamíticos. El S0 tiene datos de Dbz/Bz de 201/60. En general aparecen plegadas, formando anticlinales apretados. En la quebrada Cortaderas Chica las vulcanosedimentitas forman pliegues que están en contacto o encajados en vaques y pelitas. Están deformadas al igual que el conjunto de rocas circundantes.

4.2.2. Metavulcanitas

Son riolitas muy foliadas con láminas continuas y anastomosadas de hasta 3 mm de espesor aproximadamente. La asociación mineral principal está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y clorita. Las cuarcitas aparecen como resisters en medio de vulcanitas. La granulometría varía de tamaño, pero todas tienen fenocristales de cuarzo y matriz clorítica. Algunas riolitas muestran zonas con láminas de deformación de protomilonitas de 10 cm de espesor. Tiene planos de foliación con dirección ESE-ONO (118/50). De acuerdo a los indicadores cinemáticos, el transporte tectónico es en dirección NO.

En algunos sectores se observan venas flexuradas de cuarzo que cortan la foliación. Las venas tienen 5 cm de espesor, excepcionalmente alcanzan los 15 cm. Otros sectores en cambio presentan varias familias de venas que se atraviesan mutuamente o bien ocurren en forma aislada.

4.3. Unidades Ígneas

Los diferentes tipos de rocas máficas son distinguidas sobre la base de evidencias de campo, texturales y mineralógicas. Estas evidencias permiten agruparlas en facies de: gabros, microgabros, anortositas y rocas ultramáficas.

4.3.1. Facies de Anortositas

Una roca anortosítica es estrictamente una roca que contiene más del 90% de plagioclasa en un rango de composición entre labradorita y anortita (Hunt

1862). Este tipo de rocas tienen menos del 10% de minerales máficos. Se clasifican en el campo 10 (dioritas, gabros y anortositas) del doble triángulo de composición de rocas plutónicas de Streckeisen (1976).

En la **quebrada de Cortaderas chica**, el color de los afloramientos de anortositas varía entre verde claro hasta blanquecino. Tienen una típica textura cumular fanerítica de grano grueso compuesta por *cumulus* de plagioclasa e *intercumulos* de anfíbol, y minerales opacos (magnetita). Conforman cuerpos de pequeño tamaño (menores al metro) que ocurren como segregados de cuerpos gábricos. En algunos casos estos segregados se acumulan en la roca de caja. Tales segregados presentan geometría tabular, esférica o ameboide.

En algunos sectores, la anortosita se presenta como una roca compuesta por plagioclasa inmersa en una matriz afanítica o de grano muy fino. Pueden ocurrir en forma tabular o de pequeños septos esféricos o irregulares. La plagioclasa ocurre sin ninguna orientación preferencial y otras con una leve orientación magmática. Estas últimas tienen hábito prismático largo o forma de tablillas, sugiriendo un enfriamiento rápido respecto a la roca de caja. En general estos agupamientos son segregados de plagioclasa en gabros de grano grueso a medio con largos cristales de anfíboles. Tales segregados ovoidales pueden superar los 40 cm de diámetro.

4.3.2. Facies de gabros

Los gabros son rocas que tienen minerales máficos (M) >10% y plagioclasa An₅₀–An₁₀₀. Los gabros estrictamente están formados por plagioclasa y clinopiroxeno (Le Maitre 2002).

Afloran en la Qdas. Tramontana, Cortaderas, Cortaderas Chica, La Bayita y se extienden en dirección norte de la Sierra de Calalaste.

En la Quebrada Cortaderas Chica, los gabros son de grano fino y están en contacto intrusivo con metavaques, metapelitas y metacuarcitas. Estos intrusivos de composición gábrica tienen metacuarcíticas como rocas de caja. Estos cuerpos se caracterizan por tener granulometría fina en sus bordes y gruesa hacia el centro. Tienen venas de calcita de hasta 30 cm de espesor con orientación 159/60 (sigue la foliación S1 medida en las quebradas Tramontana y Cortaderas Chica). El gabro tiene diques de microgabros zonados (bordes de grano fino, interior granofírico). Los diques tienen bordes difusos respecto al gabro. Ello implica que el gabro estuvo aún caliente durante la intrusión de los diques. También se puede inferir que los cuerpos gábricos se formaron por varios pulsos máficos. En el cuerpo gábrico también se observan como septos de rocas más máficas formados por OPx y CPx (Piroxenitas). La secuencia de formación sería: 1) Intrusión de gabros de 800C- 1000 C en una caja cuarcítica de 300 °C, ello produciría que los gabros se enfríen rápidamente formando una textura de grano fino. 2) Nueva intrusión y cristalización de gabros con textura más gruesa que los gabros del estadio anterior. Estas intrusiones máficas proporcionan mayor calor al sistema. 3) Intrusión de diques de microgabro de

hasta 1m de espesor. 4) Generación de segregados de plagioclasa (anortositas?). 5) formación de venas con calcita.

Los *sills* esta otra morfología propia de la quebrada de Cortaderas Chica. Consiste en un cuerpo con estratificación ígnea tipo *phase layering* (variación en la identidad de los cúmulos) o *cryptic layering* (variación de la composición de los cumulos). Tiene una base formada por *cumulos* de minerales máficos gruesos que varía hacia un techo compuesto de un gabro leucocrático.

Microgabros Son rocas máficas gábricas de grano fino. Estan esencialmente compuestas de piroxeno y plagioclasa. Tienen color es gris verdoso y textura subofítica. Afloran principalmente en la quebrada Cortaderas y Cortaderas Chica.

4.3.3. Facies de rocas ultramáficas

Los afloramientos por excelencia se encuentran en la quebrada Tramontana. Son rocas de grano mediano a fino, color negro a verde oscuro. Se componen principalmente de pseudomorfos de olivino y clinopiroxenos. Estas rocas se encuentran serpentinizadas. Se observa que los contactos con la roca de caja es de tipo intrusiva. Ello produce rondingitas, claramente visibles en los afloramientos.

4.4. Geología de las quebradas de la Sierra de Calalaste

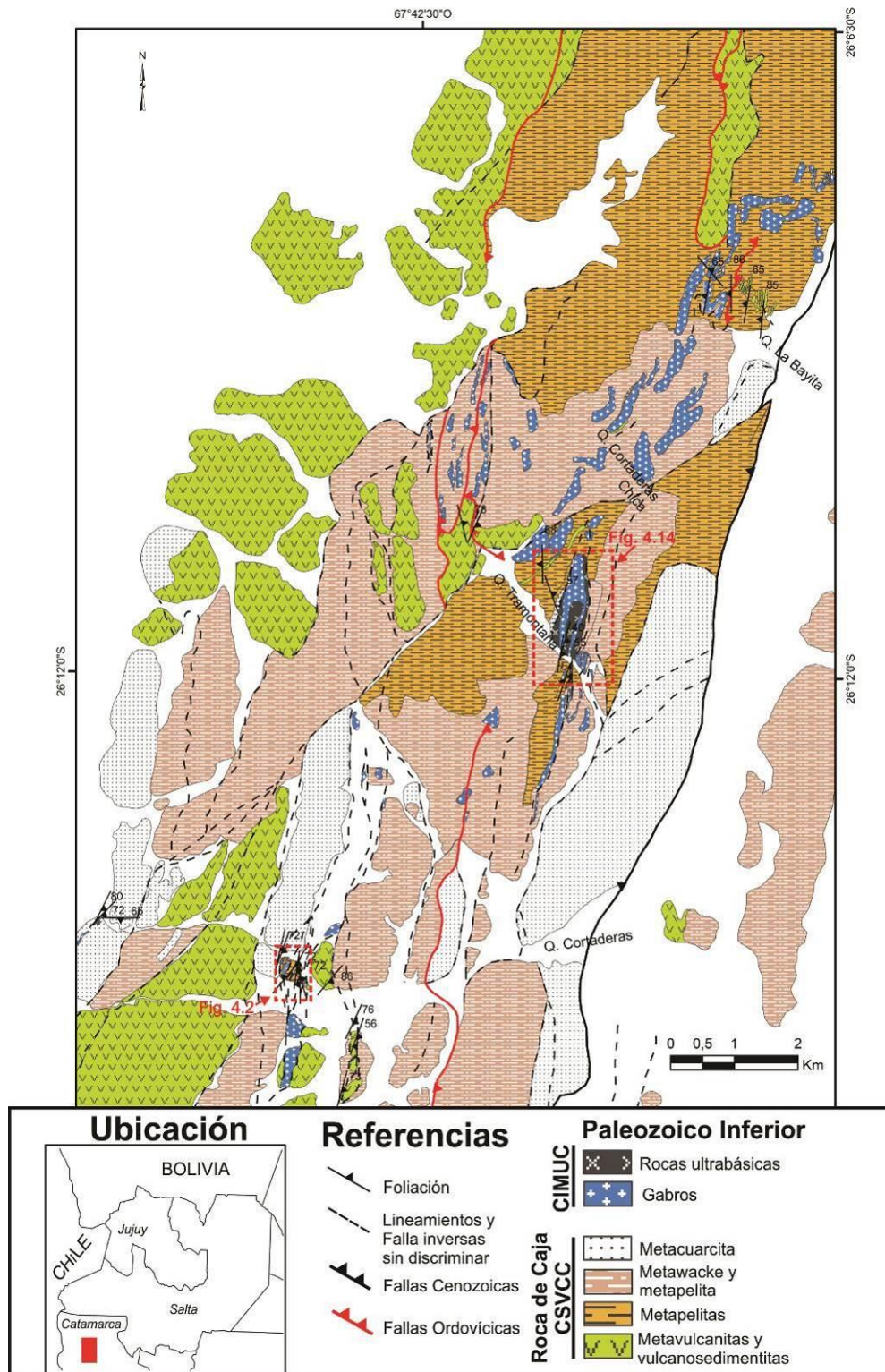


Figura 4.1. Mapa geológico de la zona centro-sur de la Sierra de Calalaste. Referencias mapa: CIMUC Complejo Intrusivo Máfico-Ultramáfico Calalaste. CSVCC Complejo Sedimentario

Volcánico Cortaderas Chica. Modificado de Zimmermann et al. 2014, Pinheiro 2007 y Hongn et al. 2003.

4.4.1. Quebrada Cortaderas

La quebrada está compuesta por vulcanitas, gabros, cuarcitas, pelitas, wackes y hornfels (Fig. 4.2). Estas rocas presentan un grado variable de deformación que genera rocas foliadas. Estan metamorfizadas en facies de esquistos verdes.

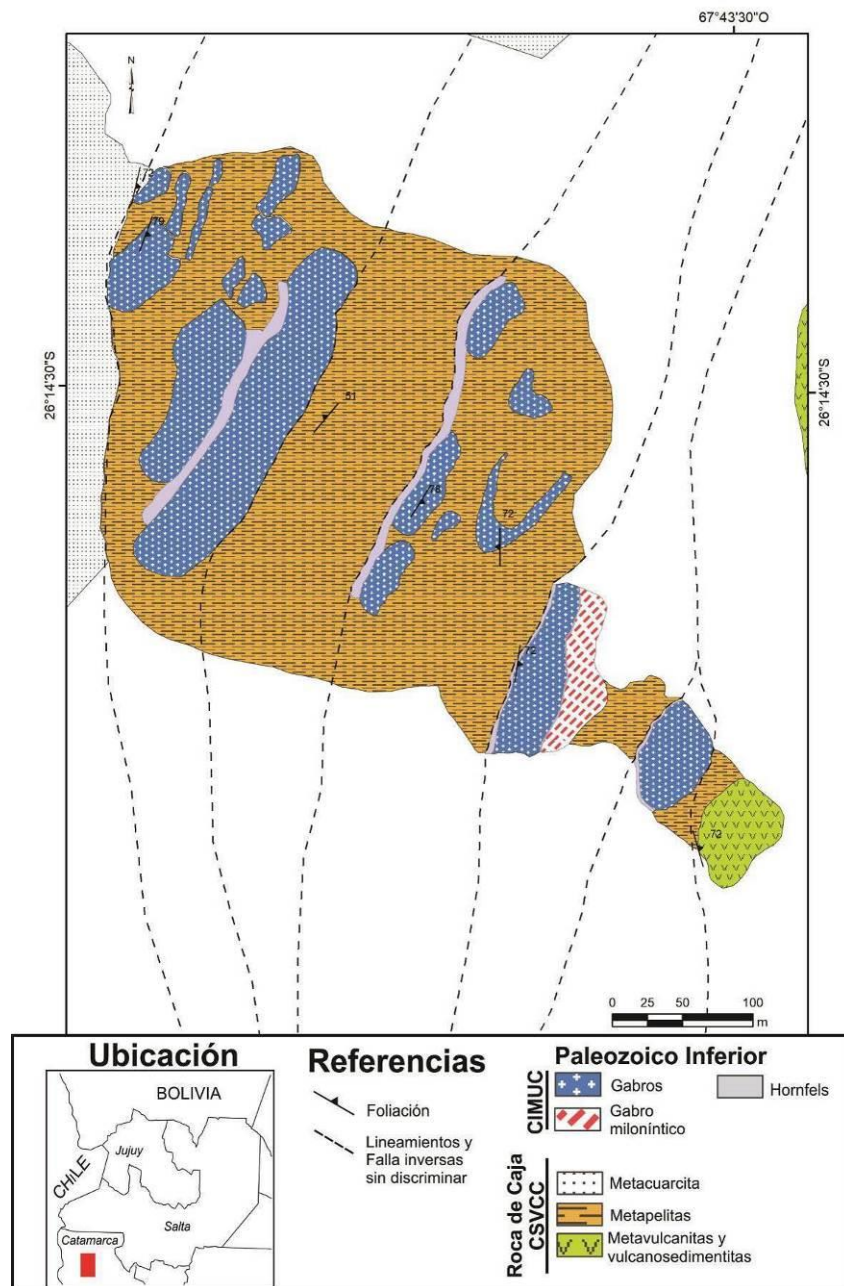


Figura 4.2. Mapa de detalle de afloramientos de los principales intrusivos gábricos en la quebrada Cortaderas.

4.4.1.1. Zona Oeste

Metavulcanitas

Las vulcanitas alcanza su mayor expresión volumétrica en la zona noroccidental de la quebrada Cortaderas (Ver mapa, Fig. 4.1 y Fig. 4.2). Están compuestas esencialmente de cuarzo, plagioclasa y feldespato y abundante clorita. Presentan un grado variable de deformación y están foliadas. Esta deformación se manifiesta en la formación protomilonitas, milonitas y estrechos filetes de ultramilonitas localizadas en angostas zonas de cizalla (Fig. 4.3a, b, c, d). Tales litologías tienen una cinemática inversa con techo hacia el Oeste.

En esta zona, las cuarcitas conforma la roca de caja de los intrusivos máficos. Están metamorfizadas en *facies* de esquistos verdes.

Las vulcanitas estan finamente foliadas. Sus láminas tienen ~3 mm de espesor. Estas láminas son continuas y anastomosadas. La vulcanita corresponde a una riolita. Está compuesta de cuarzo, plagioclasa, feldespato inmersos en una matriz clorítica. Su granulometría es variable. Forma principalmente una protomilonita.

En la vulcanita está protomilonitizada aparecen diferenciados pegmatíticos de cuarzo-turmalina en forma de diques y bolsones. Muestra una deformación es de grado variable. En este sentido se observan protomilonita y milonitas. La protomilonita tiene motas de cloritas de 2mm de largo y estan orientadas. En general, la metavulcanita ácida esta deformada y asistida por fluidos que generan de micas blancas.

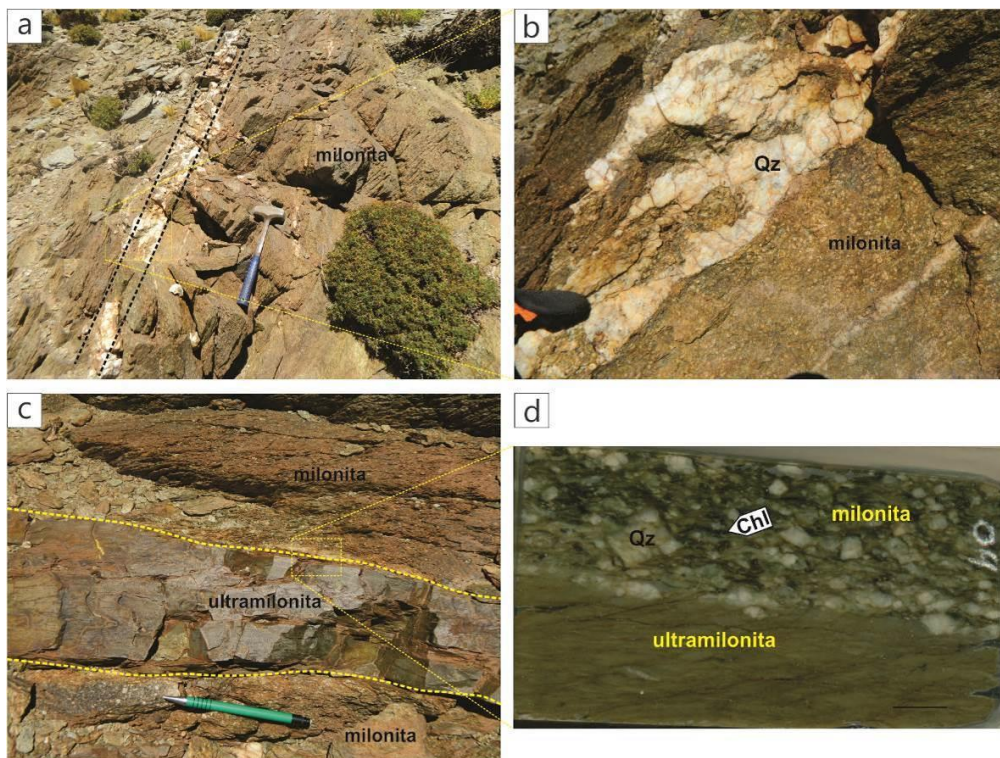


Figura 4.3. Rocas metavolcánica de la zona occidental de la quebrada Cortaderas. a) Afloramiento de la roca volcánica milonitizada atravesada por una venilla de cuarzo (10 cm). b)

Detalle de la figura anterior, c) Contacto entre milonita y filete de ultramilonita, d) detalle de la figura anterior (C).

La vulcanita acida milonitizada tiene láminas paraconcordantes de ultramilonita de ~2m de longitud por 15 cm de espesor. En algunos casos la vulcanita acida tiene una foliación inversa según los indicadores cinemáticos. Si bien en algunos sectores la milonita tiene foliación inversa, en otros sectores la cinemática es poco clara. Una de las características de las milonitas es su foliación más o menos continua.

En el sector medio de la quebrada Cortaderas aflora un dique de microgabro (gabro de grano fino) que intruye en una caja de metapelitas y metapsamitas (Fig. 4.4a). Su color es gris verdoso y textura subofítica, que en algunos casos esta está enmascarado por fluidos hidrotermales de alteración. En algunos sectores esta foliado. El contacto entre el microgabro con el metasedimento genera hornfels de grano fino (Fig. 4.4b).

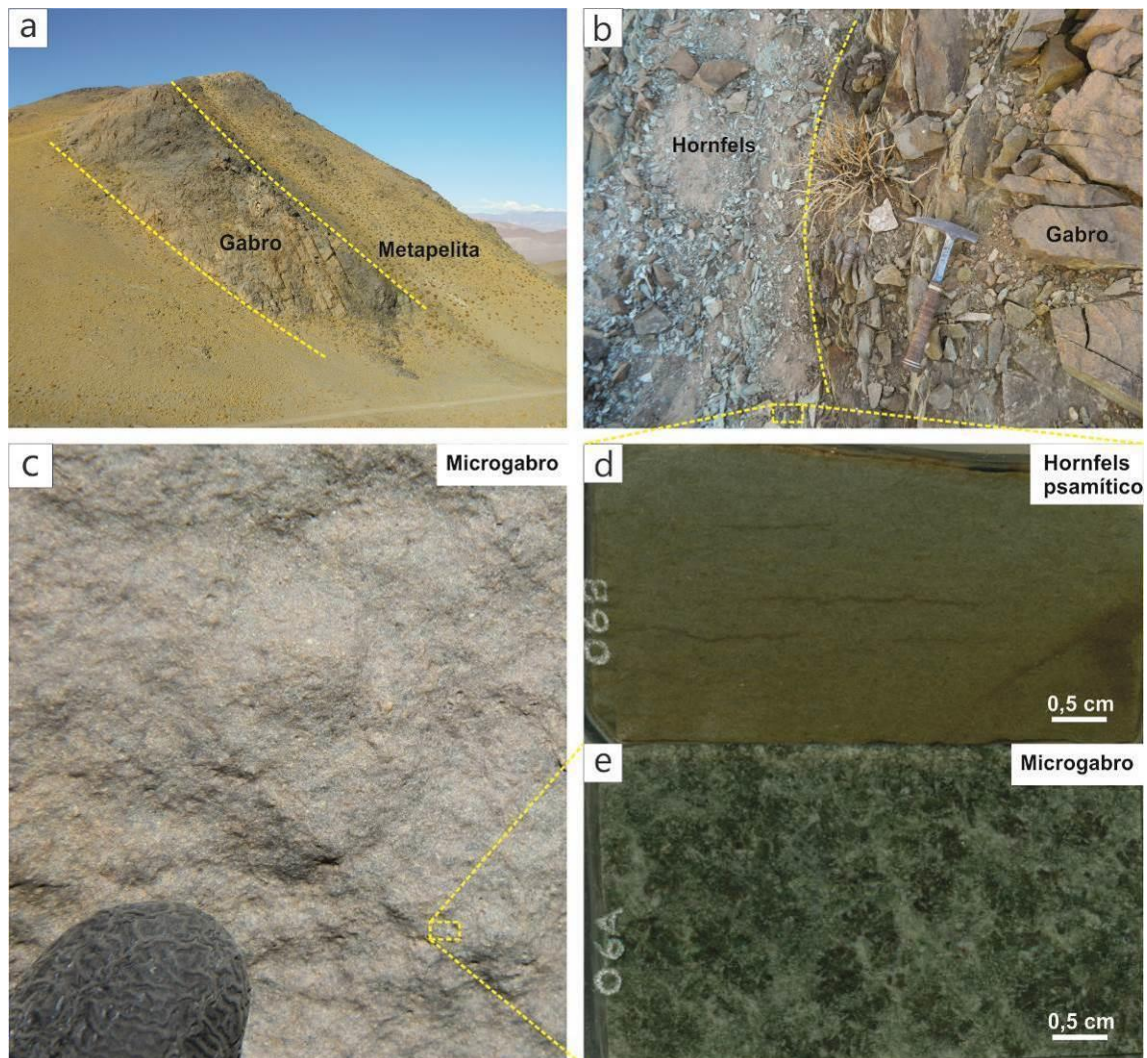


Figura 4.4. a) Afloramiento de micro-gabro en contacto con hornfels de metapsamitas en la quebrada Cortaderas. b) Detalle del contacto micro-gabro y hornfels. c) Muestra de manode micro-gabro. d) Detalle del hofels psamítico. e) detalle del microgabro.

El contacto entre el **hornfels** de metapelita y el cuerpo máfico es difícil de apreciar. Pero el solo hecho que se produzca un hornfels metapelítico, necesariamente implica que el contacto entre el cuerpo máfico y el metasedimento es de tipo intrusivo.

En esta zona, las metacuarcitas tienen coloraciones variables como grises, negras y blancas. Esta diferencia en colores está relacionada con la cantidad de minerales opacos y contenido de óxidos de hierro.

4.4.1.2. Zona Centro y Este

En esta zona ocurren afloramientos de rocas volcánicas (Fig. 4.5a,b,c), metapsamitas, metapelitas, hornfels y metagabros.

Volcanoclastitas

La roca volcánicla tiene fragmentos de cuarcos redondeados y líticos de pelita y pizarra.

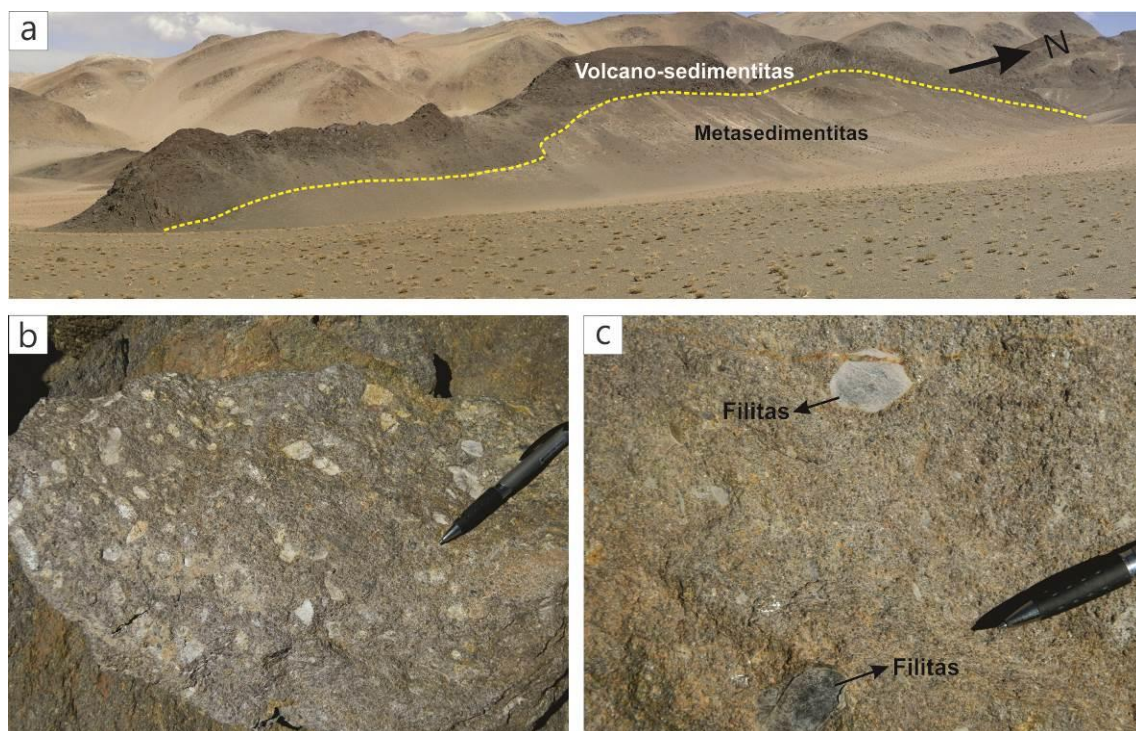


Figura 4.5. a) Vista panorámica de afloramientos de rocas volcánicas en la quebrada Cortaderas. b) muestra de mano del metasedimento. c) detalle de los componentes de los meta-volcanosedimentita.

La roca volcánicla está intercalada con hornfels psamíticos (Fig.4.6a, b). El S0 sobre volcanoclastitas tiene orientación (DBz/Bz) 201/60. Esta litología conforma un anticlinal muy apretado. El contacto entre la vulcanita-pelita está situado en el borde del anticlinal formado por los afloramientos volcániclos. Hay intercalación entre las metapelitas y la metaareniscas. La metapsamita volcánicla es de textura fina a mediana y está conformada principalmente por cuarzo y feldespato. Está foliada.

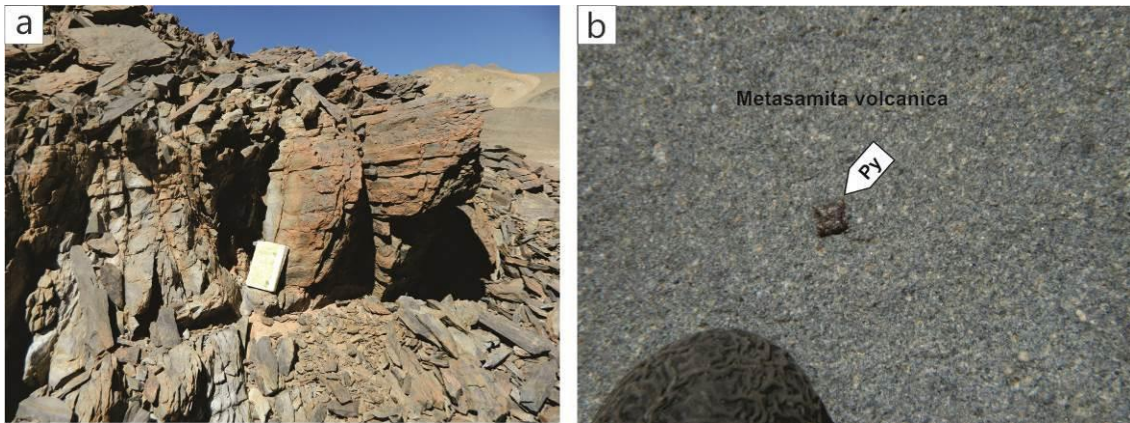


Figura 4.6. a) metapsamita volcánica foliada de la quebrada Cortaderas. b) detalle de la metapsamita volcánica con cristales de pirita (Py).

Gabros y Hornfels

En la zona media de esta quebrada la roca metavolcanicoclástica está intruida por cuerpos gábricos formados por anfíbol, piroxeno y plagioclasa. Estos gabros están cortados por venas de calcita (Fig. 4.7a, b) con orientación (DBz/Bz) 182/61.

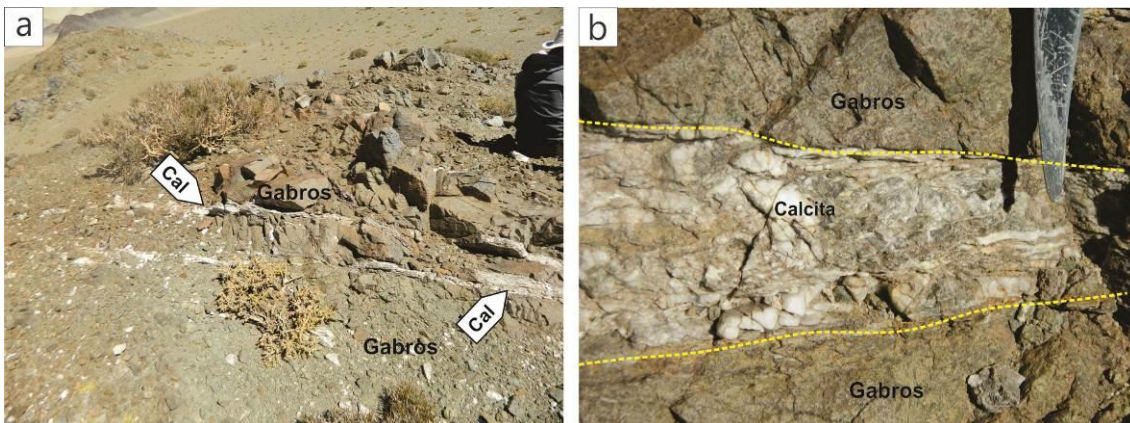


Figura 4.7. a) Afloramiento de gabros atravesados por venas de calcita. b) detalle del contacto gabro-vena de calcita.

En otro sector, se observa cuerpos gábricos en contacto con metapelitas y hornfels (Fig. 4.8. a,b,c,d,e). Los hornfels se caracterizan por mostrar fractura concoidea y mayor relieve que los metasedimentos contiguos que no alcanzaron la temperatura para transformarse en hornfels.

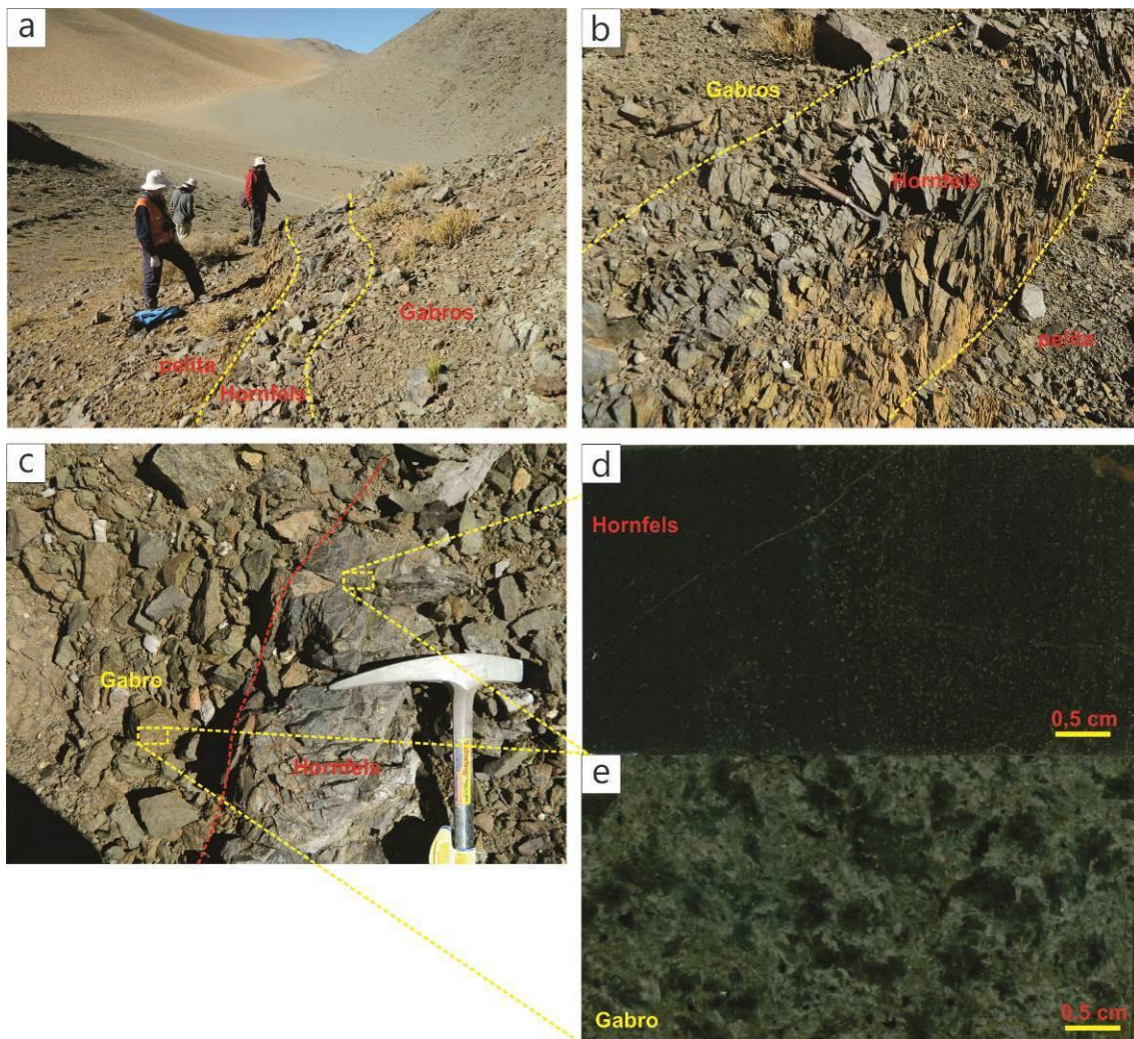


Figura 4.8. Afloramiento de intrusivos máficos en metapelitas de la quebrada Cortaderas. a) Intrusivos gábricos en metapelitas con generación de hornfels. b) detalle del contacto de la figura anterior (a). c) detalle del contacto entre el hornfels y el intrusivo gábrico. d) detalle del hornfels. e) detalle del gabro.

La metavulcanita de composición riolita tiene fenocristales de plagioclasa euhedral, biotita y feldespato potásico. Además contiene líticos pelíticos de color negro. La matriz es vítrea y color gris oscuro.

Algunos de estos pequeños cuerpos gábricos que intruyen a metapelitas están en contacto con los hornfels que tiene hasta 4m de espesor (Fig. 4.8). Al igual que en los casos anteriores, las metapelitas se encuentran deformadas y con generación de pequeños pliegues anticlinales.

En algunos sectores los gabros están relativamente no alterados. Mientras que en otros sectores ocurren alterados por fluidos hidrotermales. Estos últimos tienen color gris amarillento y están atravesados por venas de calcita de aproximadamente 30 cm de espesor. Están deformados de manera tal que forman gabros miloníticos (Fig. 4.9a, b).



Figura 4.9. Afloramiento de gabro milonítico en la quebrada de cortaderas. a) gabro milonítico atravesado por una vena de calcita (Cal). b) detalle del gabro milonítico. c) detalle del gabro milonítico en una sección pulida.

En la zona media de la quebrada Cortaderas se observa cuerpos gábricos foliados (Fig. 4.10a, b). En sus bordes forman hornfels cuando intruyen los metasedimentos.

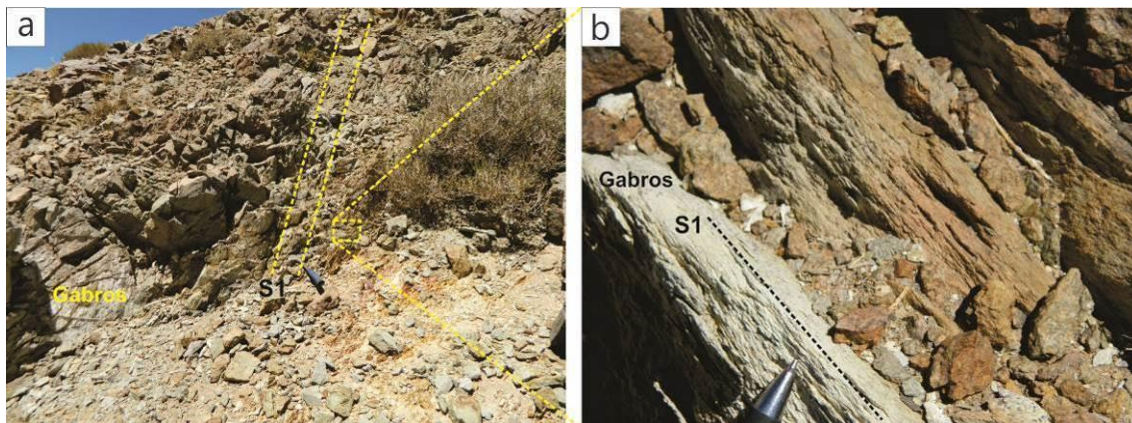


Figura 4.10. Afloramiento gabro foliado en la quebrada Cortaderas. a) gabro foliado; observa la foliación S1. b) detalle de la foliación S1 del gabro.

Los gabros en este sector tienen sus bordes deformados y alterados por fluidos hidrotermales. Constituyen cuerpos lenticulares cuyos bordes están cizallados (Fig. 4.11a, b, c, d, e). Se caracterizan por una granulometría gruesa en su centro y fina hacia su borde (Fig. 4.11b, d, e). La explicación de esta diferencia granulométrica es el contraste térmico entre el cuerpo máfico gábrico caliente cuando intruye a la roca de caja relativamente más fría. Ello produce que en la zona de contacto haya un rápido enfriamiento por lo cual los cristales del gabro tienen poco crecimiento, mientras que en el interior del cuerpo la temperatura es más alta como para producir una granulometría mayor.

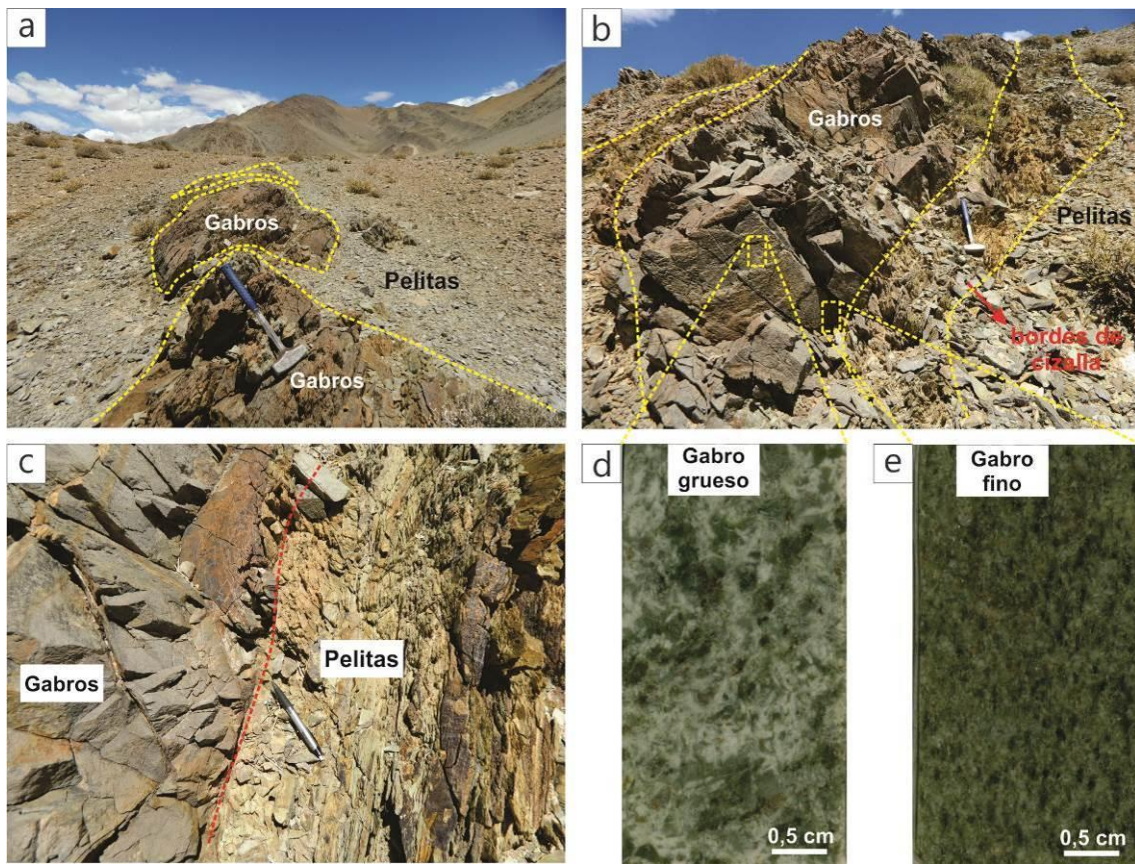


Figura 4.11. Cuerpos gábricos cizallados en la quebrada Cortaderas. a) cuerpos gábricos cizallados intruidos en metapelitas. b) detalle del contacto entre el gabro con sus bordes cizallados y la caja metasedimentaria. c) detalladle del contacto gabro y caja metapelítica. d) detalle del gabro de grano grueso (centro de los cuerpos gábricos). e) detalle del gabro de grano fino (bordes de los cuerpos gábricos).

Por lo tanto, en los cuerpos máficos cizallados se observan dos *facies*: gabros grano fino y gabros de grano grueso. Esta diferencia se observa muy bien hasta en cuerpos de tamaño pequeño (e.g. en cuerpos de 2 m de espesor). El gabro fino en general corresponde a los bordes de los cuerpos cizallados, por lo cual está más deformado. La *facies* de grano grueso tiene segregados de leucogabros.

Las metapelitas constituyen la roca de caja de los intrusivos gábricos, en general están muy foliadas. Pueden formar delgadas zonas de cizalla que pueden contener lentes de cuarcitas, gabros y hornfels.

Esta zona de contacto entre gabro de grano grueso y pelitas (Fig. 4.12a, b), se caracteriza porque el gabro tiene bordes de hornfels de hasta 40 cm de espesor. Por su parte la pelita muestra charnelas y eje del pliegue con orientación (DBz/Bz) 204/10 y 194/04. La foliación S1 paralela al S0. Es decir, que el S1 del gabro es igual al S0 de la pelita.

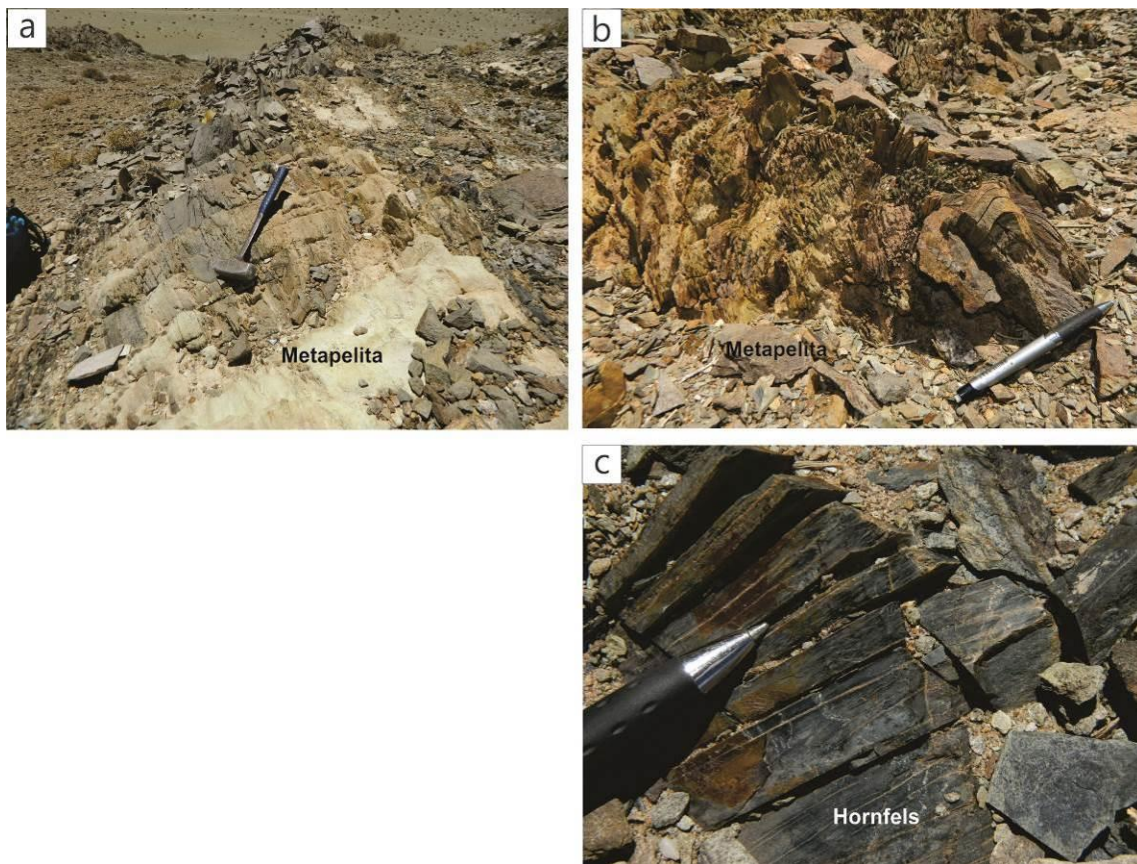


Figura 4.12. Roca de caja de los intrusivos gábricos. a) metapelita con sectores hornfelizados. b) metapelita plegada y sin formar hornfels. c) detalle del hornfels metapelítico.

En la zona media de la quebrada Cortaderas existe un intrusivo de forma circular (Fig. 4.13a, b, c, d, e, f, g) que constituye un gabro anfibólico de grano grueso y otro de grano fino. La *facies* gruesa es corresponde al interior del cuerpo y la *facies* fina a la de sus bordes. Este cuerpo máfico está en contacto intrusivo con una vulcanita milonitizada. La vulcanita milonitizada conforma una faja con orientación ~N-S.

El hornfels tiene 5m de espesor aproximadamente. El contacto es de tipo intrusivo y esta deformado. El gabro tiene cristales de anfíbol y plagioclasa. El hornfels muestra su fractura característica de tipo concoide.

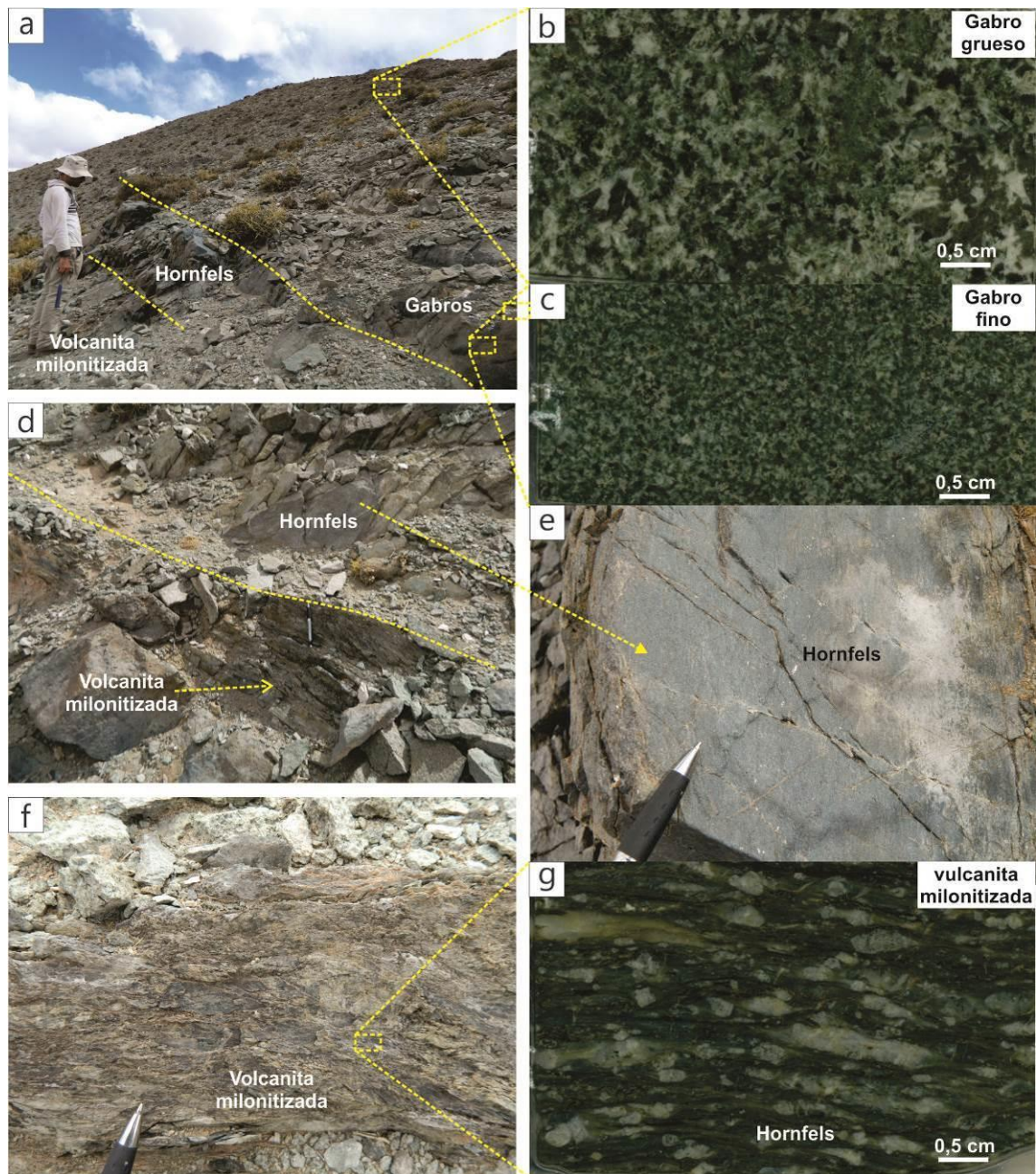


Figura 4.13. Intrusivos gábricos zonados en la quebrada Cortaderas en caja metavolcánica. a) Afloramiento de intrusivo gábricos de forma semicircular con generacion de hornfels de hasta 2m de espesor en la caja metavolcánica. b) detalle de la *facies* gábrica de grano grueso (centro del intrusivo gábrico). c) detalle de la *facies* gábrica de grano fino (borde del intrusivo gábrico). d) detalle del contacto entre la vulcanita milonitizada y el hornfels. e) detalle del hornfels en muestra de mano. f) muestra de mano de vulcanita milonitizada. g) detalle de figura anterior (f) en seccion pulida.

4.4.2. Quebrada Tramontana

4.4.2.1. Zona Este-Centro

La quebrada Tramontana está caracterizada por la ocurrencia de rocas ultrabásicas, máficas, metavulcanitas, metapelíticas, metacuarcitas, metapsamitas y hornfels (Fig. 414).

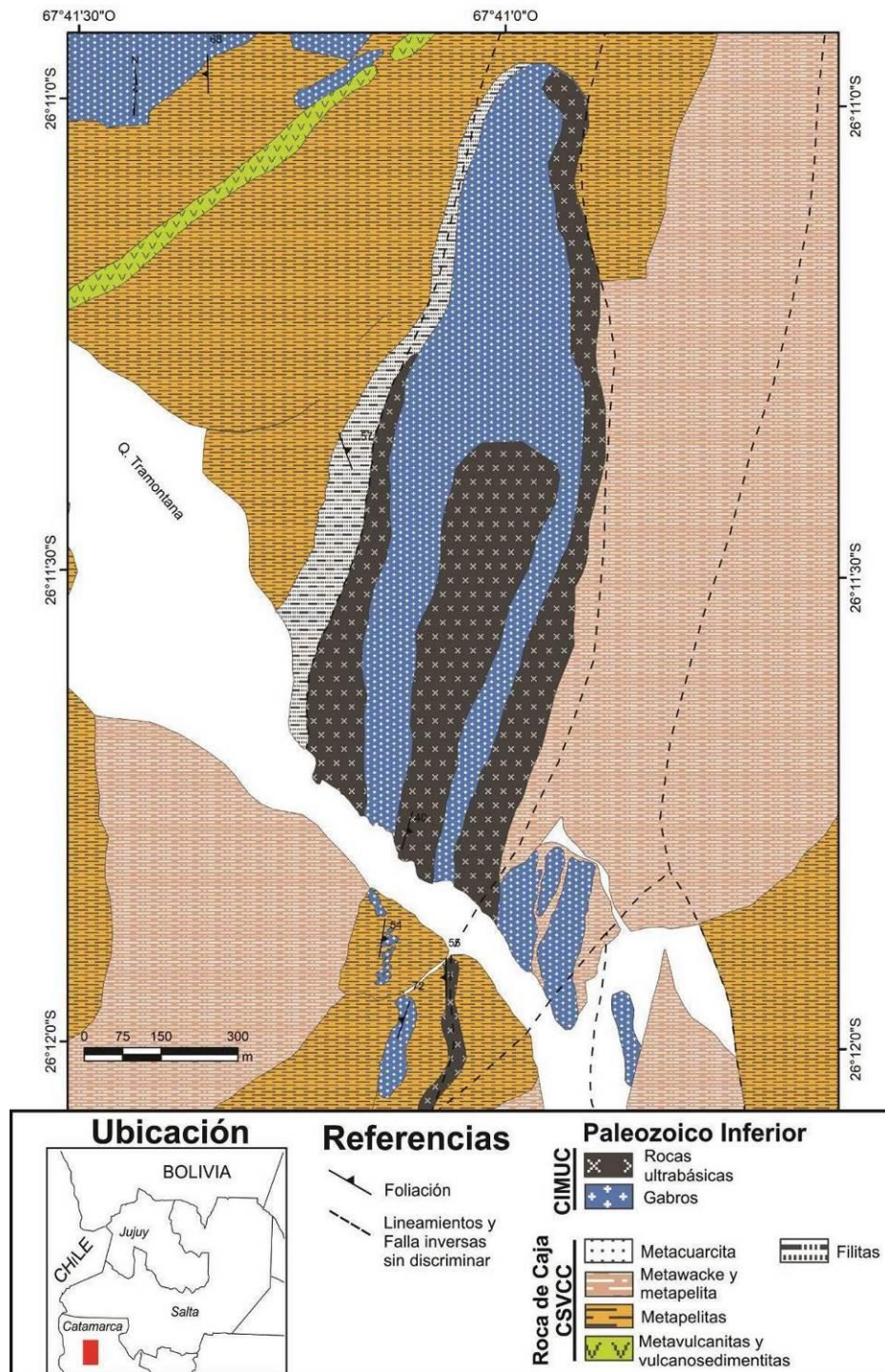


Figura 4.14. Mapa de detalle de los principales afloramientos de intrusivos máficos/ultramáficos de la quebrada Tramontana. Esc. 1: 8000

En la zona media de la quebrada, la roca de caja de los intrusivos máfico/ultramáficos está integrada por litologías metasedimentarias. El contacto entre este intrusivo máfico/ultramáfico con la caja metapelítica es de tipo concordante a subconcordante. La metapelitas posiblemente son representantes de depósitos de turbiditas.

Las rocas metapelíticas son de grano muy fino con un metamorfismo sobreimpuesto en *facies* de esquistos verdes. Constituyen bancos sedimentarios de ~5-40m de espesor. Conforman la roca de caja las unidades ígneas. Forman pliegues que en algunos casos muestran lineaciones de intersección. El S0 de estos depósitos tiene orientación (DBz/Bz) 191/40 y el S1 (~120/50) tiene orientación similar al de la quebrada Cortaderas.

En esta zona los afloramientos de Hornfels alcanzan un espesor de 10m. Los cuerpos gábricos que lo generan tienen sus bordes deformados al igual que los cuerpos gábricos abudinandos de la quebrada Cortaderas.

Los intrusivos gábricos tienen sus bordes deformados. El aumento de temperatura producido por la intrusión de gabros produce hornfels en la roca de caja metasedimentaria.

Existen hornfels arenosos y pelíticos en el contacto entre el metasedimento y el intrusivo gábrico. En algunos sectores se observa únicamente el hornfels pero no el intrusivo que lo produce. Estos hornfels actúan como resistentes ante la deformación, lo cual implica que se encuentren como cuerpos desmembrados en el metasedimento pelítico (Fig. 4.15a, b). Se infiere que en zonas donde hay hornfels y no intrusivo, estos últimos no se encuentran aflorando sino que estarían muy cerca en subsuelo. El gradiente térmico elevado a nivel regional (calor adventivo) y a nivel local (calor difusivo de los intrusivos) explica la presencia de hornfels sin sus intrusivos aflorantes.

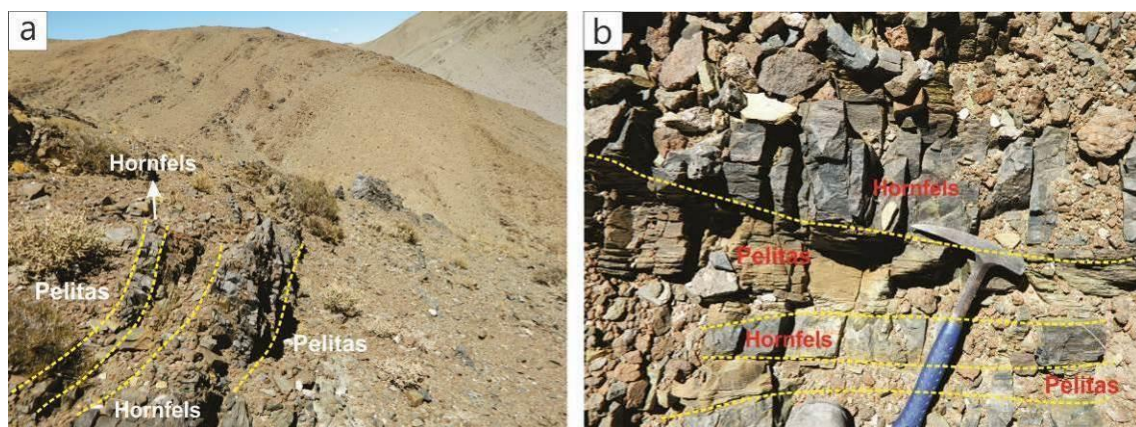


Figura 4.15. Afloramiento de pelitas hornfelizadas. a) filetes de hornfels en metapelitas, sin presencia de un intrusivo máfico aflorante. b) detalle de la figura anterior; observar la interdigitación de bandas de hornfels y metapelitas.

En el sector centro-oeste de la quebrada también se observan afloramientos de gabro anfibólico. Estos gabros intruyen en pelitas deformadas cuyas láminas tienen espesor del orden de 1 mm. Las pelitas forman pliegues con lineación de intersección de orientación 10/35 y con plano axial de orientación (DBz/Bz) 005/36. En otros sectores se observa a los gabros directamente en contacto

con filetes de hornfels. Esto último implica que una interdigitación de hornfels con el metasedimento, donde algunos metasedimentos han sido totalmente hornfelizados y otros no. En la parte más alta de esta sierra existen varios cuerpos gábricos lenticulares cizallados en contacto con hornfels. En algunos sectores el hornfels alcanza hasta 10 m de espesor (Fig. 4.16).

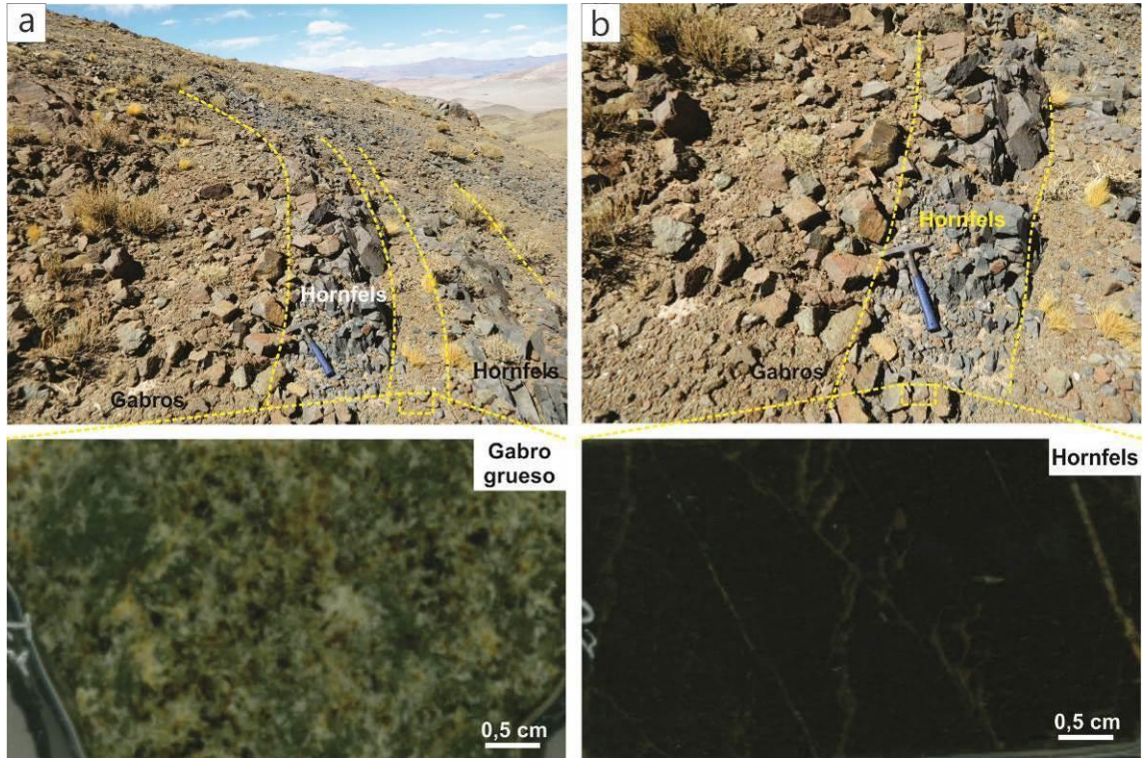


Figura 4.16. Afloramiento de hornfels en intrusivos gábricos. a) filetes de hornfels metapelítico en intrusivo gábrico. Detalle de figura anterior. c) detalle del gabro de grano grueso. d) detalle del hornfels.

También se observan vulcanosedimentita foliadas con fragmentos de pelitas de 3 cm promedio en tamaño (Fig. 4.17 a,b). Estas vulcanosedimentita son matriz soporte. En algunos casos las volcansedimentita constituyen depósitos de brechas vulcano-sedimentaria. En esta misma zona se observan metavulcanitas que forman estrechas fajas en sentido NE-SO (ver imagen).

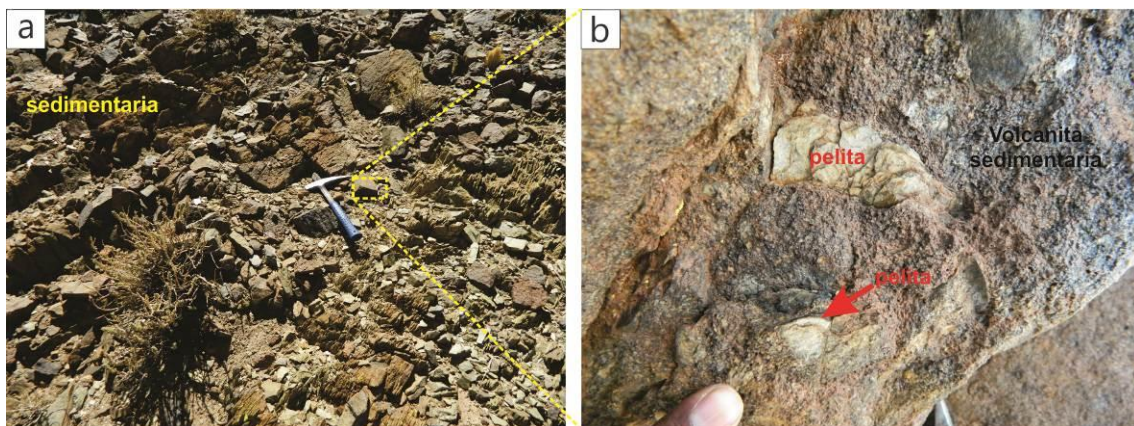


Figura 4.17. Afloramientos de rocas metavulcano sedimentarias en la quebrada Tramontana. a) Afloramiento de meta-volcano sedimentitas, notar su foliación. b) detalle de la figura anterior (a); notese sus componentes metasedimentarios.

La parte media a baja de esta zona está compuesta por filitas (Fig. 4.18a, b) con cloritas y motas de cloritas. Estan muy foliadas. Las filitas tienen color blanco y amarillo principalmente.

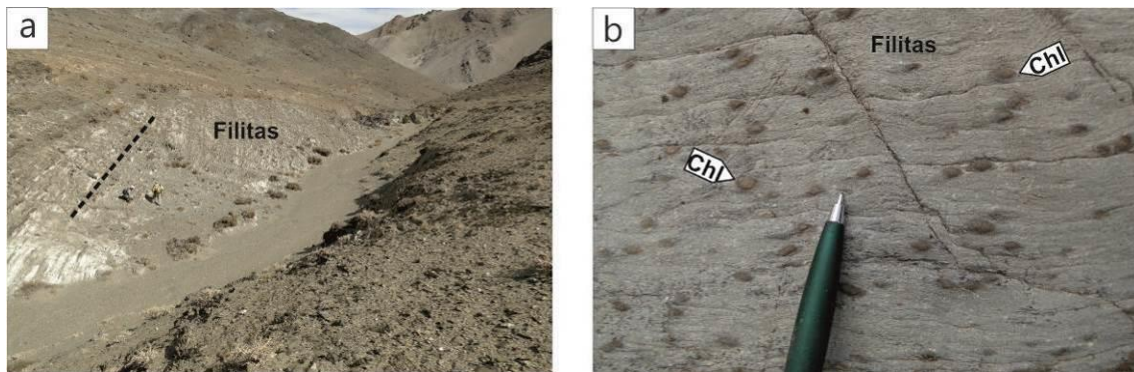


Figura 4.18. Aflormientos de la roca de caja en la quebrada Tramontana. a) Afloramiento de filitas con mota. b) Detalle de la figura anterior (a); notese los porfiroblastos de clorita (chl).

En la parte media de esta quebrada afloran rocas Ultramáficas (Fig. 4.19) con anfíbol, serpentina y venas de serpentina. Esta roca presenta una foliación S1 de 106/40 (DBz/Bz).

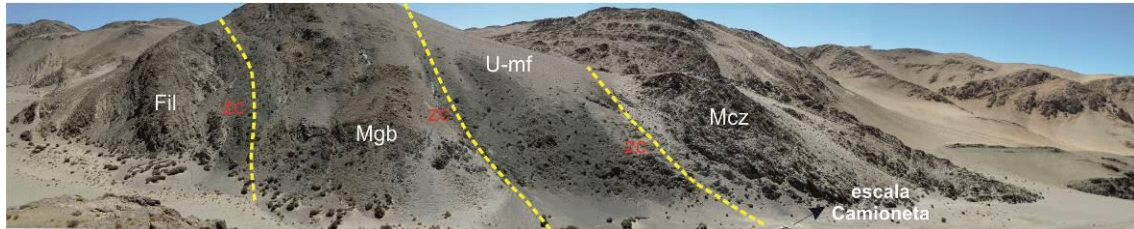


Figura 4.19. Vista panorámica del cuerpo principal de intrusivos máficos/ultramáficos en la quebrada Tramontana. Nostese las zonas de cizalla (cz, amarillo punteado) que rodean al intrusivo ultramáfico-máfico (U-mf). (Fil) filita; Mcz (metacuarcita); Mgb (metagabro).

En el sector más oriental, los afloramientos de roca ultramáfica forman bochas. Estas bochas por su forma externa son semejantes a pillows lavas (Fig. 4.20a, b), sin embargo no lo son. Son un claro producto del diaclasamiento y erosión-meteorización. Reconocer este proceso es de suma importancia ya que descarta la posibilidad que las rocas máficas/ultramáficas sean ofiolitas asociadas a una corteza oceánica.

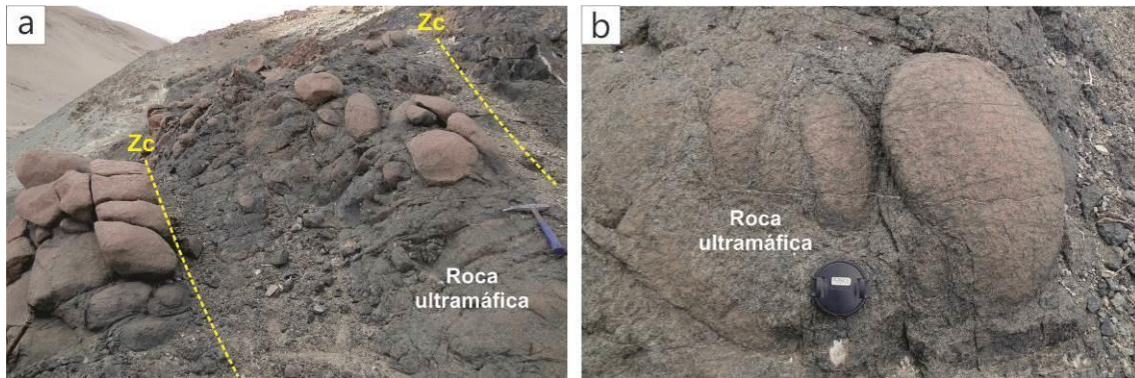


Figura 4.20. Cuerpos máficos/ultramáficos en la quebrada Tramontana. a) Afloramiento de rocas ultramáfica rodeado por pequeñas fajas de cizalla (Zc). b) Detalle de roca ultramáfica; notese que su seudoforma de pillow lavas es solo una morfología tallada por el viento.

4.4.2.2. Zona Centro-Oeste

En la zona media de la quebrada Tramontana, frente a los principales afloramientos de roca ultrabásica, afloran gabros milonítico en contacto con cuerpos de roca ultrabásica. Las milonitas flanquean al cuerpo máfico por ambos lados. La milonita está en contacto con metapelitas. La foliación del gabro y las metapelitas tiene orientación (DBz/Bz) de $\sim 270/55$.

Este gabro deformado está atravesado por diques de ~ 10 cm de espesor compuestos (Fig. 4.21a , b, c, d) de cuarzo plagioclasa, anfíbol y clorita. Todo el conjunto esta deformado.

El gabro tiene grano grueso y está compuesto por tablillas de plagioclasa. Ocurre como diques en cuerpos mayores de gabros.

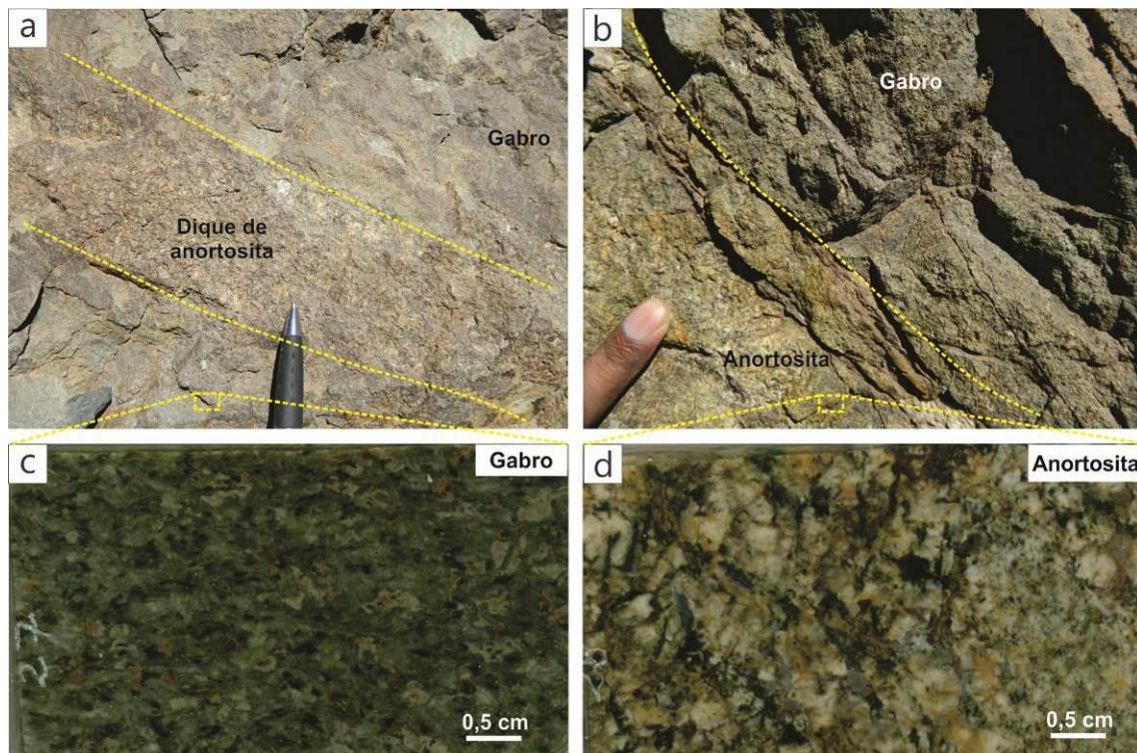


Figura 4.21. Afloramiento de cuerpos de anortosita en la quebrada Tramontana. a) dique de anortosita intruido en un cuerpo gábrico. b) detalle del contacto entre anortosita-gabro. c) detalle del gabro. d) detalle de la anortosita.

La zona está rodeado por hornfels con motas de FKS poiquiloblástico?. Estos hornfels son de grano grueso de composición metapsamítica y metapelítica.

Una característica de esta zona es la presencia de cuerpos de gabros cizallados rodeados por hornfels. Estos cuerpos lenticulares están rodeados por una caja metapelítica. La metapelita tiene una foliación S1 de orientación (DBz/Bz) 99/54 y un bandeo composicional S0 de 310/30 (DBz/Bz).

4.4.2.3. Zona Oeste

La parte más occidental de la quebrada Tramontana está constituida por una metavulcanita sedimentaria de textura porfírica formada principalmente por cuarzo y líticos pelíticos inmersos en una matriz de grano fino. Está deformada y foliada. Esta roca forma pliegues amplios (Fig. 4.22c) caracterizados por estar atravesados por venas de cuarcitas (Fig. 4.22f). No se observa ninguna lineación por lo que se presume que el origen de la foliación es por cizalla pura. Tiene una foliación tipo S1 con datos Dbz/Bz de 76/78. A esta foliación se superpone una segunda foliación de tipo crenulada.

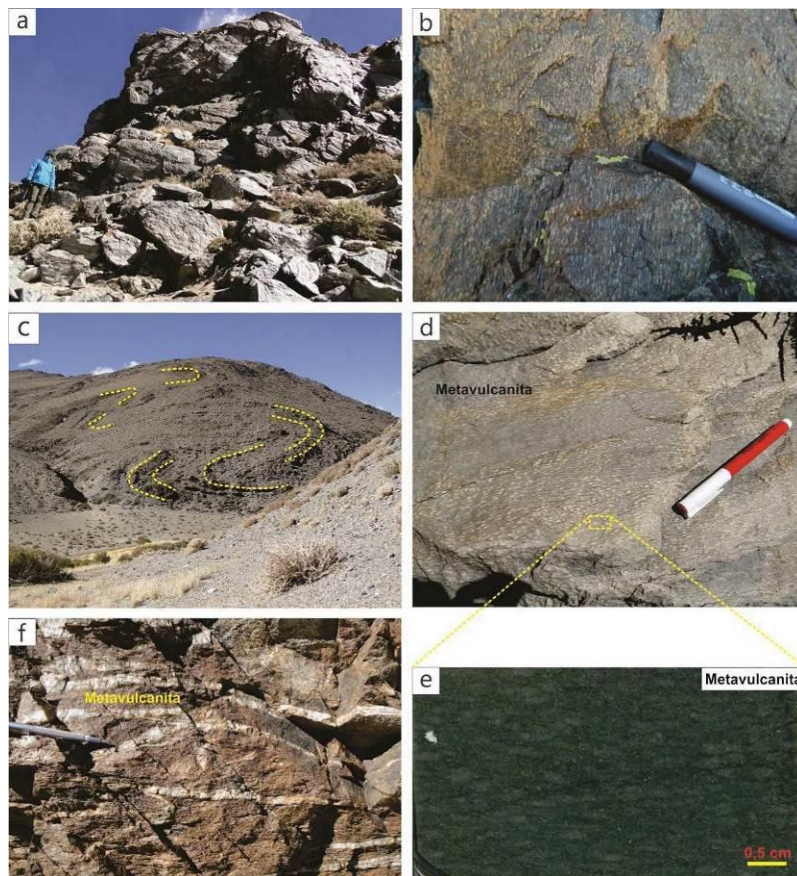


Figura 4.22. Metavulcanitas de la zona mas occidental de la quebrada Tramontana. a) Vista general de los afloramientos de metavulcanitas. b) detalle de la metavulcanita foliada. c) plegamiento de la metavulcanita. d) muestra de mano de la metavulcanita. e) aspecto de la

metavulcanita en una muestra pulida y barnizada. f) metavulnita atravesada por venillas de cuarzo lechoso.

4.4.3. Quebrada Cortaderas Chica

4.4.3.1. Zona Este

Se observa afloramientos de intrusivos gábricos de grano fino en contacto con hornsfels (Fig.4.23). Estos intrusivos gábricos tienen metavulcanitas como roca de caja. La granulometría varía hacia el interior de los cuerpos de los gabros. La textura es más gruesa hacia su interior y más fina hacia el contacto con la metavulcanita.

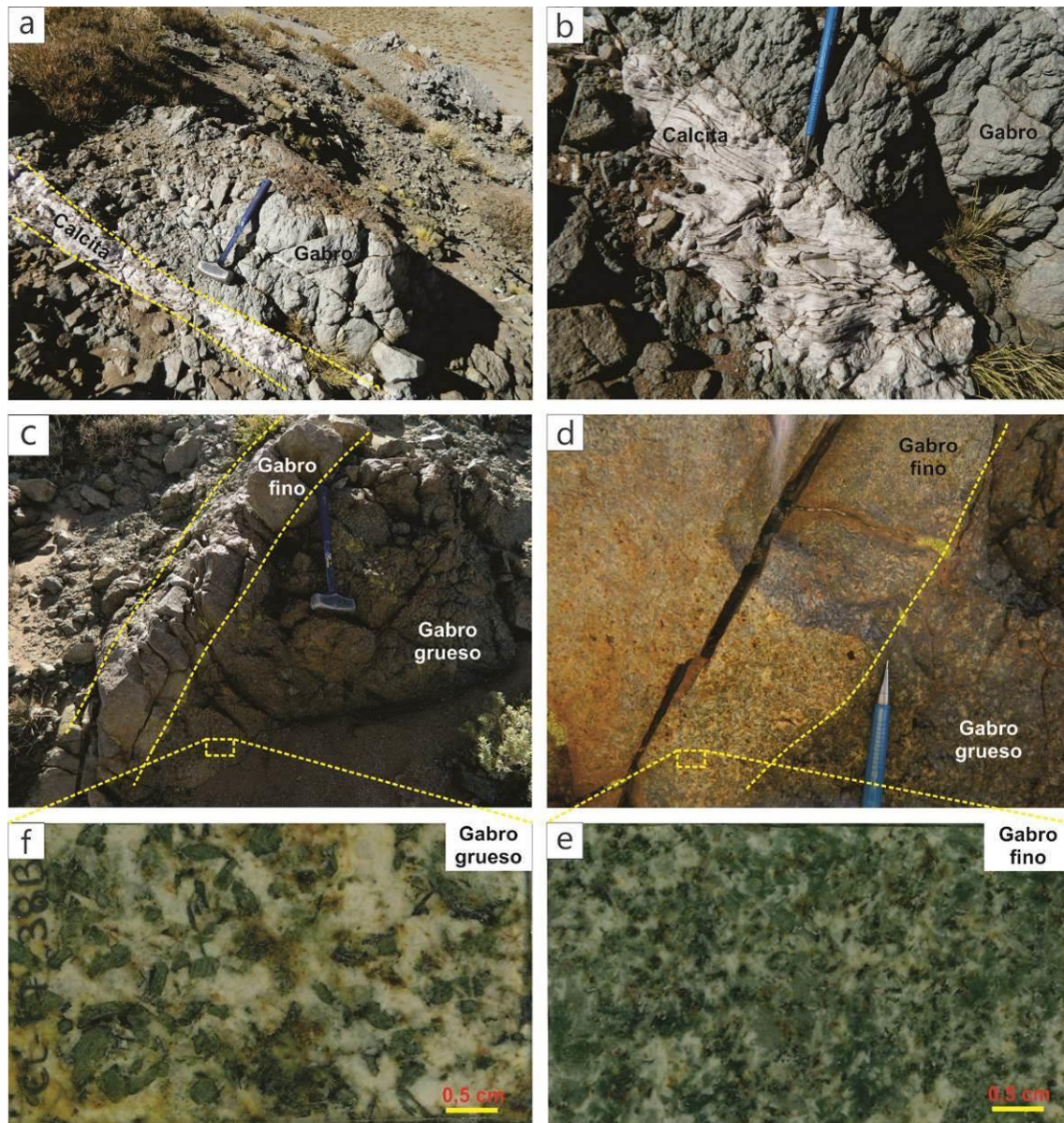


Figura 4.23. Aflramiento de cuerpos gábricos en la quebrada Cortaderas Chica. a) afloramiento de gabro atravesado por vena de calcita. b) detalle de la figura anterior (a). c) dique gábrico de grano fino intruido en gabros de grano grueso. d) detalle de la figura anterior (c). e) detalle del dique gábrico de grano fino. f) detalle del dique gábrico de grano grueso.

Generalmente los gabros están atravesados por venas de calcitas de hasta 30 cm de espesor con orientación $\sim 159/60$ (sigue la foliación S1 medida en otras quebradas) (Fig. 4.23). El gabo también está atravesado por diques de microgabros zonados (bordes de grano fino, interior granofírico). Estos diques tienen borde difuso respecto al gabo, lo cual implica que el gabo estuvo aún caliente durante la intrusión los diques de grano fino. Estas observaciones permiten evidenciar que los cuerpos gábricos se formaron por varios pulsos de magmas máficos. En este contexto se observa que los gabros tienen textura cumulática de minerales máficos como Opx y Cpx que forman piroxenitas.

Metavulcanita hornfelizada

Constituye la roca de caja de los intrusivos máficos gábricos. Tiene una foliación S0 de $322/74$. El espesor del hornfels es de ~ 5 m. Un perfil en planta, este cuerpo gábrico comienza con un espesor de 5 m de hornfels en contacto con gabros de grano muy fino que luego aumenta de granulometría hacia el centro del cuerpo. El gabo es un cuerpo discontinuo, compuesto por pequeños cuerpos cizallados con bodes muy deformados y alterados (Fig. 4.24). Por lo tanto existe una zonación granulométrica, además de deformación penetrativa. El gabo fino es de color verde oscuro. El contacto entre el gabo fino y el hornfels es de $258/56$.

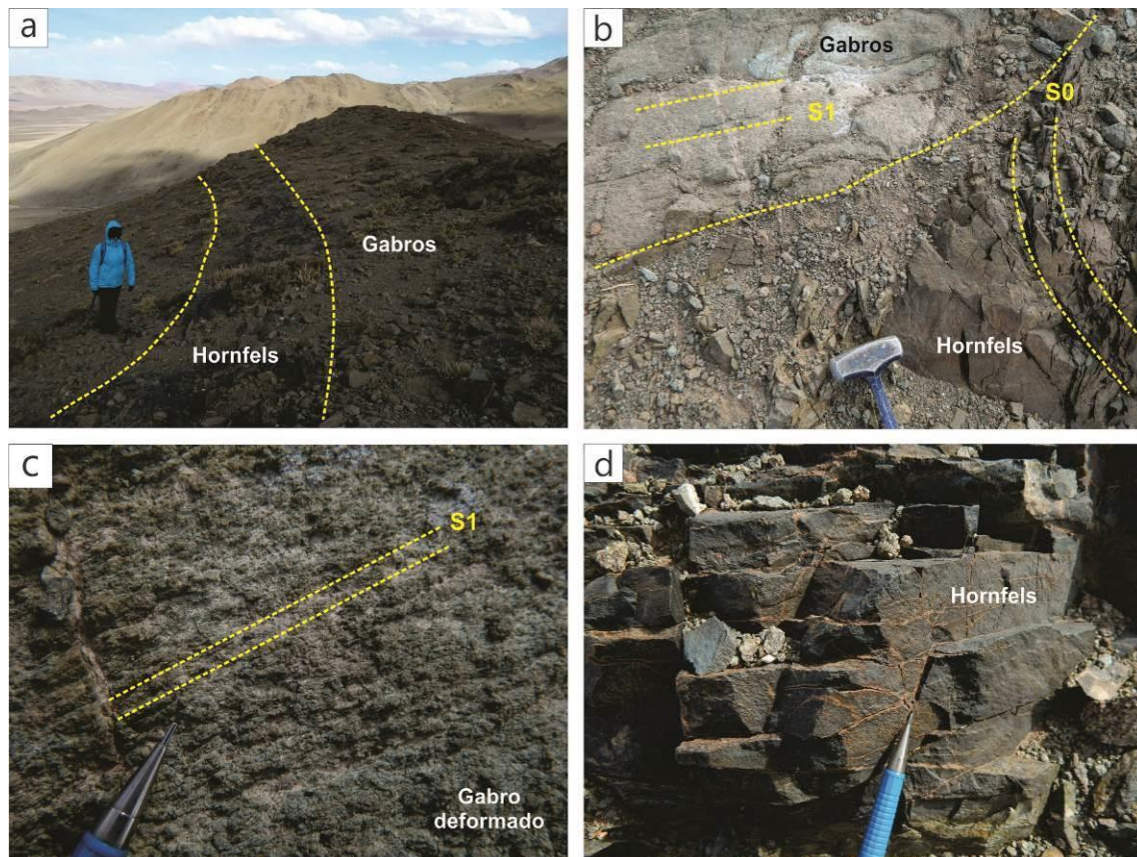


Figura 4.24. Sill gábrico en la quebrada Cortaderas. a) afloramiento de un sill gábrico con generación de un hornfels de 10 m de espesor. b) detalle del contacto entre el borde deformado

del cuerpo gabrico y el hornfels generado; notese el rumbo de las foliaciones S0 y S1. C) detalle del gabro deformado y su foliacion. D) detalle del hornfels.

Algunos sectores muestran un gabro de textura más gruesa que tiene abundante plagioclasa y anfíbol. Este tipo de gabro constituye una *facies* un poco más máfica que las *facies* gábricas anteriormente descritas en quebradas de Tramontana y Cortaderas.

En el sector Este de la quebrada se observan diques de microgabro que intruyen al cuerpo gábrico de grano grueso (Fig. 4.25). Estos diques se caracterizan por estar zonados. Tienen un borde de grano muy fino y un centro porfiroide (Fig. 4.25a, b).

En esta zona también se advierten segregados de plagioclasa cálcica (anortositas) que forman pequeños sectores con textura cumulática de 20x10 cm aproximadamente (Fig. 4.25b, c). Algunos de estos segregados intruyen la roca de caja. Otros agregados en cambio conforman cuerpos de forma tabular con una clara estructura de flujo magmático.

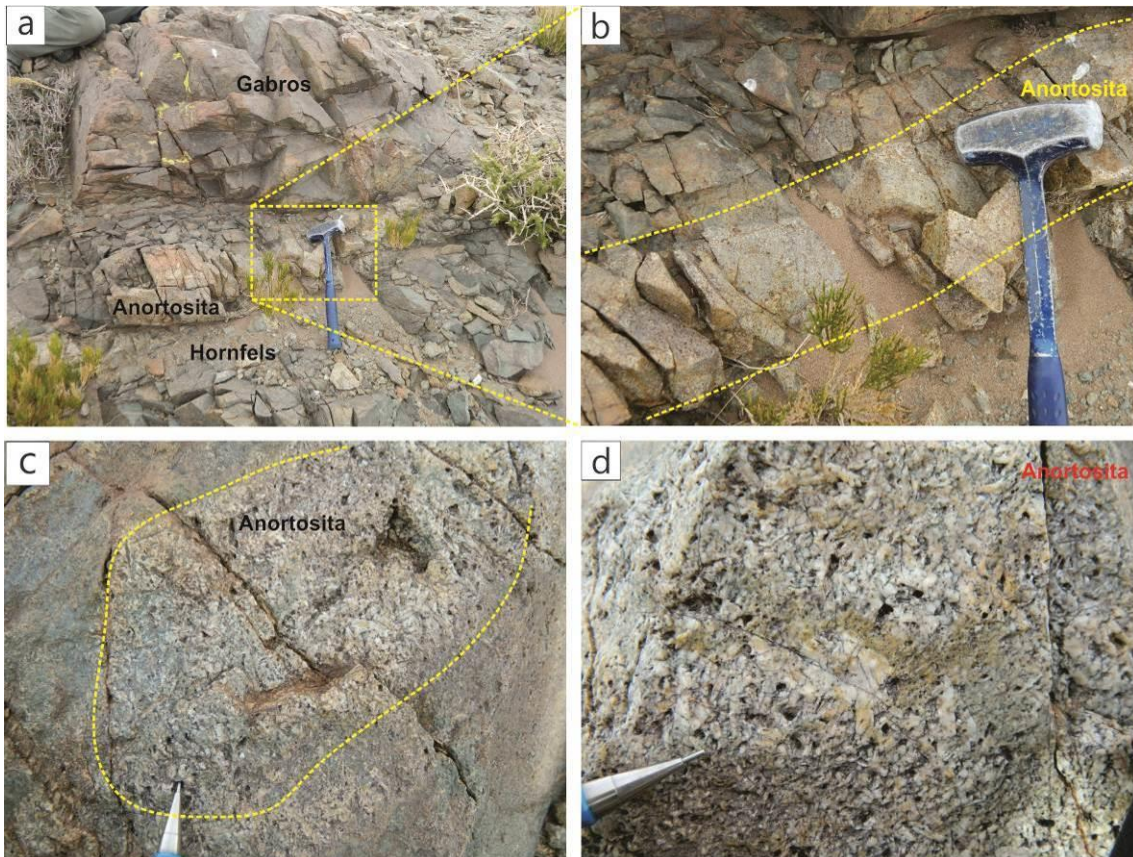


Figura 4.25. Afloramiento de cuerpos anortositicos en la quebrada Cortaderas Chica. a) Anortosita tabular en intrusivo gábrico. b) detalle de figura (a), c) Cumulato de anortosita; d) Detalle de la anortosita de la figura anterior (c).

4.4.3.2. Zona Oeste

Se observa un *sills* de roca máficas gábricas con segregados cumulares máficos. Algunos segregados casi totalmente compuestos por 1) ortopiroxeno

(opx), 2) ortopiroxeno –clinopiroxeno (opx-cpx) y 3) o cuasi totalmente de plagioclasa (pl). Estos segregados evidencian un claro fraccionamiento en el sills. Los Opx tienen hasta 5 cm de longitud, que en algunos casos conforman un hábito radial (Fig. 4.26b). Hay diques de microgabros que cortan los cuerpos máficos. Las rocas máficas tienen segregaciones de plagioclasa que definen una textura cumulática. Esta plagioclasa tiene forma de tablillas. Se observa que hacia el Oeste de la quebrada y parte más alta de estos afloramientos, el cuerpo máfico gábrico se torna más homogéneo. Esta homogeneidad está en una posición estructural elevada del sills. Estas evidencias implican que los cumulos máficos se diferenciaron y se hundieron en los sills, mientras los segregados más homogéneos y con más plagioclasa por ser menos densos migraron hacia la parte superior del sills. La presencia de tablillas de plagioclasas es una textura indicativa de enfriamiento rápido, propio de los magmas máficos cuando entran en contacto con una roca de caja o un magma de menor temperatura.

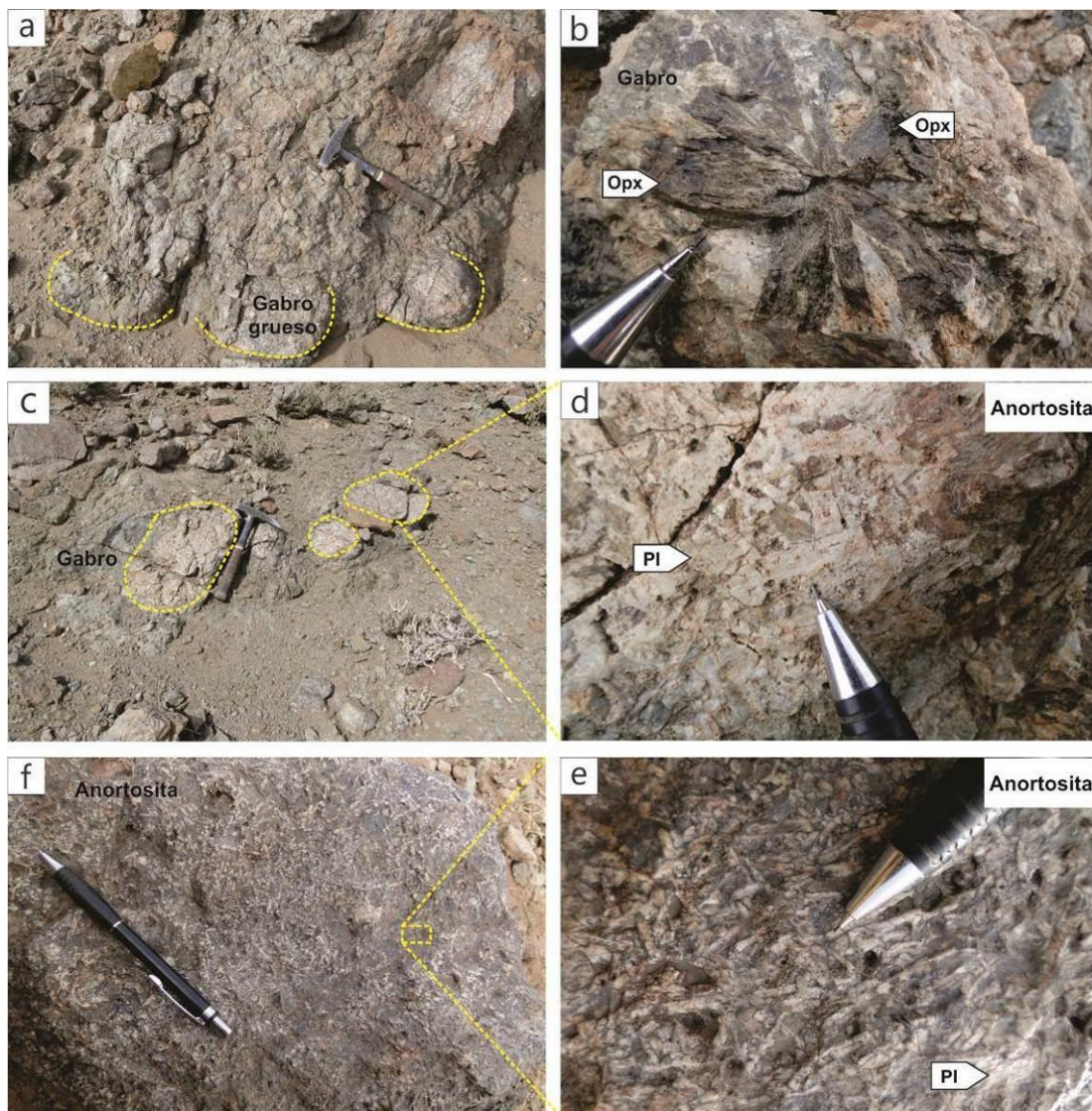


Figura 4.26. Afloramiento de cuerpos máficos y anortositas de la quebrada Cortaderas. a) cumulos máficos de piroxenitas; notese la forma redondeada de los cumulos. B) detalle del

habito radial de los ortopiroxenos (opx) de los cumulos. c) cumulos de anortositas en el intrusivo gábrico. d) detalle de los cristales de plagioclasa (Pl) de la anortosita. e) anortosita con cristales aciculares de plagioclasa. f) detalle de la figura anterior, notese el habito acicular y alargado de la plagioclasa, producto de un enfriamiento rápido (e).

En este cuerpo máfico, se observan septos de la roca de caja (*roof pendants*) (Fig. 4.27a, b, c) que están hornfelizados además de deformados y metamorizados. En estos *roof pendants* metapsamíticos se observa el bandeado composicional (S0) y la foliación S1.

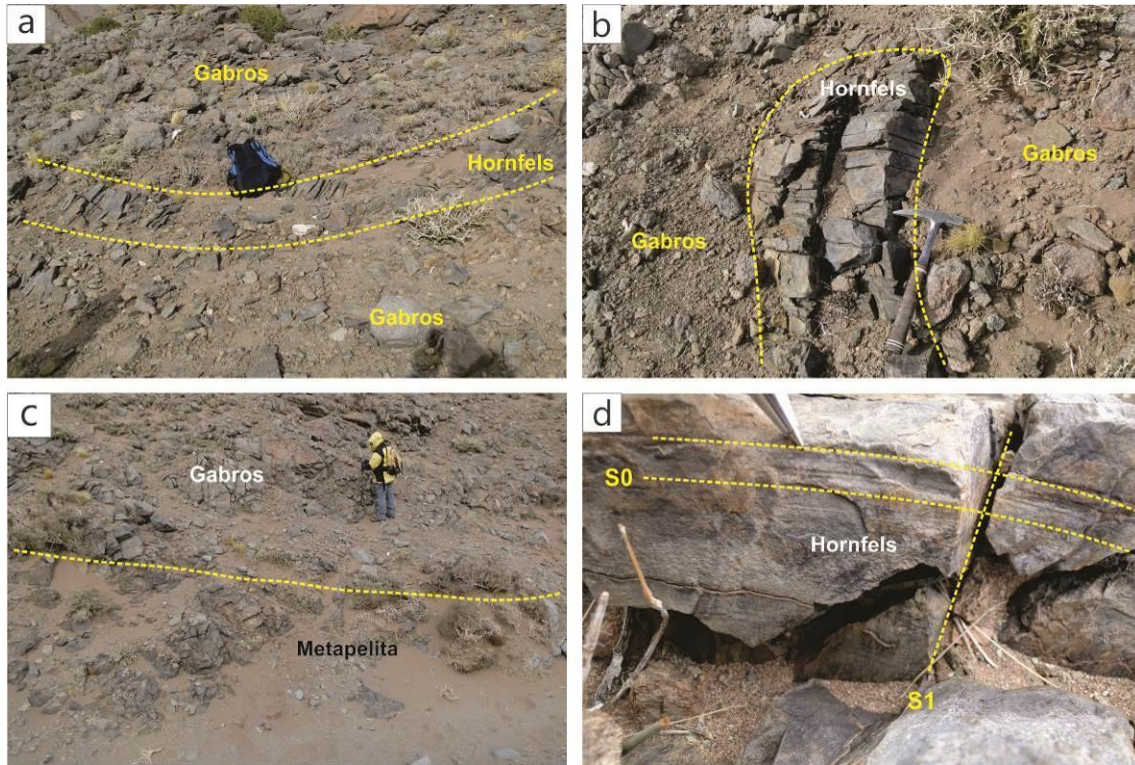


Figura 4.27. Intrusivo gabríco y ruft pendants en la quebrada Cortaderas Chica. a) Intrusivo gabríco con hornfels. b) detalle del contacto entre el gabro y el roof pendants deformado, metamorizado y hornfelizado. c) Contacto entre garbo de grano grueso y metapelita. d) detalles de las doliaciones S0 y S1 de los roof pendants.

En este sills, el contacto entre la caja metapelítica con gabros de grano fino se encuentran a 7 m de la parte más profunda de la quebrada.

El gabro de homogéneo, correspondiente a la parte más alta del *sills* se caracteriza por tener una granulometría media a gruesa, con abundante plagioclasa. En algunos sectores, este gabro contiene segregados de plagioclasa, es decir, cumulos denominados anortositas.

El extremo más oriental de este *sills* gábrico está en contactos con meta-vulcanitas y meta-pelitas. El contacto entre estas dos litologías sedimentarias es de tipo erosivo. En este caso, la metavulcanita forma un paleocanal en la metapelita.

4.4.4. Quebrada La Bayita

4.4.4.1. Zona Este y Centro

Se caracteriza por la intrusión de cuerpos máficos gábricos en paquetes intercalados de metapelitas/metavulcanitas. Estas intercalaciones constituyen la roca de caja de los intrusivos gábricos. La metapelita está constituida por folias cuyo espesor varían desde en el orden del mm al cm.

La metavulcanita ácida también está foliada (Fig. 4.28a, b, c, d). El contacto entre la metapelita y metavulcanita es de tipo concordante a paraconcordante. Estas dos unidades están deformadas y metamorfizadas en *facies* de esquistos verdes. La deformación se observa a nivel megascópico y en granos minerales. Ello muestra que la metavulcanita se comporta como un *resíster* ante la deformación, lo cual se traduce en budines de bordes deformados en el contacto con la metapelita. Es decir, las metavulcanitas ocurren como budines con sus bordes deformados y cizallados. Una característica notable de las metavulcanitas es la presencia de venillas de cuarzo lechoso (de hasta 3cm) que cortan la foliación. En algunos sectores las venillas de cuarzo están paralelas a la foliación.

Un dato no menor es la ocurrencia de septos de metapelitas con sus bordes hornfelizados. La presencia de estas metapelitas hornfelizadas indica la existencia de intrusivos máficos en subsuelo y que no alcanzaron a aflorar.

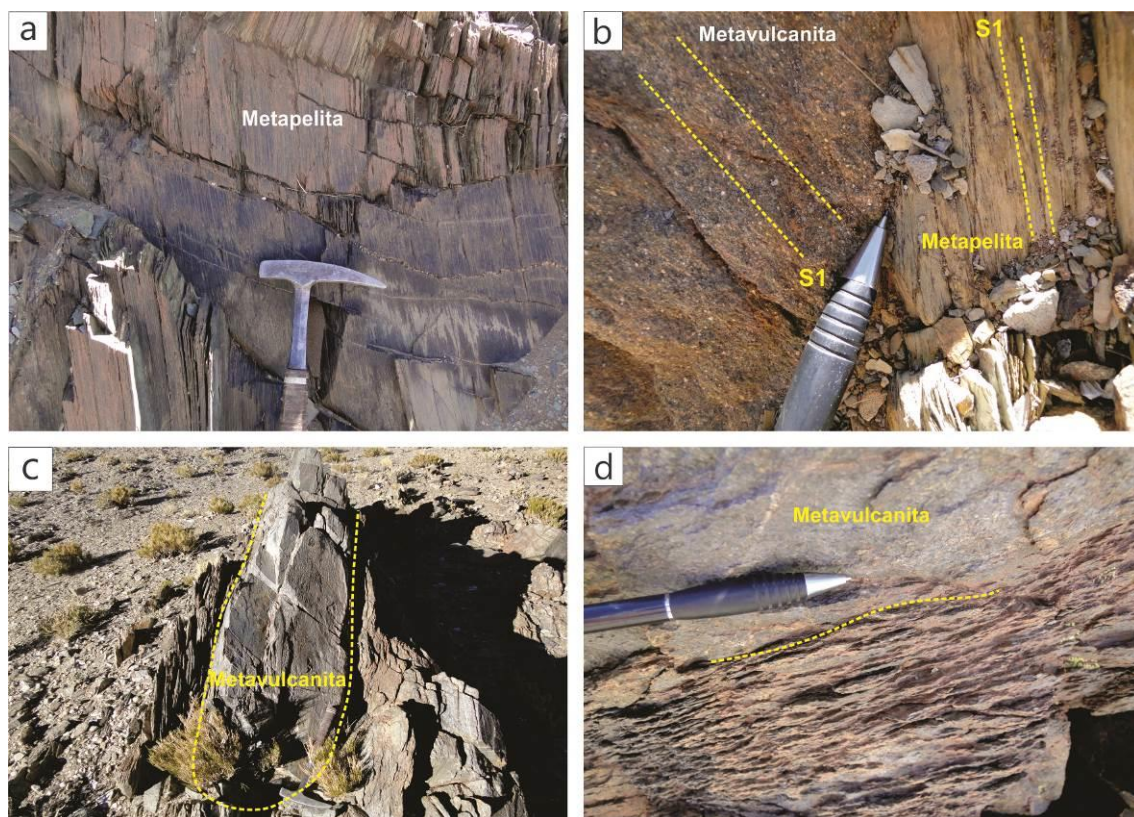


Figura 4.28. Afloramiento de hornfels metapelíticos pero sin presencia de intrusivo máfico aflorante en la quebrada La Bayita. a) cuerpo pelítico sin hornfels. b) contacto metavulcanita y metapelita; notar el rumbo de la foliación S1 debido a la refracción que se produce en los

bancos atravesados (Ver Mon y Hongn 1987). c) hornfels de metavulcanita, sin presenciade intrusivo máfico aflorante. d) contacto entre el horfels de metavulcanita y la metavulcanita.

En la zona centro de la quebrada se observan metapelitas intercaladas con metavulcanitas. Las folias son del orden del milímetro al centímetro. Una característica a resaltar es que las metapelitas tienen budines de metavulcanitas zonadas.

Hacia la zona más occidental de la quebrada se observa intercalaciones de metapelita y la volcano-sedimentita. La litologías varían en espesor y granulometría, algunos sectores aparece una metapsamita fina. Una característica de la zona es la ocurrencia de budines de metavulcanitas en metasedimento. Estos se habrían formado por cizalla. Son dextrales. Las mediciones de clivaje del PAO (plano axial) del S1 es de 88/82.

En la zona más occidental de esta quebrada se observa el contacto intrusivo entre un hornfels psamíticos con un gabro de grano fino (microgabro). Este cuerpo gábrico está rodeado por un borde de hornfels cuya base no se observa (Fig. 4.29).

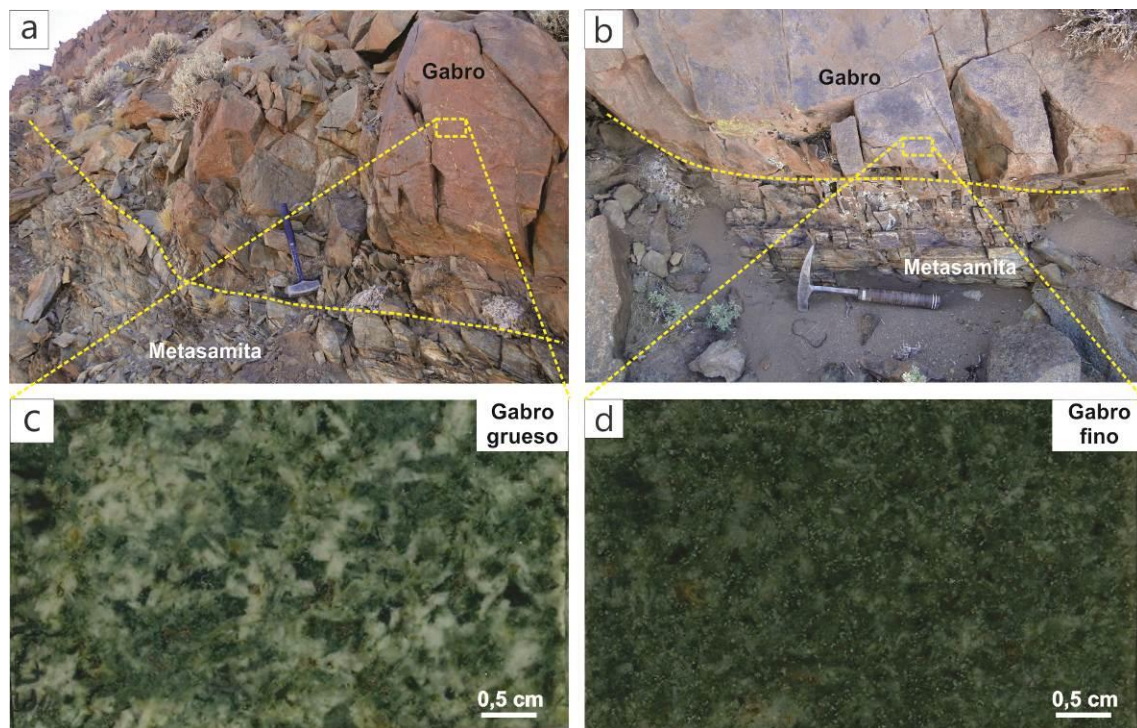


Figura 4.29. Intrusivo máfico con zonacion granulométrica en caja metasamítica en la quebrada La Bayita. A) Cuerpo gabríco intruyendo metapsamitas; notese el contacto intrusivo y la deformacion producida. b) detalle del contacto máfico-metapsamita de la figura anterior (a). c) detalle del gabro de grano grueso (interior del gabro). d) detalle del gbro de grano grueso (borde del cuerpo gabríco intrusivo).

El espesor del contacto entre el hornfels psamítico con gabros alcanza los 3 m. Desde esta zona y hacia la zona más occidental son metapsamitas.

Gabros

En la zona media de la quebrada La bayita se observan cuerpos gábricos que generan hornfels pelíticos de hasta ~10m de espesor (Fig. 4.30). Hacia el oeste estos hornfels están en contacto con una psamita y con un cuerpo gábrico, mientras que hacia el Este está en contacto con otro cuerpo gábrico. Estos considerables espesores de hornfels indican que son producto del input calórico ejercido por los cuerpos gábricos que los rodean. Estos espesores de hornfels necesariamente permiten plantear que los cuerpos gábricos que los produjeron son de volúmenes considerables y que no está aflorando, como se han observado en las otras quebradas donde únicamente ocurren hornfels sin los cuerpos máficos.

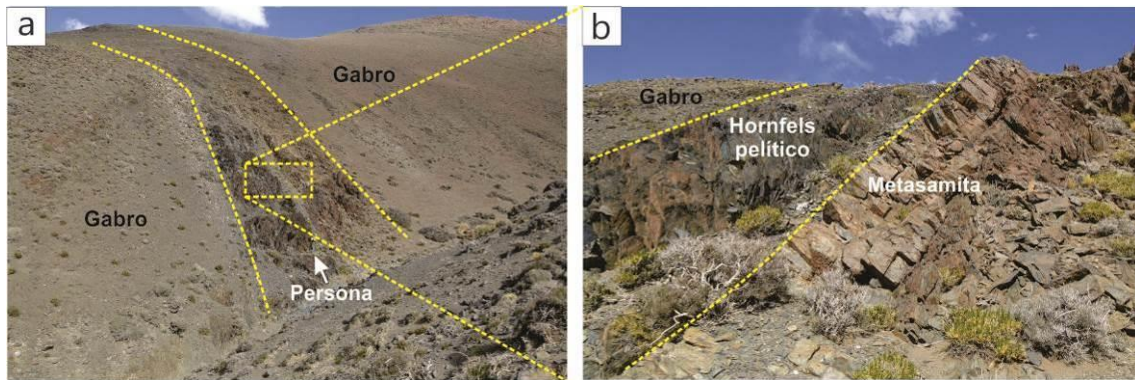


Figura 4.30. Hornfels de hasta 10 m de espesor. a) hornfels pelítico-samítico entre intrusivos gábricos, notar el considerable espesor (>10 m). b) detalle de la figura anterior.

5. PETROGRAFÍA

Sobre la base de las características de campo se ajustaron las unidades generales definidas previamente durante las observaciones mesoscópicas. Se definen las siguientes *facies*: (1) *facies* de roca ultramáfica, (2) *facies* de gabros, (3) *facies* de anortosita, y (4) *facies* de vulcanitas.

Al igual que en las descripciones de campo, para indicar las fases minerales, se utiliza las abreviaturas propuestas por Whitney y Evans (2010). Las condiciones de captura de la fotografía bajo el microscopio de polarización se representa con la simbología NX y N// para indicar la posición cruzada o paralela (nicoses) del analizador respecto del polarizador. En general las rocas básicas y ultrabásicas presentan un grado avanzando de alteración y por lo tanto muchas de ellas no muestran ninguna información significativa mineralógica y química útil para el estudio.

5.1. Unidades meta-vulcanosedimentaria

Hornfel psamítico, pelítico y riolítico

Las están representadas por varias muestras. Son de difícil interpretación si antes no se observaron los afloramientos en el campo. Son rocas de granulometría fina a mediana y coloración oscura, frecuentemente oxidadas y con fractura concoidea (Fig. 5.1). En el campo, se encuentran relacionadas con los metagabros y metasedimentos (Fig. 4.2b, d). Estas litologías afloran en los bordes de los intrusivos máficos de las distintas quebradas. En estas rocas se producen estructuras similares a vesículas, que en su parte están rellenas de sílice (cuarzo recristalizado, Fig 5a, b), en contactos suturados entre sí. También pueden contener granos de carbonato y otros minerales de relieve alto, que no fueron apropiadamente identificados (posiblemente epidoto, rutilo y titanita).

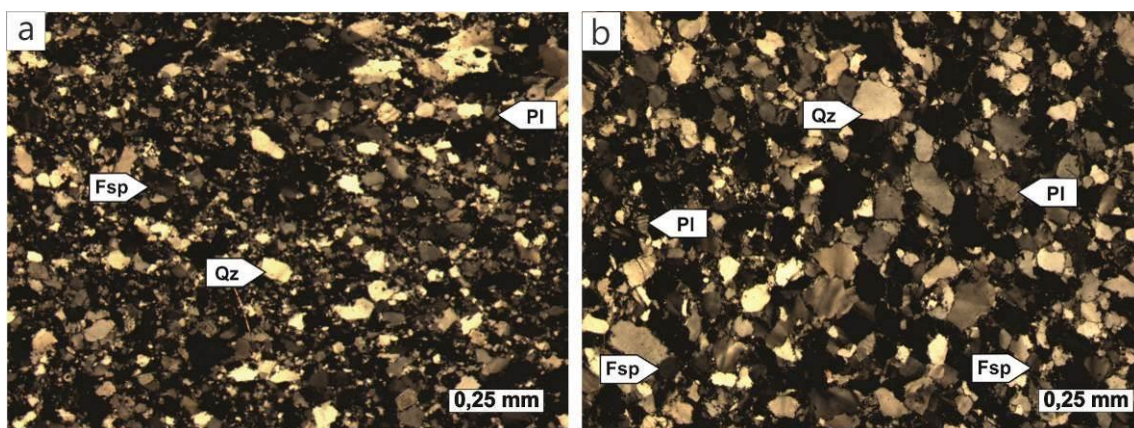


Figura 5.1. A) Hornfels pelítico, b) Hornfels psamítico.

Las vesículas varían entre 0,1 y 0,2 mm y entre 0,2 y 1,3 mm, que es más deformada que la primera. Las vesículas muchas a veces ocurren estiradas y frecuentemente se amalgaman, dando origen a vesículas compuestas, formadas por 2 o más vesículas.

Los granos de cuarzo que llenan las vesículas son recrystalizados, equigranulares, y varían de angulosos a ligeramente redondeados. Granos con tamaños más grandes que el promedio sólo se producen localmente. El cuarzo que llena las vesículas tiene aspecto más límpido que el cuarzo que compone la matriz. Los cristales presentan extinción ondulante y poseen tamaños entre 0,1 mm- 0,15 mm.

5.1.1. Metavulcanitas

5.1.1.1. Facies de riolitas

En campo, la riolita constituye rocas con foliación tectónica bien definida y ocurre en contactos con metagabro y limitada por zonas de cizalla. Estas zonas de cizalla colocan la unidad de riolitas en contacto con pelitas y metagabros. Una de las muestras representa el contacto entre riolita y pelita.

Las riolitas poseen coloración gris, presentan granulación gruesa, y muestran cristales milimétricos de plagioclasa y cuarzoes redondeados, poco deformados, visibles a simple vista. La mineralogía principal está compuesta por plagioclasa, microclino, cuarzo y clorita (Fig. 5.2). Como minerales accesorios ocurren apatita, epidoto, zircón y pirita fina diseminada (1% modal).

La plagioclasa (albita, según método Albita-Carlsbad) (30% modal) ocurre como fenocristales relícticos que presentan maclas y zonación ígnea. Están saussuritizados y alcanzan los 3,5 mm de tamaño. Algunos individuos son poiquilíticos (inclusiones de clorita), y no exhiben deformación. Presenta diversos tipos de textura, porfírica, glomeroporfírica y antipertítica (cristales de microclinio con coronas de plagioclasa) son frecuentes. Generalmente ocurren bastante fracturados, y los granos mayores pueden llegar a 4,5 mm.

Los fenocristales de microclino (12% modal) ocurren en muestras alteradas generalmente como peritita (exsoluciones de plagioclasa en microclino). Estos feldespatos exhiben maclas albita-periclina y pueden llegar a un máximo de 2 mm en tamaño. Las riolitas muestra menos alteradas exhiben fenocristales de feldespato bien formados, posiblemente correspondientes a la variedad ortoclasa, lo que sugiere que el microclino existente en las muestras alteradas pueden ser ortoclasa invertida.

Los fenocristales de cuarzo (10% modal) tienen un aspecto límpido y un tamaño entre 0,1 y 3 mm. Presenta fuerte extinción ondulante y frecuentemente se encuentran fracturados. Las relaciones de textura de estos fenocristales (bordes redondeados y golfos de corrosión, (Fig. 5.2) indican desequilibrio con la matriz. Pueden ocurrir fragmentos líticos que representan agregados policristalinos, compuestos por únicamente ese mineral.

La matriz es de granulación fina (45% modal) está compuesta por granos con tamaño menores a 0,1 mm. Está constituida en su mayor parte por feldespato, además de plagioclasa y cuarzo. Localmente, ocurren aglomerados de cristales de granulación más gruesa, pero la matriz es a menudo homogénea en lo que se refiere al tamaño de los granos.

Clorita (15% modal). Tiene hábito laminar y consiste en la variedad más rica en hierro, penina. Se presenta en contacto con la plagioclasa. También ocurre en la matriz, formando parte del dominio lepidoblástico. Otra variedad rica en hierro, distinta de la penina, ocurre y está frecuentemente concentrada en "bolsones" (Fig. 5.2) o dentro de cristales de plagioclasa. Los individuos de mayor tamaño pueden alcanzar los 7 mm, mientras que los menores están en la matriz y tienen un tamaño menor a 0,1 mm. En algunos sectores la clorita es poiquiloblástica, exhibiendo inclusiones de titanita. Ambos minerales (clorita y titanita) posiblemente se formaron a partir de antiguos cristales de biotita.

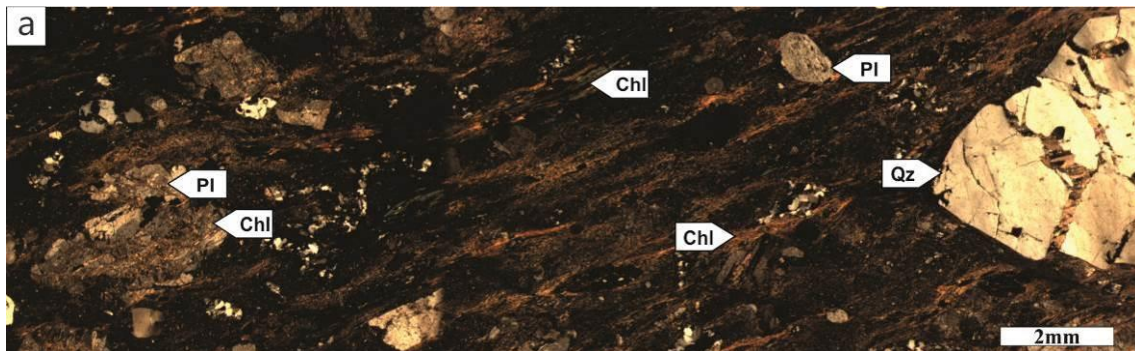


Figura 5.2. Riolita porfírica con fenocristales de cuarzo (Qz) en una matriz de grano fino compuesta por clorita (chl), plagioclasa (Pl) y cuarzo. Obsérvese los fenocristales de cuarzo fracturados (lado derecho).

Riolita porfírica de grano fino con cinemática inversa: (P.e.: CL-16-01, CL-16-03, CL-16-05, CL-16-11).

Se trata de una riolita inequigranular porfírica hipidiomórfica. Está constituida por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y vidrio inmersos en una matriz de grano fino de composición clorítica.

El cuarzo es subhedral. Alcanza un tamaño de hasta 8mm. Tiene extinción oscilatoria y fracturas rellenas de clorita y calcita secundaria. En algunos casos se observan agregados policristalinos de cuarzo.

La plagioclasa es subhedral con tamaño de 5,4mm. Esta moderadamente alterada a sericita. Tiene numerosas fracturas rellenas de calcita y clorita y mica blanca. En algunos casos la plagioclasa forma glomeropórfiros.

La biotita está muy alterada a clorita. Sus restos alterados forman núcleos irregulares con formas de fiame. A menudo estas pseudofiames están constituidos por clorita, opacos, titanita y zircón. Alcanzan hasta 6mm de largos.

El vidrio es de forma anhedral e irregular y tamaño de 1,9mm.

El feldespato potásico es subhedral y de hábito prismático. Esta alterado a sericita. Tiene fracturas rellenas de sericita y clorita.

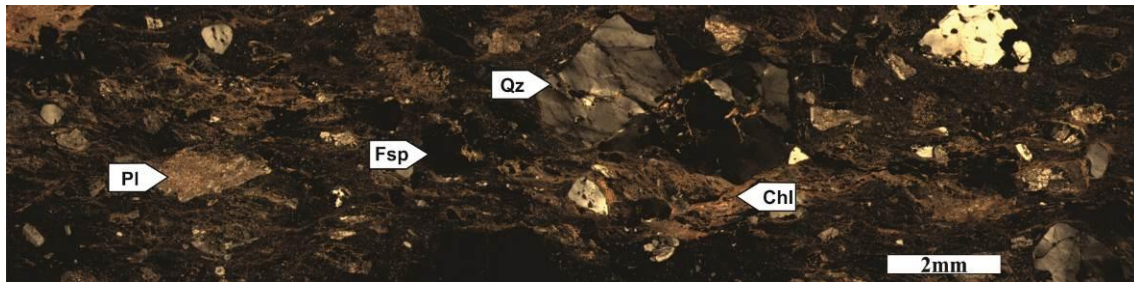


Figura 5.3. Metariolita con cinemática inversa, compuesta por Qz, Fps, Pl y Chl.

5.1.1.2. Facies de metavulcanita hornfelizada

Esta *facies* ocurre espacialmente relacionada al cuerpo principal de metagabro, ubicado en la porción sur-oriental de la Quebrada Tramontana. Las relaciones de contacto entre esas unidades son de difícil interpretación, ya que ambas se encuentran dentro de una zona de cizallamiento que deforma las diferentes rocas expuestas (cuarcitas, pelitas, grauvacas) con diferentes intensidades, alterando las relaciones inicialmente existentes entre ellos y modificándolos texturalmente. Las muestras poseen composición riodacítica a dacítica, granulometría media a gruesa, coloración oscura y frecuentemente están cortadas por vetas de cuarzo.

Las rocas metavolcánicas hornfelizada están compuesta esencialmente por una matriz fina de cuarzo y plagioclasa (Fig. 5.3). La matriz (65% modal) está compuesta por feldespato, plagioclasa y cuarzo equigranulares. Localmente pueden ocurrir aglomerados de granos mayores que la media, de tamaño inferior a 0,1 mm. Como minerales accesorios ocurren clorita, circón y epidoto (1,5% modal).

El cuarzo (25% modal) ocurre en la matriz, rellenando venas o como fenocristales de hasta 0,8 mm de tamaño, inmersos en una matriz de grano fino (Fig.5.3). Los fenocristales son angulosos e inequigranulares, poseen un aspecto límpido y una extinción ondulosa. Estos muestran aspecto de engolfamiento, que sugieren *inputs* calórico por parte del gabro que lo rodea o bien un desequilibrio durante enfriamiento por presencia de fluidos. Tanto en la matriz y como fenocristal, el cuarzo conforma el dominio granoblástico de la roca. Cuando ocurren llenando venas, presenta una fuerte extinción ondulosa y tienen tamaños que varían entre menores a 1 mm.

La plagioclasa (10% modal) está alterada y sauceritizada. Al igual que el cuarzo, se presenta en la matriz y como fenocristales de hasta 2 mm de longitud. Estos fenocristales están inmersos en una matriz de grano fino, eventualmente presentan un aspecto límpido.

Las fracturas rellenas por cuarzo y plagioclasa tienen espesores menores a 2 mm. Ocurren en dos direcciones principales casi ortogonales entre sí.

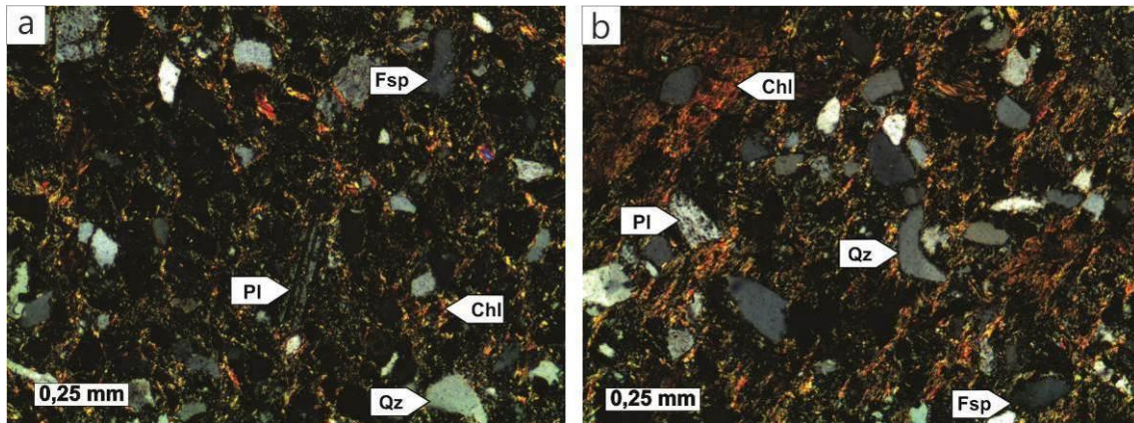


Fig. 5.4. a) y b) Metavulcanita hornfelizada con granos de Qz, Pl, Fps, Chl. Obsérvese en la figura b) el grano relíctico de cuarzo engolfado (centro de la figura).

5.1.2. Metasedimentitas

5.2.2.1. Facies de grauvas

Es la *facies* de mayor distribución areal, ocurre a lo largo de toda la quebrada Tramontana (Fig. 5.5). Son bastante heterogéneas con respecto a la composición, granulometría, grado de alteración y deformación. Desde el punto de vista composicional, pueden ser grauvas feldespáticas o líticas. Presentan granulometría fina, media o gruesa y matriz moderadamente recrystalizada (hornfelizada) y de sustituida.

Las grauvas están compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa y clorita (Fig. 5.5).

El cuarzo (35% modal) es límpido, mal seleccionados, anguloso y eventualmente subredondeado. Algunos granos tienen bordes engolfados (Fig. 5.5), lo que indica su naturaleza volcánica. Los contactos entre los granos varían desde tangenciales a planos, a veces flotantes. En la matriz se presentan suturados. Algunos cristales están muy fracturados (indicativo de deformación dúctil) o estirados (Fig. 5.5) y con formas aproximadamente sigmoidales (indicativo de deformación dúctil). A menudo exhiben sombras de presión, rellenas por principalmente por clorita y mica blanca (Fig. 5.5). Los granos varían entre 0,1-2 mm. Se observa formación de subgrano, característica de recrystalización dinámica, es frecuente, así como su extinción ondulosa y uniones triples.

La plagioclasa (30% modal) se encuentra bastante sauceritizada. Algunos todavía preservan el maclado tipo Albite-Carlsbad. Varían entre 0,1 y 1,9 mm, con la mayoría de los granos mayores que 0,2 mm, y pueden ocurrir como cristales flexurados, característicos de deformación dúctil. En general estos cristales están mal seleccionados mineralógicamente y texturalmente. En los cristales más alterados, los clastos forman ocelos rodeados por filosilicatos de la matriz (Fig. 5.5). Son poiquiloblásticos (inclusiones de mica blanca, penina, zircón), y exhiben contactos tangenciales, planares o flotantes entre sí. El contenido de anortita según el método de Michel-Lévy es bajo.

La matriz (entre el 15 y 40% modal) está constituida principalmente por clorita, además de mica blanca fina (Fig. 5.5) y cuarzo (Fig. 5.5). Los filosilicatos pueden o no presentar orientación preferencial, en relación con el grado de deformación que experimentó la roca. La matriz a menudo ocurre rodeando clastos de agregados policristalinos (Fig. 5.5) y otros minerales constituyentes de la roca.

Las muestras generalmente exhiben zonas fracturadas, las cuales están oxidadas y rellenas por minerales opacos y clorita. Fuera de esas zonas, la clorita también es la fase mineral más abundante, a tal grado que en algunos sectores ocurre localmente como único constituyente, sin cuarzo. En otros sectores puede acontecer como recristalización de la matriz y reemplazo por cuarzo y carbonato.

La clorita ocurre como parte de la fracción principal y como componente de la matriz. En el primer caso se observa su variedad pennina (5% modal) que a menudo se presenta como grandes cristales lamelares y deformados (Fig. 5.5). Mientras que en la matriz aparece asociada a cuarzo. Como se mencionó anteriormente, la abundancia de clorita está relacionada con la presencia de fluidos (donde existen fracturas, clorita es la fase más abundante y generalmente ocurre acompañada por opacos). Su tamaño es variable, en general menor a 1 mm, sin embargo, algunos casos los granos flexurados alcanzan hasta 2 mm de longitud. Generalmente acontece con textura poiquiloblástica formada por inclusiones de cuarzo y feldespato, rodeando cristales mayores de cuarzo. En otros casos presentar la típica textura lepidoblástica como es el caso de algunos fragmentos líticos que componen las grauvacas feldespáticas; en este último caso tiene una granulometría más fina, similar a la granulometría de la matriz. Se producen ocelos constituidos sólo por filosilicatos, en su mayor parte clorita (Fig. 5.5).

Las grauvacas presentan varios tipos de fragmentos líticos (10% modal), a menudo cortados por vetas de cuarzo o carbonato (los cuales alcanzan un máximo de 2 mm). Los fragmentos líticos más comunes pueden llegar hasta 7,5 mm, y se componen principalmente por cristales muy finos de clorita, cuarzo y opacos (Fig. 5.5). Ello sugiere que son productos derivados de rocas pelíticas. Poseen coloración marrón, son angulosos y frecuentemente están estirados. En estos fragmentos, la clorita conforma dominio lepidoblástico de la roca. Son comunes las venas de cuarzo discordantes de aproximadamente 1 mm de espesor que ocurren cortando la foliación.

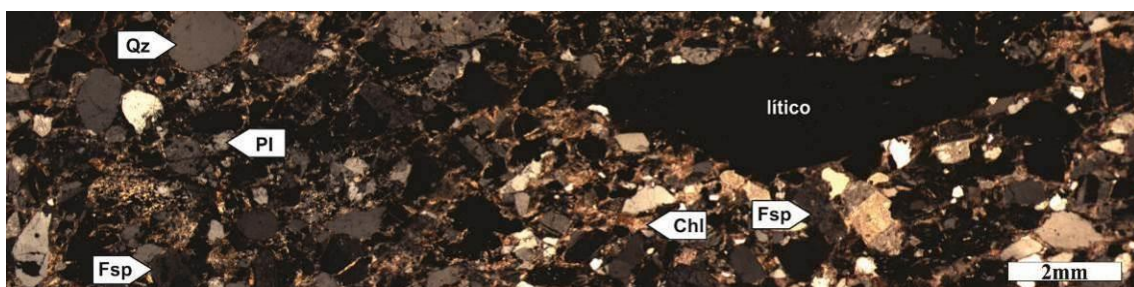


Figura 5.5. Metasedimentita (grauvaca) compuesta por fenocristales de Qz, Pl, Fsp y líticos inmersos en una matriz de grano fino. Obsérvese los grandes fragmentos líticos.

Un segundo tipo de líticos está constituido en su mayor parte por una matriz isotrópica, compuesta de clorita y cuarzo.

Los fragmentos de agregados policristalinos también son comunes, generalmente compuestos de cuarzo y plagioclasa y en algunos casos clorita. Sin embargo en otros casos puede ocurrir solamente clorita. Los contactos entre los granos que componen los agregados varían de planares y suturados (contactos rectos) a interdigitados (Fig. 5.5), lo que sugiere proveniencia de roca graníticas.

También pueden ocurrir fragmentos constituidos por material muy fino, de coloración oscura que a menudo presentan formas sigmoidales (Fig. 5.5). Estos pueden llegar hasta 2,5 mm y su morfología sugiere que se trata de pómez o fiames alteradas.

Como fase opaca (1% modal) ocurre pirita, con tamaños inferiores a 0,4 mm. Los minerales accesorios (<1% modal) son circón y rutilo.

5.2.2.2. Facies de areniscas conglomerádicas

Las areniscas conglomerádicas ocurren intercalados con las otras litologías que constituyen la secuencia meta-vulcanosedimentaria a lo largo de la Quebrada Tramontana. Las muestras estudiadas son clasto soporte, constituidos en su mayor parte por clastos de cuarzo y plagioclasa. El tamaño de los granos varía entre arena gruesa y muy gruesa hasta granos finos, por lo que el nombre intermedio entre arenisca y conglomerado.

Los granos de cuarzo (45% modal) son mal seleccionados y angulosos, eventualmente están redondeados. Los individuos mayores pueden llegar a hasta 2 mm, presentan extinción que varía de normal a ondulante, puntos triples y formación de subgrano. Los contactos varían de planos a tangenciales entre sí. Este mineral también constituye el cemento de la roca.

La plagioclasa (20% modal) está sauceritizada. Los granos mayores llegan a 2 mm, son angulosos, mal seleccionados, y están en contactos flotante, tangenciales o planares respecto a los granos de cuarzo.

La Clorita (4% modal) consiste en la variedad penina y ocurre como granos deformados con tamaños entre 0,5-2 mm. Presentan inclusiones de cuarzo y feldespato. Tiene el típico hábito lamelar y pueden ocurrir como constituyente de fragmentos líticos que componen las muestras.

Los intersticios entre la fracción principal está compuesto por sobrecrecimientos de granos de cuarzo. Además, ocurren tres tipos de cemento (15% modal). Uno carbonático, en el cual los cristales de carbonato están en contactos planares con otros minerales y suturados entre sí. Estos presentan inclusiones de opacos, y los granos mayores pueden llegar a hasta 1 mm. El carbonato sería un producto de alteración de clastos de los cristales de feldespato. Otro cemento lo constituye el cuarzo microcristalino, que es e más frecuente, sin embargo, cantidades subordinadas de cemento de argilominerales también ocurren.

Los fragmentos líticos son de varios tipos y consisten en los mismos encontrados en las muestras de grauvacas líticas (descritas en esta sección). Generalmente son milimétricos y frecuentemente ocurren cortados por vetas de cuarzo flexurado, que con $<0,1\text{mm}$. Los contactos de los fragmentos generalmente están bien definidos, y pueden ser limitados por cintas de cuarzo.

5.2.2.3. *Facies de pelitas*

Las pelitas son comunes en el área, y ocurren en las quebradas Cortaderas, Tramontana, Cortaderas Chica y la Bayita, siempre en alternancia con las fábricas metasedimentarias más gruesas. Al microscopio poseen granulometría muy fina y están constituidos por cuarzo, clorita y opacos, además de materia carbonosa. Tiene esquistosidad dada por una alternancia de bandas de cuarzo y de clorita. La muestra 5712 está en contacto con una capa de riolítica, y pose plagioclasa en proporciones subordinadas.

El cuarzo (45% modal) ocurre como cristales de tamaño inferior a 0,1 mm, o como granos mayores (5% modal), que alcanzan hasta 0,15 mm. Generalmente están estirados paralelamente a la foliación de la roca, y algunos cristales están rotos, lo cual indica que ya integraban la roca antes de la deformación y metamorfismo. Varían de angulosos a subredondeados, presentan extinción ondulosa y están mal seleccionados.

Esta litología presenta dos direcciones preferenciales de diaclasamiento, ortogonales entre sí). A veces, estas microfracturas conforman figuras en forma de huecos y sigmoides en granos de cuarzo y alrededor de aglomerados de materia orgánica. La oxidación es más intensa en estas áreas, debido a la percolación de fluidos. Las direcciones de diaclasamiento ortogonal pueden ser estilolitos de origen sedimentario (concordantes con la foliación) y tectónica (discordantes a la foliación, perpendiculares a ésta), originados por disolución por presión.

La clorita (30% modal) ocurre junto con cuarzo y forma bandas cloríticas que se alternan con bandas cuarzosas. Posee coloración verde y un ligero pleocroísmo. Constituye el dominio lepidoblástico de la pelita.

El contacto entre pelita y riolita es bien definido, irregular y abrupto, marcado por una superficie más oxidada (. A lo largo del contacto ocurre erosión de la roca más fina (pelita) por la más gruesa (riolita).

5.2.2.4. *Facies de areniscas feldespáticas*

Esta *facies* generalmente ocurre cerca de los contactos entre metagabros y metasedimentos, así como las cuarcitas. Las rocas de esta unidad están compuestas principalmente por granos de cuarzo, carbonato y plagioclasa.

Los granos de cuarzo (80% modal) son mal seleccionados, angulosos y ocurren como granos entre 0,1 mm hasta 0,9 mm. Poseen extinción ondulosa forman subgranos. Ocurren en contactos tangenciales o suturados entre sí y de la misma forma con los otros minerales constituyentes de la roca.

Los cristales de carbonato ocurren rellenando venillas generalmente menores a 1 mm de espesor. También se presenta como granos bien formados (17% modal) ocupando los intersticios de granos de cuarzo y plagioclasa. En el último caso consisten en alteración de clastos de feldespato.

Los granos de plagioclasa (5% modal) rara vez superan los 0,25 mm y frecuentemente exhiben maclas. Presentan contactos suturados con granos de cuarzo. Las películas de óxido son frecuentes alrededor de los granos de cuarzo y plagioclasa.

Como minerales accesorios (1% modal), ocurren circón con formas redondeadas y euhedral, epidoto, apatita, rutilo y pirita, esta última de tamaño inferior a 0,01 mm.

Esta facies es de probable ambiente con energía como una plataforma continental.

5.2.2.5. *Facies de filitas*

Esta litología es tan común como en el área como lo son las pelitas, ocurren alternándose en bancos centimétricos con las otras litologías que componen la secuencia metasedimentaria. Se compone esencialmente de cuarzo y clorita, que se alternan en bandas más y menos oxidadas, que se corresponden a dominios más y menos ricos en clorita, respectivamente (Fig. 5.). Estas bandas forman pliegues suaves y muestran claramente foliación penetrante, correspondiente al S1, más evidente en las zonas micáceas. La variación composicional muestra la estratificación original de la roca S0 que en conjunto con la foliación S1 delimitan estructuras del tipo S / C en este tipo de litología.

Los granos de cuarzo (80% modal) están bien seleccionados, con tamaños inferiores a 0,1 mm, aunque pueden llegar a 1 mm cuando rellenan microfracturas discordantes.

La clorita (20% modal) ocurre junto a los granos de cuarzo, como finas láminas con un tamaño inferior a 0,1 mm, muy abundantes en los planos de clivaje. Este mineral posiblemente se ha generado a partir de antiguos cristales de biotita.

5.2.2.6. *Facies de cuarcitas*

Las cuarcitas están compuestas por granos de cuarzo (90% modal) con tamaños inferiores a 0,1 mm en contactos suturados entre sí. Esta litología tiene buena selección mineralógica y textural. Por su parte los granos menores de cuarzo, que son recrystalizados tienen buena selección mineral y pobre textural (angulosos) que los granos más grandes (Fig. 5.6a y b). Los granos mayores alcanzan un máximo del 10% (composición modal) de la proporción total de cuarzo de la roca, exhiben contactos flotantes, ocurren estirados, y eventualmente algunos granos pueden alcanzar los 0,25 mm, indicando el dominio granoblástico de la roca. También ocurren rellenando venas (de hasta 0,35 mm de espesor) que cortan la roca.

Los filosilicatos (5% modal) (mica blanca fina y / o clorita) de la cuarcita se presentan como finas lamelas estiradas, a menudo teñidas de óxidos. Generalmente están asociadas a microfracturas, por donde hubo percolación de fluidos. La mayoría de los granos no superan los 0,1 mm de tamaño, y se produce en los intersticios de los granos de cuarzo. No hay orientación de estos filosilicatos. También ocurre se observa materia carbonosa (hasta 15% modal), que se presenta generalmente como aglomerados aciculares.

Como minerales accesorios (2% modal), ocurren plagioclasa, epidoto y circón. Este último puede tener forma euhedral o redondeada.

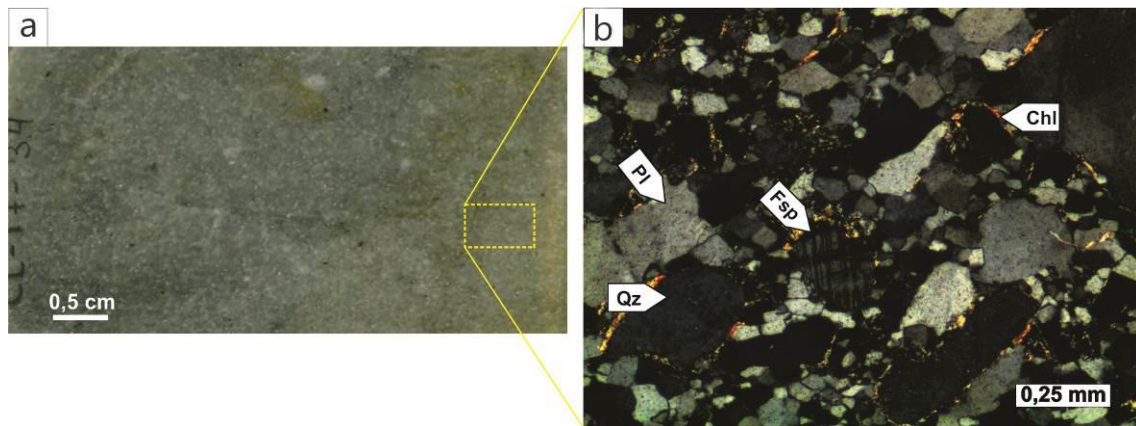


Figura 5.6. a) Metacuarzita de grano medio en sección pulida. b) metacuarzita a nicoles cruzados. Pl, plagioclasa; Chl, clorita; Fsp, feldespato potásico; Qz, cuarzo.

5.2. Unidades Ígneas

Se han identificado los siguientes asociaciones ígneas máficas y ultramáficas:

- 1) *facies* de metagabros (microgabro, gabro de grano grueso y gabro de grano fino),
- 2) *facies* de meta-anortosita,
- 3) *facies* de diques de gabro horblendífero,
- 4) *facies* de rocas ultramáficas y *facies* de venas ultramáficas.

5.2.1. *Facies de metagabros*

En el microscopio, las muestras de metagabro son similares entre sí, variando sólo la proporción de los minerales constituyentes, así como la posible presencia de minerales secundarios, como carbonato, epidoto y clorita. Estos últimos varían según el grado de alteración.

La mayoría de los metagabros están constituidos esencialmente por piroxeno, anfíbol y plagioclasa, en su mayor parte alterados por fluidos hidrotermales. Presentan una alteración hidrotermal variable y un metamorfismo en *facies* de esquistos verdes que dan origen a diferentes tipos petrográficos, con texturas variables (microgabros y gabros medianos y gruesos).

Microgabro (e.g.: CL-16-6a; CL-17-35c)

El cuerpo más importante ocurre en forma de diques con generación de hornfels en la quebrada Cortaderas. Consiste en un dique gábrico de grano fino con moderado grado de alteración por fluidos hidrotermales.

Es una roca inequigranular seriada de grano fino (granulometría de la matriz) compuesta principalmente por piroxeno, anfíbol y plagioclasa en una matriz de clorita de grano fino. Como minerales de alteración ocurren epidoto, actinolita y clorita. Como accesorios ocurren minerales opacos (ilmenita y titanita).

El piroxeno (2,7% modal) acontece parcialmente a totalmente alterado a anfíbol (Fig.5.7b). En este último caso se presenta con textura ofítica, con inclusiones de plagioclasas alteradas. Se trata de la variedad augita/diópsido, posee coloración marrón, y puede presentar zonación. Aquellos que ocurren alterados a anfíboles presentan localmente núcleos de piroxeno y bordes de anfíbol (Fig. 5.7b), y se da preferentemente en planos donde hubo percolación de fluidos como los planos de clivaje. Pueden ocurrir algunos individuos como fenocristal de hasta 2 mm de longitud.

El anfíbol (hornblenda?) (34,7% modal) es subhedral. Es un producto de alteración del piroxeno y ocurre como granos prismáticos con una sección basal euhedral. Su color de interferencia varía desde amarillo, celeste a turquesa. La textura ofítica le da la apariencia de un cristal esquelético. Los bordes están alterados a actinolita o clorita (Fig. 5.7c). Su tamaño varía entre 0,1 y 0,5 mm, eventualmente algunos granos alcanzan hasta 2,5 mm. Los cristales son a menudo poiquilíticos (inclusiones de epidoto y opacos) y están fracturados. Están parcialmente alterados a clorita (Fig. 5.7f). Muestran extinción fuertemente ondulante y zonación. Algunos individuos están flexurados, indicando deformación dúctil. Su coloración varía de ligeramente de marrón a verdoso. En algunos granos es posible identificar núcleos de coloración marrón de pargasita (hornblenda de alta temperatura) con bordes incoloros a verdes (hornblenda sensu lato, anfíbol de baja Temperatura, formada a partir de la pargasita, Fig. 5.7d). Algunos de estos anfíboles preservan la textura ofítica (Fig. 5.7c), subofítica y más frecuentemente intersertal (epidoto y clorita en los intersticios de los granos). La variedad tremolita/actinolita tiene hábito acicular y fibroso (Fig. 5.7e), forma agregados de pequeños cristales y puede ocurrir en algunas muestras. En otros ejemplares, las finas agujas orientadas de anfíboles son producto del cizallamiento de granos mayores de pargasita/hornblenda. La actinolita se presenta como mineral de alteración de los piroxenos.

La plagioclasa. Tiene forma euhedral y está totalmente alterada a clorita. Conforman la textura ofítica de los anfíboles. En general no se observa cristales límpidos, sino que todos están alterados a clorita. Ocurre como cristales relictos, intensamente saussuritizados y epidotizados (Fig. 5.7c). Posee hábito tabular y fuerte extinción ondulante. Están bastante fracturados. Algunos individuos son poiquilíticos (inclusiones de anfíbol y epidoto) y los granos varían en tamaño entre 0,1 y 0,3 mm. Algunos cristales exhiben deformación dúctil que se evidencia en la textura de subgrano y cristales doblados,

eventualmente algunos granos conservan maclas. El contenido de anortita (según método de Michel-Levy) es bajo (andesina). Los cristales de plagioclasa de la muestra más fina (microgabro) son cristales esqueléticos, indicativos de enfriamiento rápido, con cristalización rápida de los granos.

La clorita (30,1% modal). Ocurre en la matriz y como mineral de alteración de plagioclasa y anfíbol. Acontece principalmente sobre cristales de anfíboles (Fig. 5.7f), y consiste en el producto de alteración de ese mineral. Hay dos variedades. Una es de carácter granular (Fig. 5.7f), incoloro a ligeramente verdosa, con un tamaño medio de los granos inferior a 0,1 mm. Esta localmente presenta orientación preferencial, cerca de granos prismáticos finos de anfíbol (tremolita / actinolita), lo que sugiere la derivación del primero a partir del último.

Otra variedad de clorita presente es penina. Ocurre como cristales lamelares estirados (Fig. 5.8f, g). El hábito es una de las características que permite distinguirla de clorita *sensu stricto*. Algunas especies tienen textura poiquiloblástica, con inclusiones de opacos, y exhiben deformación dúctil de la misma manera que la plagioclasa y el anfíbol. Esta variedad frecuentemente ocurre con disposición radial y se concentra en los intersticios de los fenocristales de plagioclasa.

Ambas variedades de clorita pueden ocurrir juntas, formando masas de cristales con un tamaño inferior a 0,1 mm, generalmente localizadas en los intersticios de los granos de plagioclasa y anfíbol. En algunos sectores forman aglomerados junto a cristales de epidoto.

El epidoto, (8,7% modal). Ocupa los intersticios de la fracción cristalina principal (Fig. 5.7f). Ocurre en dos variedades (clinozoisita y zoisita). Son cristales euedrales, muchas veces tabulares, maclados y zonación frecuente. Consisten en el producto de alteración de la plagioclasa, y ocurren generalmente próximos a los granos relictos de ese mineral. En general, el tamaño de los granos varía entre 0,1 y 0,6 mm, pero algunos excepcionalmente pueden alcanzar los 2,3 mm. En algunos casos, el epidoto y la plagioclasa forman pliegues del tipo kink. La epidotización de la plagioclasa es casi completa en la mayoría de las muestras. Algunos especímenes presentan inclusiones de fases opacas (óxidos) en su núcleo.

Carbonato (3- 12% modal) está presente sólo en algunas muestras. Es de hábito granular y generalmente ocurre en los intersticios o sobre granos de plagioclasa, anfíbol y epidoto. Ello sugiere que se trata de una fase posterior, proveniente de la alteración de plagioclasa o anfíbol. Ocurre también rellenando microfracturas.

La sericita puede o no ser mineral accesorio. Siempre ocurre próximo a la plagioclasa, lo que la caracteriza como alteración de ese mineral.

Los opacos (15,8% modal) están en gran proporción en los gabros. Algunos son magnetita e ilmenita y otros ocurren agregados opacos de difícil identificación. Agregados cristalinos similares fueron interpretados por Pinheiro (2007) como cristales de epidoto alterado (Fig. 5.7f). Sin embargo, no parecen

ser epidoto. La ilmenita al parecer es de carácter posterior (2% modal). Sus cristales a menudo tienen un tamaño inferior a 0,2 mm y forman pliegues y sigmoides.

Las texturas preservadas y las alteraciones presentes sugieren que la mineralogía primaria comprendía clinopiroxeno y plagioclasa, lo que designaría un gabro como protolito de esas rocas. El porcentaje de los minerales primarios es dado por relictos de esas fases en conjunto con sus alteraciones (anfíbol y clorita en el caso del clinopiroxeno; epidoto y clorita en el caso de la plagioclasa). No se descarta que también pudo existir hornblenda magmática por lo cual se requiere análisis químicos para evacuar tales discrepancias en la mineralogía del protolito del metagabro.

El bajo contenido de anortita de la plagioclasa indica que probablemente esta roca tenga un protolito diorítico. Sin embargo, la cantidad de epidoto y el contenido de anortita (andesina) existente permiten sugerir que la mayor parte de anortita esté concentrada en este mineral, lo que aumenta la alcalinidad de la plagioclasa y justifica el uso del término metagabro.

Tanto el metamorfismo de bajo grado como la alteración hidrotermal de gabros pueden producir las fases minerales anteriormente descritas, lo que hace difícil establecer con precisión cuáles y qué cantidades de esas fases de alteración serían producto de cada uno de estos procesos. No obstante, las evidencias de deformación dúctil son claras en estas rocas, que presentan dobladas o plegadas a nivel microscópico y sectores intensamente foliados.

Las rocas máficas en general presentan un grado importante de alteración. Los minerales máficos están alterados a minerales secundarios como clorita, epidoto y carbonatos. Esta mineralogía responde a que estas rocas tienen sobreimpuesto un metamorfismo regional de bajo grado, en *facies* de esquistos verdes (actinolita + clorita + epidoto).

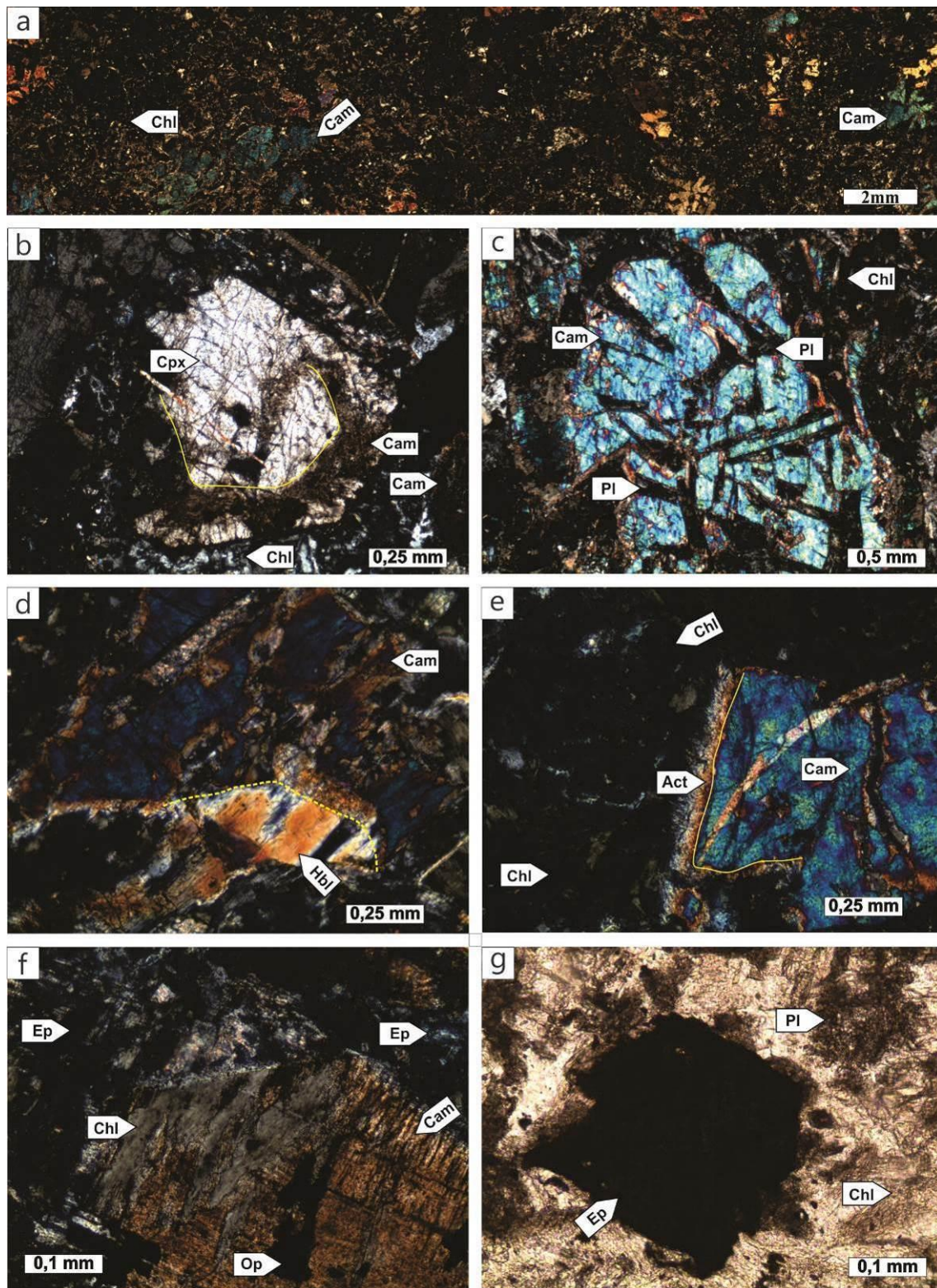


Figura. 5.7: Microgabro inequigranular seriado. a) vista general de la sección delgada, b) piroxeno alterado a anfíbol, c) anfíbol con textura óptica en una matriz principalmente clorítica, d) clinopyroxeno con bordes alterados a hornblenda, e) clinopyroxeno con bordes alterados a actinolita, f) clinopyroxeno alterado a clorita, g) opaco (epidoto según cristales similares en Pinheiro, 2007) en una matriz clorítica de grano fino.

Gabro de grano grueso (CI-16-16a). Interior de los gabros

Esta roca ocurre en el interior de los cuerpos gábricos. Un ejemplo de ello son los de forma lenticular que afloran en la quebrada Cortaderas. Estos cuerpos se caracterizan por presentar un borde de grano fino y un interior de grano grueso.

Se trata de una roca inequigranular seriada de grano medio. La mineralogía está compuesta por anfíbol (tremolita y pargasita), ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa como minerales principales. Calcita, epidoto, clorita, opacos están como minerales secundarios. Presenta un grado de alteración moderado a alto. Estas asociaciones minerales neo-formados: ej: epidoto, actinolita, clorita, indican un metamorfismo en *facies* de esquistos verdes en condiciones de baja presión y alta temperatura.

El ortopiroxeno (enstatita) es incoloro y color de interferencia naranja-rojizo. Es subhedro y tamaño de hasta 3,2 mm. Sus bordes están alterados a ortoanfíbol, clorita y serpentina (antigorita) y actinolita (color verde claro a diferencia de la tremolita que es incolora). Algunos individuos ocurren maclados.

El clinopiroxeno (augita/diópsido) es de color de interferencia amarillo-violáceo, alcanza los 3,4 mm de longitud. Su interior está muy alterado a calcita y clorita. Tiene sus bordes reemplazados por epidoto y/o actinolita. Presenta textura ofítica (Fig. 5.8) formada por tablillas de plagioclasa alterada. Normalmente esta alterada a anfíbol, lo cual da como resultado un núcleo de piroxeno y un borde de anfíbol. Esta alteración ocurre donde existen zonas de debilidad como lo son los planos de clivaje.

El ortoanfíbol (antofilita?) tiene color marrón y color de interferencia celeste, extinción recta, relieve alto moderado. Tiene textura poiquilítica y hasta 2,5 mm de tamaño. Existen dos tipos: alterada a clinoanfíbol y la alterada a clorita. Muchos de ellos son producto de alteración de ortopiroxeno.

El clinoanfíbol (hornblenda *sensu lato*) es de color amarillo, azul y violeta (pargasita?) de hasta 3,5 mm de largo y de 2,5 mm de sección transversal. Tiene forma subhedral. Su textura es esquelética y está rellena de clorita y calcita. Sus bordes pueden estar alterados a clorita (Fig.) de color azul (Penina?). Ocurre como producto de alteración del piroxeno. Los bordes están alterados a clorita o actinolita. De manera tal que se forma un anfíbol de alta temperatura (pargasita?) y un anfíbol de baja temperatura (hornblenda *sensu lato*).

La tremolita/actinolita es alteración del piroxeno en condiciones de metamorfismo de baja temperatura. Posee un color de interferencia amarillo a anaranjado. Tiene hábito acicular, fibroso y alargado, que generalmente rodean los individuos de piroxeno.

La plagioclasa (andesina, según método de Michel-Levy) es subhedral de tamaño de hasta 1,3 mm, algunas excepcionalmente superan los 2 mm. Presenta numerosas inclusiones de minerales de grano fino de epidoto y

clorita. Es decir, ocurren intensamente saussuritizados y epidotizados. Algunos individuos presentan textura poiquilítica conformada por inclusiones de anfíbol y epidoto. Algunos individuos se presentan doblados y formando subgrano indicando condiciones de deformación dúctil. Algunos individuos están parcial o totalmente alterados a calcita. Generalmente ocurren fracturadas. Poseen hábito tabular y maclas según ley de Albita. Conforman la textura ofítica de los anfíboles.

La calcita tiene 2,5 mm de largo, hábito tabular y forma subhedral. Está como mineral de alteración de anfíbol, plagioclasa y epidoto. También forma parte de la matriz de grano más fino, cuyo tamaño medio alcanza 1 mm. En algunos sectores ocurre como parches de forma subhedral-anhedral que rellena los intersticios dejados por la fracción principal. Esta fase ha sido interpretada como posterior a la fracción mineral principal, por lo cual la reemplaza o bien rellena microfracturas.

El epidoto está muy fracturado y es de origen secundario. Acontece en sus dos variedades (cliozoicita y zoicita). Es un producto de alteración de plagioclasa de modo tal que acontece asociado al relicto de este mineral. Generalmente ocurre en los intersticios de la fracción mineral principal. El tamaño de los granos varía desde 0,1 a 2.5 mm. La epidotización es un proceso muy común en la plagioclasa. En algunos sectores el epidoto ocurre muy alterado.

La clorita es el mineral de alteración que mayor volumen ocupa. Se presenta en su variedad clorita *sensu lato* y en su variedad magnesiana (penina). Ocurre principalmente como mineral de alteración del anfíbol, aunque también ocurre en menor medida como alteración de la plagioclasa. La clorita en sentido amplio es verdosa y su tamaño es de menor a 1mm. Se presenta con una orientación preferencial, en los bordes de tremolita/actinolita.

La penina es la clorita magnesiana. Tiene color azul intenso y normalmente ocurre fluxurada con forma de lamelas. Este hábito es una de las características que permite diferenciarla de la clorita *sensu lato*. Algunos individuos tienen textura poiquiloblástica formada por inclusiones de opacos; exhiben deformación dúctil al igual que anfíbol y plagioclasa. Acontece en los intersticios originados por la fracción principal de la plagioclasa. Tiene hábito radial.

En la matriz, la clorita aparece como agregado fibroso de color azul (penina) y como individuo de color verde (clorita *sensu lato*). Tiene inclusiones muy finas de epidoto. Ambas variedades pueden ocurrir juntas, formando masa monomirácica de tamaño menor a 0,1mm normalmente en los intersticios de la plagioclasa y anfíbol. Pueden formar una textura interseccional junto al epidoto en los espacios intergranulares de la fracción principal.

La sericita ocurre como mineral secundario de reemplazo de plagioclasa. En algunos casos ocurre como mineral accesorio.

Los minerales opacos (2-15% modal) son modalmente muy variables en proporción. Se trata normalmente de magnetita, ilmenita y rutilo y otros óxidos de Fe (todos determinados por medio óptico). No superan los 0,5 mm de

longitud. En algunos sectores ocurren como agregados masivos opacos que han sido interpretados por Pinheiro (2007) como epidoto. Sin embargo, no se concuerda con esta interpretación.

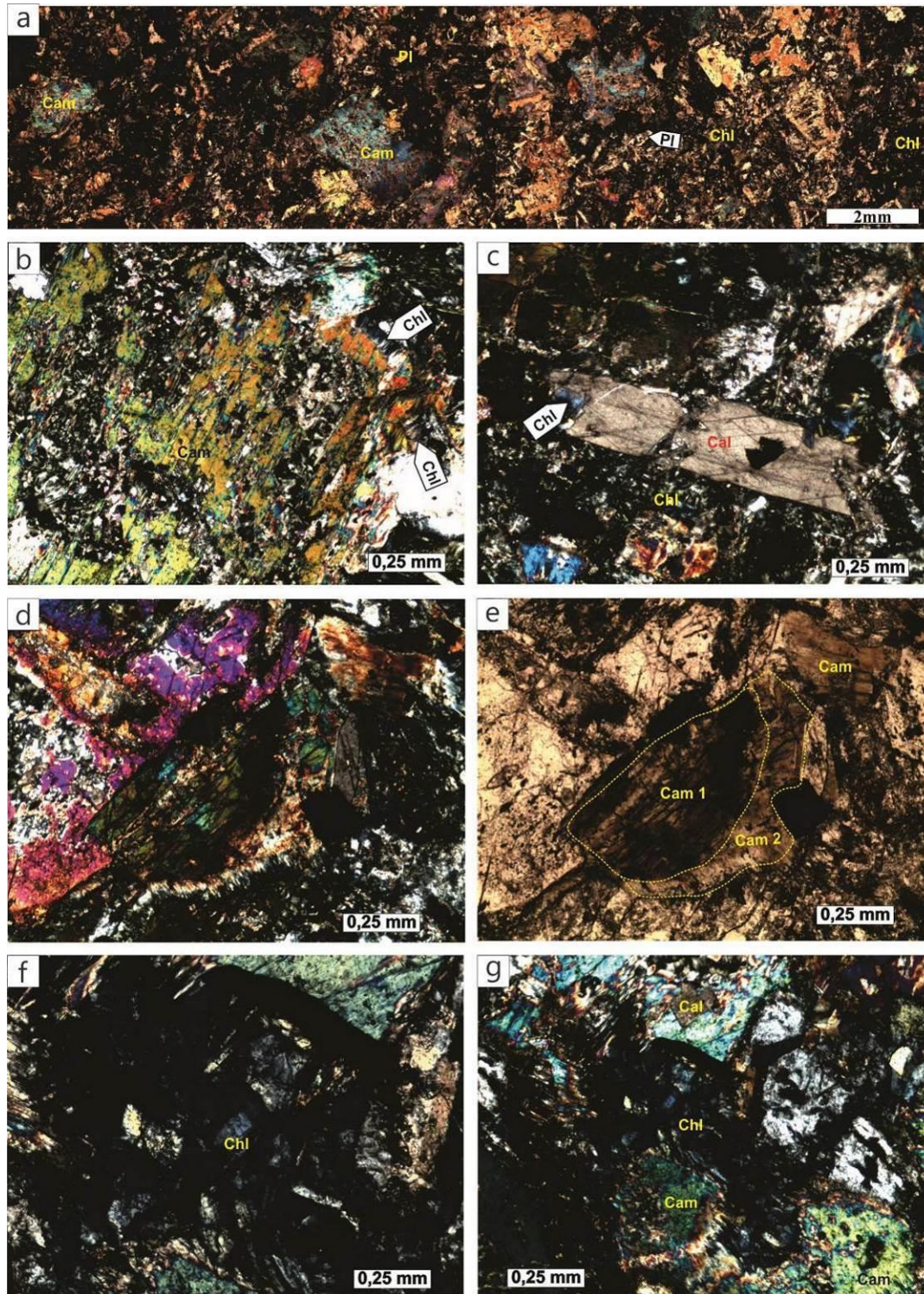


Figura 5.8. Gabro inequigranular seriado de grano grueso compuesto principalmente de plagioclasa (Pl), clinopyroxeno (cam) y clorita (chl): a) vista panorámica de la sección delgada. b) clinopyroxeno cloritizado. c) grano de calcita (cal) que reemplaza a plagioclasa. d) y e) anfíbol de

baja temperatura (cam 2) reemplazando a un anfíbol de alta temperatura (cam 1). f) clorita magnesiánica (penina) de hábito lamelar. g) contexto de la penina de la figura g).

Las texturas relicticas y alteraciones presentes indican que la mineralogía principal está dada por piroxeno, anfíbol y plagioclasa. Ello permite suponer que se trató de un gabro que debido a su transformación por metamorfismo en facies de esquistos verdes se transformó en un metagabro.

Por otro lado el bajo contenido de anortita en la plagioclasa (andesina, según método Michel-Levy) permite suponer que se formó de un protolito gabro-diorítico. Sin embargo, la gran cantidad de epidoto y bajo contenido en anortita de la plagioclasa (andesina) permite inferir que la mayor parte del contenido anortítico está en este mineral (epidoto), lo cual justifica el uso del término metagabro.

El metamorfismo de bajo grado así como la alteración hidrotermal de gabros, son capaces de producir todos estos minerales de alteración. Por lo cual es difícil establecer cuál y cuanto de esas fases de alteración son producto de cada uno de esos procesos. La intervención de la fase hidrotermal está claramente expuesta alrededor de los cuerpos máficos que afloran en las distintas quebradas. Además de estas evidencias también se suma los vestigios de la deformación dúctil como los son minerales plegados y flexurados a nivel microscópico así como la misma foliación en los cuerpos aflorantes.

Gabro de grano fino (e.g.: CI-16-15b, CI-16-16).

Esta roca ocurre en el borde de los cuerpos gábricos. Un ejemplo de ello son los de forma lenticular que afloran en la quebrada Cortaderas. Estos cuerpos se caracterizan por un borde de grano fino y un interior de grano grueso.

Se trata de un gabro de grano fino y de textura equigranular. Está compuesta por plagioclasa, piroxeno y anfíbol como minerales primarios. Clorita, calcita y epidoto están como minerales secundarios. Opacos (ilmenita y magnetita) y apatita están como accesorios. La roca presenta una alteración moderada.

La plagioclasa (43,67 modal) (oligoclasa según método Michel-Levy) tiene hasta 1,4 mm, forma subhedral, y contiene inclusiones de epidoto, actinolita y apatita. Algunos individuos tienen un maclado (según ley de albita) moderadamente marcado, otros ocurren sin macla (Fig. 5.9b). Se debe destacar que el contenido de plagioclasa es mayor que aquellas que ocurren en el centro de los cuerpos lenticulares. La plagioclasa tiene hábito prismático y en angostas tablillas con una extinción fuertemente ondulante. Los cristales están moderadamente saussuritizados y epidotizados. Algunos especímenes ocurren alterados completamente a calcita (Fig. 5.9c). La granulometría varía desde 0,1 a 0,5 mm de longitud. Algunos individuos se presentan flexurados y doblados (Fig. 5.9b), lo cual evidencia una deformación dúctil moderada. Otros en cambio, presentan textura poiquilítica, con inclusiones de clorita, actinolita, clinoanfíbol y epidoto (Fig. 5.9d). Los cristales en general son de tamaño más pequeño que los del centro del cuerpo gábrico.

El piroxeno (3,15% modal) es augita/diópsido. Tiene forma subhedral y su tamaño promedio es 0,5 mm. Su color de interferencia es amarillo y bordo, aunque puede ocurrir alterado formando un relicto casi opaco (Fig. 5.9e). En este último caso, lo que permite distinguirlo de cualquier otro máfico es su claro relieve alto y clivaje, además de la alteración a anfíbol (Fig. 5.9e). Se presente parcialmente alterado a anfíbol. Estos exhiben localmente un centro con piroxeno y un borde con anfíbol que se da normalmente en los planos de clivaje por donde hubo percolación de fluidos.

El anfíbol (28% modal) es clinoanfíbol y actinolita. Hay dos tipos de anfíbol (Fig. 5.9f), uno residual (clinoanfíbol) y otro de neoformación (actinolita). El clinoanfíbol (hornblenda?) es de pequeño tamaño (0.1mm) alcanzando eventualmente los 0.5 mm. Presentan un color de interferencia amarillo y forma subhedral. Muchos individuos ocurren con su típica sección basal rómbica o pseudoexagonal. La actinolita es de tamaño pequeño (0,7mm) y forma subhedral. Se presenta como agregados fibrosos o eventualmente como individuos aislados de hábito prismático y alargado. Algunos están alterados a un reborde de calcita.

La clorita (15% modal) ocurre como mineral secundario, producto de la alteración del anfíbol, generalmente en el espacio intergranular de la plagioclase (Fig. 5.9g). Se observan dos variedades de clorita, la clorita (*sensu lato*) y la variedad magnesiana (penina). Se distinguen fácilmente porque la clorita *sensu lato* tiene forma granular y ocurre como mineral de alteración verde (nicoles // y X) de plagioclase, mientras que la penina se presenta como cristales aislados lamelares o bien formando agregados intergranulares de hasta 1 mm de color azul (nicoles X) (Fig 5.9h). La penina es un mineral secundario formado a partir de la alteración de actinolita. Constituye individuos fibrosos, estirados y lamelares con extinción recta. El tamaño de los individuos alcanzan los 0,4mm.

Esta roca muestra una paragénesis metamórfica formada por epidoto, clorita (del tipo penina) y actinolita que evidencia un metamorfismo de en zona de esquistos verdes de alta temperatura y baja presión.

El epidoto (5,5% modal) es aparece en dos variedades, zoicita y clinozoicita. Forma individuos de forma anhedral de 0,25mm. Ocurre entre los cristales de plagioclase (Fig. 5.9i) como intergránulo. Muestran colores de interferencia amarillo y azul y relieve alto.

El carbonato (3,15% modal) acontece como mineral de alteración de la plagioclase. Algunos individuos rempazan totalmente a la plagioclase de modo tal que conservan su forma de delgadas tablillas (Fig. 5.9c).

Los opacos (1,8% modal) ocurren frecuentemente en los intersticios de la fracción principal (Fig. 5.9i). Se trata de cristales de magnetita y titanita.

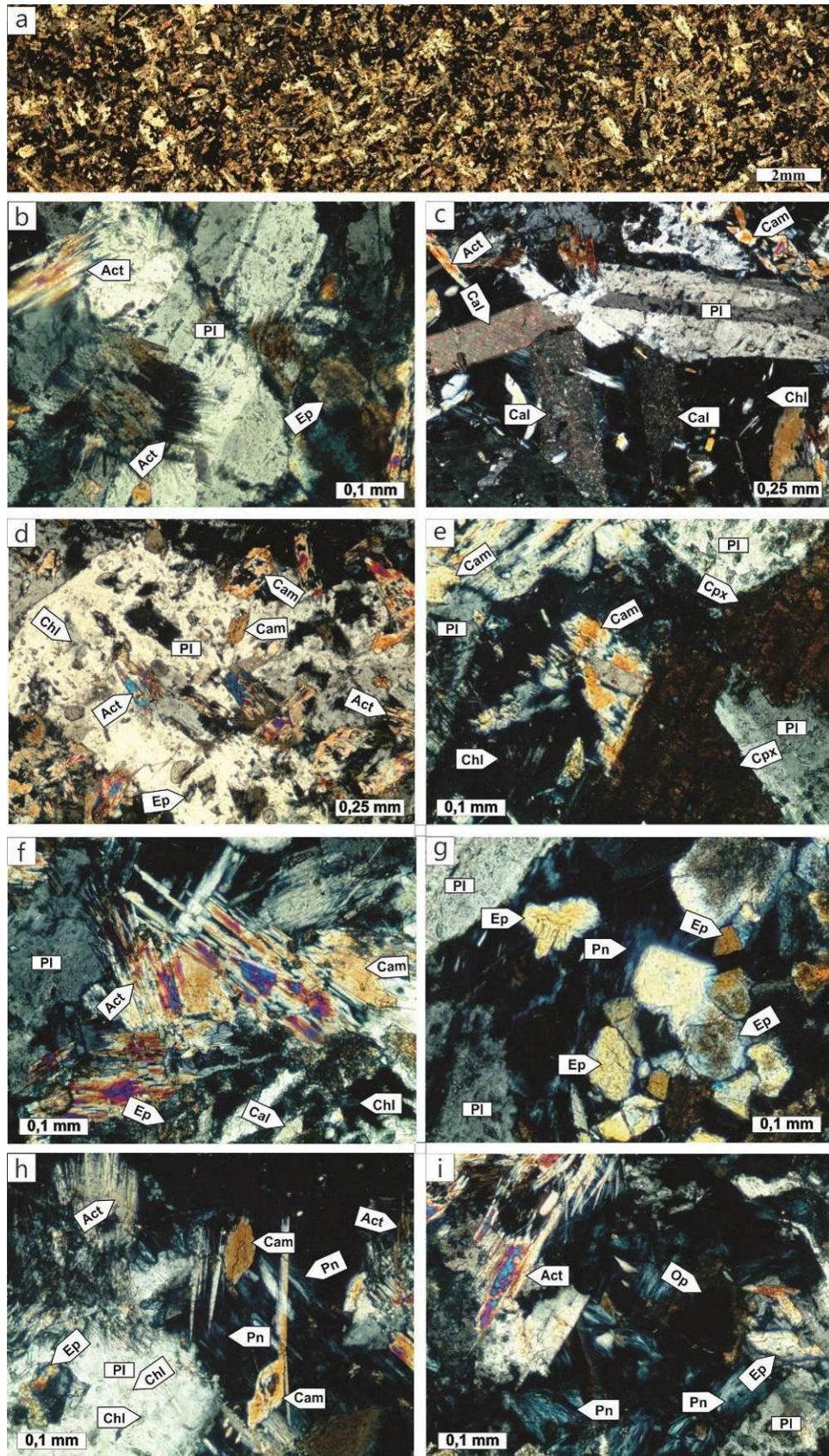


Figura 5.9. Gabro equigranular de grano fino compuesto principalmente por plagioclasa (Pl), clinioanf bol (cam), piroxeno (Cpx) y clorita (chl).

5.2.2. Facies de meta-anortosita (e.g.: CI-16-28)

La meta-anortosita se compone predominantemente de plagioclasa seguida de anfíbol. Como minerales de alteración ocurren clorita, carbonato y epidoto (Fig. 5.10). Como accesorios ocurren minerales opacos. Los cristales de plagioclasa (70-85% modal) presentan el maclado albíta-Carlsbad y albíta-periclina bien preservadas. Están bastante saucerizadas y su tamaño varía entre 0,2 mm y 5 mm. Algunas se presentan flexurados (Fig. 5.8), indicando deformación dúctil. La extinción de los granos revela contenido de anortita bajo (método de Michel Lévy).

La anfíbol (5-7% modal) ocurre en los intersticios de granos de plagioclasa, muchas veces en asociación con carbonato de manera tal que forma una masa cristalina (Fig. 5.8). Son cristales finos y alargados, y posiblemente consisten en la variedad tremolita / actinolita. El tamaño medio de los granos es de 1 mm, sin embargo algunos granos pueden llegar hasta 3 mm.

El carbonato (7% modal) posiblemente constituye un producto de alteración del plagioclasa, ocurre en los intersticios de estos granos. Están bien formados, con tamaños entre 0,1 y 1,3 mm. A veces rellena microfracturas.

La penina (clorita magnesiana) (14% modal) ocurre en los intersticios de los granos de plagioclasa, pudiendo llegar a hasta 0,6 mm.

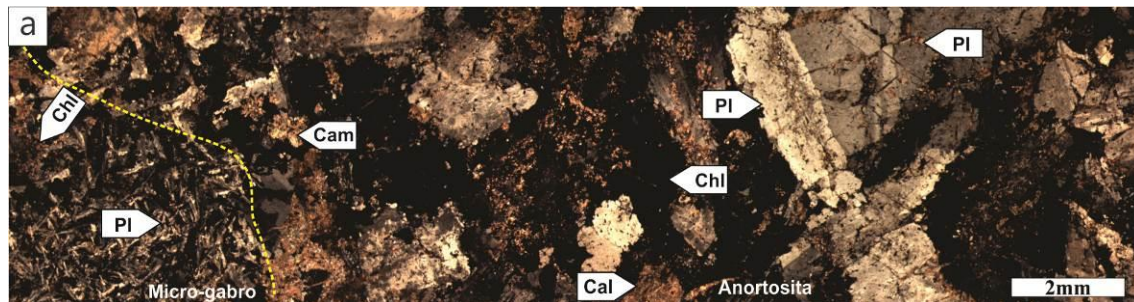


Figura 5.10. Meta-anortosita de grano grueso compuesta fundamentalmente por plagioclasa (Pl) tipo andesina, clinoanfíbol (Cam) calcita (Cal) y clorita (Chl).

5.2.3. Facies de diques de gabbro hornblendífero (e.g.: CI-17-35c, CI-17-40)

Los diques de gabbro hornblendífero están constituidos por anfíbol, piroxeno, plagioclasa, epidoto, clorita y minerales accesorios.

El piroxeno se encuentra casi totalmente alterado a anfíbol. Los cristales relictos presentan forma euhedral y color marrón. Los cristales de mayor tamaño alcanzan los 2,4 mm, son poiquilíticos (inclusiones de epidoto) y exhiben junto con la plagioclasa textura ofítica a subofítica.

El anfíbol (48% modal) ocurre en dos variedades (pargasita y tremolita/actinolita). La pargasita puede ocurrir como granos de tamaño inferior a <0,1mm o como fenocristal de hasta 6,5 mm. En algunos casos, se observa su transformación a hornblenda, la variedad de temperatura más baja. La tremolita/actinolita ocurre como cristales aciculares y alargados con tamaño medio de 1 mm o bien como fenocristales de hasta 3,5 mm.

La clorita al igual que los gabros anteriores se presenta en su variedad clorita *sensu lato* y en su variedad magnesiana (penina). La penina ocurre en proporciones subordinadas cuando está presente. Las dos variedades son un producto de alteración del anfíbol.

La plagioclasa (5 a 30% modal) en su mayor parte está alterada a epidoto. Presentan hábito tabular, en generales los granos no conservan las maclas originales. Frecuentemente presenta texturas intersectoral (epidoto en las proximidades de los granos) que varían de tamaño entre 0,1-1,5 mm.

El epidoto (20 a 40% modal) ocurre próximo a la plagioclasa como producto de alteración de este mineral. Forma cristales pequeños (~0,1mm), que eventualmente alcanzan los 0,15 mm. Tienen un núcleo de aspecto sucio, que se atribuye la inclusión de minerales opacos. El proceso de epidotización se encuentra en etapa avanzada, ya habiendo consumido la mayoría parte de la plagioclasa.

La apatita está presente solo en algunas muestras. Tiene coloración marrón, es ligeramente pleocroica. Se presenta con su sección basal euhedral pseudoexagonal, hábito acicular, tabular y partición basal.

Como mineral opaco, ocurre ilmenita (5 y 12% modal) parcial a totalmente alterada a rutilo.

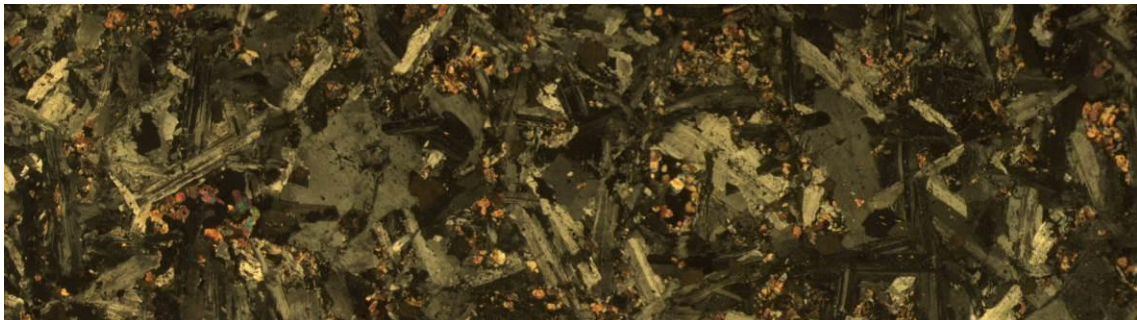


Fig. 5.11. *Facies* de dique gábrico horblendífero. Vista general de la sección delgada.

5.2.4. Facies de rocas ultramáficas

Están compuesta por litologías muy fracturadas y con grado variables de alteración a serpentina, tremolita/actinolita, clorita y calcita (Fig. 5.9). La secuencia de alteración está dada por la siguiente cadena: Olivino→ augita/diópsido→ tremolita/actinolita→ clorita (pennina). Este tipo de litología ha sido interpretada como de cumulatos ultramáficos.

Harzburgita (e.g.:CL-16-24)

La roca está compuesta por acumulaciones de olivino (textura cumulática) totalmente alterados a serpentina y clinanfíbol (tremolita/actinolita) e intercumulos de clinopiroxeno, inmersos en una matriz de grano muy fino (serpentina). También ocurren minerales como clorita, penina, talco, calcita y magnetita en cantidades muy subordinadas.

Los pseudomorfos de olivino son subhédricos y están totalmente alterados a fibras de serpentina y núcleos de clinocanfíbol (tremolita/actinolita). A diferencia de la forma clásica de alteración, a iddingsita (esmedita, clorita y goethita/hematita), aquí esta alterada a serpentina. Estos pseudomorfos tienen textura cumuloanfílica y forma hexagonal de hasta 1,3 mm de tamaño, también textura poiquilítica conformada por serpentina, tremolita/actinolita y opacos (magnetita).

El clinopiroxeno (augita/diópsido) esta como intercumulos engolfados y fracturados de hasta 4,8 mm de tamaño. Son escasos y tienen finos bordes alterados a clinocanfíboles (tremolita/actinolita). (Según Gill, 2010 estos minerales se forman posterior a los cúmulos a partir de in líquido intersticial). La denominación ortocumulática hace referencia a que los intercúmulos ocupan entre el 25-50% del total de la roca.

La serpentina esta como mineral de alteración de cristales pseudo-exagonales de olivino, formando cristales de hábito fibroso fino con una longitud de hasta 4mm. Tienen extinción ondulante. Algunas son pleocróicas desde incoloro a verde pálido, también rodean los núcleos de tremolita/actinolita (Fig. 5.9). También se presenta como venas que atraviesan los pseudomorfos de olivino (Fig. 5.9c) o bien como constituyente de la matriz.

El clinocanfíbol (tremolita/actinolita) tiene dos maneras de ocurrir: 1) como núcleos de los pseudomorfos de olivino (Fig. 5.9c) y 2) en la matriz, cuyos bordes estan alterados a pennina (clorita magnesiana), una clorita máfica de color de interferencia azul (Fig.). En ambos casos se caracteriza por su color marrón oscuro y fuerte pleocroismo. Esta casi totalmente alterados a pennina.

La pennina ocurre como cristales de hábito laminar en la matriz y como bordes de alteración de cristales de clinocanfíbol. En las secciones más alteradas, los clinocanfíboles de pseudomorfos de olivino están alterados a talco.

El talco ocurre como mineral de alteración de los clinocanfíboles. Tiene alto color de interferencia, superior al tercer orden, forma subhedra y un ángulo de extinción de 3° como máximo. La roca en general está atravesada por venas máficas de aproximadamente 3mm de ancho.

El magma parental probablemente haya sido de composición peridotítica (olivino y clinopiroxeno). Luego, la roca formada se metamorfizó y formó una serpentinita.

Se infiere que por su composición mineralógica y productos de alteración esta roca puedo haber sido una Harzburgita. Ello surge de considerar que el olivino se habría alterado y formado minerales del grupo de la serpentina y clinocanfíboles (tremolita/actinolita?). Por lo tanto, en el cálculo modal la serpentina y los clinocanfíboles fueron contabilizados como olivinos.

Hazburgita Serpentinizada (e.g.: CL-16-25): Tiene una mineralogía muy parecida a la muestra anterior, aunque con mayor alteración.

Sus componentes principales son pseudomorfos de olivino, clinocianita, serpentina, clorita verde, talco, matriz (serpentinita), calcita y opacos.

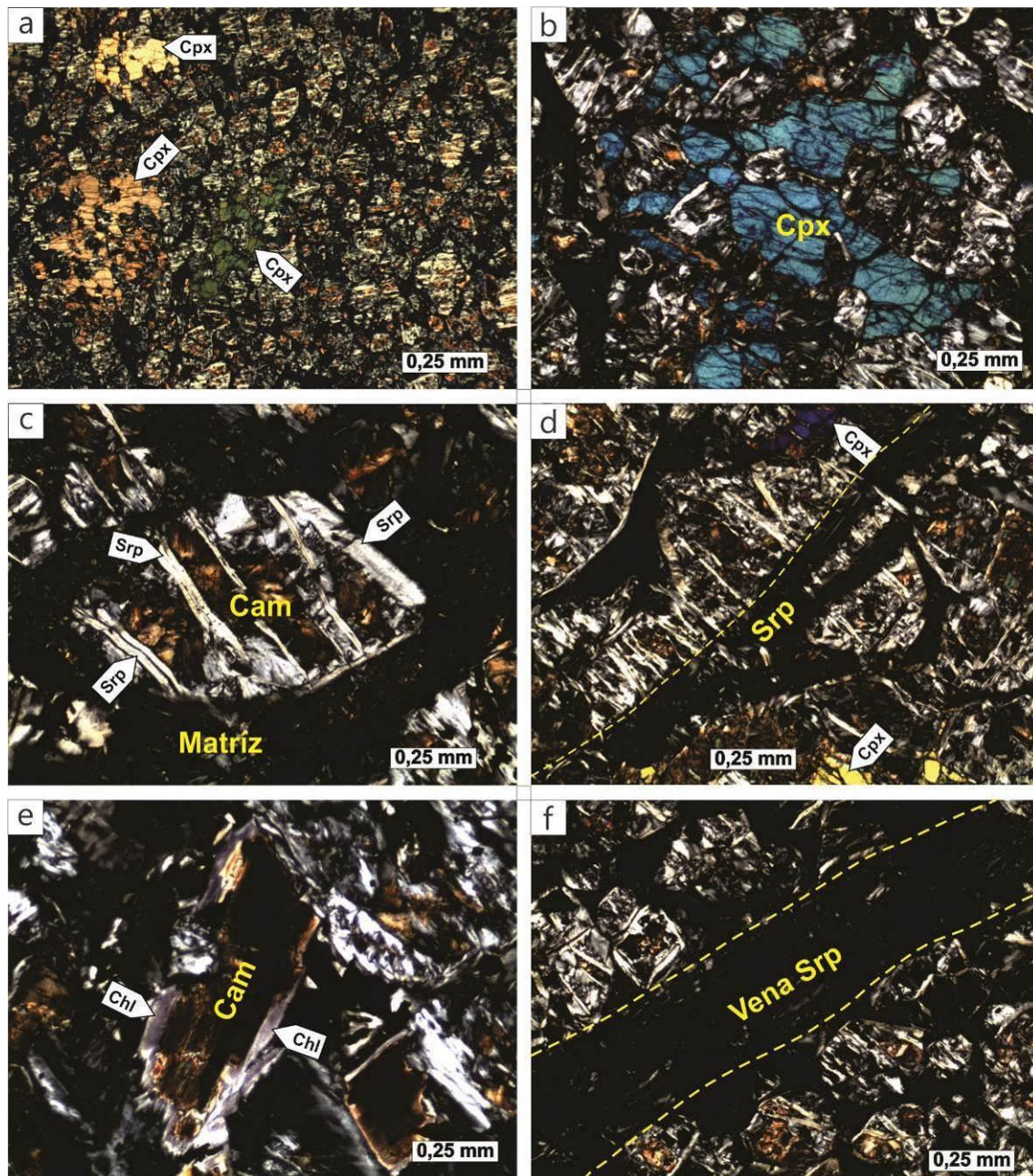


Figura 5.12. Roca ultramáfica compuesta por cumulos de olivino reemplazados por serpentina (Srp) y actinolita (Cam) y con intercumulos de clinopiroxeno (Cpx). B) Intercúmulo de Cpx, c) detalle de olivino reemplazado por Cam y Srp. D) detalle de vena de serpentina en el cumulado ultramáfico. e) detalle de Cam alterado por Chl. f) detalle de la vena de serpentina.

Los pseudomorfos de olivino tienen formas hexagonales cuyo interior está muy alterado a serpentina, talco y calcita. Son de forma subhédrica con tamaño de 0,12- 2,6 mm aprox. La serpentina en estos pseudomorfos ocurre de diferentes maneras (Fig. 5.9): 1) a largo de los márgenes como cristales alargados, 2) en su interior como minerales fibrosos q se disponen de forma casi paralela o bien, 3) como fibras que no tienen una disposición preferencial. Los pseudomorfos

tienen opacos de hábito alargado (magnetita). Otra característica notable es que los opacos (principalmente magnetita) pueden ocurrir en los márgenes de las fibras de serpentina.

El talco ocurre como mineral de alteración, probablemente de tremolita/actinolita. Tiene forma subhedral y hábito laminar y en fibras alargadas. No solo está como mineral de alteración en el interior de los pseudomorfos, sino que también ocupa los intersticios entre los pseudomorfos. También puede ocurrir en los bordes de estos pseudomorfos reemplazando a la serpentina.

También aparecen cristales subhédricos de clinoanfíboles muy alterados (oxi-hornblenda?) con hábito laminar de hasta 0,9 mm de longitud. Tiene inclusiones de magnetita. Están alterados a clorita verde.

La calcita ocurre en espacios intergranulares de los pseudomorfos de olivino, en muchos casos reemplazándolos totalmente. Estas masas tienen forma subhedral a anhedral. También pueden ocurrir en los bordes de pseudomorfos reemplazando parcialmente a serpentina o bien reemplazando totalmente su centro. Pueden tener inclusiones de opacos (magnetita).

La clorita ocurre como un mineral de color verde en el interior de los pseudomorfos o bien como un constituyente importante de la matriz.

Esta roca fue clasificada como Harzburgita serpentizada. Al igual que la muestra anterior, en el cálculo modal se consideró que los cristales de serpentina y clinoanfíboles (tremolita/actinolita) son productos de la alteración del olivino. Ello implica que deben ser considerados como olivino a los fines de clasificar la roca.

5.2.5. Facies de venas ultramáficas

Las venas ultramáficas están compuestas principalmente por clorita y carbonato. La clorita (20-75% modal) presenta hábito laminar, a veces ocurre plegada, frecuentemente forma una masa que rodea a otros granos minerales (Fig. 5.10). Esta característica puede ser una consecuencia de la foliación (textura lepidoblástica) o bien del flujo. Esto último confirma su origen a partir de fluidos ricos en Fe, Mg y Ca.

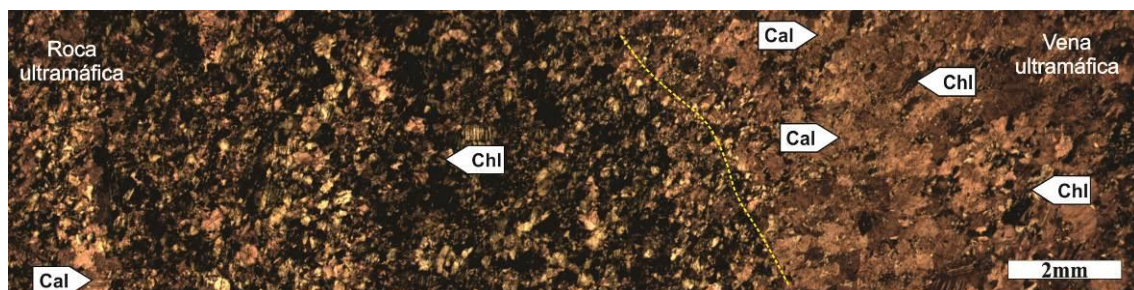


Fig. 5.13. Facies de vena ultramáfica (sector derecho del corte) compuesta por calcita (Cal) y clorita (Chl). En el sector izquierdo se observa la roca ultramáfica parcialmente alterada.

Por otro lado, la textura exhibida con los demás constituyentes de la roca indica que éstos ya estaban presentes antes de la clorita, y pueden, por lo tanto, representar minerales relícticos del protolito ultramáfico. Los granos de este mineral varían de entre 0,1-2,7 mm.

El carbonato (18 a 80% modal) puede llegar hasta 1,5 mm de tamaño. Las películas de óxido son frecuentes sobre los granos de este mineral.

6. GEOQUÍMICA

6.1 Metodología

Las rocas mapeadas de la sierra de Calalaste han sido analizadas para elementos mayores, trazas y tierras raras. Se analizó un total de 15 muestras (Tabla 6.1) que pertenecen a dos rocas ultramáficas, once máficas (una anortosita) y dos riolitas (metavulcanitas). Este estudio se realizó con el objetivo de caracterizar las rocas, determinar su ambiente geodinámico de formación y el/los procesos de diferenciación magmática vinculados.

	Ultramáficas		Gabros Cumulares				Gabros No Cumulares						Anortosita	Vulcanitas	
Muestra	CL-16-24	CL-16-25	CL-16-14b	CL-16-15a	CL-17-46b	CL-17-48	CL-16-6a	CL-16-17	CL-16-23	CL-17-38a	CL-17-43a	CL-17-44	CL-16-32	CL-16-01	CL-16-11
Wt %															
SiO ₂	37,7	38,5	42,8	45,5	45,9	46,1	49	51,5	48,3	49,4	51,2	48,3	46,6	69,3	75
Al ₂ O ₃	5,31	5,64	9,07	12,3	16,3	16,25	14,95	14,4	15	17,55	13,25	16,6	17,2	14,7	13,8
Fe ₂ O ₃	12,75	12,95	11,45	10,35	10,05	9,53	10,85	11,75	9,88	9,05	6,75	9,14	8,85	4,4	3,01
CaO	2,94	3,34	7,03	6,91	10,15	10,75	11	7,79	11,8	8,45	12,55	11,2	9,49	1,14	0,35
MgO	28,3	27,3	19,9	13,35	9,55	7,82	8,04	6,94	7,92	6,19	7,19	7,68	7,11	1,77	1,43
Na ₂ O	0,05	0,02	0,01	1,99	1,83	2,32	1,38	3,86	2,58	3,82	3,16	2,64	3,46	3,46	1,89
K ₂ O	0,13	0,14	0,01	0,02	0,3	0,08	0,1	0,29	0,22	0,55	0,74	0,51	0,34	3,51	2,89
Cr ₂ O ₃	0,27	0,27	0,29	0,23	0,05	0,04	0,04	<0,01	0,05	0,02	0,06	0,05	0,02	0,01	<0,01
TiO ₂	0,43	0,42	0,66	1,17	1,01	1,09	1,13	1,08	1,19	2,26	1,49	0,92	1,94	0,49	0,44
MnO	0,2	0,2	0,19	0,19	0,15	0,15	0,18	0,19	0,16	0,15	0,14	0,15	0,14	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,05	0,08	0,1	0,11	0,09	0,1	0,12	0,48	0,18	0,07	0,41	0,15	0,18
SrO	0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,04	0,08	0,02	0,06	0,05	0,01	0,02
BaO	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	0,11	0,01	0,02	0,03	0,06	0,01	0,06	0,35
LOI	9,99	10,2	6,59	6,28	3,72	4,33	3,48	2,77	3	3,23	2,37	4,3	3,82	2,49	2,53
Mg#	82,99	82,25	79,25	73,92	67,62	64,33	61,96	56,49	63,79	60,05	70,07	64,87	63,84	46,92	51,08
Total	98,16	99,05	98,05	98,41	99,15	98,64	100,32	100,8	100,27	101,25	99,13	101,68	99,44	101,55	101,94
ppm															
Ba	52,2	85,8	27	140	85,5	177,5	480	950	92,1	186	247	546	80,5	481	3100
Ce	6,4	6,4	4,3	6,3	10,3	11,6	9,6	19,2	12,1	44	22	8,4	39	62,8	86,5
Cr	2140	1950	2260	1810	420	280	330	30	360	130	460	420	190	50	10
Cs	4,29	4,85	0,26	0,2	1,29	0,28	0,11	0,21	0,34	0,79	0,51	0,45	1,45	1,02	5,94
Dy	1,49	1,32	2,59	4,33	3,13	3,12	4,81	4,94	3,48	5,95	5,45	3,04	4,82	4,93	11,6
Er	0,99	0,76	1,67	2,64	1,69	1,91	3,35	3,03	2,07	3,25	3,1	1,87	2,77	2,87	7,72
Eu	0,44	0,36	0,61	0,8	0,98	0,98	1,17	1,16	1,11	2,07	1,57	0,99	1,99	1,13	1,08
Ga	5,8	6,8	10,7	13	16,8	15,1	16,6	18,7	14,7	19,5	14	15,8	19,7	18,6	15,8
Gd	1,49	1,18	2,43	4,05	3,46	3,03	4,75	4,98	3,41	6,97	5,96	3,22	5,84	5,97	11,15
Hf	0,9	0,7	1	1,8	1,7	1,7	2	2,1	1,7	4,9	3,4	1,3	4,3	4,3	7,6
Ho	0,29	0,26	0,63	0,9	0,64	0,63	1,13	1,11	0,75	1,23	1,11	0,64	1,03	1,03	2,56
La	2,6	2,6	1,5	2	4,2	4,2	3,7	8,7	4,5	19,7	9,6	3,1	16,7	30,3	46,3
Lu	0,1	0,11	0,23	0,38	0,29	0,25	0,46	0,46	0,29	0,44	0,42	0,23	0,34	0,4	1,01
Nb	1,6	1,9	0,9	1,4	3	3,2	1,1	6,5	4,9	20,7	10,2	1,5	17,3	13	15,2
Nd	4,3	3,6	4,2	7	8,8	9,6	8,8	13	9,6	26	17,7	7,7	23	28,9	44,5
Pr	0,86	0,77	0,69	1,22	1,6	1,77	1,47	2,63	1,85	5,65	3,23	1,43	4,75	7,02	11,1
Rb	6,7	8	1,2	0,9	11,7	2,9	3,8	5,6	5	11,8	12,8	10,9	7,7	128	113,5
Sm	1,17	1,04	1,47	2,5	2,38	2,79	2,78	3,29	2,69	5,63	4,57	2,15	4,7	6,24	9,59
Sn	<1	1	<1	1	1	1	<1	1	<1	2	1	<1	2	3	3
Sr	40,4	76,8	21,3	155	268	462	168,5	240	345	736	170,5	488	496	108	173,5
Ta	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3	0,2	1,3	0,7	0,2	1,1	0,9	1,3
Tb	0,27	0,2	0,42	0,64	0,57	0,54	0,79	0,82	0,6	0,98	0,88	0,54	0,94	0,85	1,83
Th	0,37	0,39	0,19	0,13	0,39	0,46	0,5	1,37	0,6	1,69	0,96	0,34	1,26	12,7	19,1
Tm	0,11	0,12	0,26	0,4	0,27	0,23	0,49	0,48	0,3	0,46	0,43	0,25	0,39	0,42	1,1
U	0,07	0,09	0,14	0,28	0,16	0,1	0,09	0,67	0,11	0,52	0,29	0,07	0,43	2,09	3,24
V	71	62	178	235	223	232	304	337	264	168	304	219	149	108	78
W	13	7	8	9	17	30	58	53	54	38	94	38	41	191	188
Y	8	6,8	16,3	24,3	17,1	18,2	29,7	30,1	19,8	31,2	30	17,1	26,7	27,4	72,9
Yb	0,91	0,81	1,74	2,68	1,86	1,9	3,24	3,3	2,03	3,05	2,9	1,73	2,77	2,79	7,41
Zr	40	29	36	66	58	62	61	74	67	236	131	46	204	151	266

Tabla 6.1. Composiciones de elementos mayoritarios (Wt.%) y trazas (Ppm) de rocas ultramáficas, máficas y vulcanitas de la sierra de Calalaste.

Todas las muestras analizadas están metamorfozadas en *facies* de esquistos verdes. Por lo cual, deben ser cuidadosas las interpretaciones que se realicen

para ciertos elementos químicos, debido a se formaron en un sistema abierto donde hubo fluidos hidrotermales involucrados además de metamorfismo.

El resultado de los análisis está presentados en la [Tabla 1](#). Los elementos mayoritarios estan dados en % en peso, mientras que los elementos trazas y Tierras Raras están en ppm.

6.2 Rocas máficas

Sobre la base del contenido de sílice, es posible distinguir al menos 3 litologías: gabros con características cumulares (<48% de SiO₂), gabros no cumulares (>48% de SiO₂) y anortositas (definida por su contenido modal). Los gabros no cumulares presentan valores que varían entre 48,3- 51,5% de SiO₂; entre 13,25-17,55 de Al₂O₃; entre 6,75- 11,75 % de Fe₂O₃ y 6,19-7,92 % de MgO. Los gabros cumulares por su parte tienen valores que varían entre 42,8-46,6% de SiO₂; entre 9,07-17,20% de Al₂O₃; entre 8,85- 11,45 % de Fe₂O₃ y 7,11-19,12 % de MgO. Dentro del grupo de las rocas máficas también se destaca la anortosita (Cl-17-48) que tiene valores de SiO₂ 46,6; de Al₂O₃ 17,2; de Fe₂O₃ 8,85 y de MgO 7,11.

De acuerdo a Cox *et al.* (1979) los cúmulos (gabros cumulares) aunque son estrictamente ígneas en origen, sus composiciones globales en ningún sentido representan las composiciones de líquidos originales. Por lo cual para definir la fuente, ambiente, petrogénesis, etc. se usara fundamentalmente gabros no cumulares.

Los gabros no cumulares están representados en el campo de gabros en el gráfico TAS (Cox et al. 1979) (**Fig. 6.1**) correspondiente a las rocas toleíticas. En el gráfico de [Irvine y Bargar \(1971\)](#) (**Fig. 6.2**) todos los gabros se plotean en el campo de la serie toleítica. En este último gráfico la mayoría de los gabros muestra características primitivas y algunos serían cúmulos. En el gráfico de Miyashiro (1974) (**Fig. 6.3**) los gabros estan ploteados en el campo de la serie toleítica.

En los diagramas de variación para elementos mayores (**Fig. 6.4**) se utilizó el MgO como índice de diferenciación. Una correlación positiva existe para el FeO y Na₂O+K₂O mientras que una correlación negativa para SiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O, TiO₂ y P₂O₅.

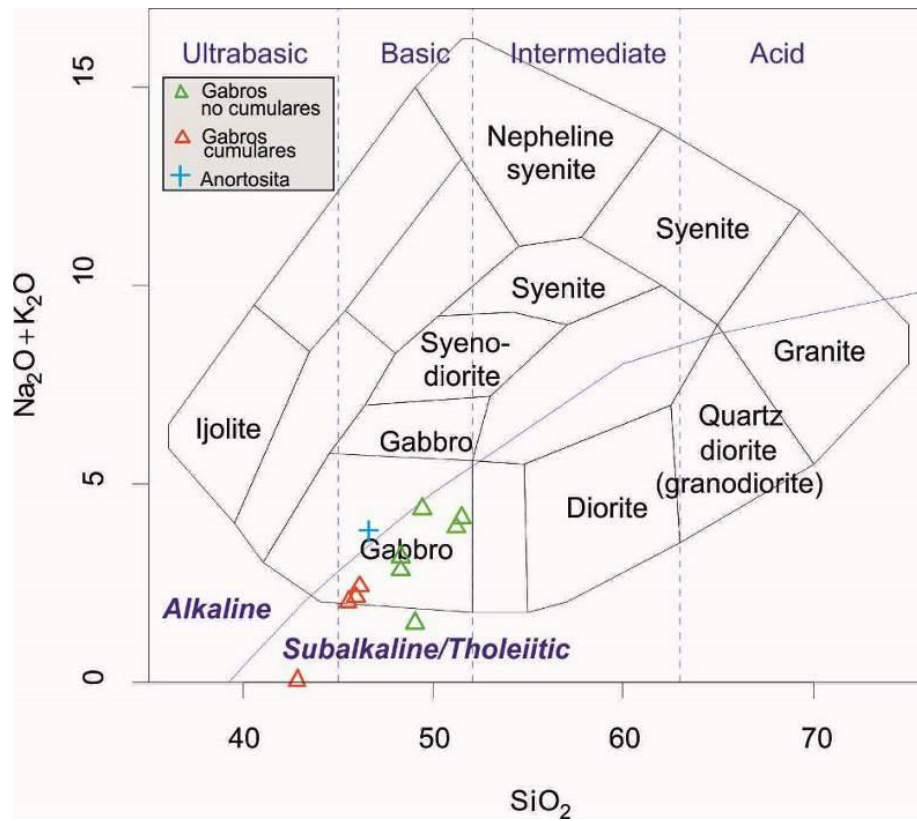


Figura. 6.1. Diagrama discriminante para rocas plutónicas (Cox et al. 1979).

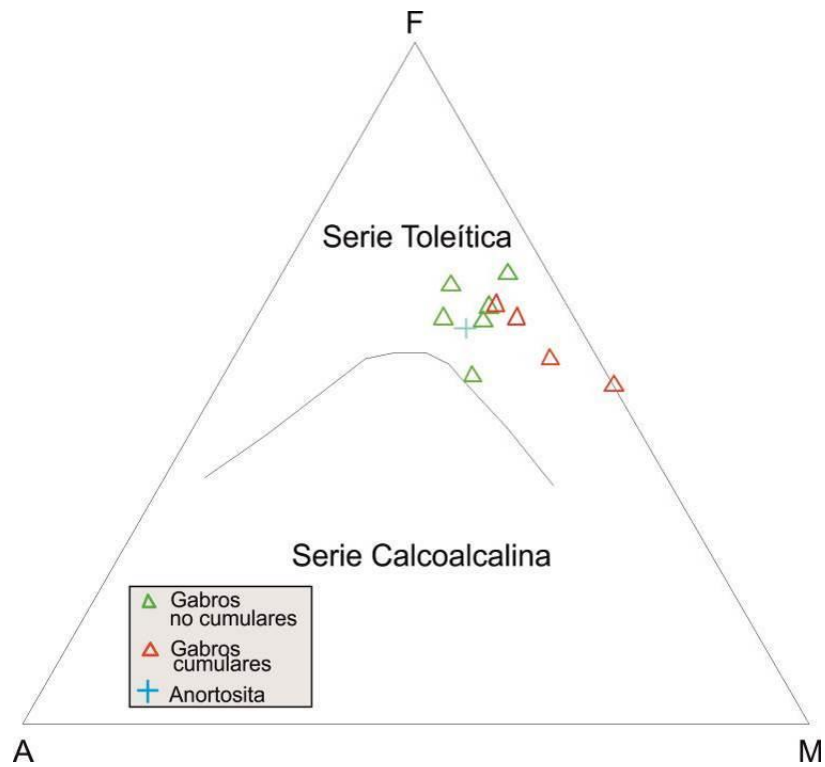


Figura. 6.2. Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971).

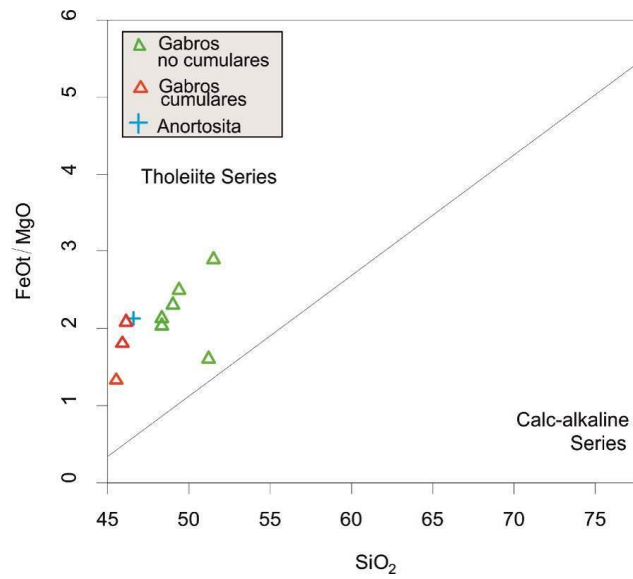
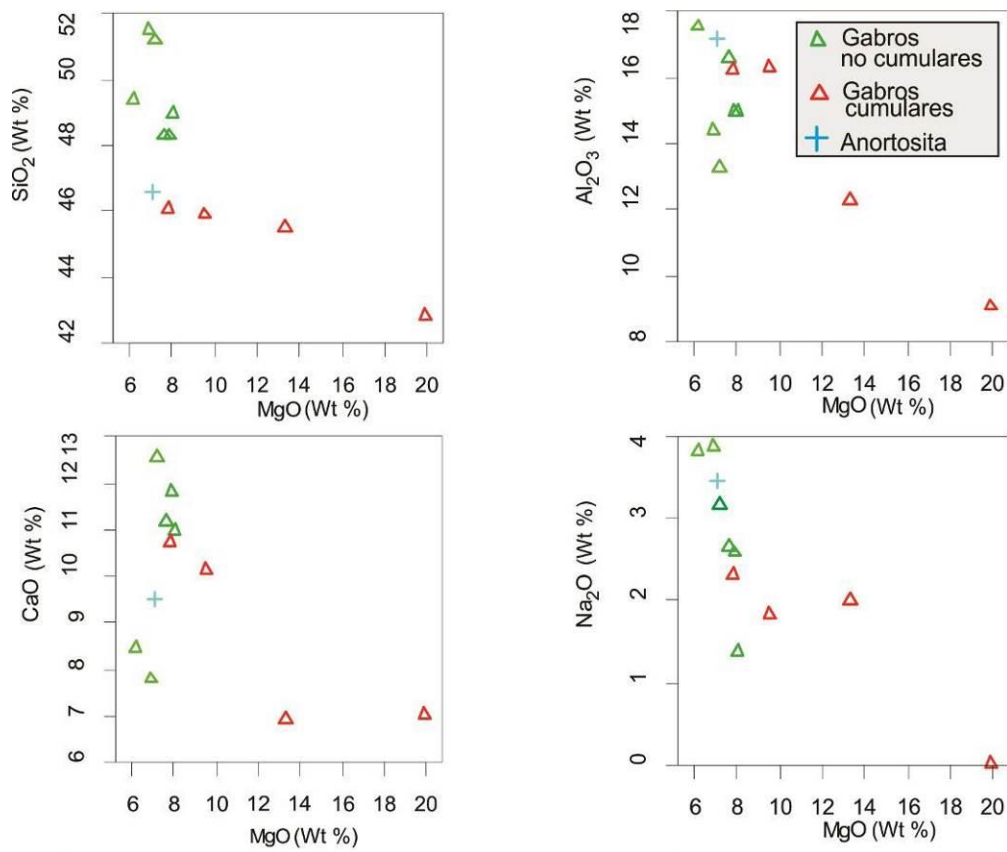


Figura. 6.3. Diagrama SiO₂ - FeOt/MgO (Miyashiro, 1974) para los gabros y una anortosita.



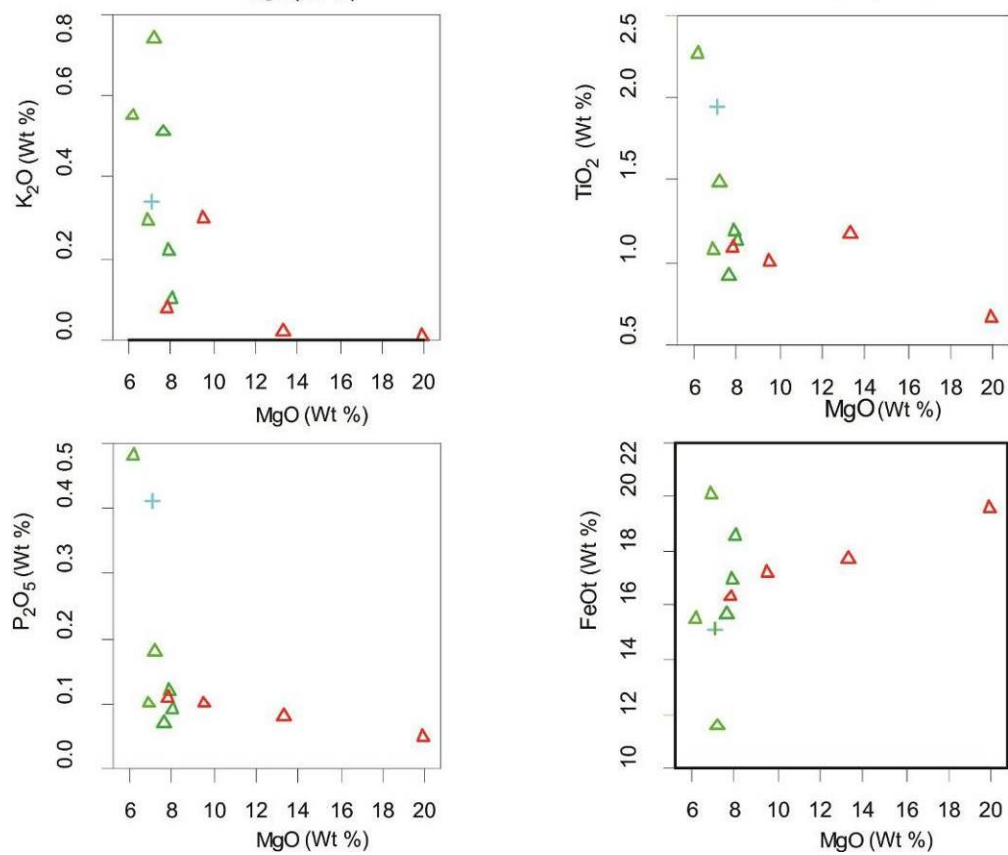


Figura. 6.4. Diagrama binarios tipo [Fenner](#) (MgO como índice de diferenciación) para elementos mayoritarios de gabros y anortosita.

6.2.1 Geoquímica de Tierras Raras

La distribución de elementos de Tierras Raras normalizados a manto primitivo ([McDonough y Sun 1995](#)) (**Fig 6.5**) permite separar tres grupos de gabros.

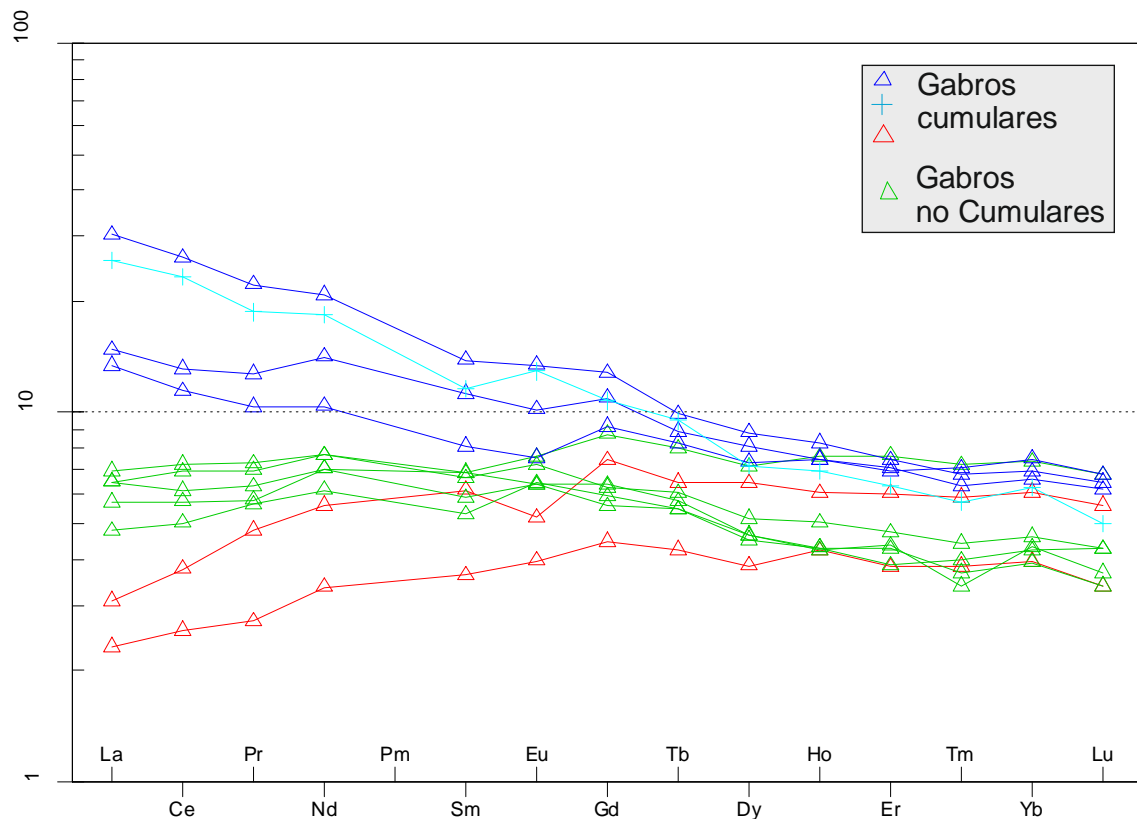


Figura. 6.5. Diagrama de REE normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun 1995) para gabros.

El primer grupo (e.g. CI-16-14b, CL-16-15a) muestra una pendiente positiva y un claro enriquecimiento en ETR pesadas. Estas muestras están enriquecidas entre 2-10 veces la concentración del manto primitivo. Representan gabros cumulares que tienen altos valores de piroxeno y anfíbol

Un segundo grupo (e.g. CL-16-6a, CI-16-23, CI-17-44, CL-17-46b, CI-17-48,) presenta un patrón plano a levemente negativo para ETR livianas y pesadas, excepto para la muestra CL-16-6a, donde la tendencia es plana a levemente positiva. Su concentración es alrededor de 3-8 veces la concentración del manto primitivo tanto para ETR livianas como para las pesadas. Estas tendencias no muestran algún tipo de anomalía respecto al Eu. Estos gabros no cumulares son los que mejor representan la composición del líquido original de la fuente

El tercer grupo muestra una tendencia negativa con un fuerte enriquecimiento de ETR livianas (e.g. CI-16-17, CI-17-38a, CI-17-43a). Las ETR livianas muestran un enriquecimiento entre 15-30 veces respecto al manto primitivo. Este grupo, muestra divergencia en sus valores de ETR livianas (15-30 veces la concentración del manto primitivo) y convergencia en los valores de ETR pesadas (6-8 veces la concentración del manto primitivo). Este grupo muestra una leve anomalía positiva Eu/Eu* (0,87-1,01). Este grupo también representa a gabros cumulares, pero donde el enriquecimiento de ETR livianas se refiere a que son gabros con un alto contenido de plagioclasa producto de un fuerte proceso de diferenciación magmática.

La muestra CL-16-32 (anortosita) está planteada en el tercer grupo de gabros. Ella muestra una fuerte anomalía positiva en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 1,16$) y una concentración del resto de ETR muy similar a los gabros tipo E-MORB. Esta anomalía positiva probablemente está asociada a la acumulación de plagioclasa. Precisamente esta roca es cumulo de plagioclasa. En este sentido, esta anomalía es el resultado de la segregación de líquidos tardíos evolucionados que cristalizan plagioclasa desde productos más primitivos como los gabros (Gill 20110). Por lo cual, necesariamente una anomalía positiva de Eu en aquellos gabros cumulares indica la presencia de segregados de plagioclasa en forma de cumulos.

El patrón horizontal de ETR pesadas permite inferir que no hubo fraccionamiento o retención de granate en el área fuente del magma primitivo. Este patrón se observa muy bien en el segundo grupo de muestras de gabros.

En los diagramas de elementos trazas (**Fig. 6.6**), los tres grupos arriba mencionados presentan anomalías positivas en Ba, U y Sr, y negativas en Rb, Nb, Th, P. En elementos como el K la anomalía puede ser negativa o positiva.

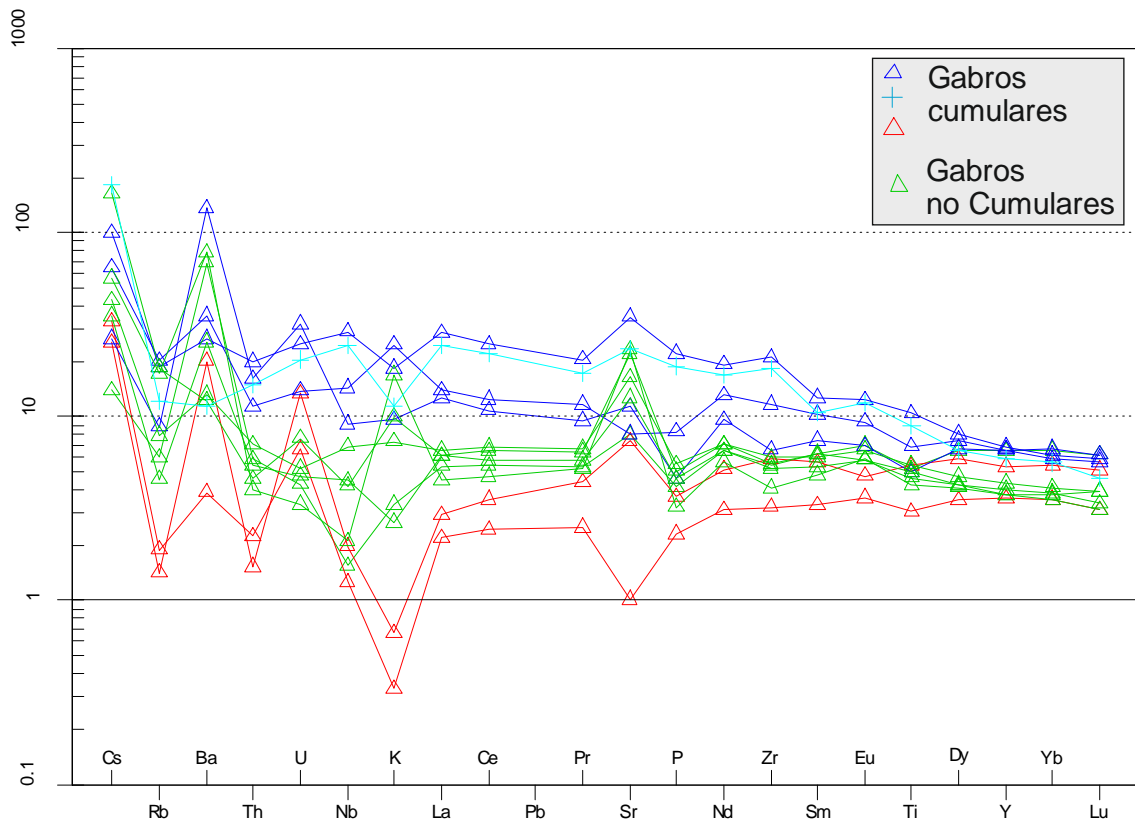


Figura. 6.6. Diagrama de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo para gabros y anortosita de la sierra de Calalaste (Sun y McDonough 1989).

Las muestras de gabros de todos los grupos muestran una fuerte anomalía positiva en Ba y la anortosita una anomalía negativa. En el grupo 1 además de la anomalía de Ba existe una anomalía positiva de U y anomalía negativa en Rb, Th y K. En el caso del Sr se observa una anomalía negativa para la muestra CL-16-14b (gabro milonítico) y positiva para la CL-16-15a (gabro). Es

posible que la anomalía negativa se debe al ingreso de fluidos hidrotermales generados en la formación de la milonita.

El grupo 2 muestra una anomalía positiva en Ce, Ba, U, Sr y negativa en Nd, Rb, Th, P, Zr. La anomalía positiva en Ba y Sr pueden estar relacionado a la presencia de carbonato en las muestras. En general las muestras con estas anomalías tienen más del 3% modal de calcita.

La anomalía negativa en Nb y Ta son indicativas de ambiente de subducción. Estas características se observan en algunas muestras analizadas.

6.2.2 Ambiente Tectónico

Los diagramas de discriminación de ambientes que se muestran a continuación son en base a la composición de rocas basálticas que representan los líquidos. El presente estudio investiga las rocas plutónicas máficas algunas de las cuales muestran características de cumulos. A pesar de ello, la composición de las rocas máficas de la sierra de Calalaste es utilizada en estos diagramas a efecto de comparar y discutir sus ambientes de formación. Se aclara que para determinar el ambiente de formación se tomará en cuenta únicamente las rocas máficas con características no cumulares como el grupo 2 de gabros.

En el diagrama Nb-Zr-Y (Meschede, 1986) (Fig. 6.7), los gabros no cumulares se grafican en el campo D (Basalto de arco volcánico). Las muestras de rocas ultramáficas se plotean en el grupo C (no se muestran) y las muestra de volcanitas ácidas se plotean en campo C-D (no se muestran).

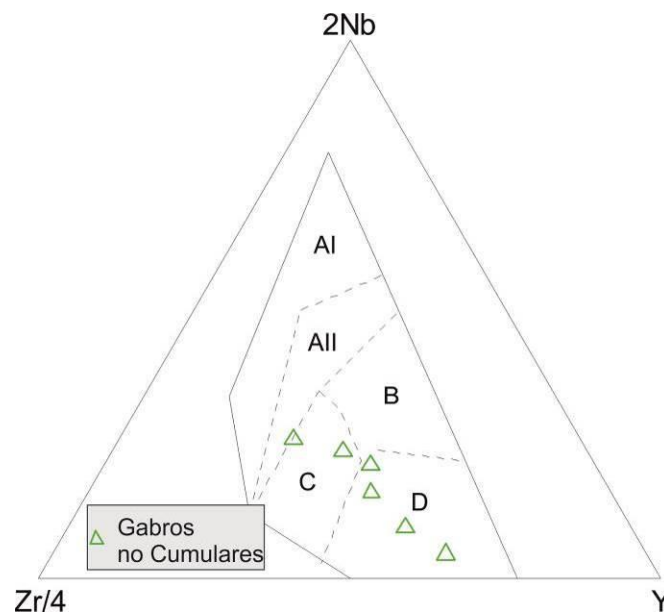


Figura. 6.7. Diagrama de discriminación geotectónica de Meschede (1986) para gabros y anortosita. AI-AII: Basalto Alcalino de Intraplaca, AII-C: Toleitas de Intraplaca, B: Basalto de dorsal centro-oceánica tipo P, D: Basalto de dorsal centro-oceánica tipo N, C-D: Basalto de Arco Volcánico.

En el diagrama Zr-Y- Ti (Pearce e Cann, 1973) (Fig. 6.8) las muestras de los gabros no cumulares se plotean principalmente en el campo compartido por

toleitas de arco de isla (IAT) y basalto calcoalcalino (CAB) y basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB). En este diagrama es difícil inferir una tendencia geoquímica de las muestras de gabros.

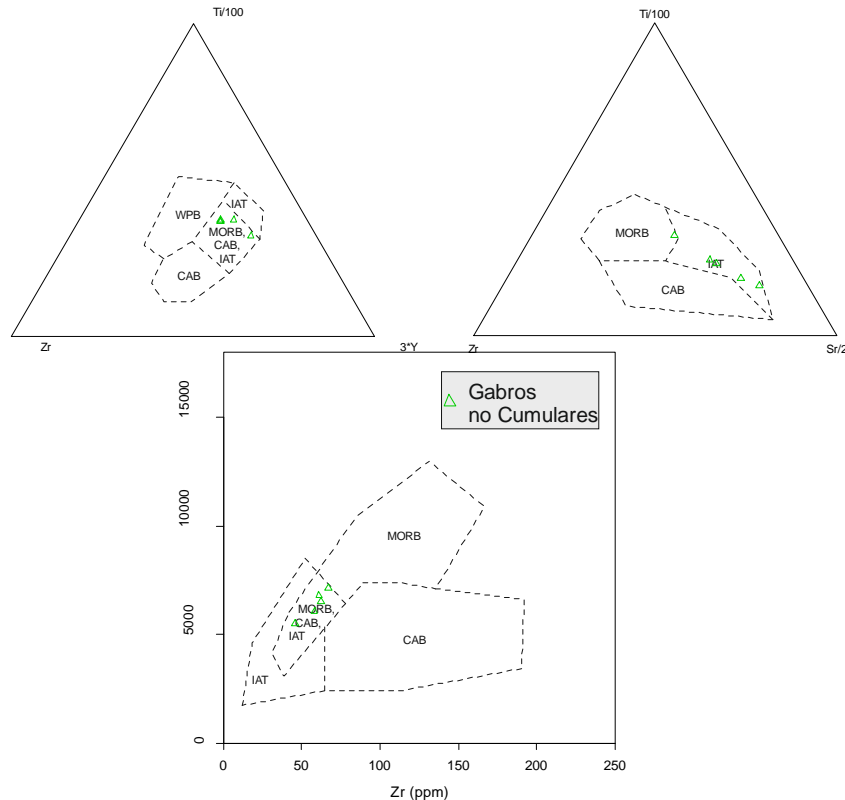


Fig 6.8. Diagramas de discriminación de ambiente tectónico de [Pearce y Cann \(1973\)](#). IAT: Toleita baja en K, MORB: Basalto de Piso Oceanico, CAB: Basalto de Arco de Isla, WPB: Basalto de Intraplaca.

En el diagrama Ti-Zr-Sr ([Pearce e Cann, 1973](#)) (**Fig. 6.8**) las muestras gabros del grupo 2 se proyectan en el campo de toleitas de arco de isla (IAT). Este diagrama no ayuda a definir de manera clara el ambiente geotectónico de los gabros.

En el diagrama de Th-Hf-Ta ([Wood, 1980](#)) (**Fig. 6.9**), las muestras de gabro no cumulares se grafican fundamentalmente en el campo IAT (Toleitas de Arco de Isla).

En el diagrama MnO-TiO₂-P₂O₅ ([Mullen, 1983](#)) (**Fig. 6.10**), las rocas gabricas no cumulares se proyectan principalmente en el campo de IAT (toleitas de arco de isla). En el gráfico de MgO-FeO_{total}-Al₂O₃ ([Pearce et al., 1977](#)) (**Fig. 11**), los gabros no cumulares se proyectan fundamentalmente en el campo de Isla Oceánica- Continental.

La información obtenida de los distintos tipos de diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos, permiten distinguir al menos tres tipos de gabros. Se observa claramente que los gabros evolucionaron desde un magma más primitivo (grupo 1) a uno más evolucionado (grupo 3) con grupo intermedio integrado por el grupo 2. Esta característica es notoria en los diagramas de ETR que muestran que las rocas del grupo 1 son de afinidades N-MORB

mientras que las del grupo 3 de afinidades E-MORB. El grupo 2 comparte afinidades intermedias a ambos grupos. Es decir, se observa una clara evolución desde un magma máfico con afinidades a un manto empobrecido hacia un magma máfico con afinidades a un manto enriquecido. Ello permite deducir que estas rocas máficas fueron generadas en un ambiente de arco continental donde los magmas evolucionaron desde composiciones toleíticas hacia calcoalcalinas. A ello se puede adicionar una participación de contaminación cortical y metasomatismo en diferentes grados.

Los diagramas utilizados evidencian una clara diferenciación en los tipos de gabros, desde composiciones primitivas hacia más evolucionadas.

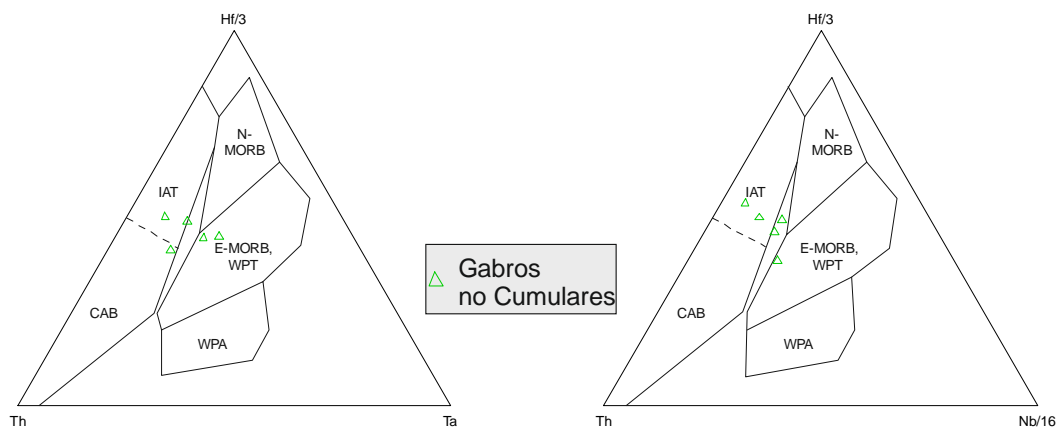


Figura. 6.9. Gráficos de discriminación tectónica (diagramas Ta-Th- Hf/3 y Nb/16-Th-Hf/3; (Wood, 1980). IAT: Toleitas de Arco de Isla, CAB: Basaltos calcoalcalinos, N-MORB: Basalto de Dorsal Centrooceánica tipo N, E-MORB: Basalto de Dorsal Centrooceánica tipo E, WPT: Toleitas de Intraplaca, WPA: Basaltos Alcalinos de Intraplaca.

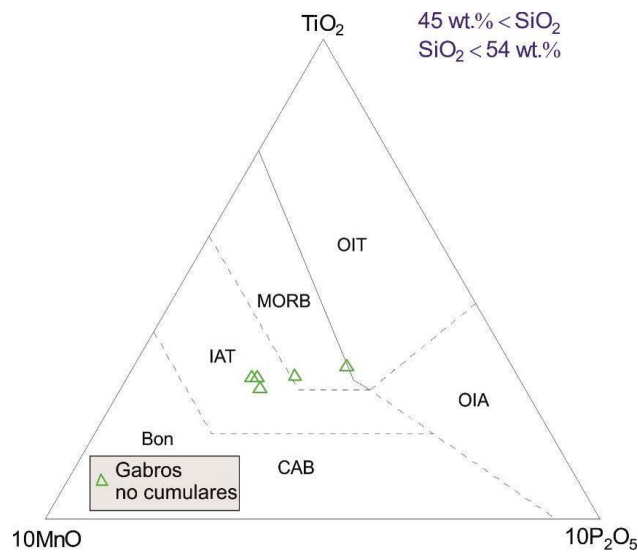


Figura. 6.10. Diagrama de discriminación de ambientes geotectónicos (Mullen, 1983). CAB: Basalto Calcoalcalino, IAT: Toleitas de Arco de Isla, MORB: Basalto de Dorsal Centrooceánica, OIA: Andesitas de Isla Oceánica, OIT: Toleitas de Isla Oceánica.

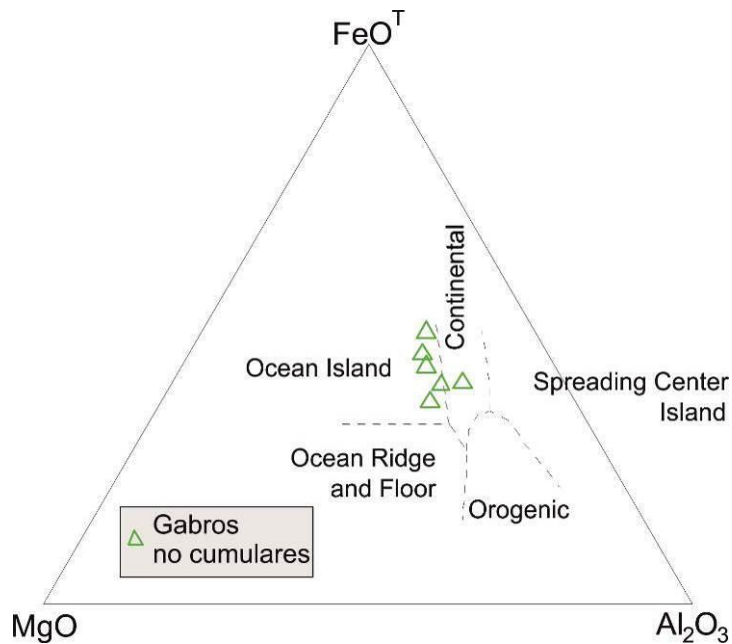


Figura. 6.11. Diagramas de discriminación tectónica de [Pearce et al. \(1977\)](#) para las distintas litologías de la sierra de Calalaste.

6.3 Rocas Ultramáficas

Las rocas ultramáficas son muy escasas en la sierra de Calalaste. El afloramiento principal está situado en la quebrada Tramontana. El mismo corresponde a intrusivos y/o cumulos ultramáficos metamorfozados en *facies* de esquistos verdes y con evidencias de alteración por metasomatismo. A pesar de ello, será posible caracterizar la geoquímica de las mismas. La muestra CL-16-24 corresponde a cumulos ultramáficos poco alterados y la CL-16-25 a bochas de rocas ultramáficas con mayor alteración y con claras evidencias de haber sido modeladas por la erosión. Los diagramas tipo Fenner de elementos mayoritarios vs #Mg (**Fig 6.12**) y de elementos trazas (**Fig. 6.14**) permiten separar ambos tipos de muestras ultramáficas. La más alterada (círculo rojo) está caracterizada por un enriquecimiento en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO y Fe_2O_3 y un empobrecimiento en TiO_2 . En contraste, la roca ultramáfica menos alterada está más empobrecida en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO y Fe_2O_3 enriquecida en TiO_2 .

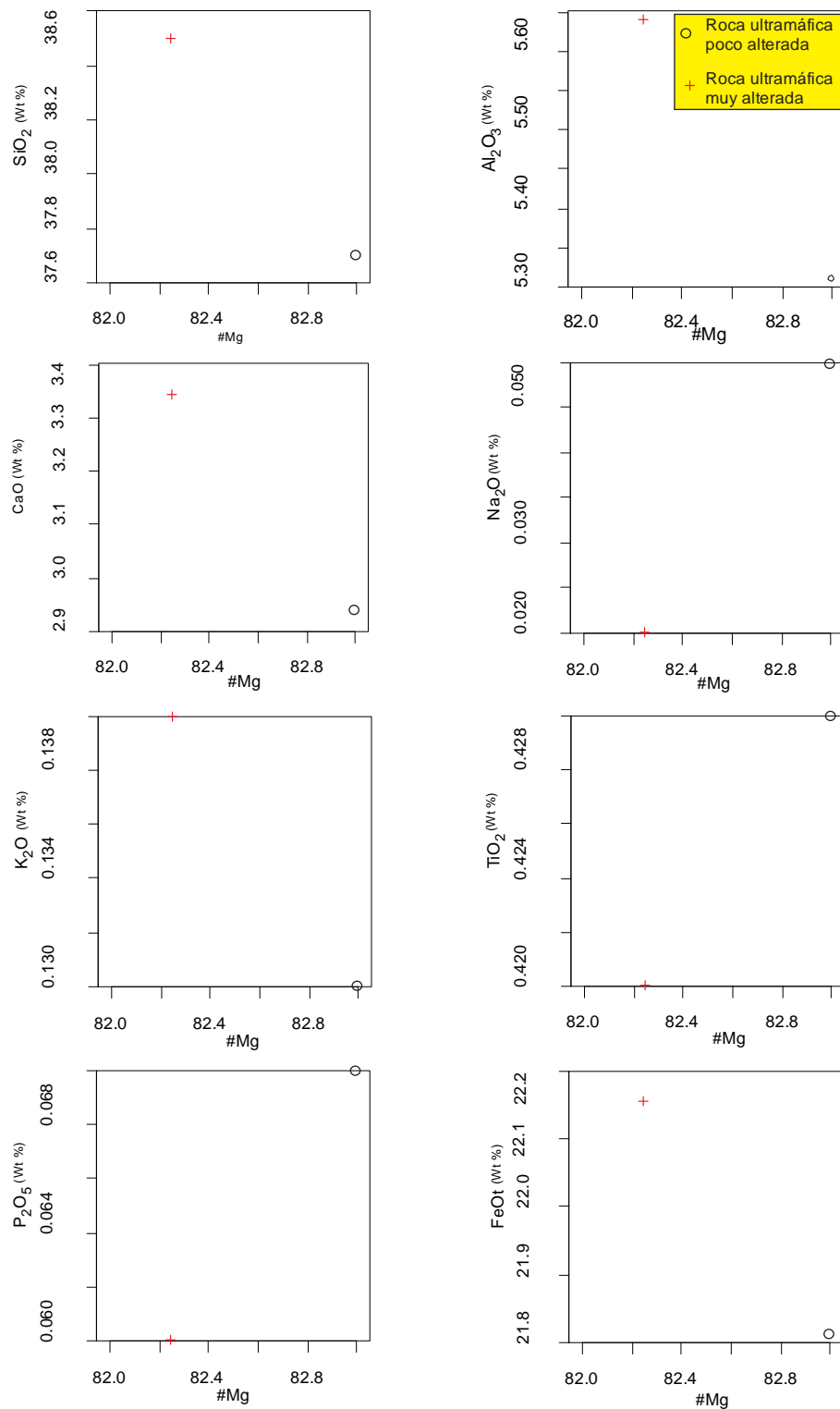
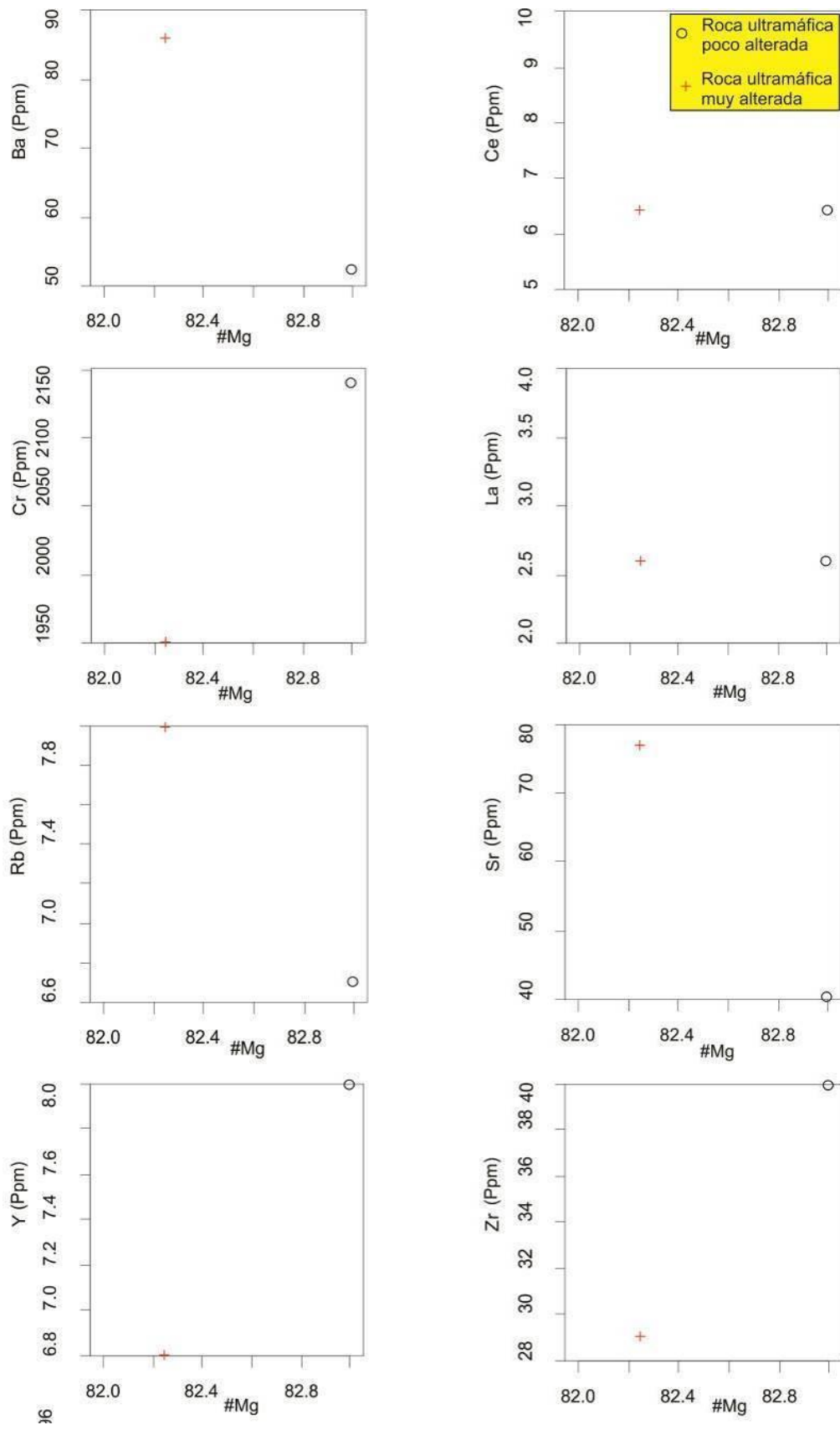


Figura. 6.12. Diagramas tipo Fenner (#Mg como índice de diferenciación) para elementos mayoritarios de rocas ultramáficas.



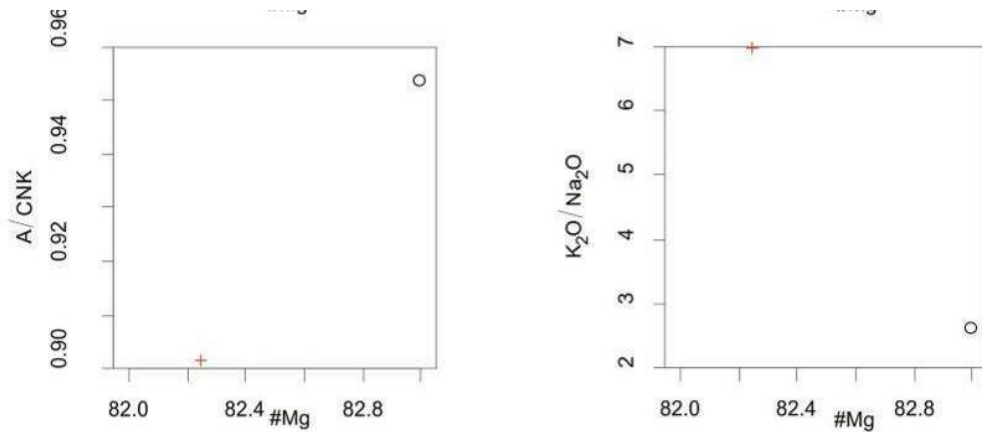


Figura. 6.13. Diagramas tipo Fenner ($\#Mg$ como índice de diferenciación) para elementos trazas de rocas ultramáficas.

6.3.1 Geoquímica de Tierras Raras

Según el diagrama de ETR (McDonough y Sun 1995) (Fig. 6.14), las muestras analizadas muestran tendencias negativas muy similares entre sí, con una anomalía positiva para el Er e Yb en el caso de la muestra poco alterada (tendencia color negro). En ellas no se observa anomalía alguna de Eu.

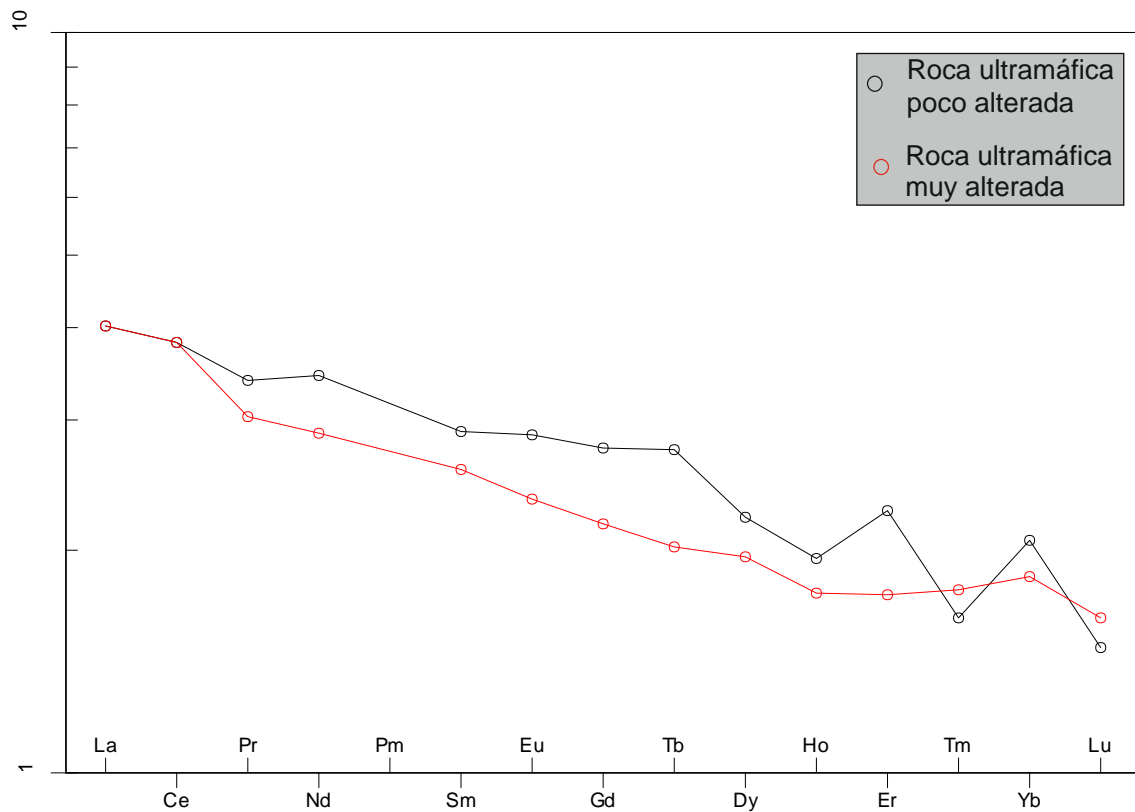


Figura. 6.14. Diagrama de ETR para los cumulos ultramáficos normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun 1995).

Por otro lado, el diagrama de elementos trazas de Sun y McDonough (1989) normalizado a manto primitivo (**Fig. 6.15**) muestra tendencias negativas similares para las dos muestras, con una anomalía negativa en Nb y más leve en Y. Una leve anomalía positiva se observa para K e Yb. Una característica a resaltar en este diagrama de elementos trazas a diferencia del de ETR es que muestra al Sr con una anomalía negativa para la peridotita poco alterada y positivo para la más alterada. Una anomalía negativa en Ti se muestra en la muestra poco alterada. Posiblemente su presencia está relacionado al fraccionamiento de ilmenita en los gabros. Por lo tanto, se propone que los cristales de magnetita existentes en las rocas ultramáficas serían de carácter posterior, y posiblemente generados a partir de un magma empobrecido en Ti debido al fraccionamiento de ilmenita en los gabros.

La muestra poco alterada tiene anomalía negativa de Sr mientras que la muestra con mayor alteración muestra una anomalía positiva. La anomalía negativa se debe a que el Sr es un elemento incompatible en condiciones de mantélicas, por lo cual migra hacia el líquido. Por otro lado se sabe que el Sr comúnmente sustituye al Ca. Por lo tanto, la anomalía positiva está relacionada con la presencia de carbonato como producto de alteración de la serpentina, cuestión que se observa claramente en los ejemplares más alterados que poseen mayor cantidad de esa fase mineral.

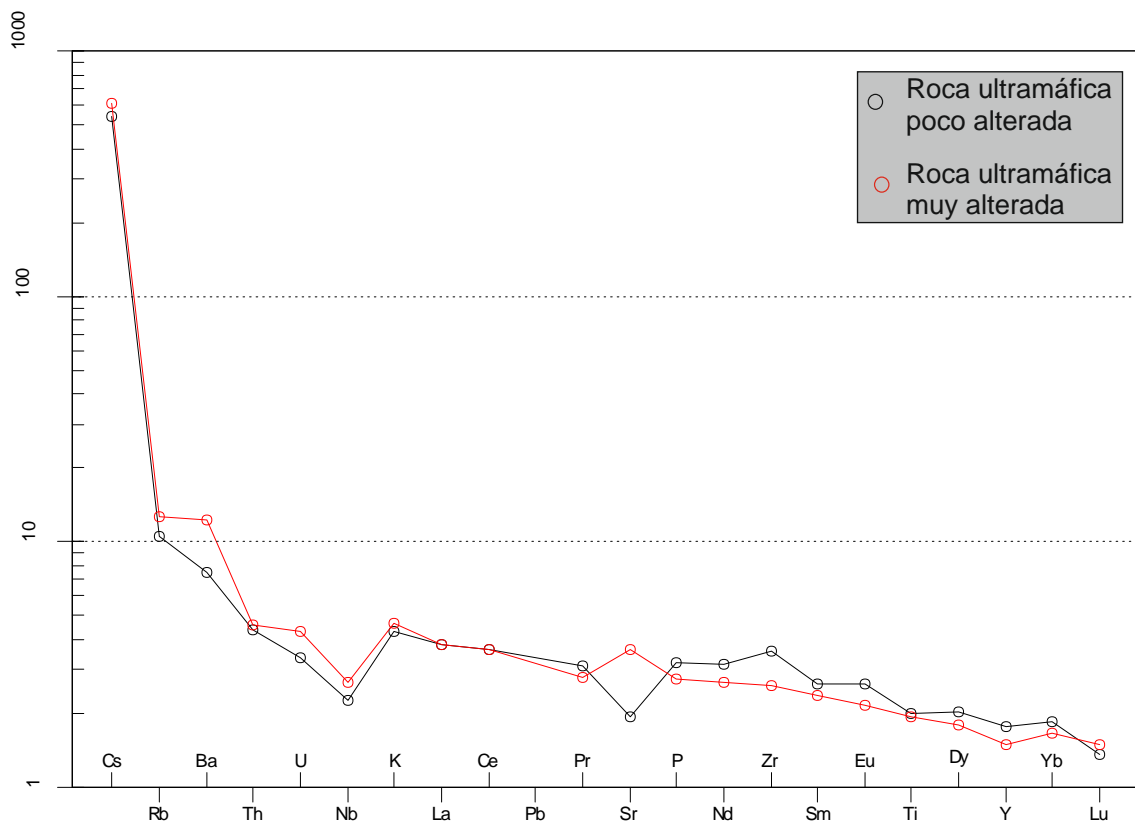


Figura. 6.15. Diagrama de elementos trazas para cumulos ultramáficos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989).

La composición de las rocas ultramáficas (peridotita) y su textura cumular sugiere que se formaron por acumulación mecánica de cristales en la base de

una cámara magmática. En contraste, la anortosita, también cumulado, se habría formado en la parte superior de la cámara, por diferenciación magmática (Gill 2010).

El enriquecimiento en ETR livianas en las rocas ultramáficas, es una característica inusual en rocas ultramáficas oceánicas. Por lo cual se sugiere que puede haber sido formada por asimilación de material cortical o por enriquecimiento metasomático ocurrido durante el metamorfismo en un ambiente de arco magmático.

6.4 Rocas Volcánicas

Las rocas volcánicas (riolitas) fueron ploteadas en el diagrama TAS (Le Bas, 1986) (Fig. 6.16) en el campo de riolita y dacita. Ambas muestras tienen características subalcalina/toleítica y composición ácida. Presentan pequeñas variaciones en contenido de elementos mayores, con valores de SiO_2 entre 70-75%, Al_2O_3 entre 13,8-14,7%, Fe_2O_3 entre 3-4%, MnO entre 0,05-0,06%, MgO entre 1,4-1,7% y CaO entre 0,3-1,2%.

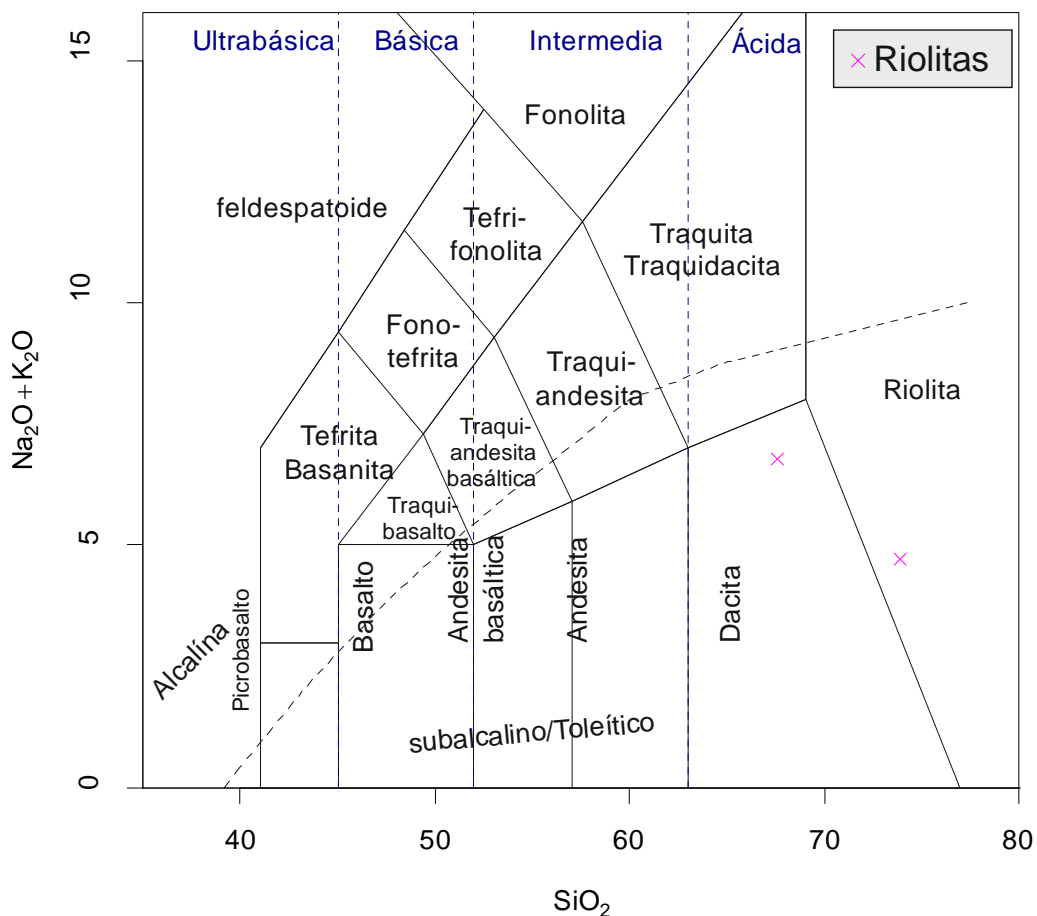


Figura. 6.16. Diagrama TAS (Le Bas et al. 1986) para rocas volcánicas.

6.4.1 Geoquímica de Tierras Raras

Las dos rocas ácidas (CI-16-01, CI-16-11) presentan patrones similares de ETR (McDonough y Sun 1995) (Fig. 6.17) y una pronunciada anomalía negativa en Eu. El patrón negativo de ETR y la anomalía de Eu es típica de un ambiente de corteza continental.

En el gráfico de ETR se observa que las muestras tienen una concentración de ETR livianas entre 40 y 75 veces la del manto primitivo. Por otro lado el gráfico de elementos trazas de Sun e McDonough (1989) (Fig. 6.18) muestra anomalías positivas para el K, Nd y Sm y negativas en Nb, Sr, Zr y Ti.

La fuerte anomalía negativa en Eu es una característica del fraccionamiento de plagioclasa, por lo tanto una característica de los productos evolucionados.

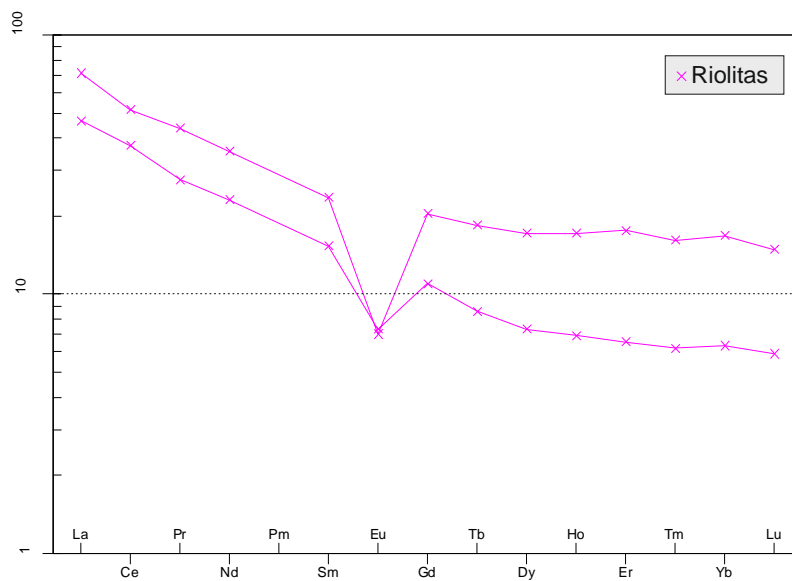


Figura. 6.17. Diagrama de ETR de rocas volcánicas normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun 1995).

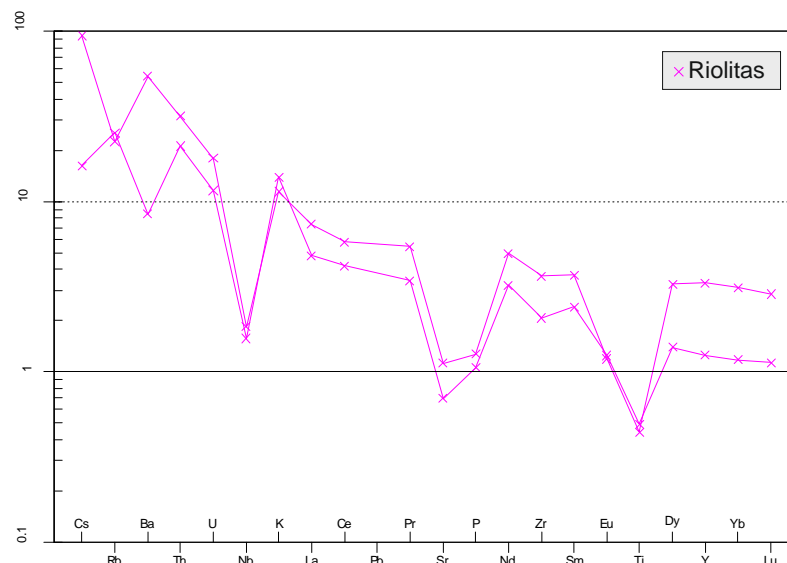


Figura. 6.18. Diagrama de elementos trazas para rocas volcánicas normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989).

7. ISOTOPOS

Se analizaron 16 muestras del área de estudio para determinar las relaciones isotópicas Rb-Sr y Sm-Nd (Tabla 7.1). Las relaciones isotópicas fueron determinadas en roca total para las distintas facies del Complejo Intrusivo Máfico - Ultramáfico Calalaste (CIMUC) y de las rocas de caja volcánicas y sedimentarias. Estas muestras corresponden a 2 rocas ultramáficas, 10 gabros, 1 anortosita, 2 vulcanitas y 1 pelita. Los análisis se realizaron en el Laboratorio MARUM de la universidad de Bremen, en Bremen, Alemania. Los valores iniciales de ϵ_{Nd} fueron recalculados a los 495 Ma. Se usó la edad de 495 Ma para el recalcu puesto que es la edad de la riolita que forma parte del basamento intruído por los magmas máfico (Pinheiro 2007) .

Los resultados obtenidos fueron correlacionados con la información geoquímica y petrográfica obtenida, permitiendo establecer algunas relaciones temporales y de procedencia entre las unidades ígneas y meta-vulcanosedimentaria que componen la Sierra Calalaste. Análisis isotópicos de otros autores también se utilizaron a efectos de comparación.

Muestra	Roca	SiO ₂	Age (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) t	2se	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2se	⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ϵ_{Nd} (T)	TDM (Ga)
CL-16-01	Riolita	69,30	495	128	108	0,733469	0,709211	0,000006	6,24	28,9	0,512060	0,000007	0,511637	-7,10	1,874
CL-16-6a	Gabro	49,00	495	3,8	168,5	0,708357	0,707897	0,000008	2,78	8,8	0,512949	0,000006	0,512330	6,43	1,099
CL-16-11	Riolita	75,00	495	113,5	173,5	0,723288	0,709912	0,000007	9,59	44,5	0,512112	0,000007	0,511690	-6,07	1,780
CL-16-14b	Gabro	42,80	495	1,2	21,3	0,710118	0,708968	0,000050	1,47	4,2	0,513028	0,000007	0,512342	6,67	2,527
CL-16-15a	Gabro	45,50	495	0,9	155	0,710108	0,709989	0,000008	2,5	7	0,513058	0,000007	0,512358	6,98	4,577
CL-16-17	Gabro	51,50	495	5,6	240	0,710750	0,710273	0,000009	3,29	13	0,512804	0,000006	0,512308	6,01	0,802
CL-16-23	Gabro	48,30	495	5	345	0,705457	0,705161	0,000007	2,69	9,6	0,512058	0,000006	0,511509	-9,60	3,332
CL-16-24	Ultramáfica	37,70	495	6,7	40,4	0,706893	0,703507	0,000007	1,17	4,3	0,512837	0,000005	0,512304	5,93	0,879
CL-16-25	Ultramáfica	38,50	495	8	76,8	0,706122	0,703996	0,000030	1,04	3,6	0,512846	0,000006	0,512280	5,46	1,048
CL-16-32	Anortosita	46,60	495	7,7	496	0,704252	0,703935	0,000006	4,7	23	0,512784	0,000005	0,512383	7,48	0,587
CL-17-38a	Gabro	49,40	495	11,8	736	0,704720	0,704393	0,000007	5,63	26	0,512763	0,000005	0,512338	6,61	0,672
CL-17-43a	Gabro	51,20	495	12,8	170,5	0,706653	0,705120	0,000007	4,57	17,7	0,512825	0,000004	0,512319	6,22	0,790
CL-17-44	Gabro	48,30	495	10,9	488	0,706371	0,705915	0,000007	2,15	7,7	0,512853	0,000004	0,512306	5,97	0,905
CL-17-46b	Gabro	45,90	495	11,7	268	0,705172	0,704281	0,000005	2,38	8,8	0,512834	0,000004	0,512304	5,93	0,871
CL-17-48	Gabro	46,10	495	2,9	462	0,707010	0,706882	0,000006	2,79	9,6	0,512854	0,000004	0,512284	5,55	1,046

Tabla 7.1. Datos isotópicos de las rocas ígneas magmáticas y volcánicas del CIMUC y sus sedimentitas asociadas. Los valores iniciales de Nd y Sr fueron calculados a los 495 Ma, considerado como la edad de cristalización de los magmas del CIMUC. Las edades modelos fueron comparados al manto deprimido (TDM) y estimadas según Goldstein et al., (1988) utilizando el software GCDkit (Janousek et al., 2006). Los datos fueron obtenidos en el laboratorio MARUM de la Universidad de Bremen, Alemania. Los detalles de procedimientos y equipamientos pueden ser obtenidos de la página web www.marum.de/en/about-us/Isotope-Geochemistry/Lab-Infrastructure.html.

7.1. Isotopos Rb-Sr

En general las rocas plutónicas de arco tiene valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,703-0,740 (Brown 1982). Las rocas ultrabásicas, básicas y anortositas de la sierra de Calalaste tienen valores que oscilan entre 0,704-0,710. En base a estos valores se infiere que son representantes de la corteza baja arco magmático. Por su parte los valores de rocas ígneas volcánicas (riolitas) tienen valores entre 0,707-0,709. Estos valores implican que las rocas volcánicas son productos corticales.

El gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ vs $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ sugiere que las muestras máficas/ultramáficas no están afectadas significativamente por contaminación con metasedimentos de la roca de caja (**Fig.7.1**). La relación $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ es generalmente más baja que 0.1 para rocas corticales silíceas, mientras que es más alta para los magmas derivados del manto (e.g. Hart et al. 1997). Se espera un decrecimiento en los valores $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ con el incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ cuando los magmas máficos se mezclan con los materiales corticales. Tal comportamiento no es significativo en este estudio.

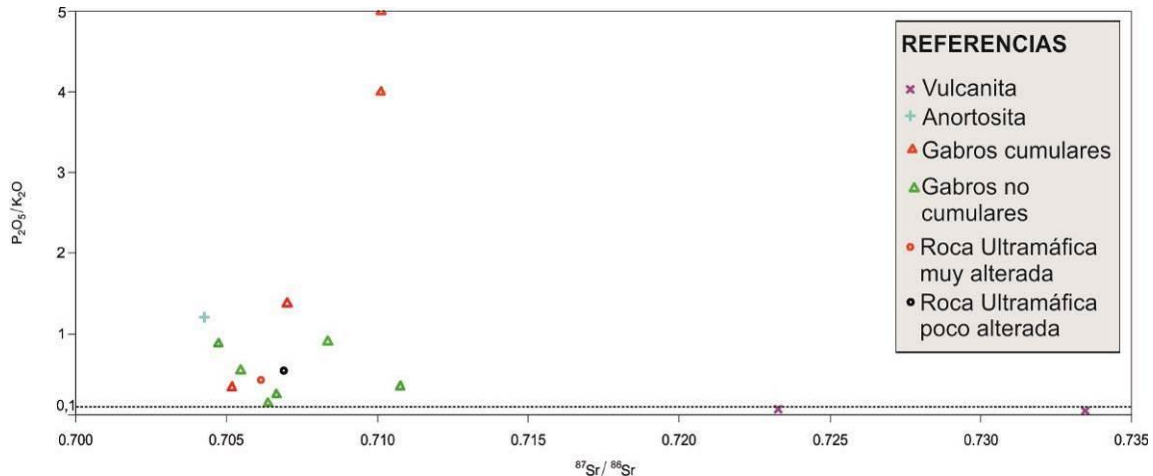


Fig. 7.1. Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ vs. P_2O_5 de Hart et al. 1997.

El gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ vs ϵNd (**Fig. 7.2**) muestra que los gabros en general tienen valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.703-0.710 y valores de ϵNd de +5,5 a +7,4. Estas relaciones necesariamente sugieren una contaminación del magma primario con materiales provenientes de la corteza, ello queda evidenciado en moderados a altos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y acotados valores de ϵNd . Por su parte el gráfico $\#Mg$ vs. ϵNd (**Fig. 7.3**) manifiestan la existencia de dos *suites* de rocas ígneas para la sierra de Calalaste. La primera *suite* tiene baja relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ (0.703-0.710). Esta *suite* incluye a rocas ultramáficas, gabros y anortositas. La segunda suite tiene altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ (0.709) y está representada por vulcanitas. A simple vista no se observa una conexión o relación entre estas dos *suites*.

Las relaciones de campo muestran claramente que la generación de las vulcanitas (primera *suite*) es previas a los intrusivos máfico/ultramáficos. Por lo cual se propone que las mismas son el resultado de fusión parcial de una corteza media-superior. La fuente de calor para producir este proceso de fusión parcial, estaría vinculado a sucesivas intrusiones de magmas básicos hidratados (típico de arcos) en la base de la corteza (Annen y Sparks, 2002; Dufek y Bergantz, 2005; Annen et al. 2005, 2015). Este proceso de intrusiones sucesivas de magmas básicos hidratados ya sea en corteza fértil anfibolítica o secuencias metasedimentarias fértiles, proveen la energía térmica y los materiales necesarios para la generación de magmas ácidos.

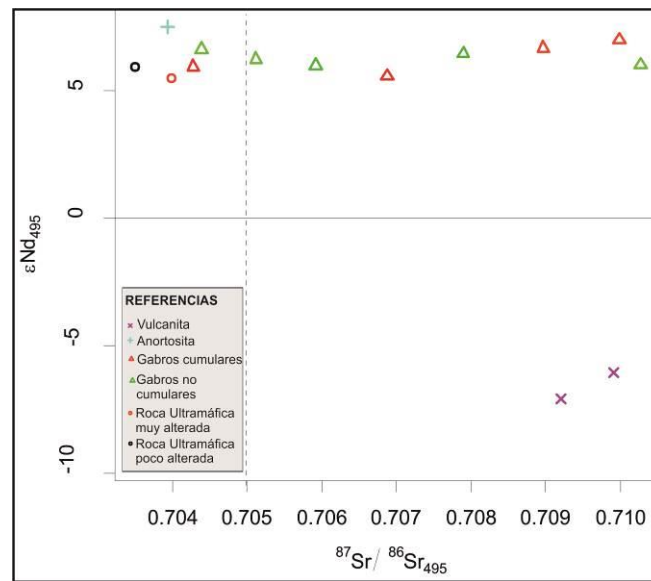


Fig. 7.2. Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵ_{Nd} para rocas ígneas de la sierra de Calalaste.

La segunda *suite* muestra de manera clara un proceso de diferenciación magmática por cristalización fraccionada (FC). Allí se observa que los fundidos evolucionan desde composiciones ultramáficas a máficas. Esta evolución avanza desde rocas ultramáficas, gabros tipo N-Morb, gabros N-E Morb (gabros intermedios), anortositas hasta gabros tipo E-Morb. Estas evidencias permiten proponer que los diferentes fundidos máficos/ultramáficos son el resultado de cristalización fraccionada acontecida en la corteza de un ambiente de arco magmático.

La integración de los datos, permite proponer dos niveles diferentes para la generación de fundidos. La primera *suite* de rocas sería el resultado de la fusión parcial de la corteza media-superior, mientras que la segunda *suite* de la fusión parcial y cristalización fraccionada en la corteza inferior.

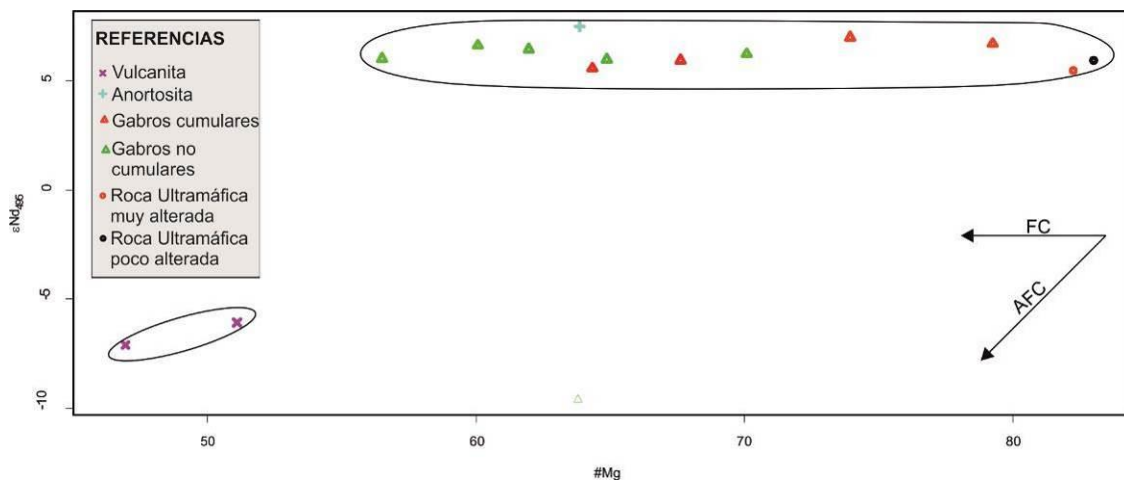


Fig. 7.3. Gráfico de #Mg vs. ϵ_{Nd} para rocas ígneas de la sierra de Calalaste.

La presencia de un arco magmático implica necesariamente variaciones en las relaciones isotópicas (Winter 2001). Algunos autores (Winter 2001) han utilizado una línea de composición isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0,706$ para separar fundidos que son representantes de manto enriquecido ($<0,706$) y que no han sufrido contaminación cortical ($>0,706$), de aquellos fundidos con contaminación cortical.

Es evidente que debajo de los arcos magmáticos continentales haya heterogeneidades en sentido vertical y horizontal (Winter, 2001).

7.2. Isótopos de Sm/Nd

El diagrama de evolución del Nd (Fig. 7.4) muestra un solo grupo de rocas gábricas con valores de $\epsilon\text{Nd} (t)$ positivos (Fig. 7.4), excepto un solo gabro (Cl-16-23) con $\epsilon\text{Nd} (t)$ negativo cuyo valor es de -9,78. Las evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas de esta última muestra indica que tal anomalía pudo ocurrir por una fuerte contaminación cortical o alteración metasomática.

Este grupo de gabros presenta valores de $\epsilon\text{Nd} (t)$ entre +5,55 y +6,98 y la anortosita un $\epsilon\text{Nd} (t)$ de +7,48, indicativos que son rocas derivadas de una fuente mantélica empobrecida. No se observa una subdivisión de las rocas gábricas en grupos similares a la subdivisión geoquímica (gabros grupo 1, 2 y 3). Se infiere que los menores valores de $\epsilon\text{Nd} (t)$ pueden estar relacionados con alguna contaminación cortical o alteraciones metasomáticas ocurridas en el protolito de esas rocas. Los datos de evolución de Nd sugieren que la unidad ígnea es directamente derivada del manto empobrecido y presentan evidencia de poca contaminación cortical demostrada por la reducida variación en los valores de $\epsilon\text{Nd} (t)$, excepto para la muestra CL-16-23. En síntesis, las rocas máficas y anortosita del CIMUC se caracterizan por sus composiciones isotópicas coherentes con los del manto empobrecido.

Las rocas ultramáficas de la quebrada Tramontana presentan valores $\epsilon\text{Nd} (t)$ de +5,46 y +5,93. Muestran una fuerte característica de manto empobrecido al igual que lo gabros. El hecho que sus valores $\epsilon\text{Nd} (t)$ son similares a los gabros, implica que es un producto de cristalización fraccionada de los gabros, tal como lo indican las evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas.

Los TDM para algunos gabros estudiados no se presentan, debido a que sus razones $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ son muy elevadas en estas rocas y por lo tanto sus edades modelo carecen de significado geológico. El resto de los gabros muestra TDM que varían entre 0,67 y 1,09 Ga. Por su parte el análisis de la anortosita muestra un TDM de 0,58 Ga y las rocas ultramáficas un TDM que varía entre 0,87-1,04 Ga. TDM similares (556-684 Ma) han sido obtenidos en gabros y cumulos del Sur de la sierra de Calalaste (Zimmermann et al. 2014) (Fig. 7.5). En este sentido, similares edades modelo en gabros, < 1 Ga, se

presentan en la quebrada de Volcán/Antofalla y en el Complejo Ígneo Pocitos (Zimmermann et al. 2014). En un gabros de edad Ordovícica del Sistema de Famatina se obtuvo un TDM de $\sim 1,4$ Ga para un t recalculado a los 475 Ma (Alasino et al. 2016).

En general el menor valor de TDM corresponde a la anortosita, lo cual indica su carácter más juvenil entre los demás tipos litológicos. Los datos isotópicos muestran una media de $\sim 0,88$ Ga para los gabros, $\sim 0,73$ Ga para las rocas ultramáficas y de 0,58 Ga para la anortosita. Este rango de edades modelo puede correlacionarse con el de las rocas ultramáficas de la región de Limón Verde ($\sim 0,85$) en Chile, presentada por Lucassen et al. (2000).

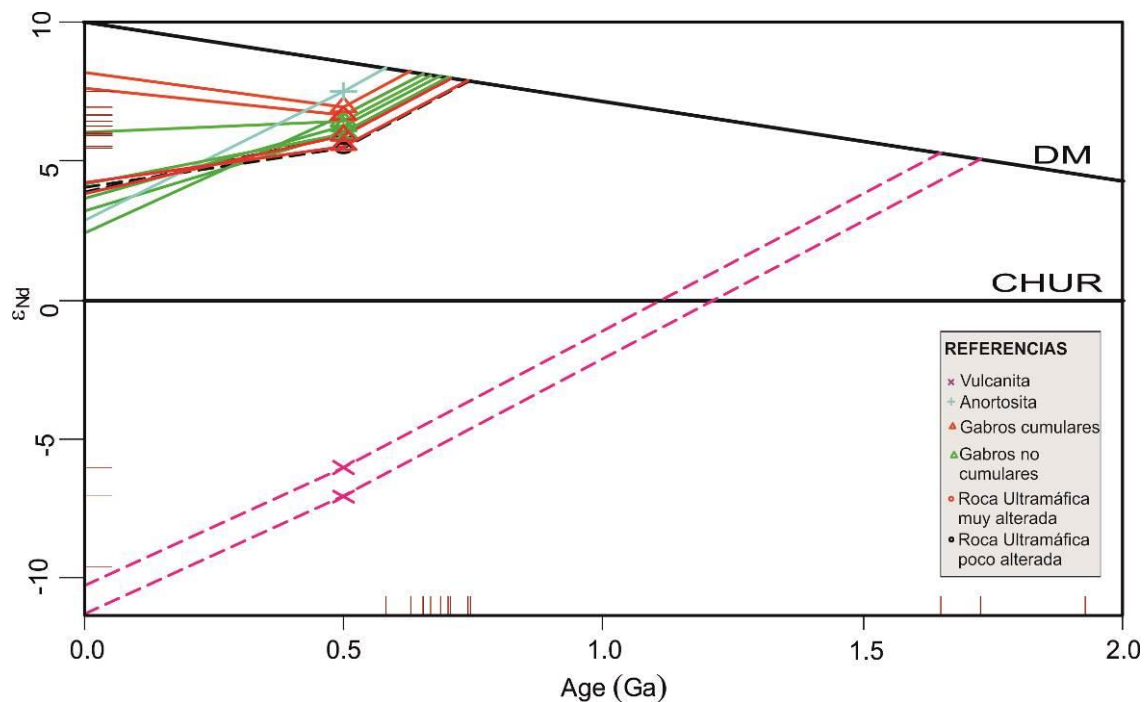


Fig. 7.4. ϵ_{Nd} versus tiempo (en Ga) donde se grafican las edades TDM de las distintas rocas de la sierra de Calalaste (Ultramáficas, gabros, anortosita y vulcanitas).

Las rocas volcánicas (riolitas) que componen la roca de caja de los intrusivos máficos/ultramáficos presenta valores $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -6,07 y -7,10 Ma. Estos valores indican que son de naturaleza cortical. Presentan edades modelo (TDM) entre 1,78-1,87 Ga. Edades modelos de 1,75 y 1,54 Ga presentan Viramonte et al. (2007) (Fig. 7.5) para metavulcanitas de la Puna Austral cuyos $\epsilon_{Nd}(t)$ son -7,5 y -3,1 respectivamente. Pinheiro (2007) obtuvo un valor $\epsilon_{Nd}(t)$ de -3,96 para una riolita similar. Es decir, las riolitas de Calalaste indican que son de naturaleza similar a las estudiadas por Viramonte et al. (2007) (Fig. 7.5) y que además es de fuente totalmente diferente a la que formó las rocas máficas y ultramáficas del CIMUC. Las edades TDM obtenidas en esta tesis indican que la posible fuente de las vulcanitas es Paleo a Mesoproterozoica y más jóvenes. Mientras que la fuente de los magmas máficos/ultramáficos

(edades TDM de $\sim 0,88$ Ma y $\sim 0,73$ Ga, respectivamente) es esencialmente Neoproterozoica.

Pinheiro (2007) obtiene valores de ϵNd ($t = 495$ Ma) entre -3,59 y -11,61 y un TDM de (1,32-1,99 Ga) para similares rocas metasedimentarias de la sierra de Calalaste. Estas evidencias permiten sugerir que las rocas ígneas presentes en las secuencias metavulcanosedimentarias ubicadas en la sierra de Calalaste son productos de retrabajo cortical o bien derivan de la mezcla de fuentes corticales antiguas con magmas juveniles tal como sugiere Pinheiro (2007). Por otro lado, el hecho que la petrografía de rocas metasedimentarias muestra poca madurez textural y mineralógica permite sugerir que su fuente fue proximal.

Las edades modelo se la secuencia meta-vulcanosedimentaria de Calalaste varía entre 1,32-1,99 Ga (Pinheiro, 2007). En este rango existen edades modelos similares obtenidas en Esquistos y calcosilicatos en Centenario (Lucassen et al. 2000), rocas graníticas y metavolcánicas félsicas de la FMPO (Viramonte et al. 2007), unidades expuestas en la FMPO y en las Sierras Pampeanas Septentrionales (metabásicas, granitoides, esquistos, para y ortogneises, rocas calcosilicáticas, xenolitos de la corteza inferior y migmatitas) (Becchio et al. 1999a), rocas metasedimentarias de la Formación Falda Ciénaga (Zimmermann et al. 2002). Según estos autores, los TDM de estas rocas varían entre +1,02 y +2,39, intervalo en el cual se inserta la roca metasedimentaria analizada.

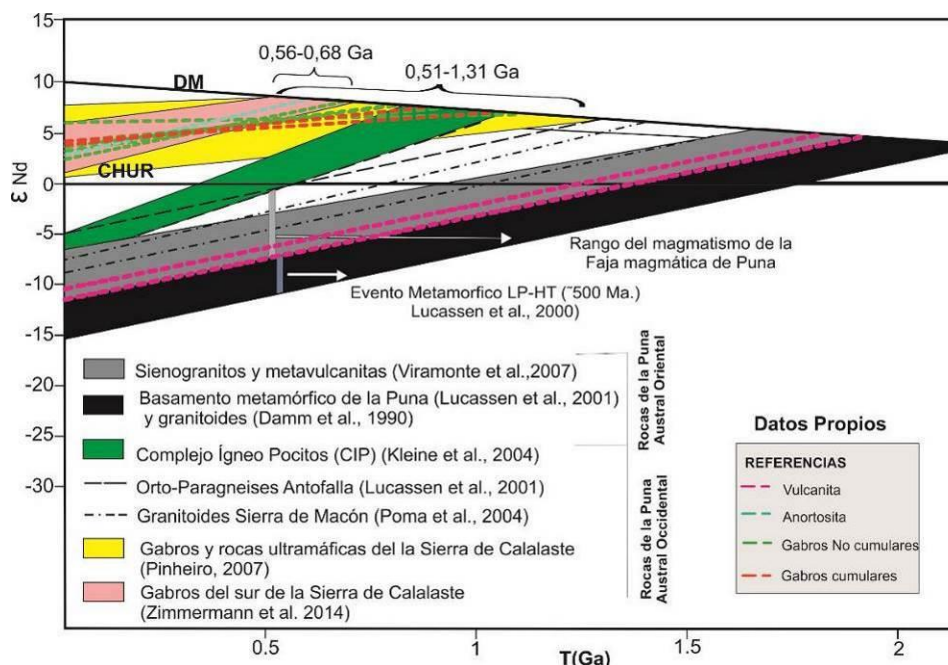


Fig. 7.5. Correlación de edades modelo (TDM) del CIMUC respecto del magmatismo y rocas metamórficas de la Puna. ϵNd versus tiempo (en Ga) donde se grafican las edades TDM de las distintas rocas de la sierra de Calalaste (Ultramáficas, gabros, anortosita y vulcanitas)

comparadas con aquellas determinadas para la Puna Austral Oriental y Occidental (modificado de Viramonte et al. 2007).

Las rocas metasedimentarias de la Formación Falda Ciénaga (Ordovícico medio) que afloran entre el Salar de Pocitos y la Sierra Calalaste, presentan valores de ϵNd (t) entre -6 y -4,5 para un T de 450 Ma. El TDM de estas rocas varía entre 1,4 y 1,6 Ga (Zimmermann et al., 2002). Datos de isotópicos Sm/Nd obtenidos por Pinheiro (2007) le permiten inferir que los metasedimentos de la Sierra Calalaste también son similares a los de la Formación Falda Ciénaga, sin embargo, ocurren valores más negativos que los obtenidos por Zimmermann et al. (2002), entre -8 y -11. Estos autores apuntan como probables fuentes de aporte a las Formaciones Tolillar (Zimmermann et al., 1999), Puncoviscana (Bock et al., 2000), rocas magmáticas y metamórficas de las sierras pampeanas (Rapela et al., 1998) y magmáticas de la sierra de Famatina (Ordovícico, Pankhurst et al., 1998).

8. DISCUSIONES

La unidad ígnea está expuesta en las quebradas Cortaderas, Tramontana, Cortaderas Chica y La Bayita. Allí está representada por metagabros, meta-anortositas, diques de hornblenda gabro y rocas ultramáficas. El estudio de la relaciones de campo sugieren que los gabros y rocas ultramáficas son las rocas intrusivas más antiguas en el área de la sierra de Calalaste, con algunos diques máficos más jóvenes.

Los metagabros son el tipo de roca dominante en la Unidad Ígnea del área. Ocurren en la quebrada de Cortaderas, los sector occidental y oriental de la quebrada Tramontana, sector oriental de la quebrada Cortaderas Chica y ambos laterales de la quebrada La Bayita. Pueden ser rocas macizas (Fig. 5.7), de granulación fina en los bordes y gruesa hacia el interior del cuerpo, o foliadas (Fig. 5.7).

Los metagabros están constituidos principalmente por cristales de plagioclasa, anfíboles y epidoto, visibles tanto en la roca alterada (coloración gris, anaranjada o amarillenta), como en la roca más fresca (coloración verde grisáceo). A menudo presentan textura ofítica bien preservada.

Los contactos entre las rocas metasedimentarias y miloníticas encajantes y los metagabros son de tipo intrusivo, aunque se observa un caso donde pueden estar separados por pequeñas cizallas (e.g. quebrada Tramontana). Las rocas metasedimentarias encajantes presentan motas y están bastante foliadas, a veces crenuladas.

Los metagabros pueden formar cuerpos macizos y fracturados en varias direcciones. Estas fracturas están rellenas por vetas de calcita deformada (entre 30 y 60 cm de espesor, Figs. 5.7), a veces acompañada de sulfuros de cobre, o clorita y calcita. Estos últimos posiblemente constituyen alteración de minerales máficos preexistentes. En la mayoría de los casos, se puede observar el paso de fluidos ricos en Mg, Fe y Ca. Aún se observan potentes vetas de cuarzo que cortan estos cuerpos, así como el cuerpo de rocas ultramáficas (Fig. 5.7)

Tanto la unidad ígnea como la meta-vulcanosedimentaria encajante se encuentran generalmente foliadas y plegadas en conjunto, lo cual indicaría eventos deformacionales comunes para todo el paquete expuesto. La foliación es menos prominente en los cuerpos de metagabros cuando se comparan con las rocas metasedimentarias y frecuentemente ocurre alternancia de sectores foliados y sectores macizos en los cuerpos máficos.

El cuerpo principal de metagabro del área (Fig. 4.) está ubicado en el sector Centro-Este de la quebrada Tramontana, ocurre cortado por diques pegmatíticos de gabro hornblendífero, que presentan cristales centimétricos de anfíbol, y vetas de cuarzo discordantes. La meta-anortosita forma parte del metagabro principal, y probablemente representa producto de diferenciación de la cámara magmática (gabro diferenciado). Pequeñas lentes de metagabro se encuentran cerca del cuerpo principal de la Quebrada Tramontana (Fig. 5.7).

Las rocas ultramáficas del área se restringen al sector Centro-Este de la Quebrada Tramontana y ocurren en contacto con el cuerpo principal de metagabro. Pequeños lentes de rocas ultramáficas (aproximadamente 5x10 m) ocurren en las proximidades del cuerpo de ultramáfico mayor (Figs. 5.7), y sus límites laterales son dados por el metagabro cizallado. Una zona de cizalla ocurre por encima de esos cuerpos, y envuelve las rocas metasedimentarias encajantes, que se presentan bastante foliadas.

El cuerpo principal de roca ultramáfica posee coloración verdosa (muy serpentizado) y es rico en magnetita (Fig. 5.7). Presenta textura cumular y vetas de clorita y calcita que lo atraviesan (Fig. 5.7) de la misma manera que atraviesan los metagabros.

Por otro lado, diques gábricos de la quebrada de Cortaderas Chicas tienen bordes difusos respecto al *sill* gábrico lo cual implica que el gabro estuvo aún caliente durante la intrusión de los diques. Ello evidencia que el aporte de magmas máficos fue en varios pulsos, probablemente relacionado a una cámara magmática de considerable dimensión o bien a una cámara magmática menor pero vinculada a la cámara principal.

8.1. Petrografía

Sobre la base de las características de campo se definieron Unidades Meta-vulcanosedimentaria compuestas por metavulcanitas (riolitas) y metasedimentitas (grauvacas, pelitas, filitas, y cuarcitas). Por otro lado, se definieron Unidades Ígneas integradas por *facies* de: metagabros, meta-anortosita, diques de hornblenda, rocas ultramáficas y venas ultramáficas. Durante el análisis petrográfico, se hizo énfasis en la identificación y descripción de rasgos texturales, además de la clasificación modal de los diferentes litotopos.

Las unidades máficas-ultramáficas definidas son consistentes con aquellas definidas por Pinheiro (2007). Los gabros y rocas ultramáficas muestran relación de intrusividad respecto a las rocas volcánicas y metasedimentarias que componen la caja de bajo grado metamórfico de la sierra de Calalaste. Este contacto genera hornfels en todas las quebradas y que en algunos sectores de la quebrada como La Bayita alcanzan los 10m de espesor. Tales relaciones de intrusividad permiten desestimar que las litologías máficas-ultramáficas sean de naturaleza de fondo oceánico como las inferidas en estudios previos (e.g. Ramos et al. 2008, 2018, entre otros).

Por otro lado las rocas félsicas como la riolita muestran una mineralogía sencilla y deformación similar a las encontradas por Viramonte et al. (2007) en vulcanitas de la Puna Austral. Las riolitas tienen una edad U-Pb en circones de $495 \pm 2,9$ Ma (Pinheiro 2007). Sobre esta base, las rocas máficas-ultramáficas que la intruyen son necesariamente más jóvenes que 495 Ma, es decir de edad Paleozoico Inferior.

8.2. Secuencia de cristalización en rocas ultramáficas

El término “cumulato” tiene una connotación genética o conceptual más que descriptiva. En términos texturales un cumulato se refiere a un entorno de cristales que están en contacto mutuo, de forma euhedral o subhedral que se han depositado por un proceso de selección de cristales, con espacios entre ellos rellenos por granos que han cristalizado en forma de intercumulos a partir de un fundido (Gill, 2010). Este término ha sido propuesto para rocas ígneas en donde la mayoría de sus cristales se acumulan por procesos gravitacionales de un magma (Wager et al. 1960). En general, son más distinguibles en afloramiento que en muestra de mano o una sección delgada.

Las relaciones texturales en las rocas ultramáficas de Calalaste, permiten inferir que el olivino es el primer mineral en cristalizar (cumulato), luego cristaliza piroxeno (Intercúmulo). Este tipo de cristalización es muy común en las raíces de un arco magmático donde exista un proceso de cristalización, que puede o no estar asociado a procesos de asimilación.

Los cumulos ultramáficos de la quebrada Tramontana están formados por pseudomorfos de olivino remplazados por serpentina y tremolita-actinolita. El espacio intercumular está esta relleno por piroxeno. En primer término se habría originado los cúmulos de olivino y luego los intercumulos de piroxeno debido al fundido intercumular. Posteriormente toda la roca se habría serpentizado por fluidos hidrotermales.

La forma subhedral e los cumulos serpentizados serían producto de cristales de olivino euhedral que fueron redondeados cuando se alteraron a serpentina. Esta alteración es producto de la intervención de fluidos pos-magmáticos.

Una característica de las rocas plutónicas es que no solo cristalizan lentamente sino que también se enfrían lentamente. En los gabros determinadas fases minerales como los piroxenos, sus soluciones sólidas y simetría cristalina son dependientes de la temperatura (Gill, 2010).

El hecho que algunos cristales de augita tengan un manto de anfíbol refleja acumulación de agua disuelta a partir de los fundidos intersticiales evolucionados. Esta acumulación de líquido se da en componentes incompatibles como el K_2O (Gill 2010).

Los gabros también son rocas de enfriamiento lento, por lo cual luego de su cristalización es posible que se produzcan reacciones en estado subsólido entre los cristales adyacentes. El producto es una corona de reacción. Sin embargo, es necesario hacer la distinción con respecto a un sobrecrecimiento primario. Las coronas que se producen en estado sub-sólido no son continuas, sino que están donde los minerales reactantes están en contacto mutuo (Gill 2010).

La calcita se presenta como mineral secundario en algunas muestras de gabros. Estos especímenes muestran un hábito en tablillas que ocupan los

intersticios de los anfíboles y piroxenos. Tiene hábito en tablillas, lo cual permite inferir que son producto de la alteración de plagioclasa. Este tipo de calcita puede ocurrir como consecuencia de la cristalización de fluidos metamórficos que pudieron circundar la roca (Gill, 2010).

Texturas pos-magmáticas

Las observaciones de campo sugieren que la deformación de las litologías supera en tiempo a la intrusión de los cuerpos máficos/ultramáficos, generando texturas pos-magmáticas. Estas texturas podrían generarse por deformación después del emplazamiento.

La serpentinización es uno de los procesos más importantes en las rocas que contienen olivino. Se produce debido a que el olivino se altera con agua, generando serpentina (Gill, 2010). El FeO es uno de los componentes principales del olivino, sin embargo, la serpentina prácticamente no tiene FeO en su composición. Este óxido expelido durante la serpentinización puede ocurrir asociado a finos minerales opacos.

Los gabros relacionados a subducción son más ricos en agua disuelta que los relacionados al manto (Arculus y Wills 1980, Beard y Borgia, 1989, Conrad y Kay 1984, Bacon *et al.* 2007). El hecho que los gabros de la sierra de Calalaste tengan alto contenido de anfíbol, los hace portadores de una fase mineral que tiene alto contenido de agua. Por lo tanto, es posible que los diferentes tipos de gabros determinados sean indicativos de un ambiente relacionado a subducción. Esta información será corroborada más adelante en esta sección de discusiones.

Alteración

Las rocas ultramáficas de Calalaste no tienen minerales hidratados como ser anfíboles. Ello necesariamente indica que el agua no estaba presente en el fundido ni como fase vapor.

Las rocas ultrabásicas de Calalaste están transformadas en serpentinitas. Más allá de su origen está claro que la alteración hidrotermal es posterior a su formación. El olivino y piroxeno fácilmente reaccionaron con fluidos acuosos calientes para formar serpentinitas (Gill, 2010). Este tipo de producto hidrotermal es típico de metamorfismo de bajo grado. La alteración del olivino es lo que produce seudomorfos de olivino que preservan la forma y la fractura concoidal del olivino original durante la formación de las fibras de serpentina. Esas fracturas son las que actuaron como canales para la penetración de los fluidos acuosos en los cristales. Una forma de identificar esas fracturas primarias es a través de rastros de minerales opacos como son los óxidos de hierro (Gill 2010); ejemplo la magnetita.

Debido a que los minerales máficos son propensos a ser alterados es importante tratar de establecer los productos de alteración para así identificar

los minerales primarios y por ende inferir el tipo de roca original. Las evidencias petrográficas como pseudomorfos de olivino serpentinizados y los intercúmulos de piroxeno permiten inferir que la roca ultramáfica original que generó serpentinitas fue una peridotita.

8.3. Cumulatos de plagioclasa

Las anortositas son las rocas plutónicas máficas más enigmáticas ya que no tienen un equivalente volcánico (Le Maitre 2002, Gill 2010). Generalmente se forman en la parte alta de los gabros modalmente estratificados (Gill 2010).

La plagioclasa rara vez es el primer mineral que cristaliza a partir de un magma basáltico primitivo. En general, las acumulaciones más tempranas que se forman en muchas cámaras magmáticas gábricas están libres de plagioclasas y, por lo tanto, son de composición ultramáfica (en menor proporción aparece plagioclasa como intercumulos) (Gill 2010).

Los *sills* con presencia de cumulatos máficos piroxeníticos en la base y cumulatos anortosíticos en la parte media a alta, seguido de leucogabros en el techo, implica un fuerte proceso de diferenciación magmática por cristalización fraccionada. Aun cuando el espesor de estos cuerpos no es de tamaño considerable, son lo suficientemente grandes como para diferenciarse mineralógica y químicamente. Estos cuerpos máficos estratificados son los de mayores dimensiones en la sierra de Calalaste.

Por otro lado, el hecho que haya varios diques máficos atravesándose unos a otros y con composiciones que van desde toleíticas, toleíticas-calcoalcalinas y levemente calcoalcalinas sugiere una evolución química/mineralógica con la presencia de una cámara magmática que inyecta fundidos en la corteza de manera sostenida en el tiempo.

8.4. Geoquímica

Los gabros de la sierra de Calalaste muestran una signatura química toleítica. El grupo 1 presentan una anomalía positiva en Eu, luego le sigue el grupo 2 sin anomalía y finalmente el grupo 3 con una anomalía negativa. Si bien el grupo 1 tiene características similares a los basaltos N-MORB derivados de un manto más superficial y empobrecido, al ser cumulatos ($\text{SiO}_2 < 48\%$) no es posible usarlos para caracterizar el fundido original (Cox *et al.* 1979).

El grupo 2 Son similares a los MORB tipo transicional. Este grupo ($\text{SiO}_2 > 48\%$) de gabros no cumulares son los verdaderos representantes del magma primario o parental.

El grupo 3 muestra una leve anomalía positiva en Eu. Estas características son similares a los basaltos E-MORB derivados de un manto enriquecido o alternativamente, semejantes a un basalto OIB. Este grupo al igual que el

grupo 1 representa a gabros cumulares por lo cual, al igual que el grupo 1 no son útiles para determinar la composición del fundido parental (Cox *et al.* 1979). En este grupo se encuentran los cumulos de plagioclasa o anortositas.

Además, las mayores concentraciones respecto al manto primitivo están en las muestras más evolucionadas, dado que los ETR livianas y pesadas, generalmente se comportan como elementos incompatibles, y tienden a concentrarse en la fase líquida y consecuentemente, en los últimos productos generados.

La anortosita muestra anomalía positiva en Eu, lo que es altamente contrastante con la proporción de plagioclasa que compone esa roca. Ello indica que esta roca posiblemente cristalizó tardíamente, después de la cristalización de productos máficos más primitivos.

Los diferentes patrones de ETR livianas en los diferentes grupos, sugieren que estos elementos se comportaron como incompatibles en las etapas iniciales de cristalización, y que posteriormente se incorporaron a los gabros más evolucionados.

Los tres grupos geoquímicamente distintos pueden relacionarse entre sí por un proceso de cristalización fraccionada. Otra explicación es que estos grupos son producto de fuentes mantélicas diferentes. También es posible que sean el resultado de distintos grados de contaminación de los magmas básicos originales con material cortical más antiguo o bien distintos grados de modificaciones metasomáticas durante el metamorfismo (la fuente podría corresponder a un manto empobrecido en ETR livianas y el magma podría haber sido posteriormente enriquecido en esos elementos por contaminación con corteza continental o alteración hidrotermal). En este sentido, también es importante señalar que el intrusivo máfico en la quebrada Cortaderas Chica tiene abundante Opx. El Opx es un mineral que tiene abundante Si y Mg en su composición. Esta composición indica que estos minerales se formaron en magmas ricos en Si y Mg, lo cual sugiere que su origen está vinculado a una fuerte contaminación cortical (Sun *et al.* 1989).

8.5. Relación de edades

El CSVCC tiene un rango de edad Areniginiano-Llanvirniano (Seggiaro *et al.* 2000). Los Sills gábricos de la Qda. Cortaderas Chica intruyen a estas rocas. Ello implica necesariamente que la edad de los gabros es más joven que Areniginiano-Llanvirniano (edad de graptolitos, Aceñolaza *et al.* 1976). Por otro lado, la presencia de *roof pendant* deformados en el techo de los sills permite suponer que la intrusión de los gabros es más joven aun que la edad de metamorfismo de la caja (pre-ordovícica). El CVSCC tiene un metamorfismo en fase de esquistos verdes de edad Ordovícica (Seggiaro *et al.* 2000).

La presencia de *roof pendants* (metapelita del CSVCC) es una de las evidencias de campo más fuerte que las rocas máficas/ultramáficas son de edad ordovícica.

En resumen, atendiendo a que el metamorfismo y la deformación al menos debería ser 470 Ma, el intrusivo gábrico debería ser sin a post-tectónico. Es probable que la intrusión sea sin-tectónica debida a que durante la deformación los gabros podrían haber aprovechado las fallas para su emplazamiento.

Por otra parte, las rocas metavolcánicas (riolitas) (edad U/Pb de ~495 Ma, Pinheiro 2007) estan intruidas por cuerpos básicos. Ello indica que los intrusivos máficos/ultramáficos son necesariamente más jóvenes que 495 Ma (Cámbrico Superior). Es decir, de edad Ordovícica. Posteriormente todas estas litologías fueron deformadas durante la Fase Oclógica.

En base a los trabajos de campo se puede establecer una temporalidad relativa en los depositos:

- 1-Deposición de los metasedimentos (cuarcitas, grauvacas y pelitas).
- 2-Deposición de **vulcanitas** y volcanoclastitas.
- 3-intrusión de cuerpos máficos

En esta secuencia de eventos se puede precisar que la roca de caja (qda. Cortaderas Chica) tiene una deformación y metamorfismo previa a la intrusión de los cuerpos máficos. Sin embargo, también es importante destacar que posteriormente todo el conjunto experimentó un metamorfismo regional en *facies* de esquistos verdes, durante la intrusión de los cuerpos máficos/ultramáficos cuya deformación continuó hasta después de la intrusión. Por otro lado la intrusión de estos cuerpos produjo un metamorfismo de contacto con generación de bordes de hornfels de hasta 10m de espesor. Se debe aclarar que en algunos casos es posible apreciar los intrusivos que producen los hornfels, en otros solamente ocurren hornfels sin intrusivos aflorantes. Ello permite sugerir que la fuente de calor tuvo una expresión mayor a la inferida por la presencia de los afloramientos máficos/ultramáficos. En este sentido, se interpreta que la fuente de calor no siempre tiene una manifestación directa como afloramientos. Por lo tanto, podría ser el responsable de los procesos de fusión parcial y anatexis en otros lugares del arco famatiniano donde los afloramientos máficos/ultramáficos que actuaron como fuente de calor aun no están aflorando (e.g. Sierras de Quilmes).

En síntesis y sobre la base del estudio de las relaciones de campo de la quebrada Cortaderas Chica es posible inferir la siguiente secuencia de formación: 1) intrusión de gabros a temperaturas entre ~800-1000 °C en una caja cuarcitas de ~300 °C, ello habría producido que los gabros se enfríen rápidamente formando una textura de grano fino. 2) nueva intrusión y cristalización de gabros con textura más gruesa que el gabo anterior. La textura gruesa se forma porque el sistema estuvo aún más caliente por intrusiones máficas previas. 3) intrusión de diques de microgabros de hasta 1m

de espesor en los cuerpos gábricos anteriores. 4) generación de segregados de plagioclasa (anortositas?). 5) formación de venas con calcita.

8.6. Fuente

La presencia de dos litologías muy marcadas, por un lado de rocas máficas/ultramáficas y por el otro, rocas metavolcánicas silíceas indican que se trata de productos de fuentes magmáticas diferentes. Probablemente las rocas metavolcánicas son derivados de fusión parcial de la corteza media-alta mientras que las rocas básicas de la fusión parcial de un manto empobrecido.

Los gráficos de ϵNd vs Si muestran tendencias constantes para rocas básicas (Pinheiro 2007) lo cual indica que tales rocas fueron originadas por fusión parcial de una corteza continental evolucionada.

Las rocas máficas del Arco Famatiniano son isotópicamente evolucionadas (Otamendi et al. 2010, Otamendi et al. 2012, Walker et al. 2015, Alasino et al. 2016, Otamendi et al. 2017). En general las rocas cumulares más primitivas y emplazadas en (pale) profundidades de corteza inferior del Arco Famatiniano presentan contaminación cortical en sus relaciones isotópicas a escala de roca total y mineral, pero tienen una composición de elementos mayoritarios que no muestra ningún efecto de la contaminación con corteza (Otamendi et al. 2017). Esta es la razón por la cual las inferencias petrogenéticas basadas en isótopos podrían ser sesgadas, porque magnifican el efecto del contaminante y minimizan la componente derivada de la fuente magmática original (Walker et al. 2015).

8.7. Diferenciación magmática

Los análisis geoquímicos muestran una clara tendencia de productos máficos que resultan de la diferenciación magmática por cristalización fraccionada. En las relaciones de campo ello se corresponde con los afloramientos de *sills* compuestos por cumulos máficos piroxeníticos en la base hasta leucogabros en el techo.

La estratificación tipo *cryptic layering* (Wager y Deer 1939, Gill, 2010) se evidencia en la quebrada Cortaderas Chica. Allí se observa un *sill* vasculado cuya base está formada por cumulos máficos de piroxenitas y el techo por gabros leucocráticos. Esta variación mineralógica y química de base a techo refleja un claro proceso de cristalización fraccionada durante el emplazamiento del *sill*. Esta diferenciación magmática con generación de *cumulus* máficos en su base, está regido por la ley de stocks (Wager y Deer 1939, Gill 2010) y sería el producto de un gradiente químico en la composición del fundido que se desarrolla desde la base al techo y que persiste a lo largo de la historia de cristalización de los fundidos magmáticos (ver en Cox et al. 1979, Gill, 2010).

El tamaño de los granos minerales de rocas magmáticas esta vinculado al grado de enfriamiento que experimenta un fundido durante su cristalización (Le Maitre 2002, Gill 2010). Este enfriamiento es mas rápido en las paredes del conducto magmático que en el centro de los cuerpos emplazados. Ésta es la causa de intrusivos gábricos con granulometría fina cerca de sus bordes y granulometría gruesa en su centro.

Por otro lado se observa cumulos de anortosita en el interior de los intrusivos gábricos. Estos diferenciados de plagioclasa de grano grueso son el resultado de la intervención de vapor de agua en el sistema (Cox *et al.* 1979, Gill 2010). Ese vapor de agua sería producto del enriquecimiento de esta fase durante la cristalización de los cumulos máficos piroxeníticos. El agua disuelta genera una alta tasa de difusión en el fundido, promoviendo un crecimiento más rápido de los cristales de plagioclasa, que por ende resultan cristales más gruesos (Cox *et al.* 1979, Gill 2010).

El espesor de los *sills* nos revela un fuerte fraccionamiento *in situ* durante la cristalización. Ello sería la causa que su base este compuesta por cumulos ultramáficos y su techo por gabros leucocráticos o leucogabros.

Una forma de determinar si una cámara magmática consistía o no en un sistema cerrado es observar si hay cambios o no en la composición de la estratificación. En el caso de los magmas máficos de Calalaste se observan cambios abruptos en la composición de los diferentes intrusivos, en la composición de los *sills*, por lo cual se da por asentado que la cámara magmática que proporcionaba los fundidos estaba abierta a varios pulsos magmáticos. Ello sería la causa que la composición no sea muy constante.

Se infiere que las rocas ultramáficas de la quebrada Tramontana son cumulos segregados del intrusivo máfico gábrico que lo rodean. Esta segregación que da como resultado rocas claramente composicionalmente diferentes, también se da en los *Sills* de la quebrada Cortaderas Chica.

8.8. Naturaleza y fuente del magma parental

Los cumulos ultramáficos y gabros tienen altos valores de #Mg que varían de ~82 y 56-79 respectivamente; también altas concentraciones de Cr. Generalmente es difícil de estimar la composición del magma parental de las rocas cumúlitas. Algunos modelos planteados por Roeder y Emslie (1970), utilizan el olivino como mineral para cálculos de #Mg, sin embargo los cumulos ultramáficos de Calalaste, solo tienen pseudomorfos de olivino transformados a serpentina y tremolita / actinolita por metamorfismo de bajo grado. Esta limitación no permite estimar la fuente por este método.

Los gabros y rocas ultramáficas muestran tendencias subparalelas y similares cuando están normalizadas a condritos. Ello necesariamente implica que fueron generados por el mismo magma parental en diferentes grados de cristalización fraccionada (Meng *et al.* 2015). Es decir, que se observa

tendencias lineales subparalelos entre gabros y rocas ultramáficas. Estos *tendencias* cuando son subparalelos sugieren que los diferentes tipos de rocas están relacionadas una de otra por diferenciación de un mismo magma parental (Deng et al. 2015).

En los diagramas de variación, los gabros y vulcanitas obviamente muestran distintas concentraciones de elementos mayoritarios. La ausencia de una relación linear entre los óxidos indica que los gabros y vulcanitas no se formaron por cristalización fraccionada de un solo magma, sino que probablemente son derivados de diferentes fuentes magmáticas (Meng et al. 2015).

Nuestro actual entendimiento de los intrusivos máficos/ultramáficos es que un pulso inicial de magma se emplazó a la parte baja de una cámara magmática, donde se fracciona y forma cumulos ultramáficos y fundidos residuales más silicatados. Estos productos residuales se emplazaron en diferentes momentos acumulándose en los conductos en forma de diques, formando de esta manera el complejo máfico/ultramáfico Calalaste (CIMUC, nombre que se propone para nominar a este complejo de rocas máficas y ultramáficas de Calalaste).

8.9. Ambiente tectónico de formación

Los gabros tienen un amplio rango de concentraciones de Nb (1,1-20, Tabla 4.1) indicando su generación en un ambiente de arco magmático, tal como lo sugiere Pinheiro (2007). Se observa claramente una evolución en los gabros desde un magma primitivo de composición toleítica hacia uno más evolucionado de composición calcoalcalina (Fig. 4.14). Es decir, se observa una clara evolución desde un magma máfico con afinidades a un manto empobrecido hacia un magma máfico con afinidades a un manto enriquecido. Ello permite deducir que estas rocas máficas fueron generadas en un ambiente de arco continental cuya característica principal es la evolución de magmas desde composiciones toleíticas hacia calcoalcalinas. A ello hay se puede adicionar una participación de contaminación cortical y metasomatismo en diferentes grados.

En la bibliografía, recurrentemente se asocia a las manifestaciones de rocas máficas/ultramáficas a complejos ofiolítico (Ramos 2008, 2018). Los complejos ofiolíticos se caracterizan por mostrar una secuencia (completa o incompleta) que varía desde sedimentos pelágicos en su techo hasta rocas ultramáficas en la base. Estos complejos ocurren estratificados, incluyendo capas de gabros y de rocas ultramáficas formadas en una cámara magmática debajo de una dorsal oceánica o una cuenca de *back arc* (Moore 1982, Gill 2010). La sierra de Calalaste por su parte carece de esta secuencia, y en consecuencia de tales estratificaciones, por el contrario, presenta intrusivos máficos/ultramáficos con generación de potentes espesores de hornfels.

8.10. Modelo conceptual de generación de magmas máficos y félsicos

El modelo conceptual de generación de magmas máficos/ultramáficos de la zona central de la sierra de Calalaste se apoya sobre la base del modelo regional planteado por Weinberg *et al.* (2018). Sobre esta base, en esta tesis se plantea un modelo (Fig. 8. 1) que consta de las siguientes etapas:

a-b) Ambas etapas ocurren en el ambiente tectónico del Orógeno Famatiniano. Inicialmente este Orógeno se caracterizó por tener una zona de subducción de bajo ángulo que generó un antearco híper-extendido. Este antearco desarrolló en su borde occidental una espesa pila de turbiditas de margen pasivo que conforma la Fm Puncoviscana. Posteriormente al inicio del Orógeno Pampeano, nuevos sedimentos derivados del crecimiento del arco conformarán la secuencia tardía de la Fm Puncoviscana. El antearco habría sido calentado durante el inicio de la subducción o durante la subducción de una dorsal centro-oceánica (no se muestra en la fig.) combinado con un aumento gradual en el ángulo de subducción de la losa oceánica como consecuencia del acoplamiento con el bloque lauréntico exótico MARA (Sierras Pampeanas Occidentales, Arequipa-Antofalla y Rio Apa; en el sentido de Weinberg *et al.* 2018). Esto conduce a un fuerte proceso de anatexis en el antearco Pampeano. La colisión produce reorganización del sistema de subducción, con lo cual se produce una pausa en el magmatismo que precede a la fusión del ciclo Famatiniano.

c) El arco magmático Famatiniano estaba más cerca de la trinchera. Su zona de trasarco estaba asociado a una amplia extensión y depositación de sedimentos marinos ordovícicos. Por debajo, se producía anatexis.

El proceso de extensión que adelgaza la corteza provee el espacio para la depositación de las cuarcitas durante el Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior (Balhburg *et al.* 1997). Investigaciones recientes (Naidoo *et al.* 2016), atribuyen a las cuarcitas una edad (U-Pb) Pre-Pampeano de 571 ± 14 Ma. Sin embargo, hasta el momento no se han encontrado afloramientos de rocas fuentes de edad Ediacarano- Prepampeano en toda la región incluyendo los Andes centrales del Sur. Por lo cual, las interpretaciones realizadas en tales cuarcitas, serán sobre la base de la edad Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior propuesta por Balhburg *et al.* (1997).

c') Los modelos anteriores (Weinberg *et al.* 2018) permite visualizar el contexto geodinámico del borde occidental de Gondwana en latitudes más australes que la de los estudios realizados en este trabajo. Por ello, es necesario adicionar un modelo regional que se adapte más hacia nuestra zona. Se propone parte del modelo de Fernández *et al.* 2008, el cual no contempla el bloque MARA para nuestras latitudes debido a que no existen registros del mismo. Este modelo contempla un ambiente de subducción, donde el Arco magmático Famatiniano

se sitúa al este del Océano *Iapetus*. Al igual que en modelo anterior en la zona de trasarco se forma una amplia extensión en la que se depositan los sedimentos marinos ordovícicos. Ésta etapa c' se toma como base para el desarrollo de la siguiente etapa.

d) Al progresar la extensión, la cuenca Ordovícica se fragmenta en bloques limitados por fallas. El sustrato de la corteza continental se adelgaza de manera diferencial en los distintos sectores de la cuenca. El mayor adelgazamiento cortical habría estado relacionado al magmatismo básico/ultrabásico de la quebrada Tramontana (Hongn et al. 2003).

Según los modelos clásicos de formación de arcos magmáticos cordilleranos, el adelgazamiento cortical y litosférico induce a perturbaciones termales que causan una secuencia de eventos de fusión parcial primeramente en el manto y luego en la corteza baja (Barker et al. 1975). Allí, grandes cámaras magmáticas máficas pueden formarse a partir de plumas mantélicas y originar un subplacado que se intruye en la corteza baja. La reacción entre este subplacado de magma máfico con la corteza baja-media parcialmente fundida habría generado los magmas riolíticos que luego se emplazaron en superficie. Es, decir los magmas riolíticos que constituyen parte de la caja de los intrusivos máficos/ultramáficos fueron generados por fusión de la corteza baja-media (Ver modelo de Barker et al. 1975). Es importante destacar que el patrón de REE es similar a rocas ígneas con rasgos de magmatismo tipo A (e.g. Dahlquist et al. 2010, Coira et al. 2016, Dahlquist et al. 2018).

La anomalía térmica producida por el ascenso de los magma máficos/ultramáficos generó hornfels en la roca de caja. En este sentido, las fallas que penetraron hasta el manto actuaron de zona de debilidad para el ascenso de estos fluidos. Como resultado el magmatismo máfico que se intruye como gabros genera metamorfismo de contacto en la roca circundante correspondiente al CSVCC.

En la sierra de Calalaste (back-arc del arco Famatiniano) el magma máfico/ultramáfico tiene una expresión reducida. Debido a este escaso volumen de magma máfico, algunos autores sostienen que la adición de calor proveniente del magma máfico fue escasa (Franz et al. 2006). Sin embargo, en muchos sectores de la sierra de Calalaste se observan hornfels pero no el magmatismo máfico que los produce. Ello permite interpretar que la expresión volumétrica principal de ese magmatismo máfico no aflora y está en subsuelo. En este sentido, el calor producido por ese magmatismo no aflorante es mayor al considerado hasta el momento, por lo cual tiene gran relevancia como desencadenador de los procesos de anatexis y fusión parcial, hibridización y metamorfismo en diferentes partes del Arco Famatiniano (Ver Otamendi et al. 2012, Alasino et al. 2014, Ducea et al. 2015, Suzaño et al. 2017, entre otros). En el caso puntual de la Sierra de Quilmes, es muy probable que el magmatismo máfico sea uno de los actores principales en la formación de los enormes volúmenes de rocas antécitas producidas.

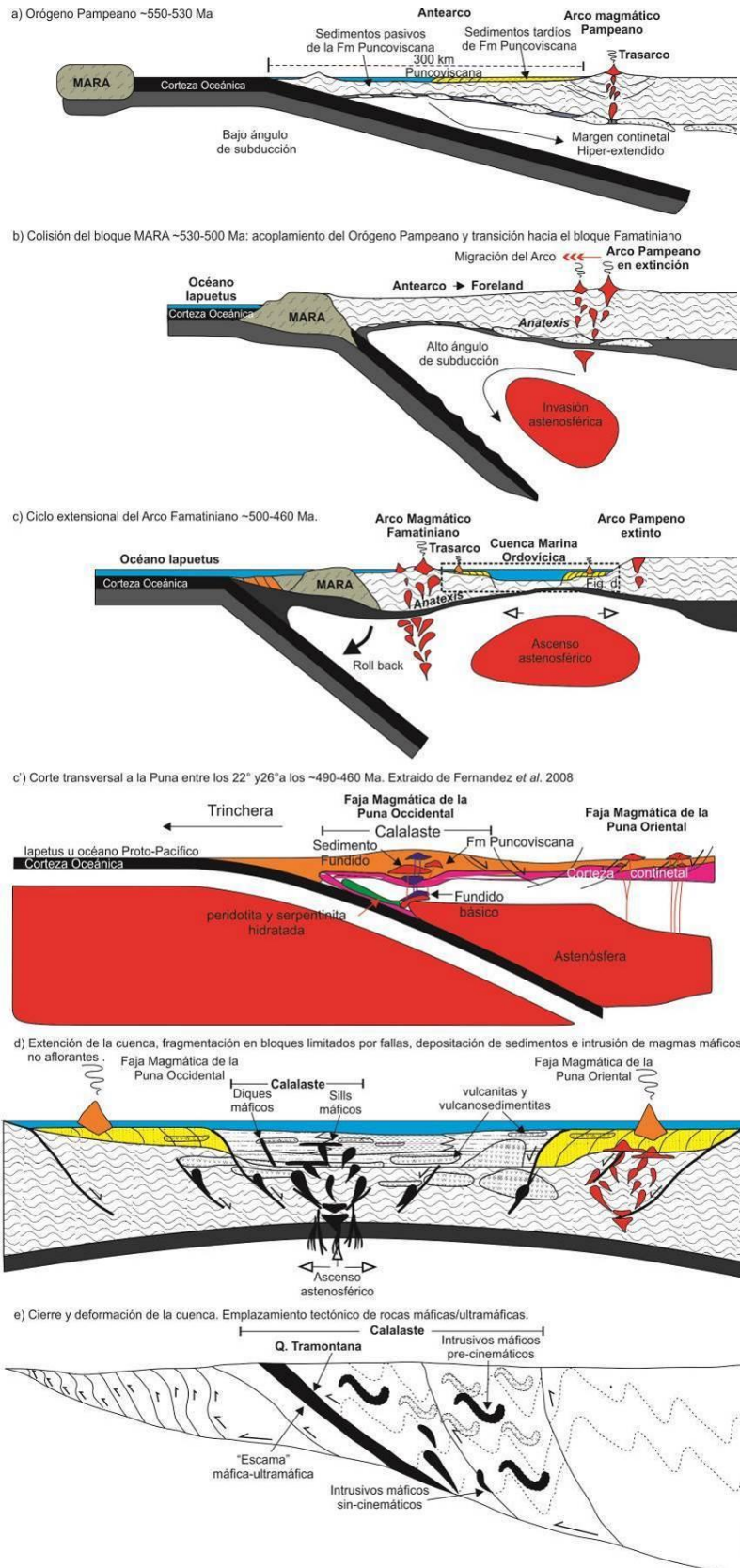


Fig. 8.1. Modelo evolutivo y conceptual propuesto para la zona central de sierra de Calalaste en el contexto del borde occidental de Gondwana. Consta de cinco etapas: a) Orógeno Pampeano ~550-530 Ma; b) Colisión del bloque MARA ~530-500 Ma: acoplamiento del Orógeno Pampeano y transición hacia el bloque Famatiniano; c) Ciclo extensional del Arco Famatiniano ~500-460 Ma; d) Extensión de la cuenca, fragmentación en bloques limitados por fallas, deposición de sedimentos e intrusión de magmas máficos no aflorantes y e) Cierre y deformación de la cuenca. Emplazamiento tectónico de rocas máficas/ultramáficas. Modificado de Weinberg *et al.* 2018, Rapela *et al.* 2018, Hongn *et al.* 2003.

En el back-arc del Arco Famatiniano, migmatitas, granitos tipo S y peraluminosos registran edades circones que oscilan entre los 505-400 Ma (Balhburg et al., 2016; Wolfram, 2007). Ello implica que el back-arc comenzó a fundirse desde el comienzo de formación de la orogenia y continuo con altas temperaturas durante al menos 60 Ma (Weinberg *et al.* 2018). Todos estos eventos responderían a la presencia de un magmatismo máfico/ultramáfico, cuyos representantes en la sierra de Calalaste afloran en un pequeño volumen.

Al mismo tiempo que se intruyen los cuerpos máficos/ultramáficos de la sierra de Calalaste, se produce la depositación de las unidades clásticas (e.g: grauvacas, pelitas, etc.) con variaciones laterales y verticales bruscas debido a la configuración de la cuenca.

e) En el contexto regional (no se muestra en la fig.) esta fase se produce por el arribo del segundo Terreno Laurentiano, el bloque Precordillera/Cuyania que desencadena el comienzo de la Fase Oclóyica y produce inversión de la cuenca y crecimiento de un cinturón orogénico que se extiende hasta el borde del arco Pampeano. Esta orogenia es controlada por los corrimientos de vergencia hacia la trinchera. Tales corrimientos fueron controlados por fallas pre-existentes del Arco Pampeano (Hongn et al. 2010).

Durante esta etapa, se generan condiciones de metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes) en zona media de la sierra de Calalaste. Esta deformación es intensa, produce deformación interna y estructuras penetrativas que modifican las relaciones estratigráficas originales. En este sentido, las rocas de CIMUC (complejo intrusivo máfico-ultramáfico Calalaste) registran la fase tectónica de acortamiento y además la compresiva a través del emplazamiento de escamas máficas-ultramáficas (quebrada Tramontana). Estas escamas muestran un fuerte metamorfismo de contacto producto de su intrusión. Ello permite desestimar la ocurrencia de ofiolitas en la sierra de Calalaste e inferir que todas las rocas máficas y ultramáficas son intrusivas.

8.11. Consideraciones sobre terrenos

Las rocas máficas y ultramáficas de la sierra de Calalaste han sido consideradas ofiolitas asociadas a ambiente de fondo oceánico (Ramos 2010, Balhburg et al. 2016, Ramos 2018 y citas allí). Sin embargo, las nuevas evidencias de campo, geoquímicas, isotópicas ponen de manifiesto que las mismas se tratan de rocas asociadas a arco magmático.

Las nuevas evidencias de campo como la presencia de hornfels de hasta 10 m de espesor (e.g. quebrada La Bayita) producidos por intrusivos máficos y la intrusión multiepisódica de magmas máficos, descartan que se traten de ofiolitas. Además, las evidencias petrográficas, geoquímicas e isotópicas indican que las rocas máficas están relacionadas a un arco magmático (FMPOc) y no a una corteza oceánica formada en un centro de expansión. Ellos permite inferir que estos litotopos no se corresponden con amalgamación de terrenos, sino con el desarrollo de un arco magmático similar al arco

cordillerano. Es decir, esta zona tiene características que sumadas a las características del basamento en el contexto regional (metamorfismo en *facies* de esquisto verdes, LP/HT, deformación, etc. Becchio et al. 1999) permiten pensar en un modelo de Arco Cordillerano, similar al propuesto por Cobbing y Pitcher (1983).

En la Quebrada La Bayita, la presencia de *sills* con fuertes evidencias de cristalización fraccionada (cumulatos máficos piroxénicos en la base y leucogabros en el techo) son otra evidencia de intrusivos máficos asociados a arco.

La geoquímica de gabros muestra claramente la naturaleza de margen de arco continental activo.

8.12. Consideraciones generales de metamorfismo

Las unidades de la Puna y Norte de Chile del Cámbrico Tardío y Ordovícico fueron plegadas en el Ashgilliano durante la orogenia Oclóyica (Turner y Méndez, 1979; Monaldi y Boso, 1987, Hongn et al. 2003). En la Puna, este evento tectónico condujo a la formación de un plegamiento vergente hacia el Oeste (Mon y Hongn, 1987). Este patrón de plegamiento concuerda fielmente con la estructura general de las rocas de la sierra de Calalaste.

Las rocas básicas y ultramáficas de la sierra de Calalaste tienen un metamorfismo regional en *facies* de esquisto verdes y una deformación consistente con la documentada en la roca de caja. Algunos autores (Zimmermann et al. 2014) han interpretado que los intrusivos máficos/ultramáficos tienen un metamorfismo mayor al de la roca de caja, aludiendo a que estos intrusivos se emplazaron tectónicamente sobre los metasedimentos. Sin embargo, la roca de caja y los intrusivos ígneos tienen el mismo grado metamórfico. Estos eventos de metamorfismo, deformación e intrusión son consistentes con exposiciones medias a profundas de la corteza del Paleozoico Inferior del borde occidental de Gondwana. Hongn et al. (2003) vinculan el metamorfismo al Ashgilliano, por lo cual estas litologías máficas/ultramáficas necesariamente son de edad Ordovícica. Tal metamorfismo está asociado a la etapa compresiva ocurrida durante el Ordovícico (Hongn et al. 2003).

Forsythe et al. (1993) sostienen que en la Puna sur la extensión del trasarco fue mucho más profunda que en la Puna Norte, debido a que las inferidas ofiolitas de inferida edad Ordovícico fueron restringidas a esta área. Sin embargo, según los datos mostrados en esta tesis, estos cuerpos máficos no son ofiolitas, sino cumulatos ultramáficos producto de cristalización fraccionada de los cuerpos gábricos.

8.13. Consideraciones sobre metamorfismo de rocas máficas

La presencia de agua en el sistema es una condición necesaria para que ocurra metamorfismo en rocas máficas. En caso contrario estas litologías permanecen inalteradas en los terrenos metamórficos. Las reacciones de hidratación son fuertemente exotérmicas (Bucher y Frey 1994); por ejemplo la alteración de clinopiroxeno + plagioclasa en basaltos a prehnita + clorita + zeolitas en metamorfismo de bajo grado puede elevar la temperatura de una roca metamórfica unos 100 °C aproximadamente. Todos estos elementos permiten inferir necesariamente que el proceso de metasomatismo tuvo un rol importante en el metamorfismo de las rocas máficas de la Sierra de Calalaste.

De acuerdo a las evidencias de campo, se infiere que la cristalización de rocas máficas y ultrabásicas se produjo a una profundidad baja de la corteza, en un *back arc* que luego las expuso a través de procesos tectónicos y erosión. La presencia de cuerpos máficos deformados de manera similar que su roca de caja, implica que la intrusión de estos cuerpos fue sincrónica con el metamorfismo en *facies* de esquistos verdes de la roca de caja. Ello habría sido posible en un ambiente de corteza baja/media. Similares situaciones son observadas en plutones máficos del Sistema de Famatina (De Bari, 1994), pero en niveles más bajos de la corteza. Es posible observar una clara evolución desde un arco isla a un arco magmático continental. Los procesos denotan una compleja interacción de cristalización fraccionada, múltiples inyecciones de magma máfico y asimilación de rocas sedimentarias, que sugieren que el magmatismo máfico se desarrolló en un ambiente de corteza media.

9. CONCLUSIONES GENERALES

En la presente tesis se muestra de manera reiterada que las rocas máficas del Complejo Intrusivo máfico-ultramáfico Calalaste intruyen al Complejo Volcánico-Sedimentario Cortaderas Chica producen considerables espesores de *hornfels*. La presencia de rocas máficas y ultramáficas, combinando con la información de campo, petrográfica e isotópica permite inferir que la cristalización fraccionada es el principal proceso de diferenciación magmática de la sierra de Calalaste. La presencia de gabros y hornfels de hasta 20m de espesor permiten inferir la existencia de un proceso de intrusión de fundidos máficos en un ambiente de *back arc*. La geoquímica muestra una clara variación del magmatismo máfico desde características toleíticas a calcoalcalinas durante la evolución del fundido involucrado.

Por otro lado, el análisis isotópico en rocas de la sierra de Calalaste muestra claramente un magmatismo bimodal que está representado por rocas máficas-ultramáficas y vulcanitas silíceas. Sobre esta base se infiere que la fuente de los magmas máficos se habría encontrado en el manto deprimido, mientras que la fuente de los magmas silíceos en la corteza superior.

Las relaciones intrusivas en todas las rocas máficas-ultramáficas respecto de la roca de caja permiten inferir que la edad de los intrusivos es necesariamente posterior a la depositación de la roca de caja metavolcánica silícea (~495 U/Pb en circones). Es decir, de edad Paleozoica Inferior.

La integración de los estudios de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos permiten elaborar un modelo conceptual del ambiente geodinámico de formación del Complejo básico-ultrabásico Calalaste en el contexto del borde occidental de Gondwana. Este modelo sugiere que las rocas máficas-ultramáficas se formaron en un ambiente de *back arc* del arco magmático y no en un ambiente de fondo oceánico, donde los magmas máficos habrían sido la principal fuente de calor para los procesos de fusión parcial, hibridación, anatexis y metamorfismo en el Arco Famatiniano. A latitudes de la sierra de Calalaste este modelo contempla una zona de subducción con un antearco donde se deposita la Fm Puncoviscana. Por su parte la zona de *back arc* desarrolla una amplia extensión y depositación de sedimentos marinos ordovícicos. Al progresar la extensión esa cuenca Ordovícica se fragmenta en bloques limitados por falla, donde el mayor adelgazamiento da lugar a intrusiones de un magmatismo máfico. Este magmatismo habría interactuado con la corteza baja-media parcialmente fundida, generando fundidos riolíticos que luego se emplazaron en superficie. Posteriormente intruyeron magmas máficos provenientes del manto empobrecido produciendo hornfels en la roca de caja (sedimentitas y vulcanitas). Por otro lado, el arribo del Terreno de Precordillera/Cuyania desencadena la Fase Oclóyica y con ella la inversión de la cuenca. Durante esta etapa se producen condiciones de metamorfismo de bajo grado (*Facies* de esquistos verdes) en la zona media de la sierra de

Calalaste. Tal deformación produce estructuras penetrativas que modifican por completo las relaciones estratigráficas originales. En consecuencia la sierra de Calalaste participe tanto de la etapa distensiva como de la compresiva a través del emplazamiento de escamas máficas-ultramáficas. Todo este análisis integral permite desestimar la presencia de ofiolitas en la sierra de Calalaste.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del noroeste argentino. In: II Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2, 755-764.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Tosseli, A.J. (Eds.) 1990. El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, vol. 4, 227 pp.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M. y Ramos, V.A. 1982. Perfil Estructural en la Puna Catamarqueña (25°-27°S), Argentina. In: Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Argentina, Actas I, 499-518.
- Allmendinger, R., Ramos, V.A., Jordan, T., Palma, M. y Isacks, B. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwestern Argentina. *Tectonics*, 2:1-16.
- Alonso, R.N., Viramonte, J.G. y Gutierrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. In: IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 1, 43-63.
- Amer, R., Kusky, T., Reinert, P.C., y Ghulam, A. 2009. IMAGE PROCESSING AND ANALYSIS USING LANDSAT ETM IMAGERY FOR LITHOLOGICAL MAPPING AT FAWAKHIR, CENTRAL EASTERN DESERT OF EGYPT. In ASPRS 2009 Annual Conference, Baltimore, Maryland.
- Annen, C., y Sparks, R.S.J. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3-4): 937-955.
- Annen, C., Blundy, J.D., y Sparks, R.S.J. 2005. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539.
- Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., y Sparks, R.S.J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230: 206-221.
- Anzil, P.A. y Martino, R.D. 2010. Discriminación de rocas ultramáficas y su encajonante metamórfico, mediante el procesamiento de imágenes satelitales Landsat 7 ETM+, Sierra Chica, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4): 557-564.
- Arganaraz, R., Viramonte, J., y Salazar, L. (1973). Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. V Congr Geol Argent Actas, 1: 23-32.
- Argañaraz, R.A. y Rojas, W. 1999. Prospección aurífera en la Sierra de Calalaste, Antofagasta de la Sierra, Catamarca. In: XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina, Actas II, 374-377.

- Astini, R. A. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico Medio en la Precordillera del oeste Argentino - evidencias estratigráficas. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración e Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas V, 509-526.
- Bahlburg, H. 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N-Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin.
- Bahlburg, H. y Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and Northern Chile. Geological Society of America Bulletin, **109**:869-884.
- Bahlburg, H., Berndt, J. Gerdes, A. 2016. The ages and tectonic setting of the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, Ordovician, NW Argentina. Lithos, 256: 41-54.
- Baranzangi, M. y Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subductions of the Nazca Plate beneath South America. Geology, **4**: 686-692.
- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. y Desborough, G.A. 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro—orthogneiss—syenite—potassic granite suite. Precambrian Research, 2(2): 97-160.
- BAS, M.L., Maitre, R.L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of petrology, 27(3): 745-750.
- Bathia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal of Geology, **91**:611-627.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kasemann, S., Franz, G. y Viramonte, J. 1999a. Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21- 27°S). Acta Geológica Hispánica 34: 273-299.
- Becchio, R., Luchassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999b. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27° S) - metamorfismo y geocronología. En relatorio, Geología del Noroeste Argentino, G.Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte Eds. XIV Congreso Geológico Argentino. Salta. 1: 58-72.
- Becchio, R. 2000. Petrología y geoquímica del basamento del borde oriental de la Puna Austral. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta, Argentina, pp 1–183
- Blasco, G., Villar, L. y Zappettini, E.O. 1996. El Complejo Ofiolítico desmembrado de la Puna Argentina, Provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. In: XIII Congreso Geológico Argentino e III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas III, 653-667.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G. y Zimmermann, U. 2000. Tracing Crustal

- Evolution in the Southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with Geochemical and Nd and Pb Isotope Data. *The Journal of Geology*, **108**:515-535.
- Bonarelli, G. 1913. Epirogenia y paleogeografía de Sudamérica. *Physis* I, **5**:221-240. Bonarelli, G. 1915. Epirogenia y paleogeografía de Sudamérica. *Physis* I, **8**:499-522.
- Brackebusch, L. 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 5: 137-252.
- Brito Neves, B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo. **29**:3, 379-392.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. y Fuck, R.A. 1998. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-PanAfricano cycle and orogenic collage. *Episodes*, Ottawa, **22**:3, 155-166.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., y Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, **141**(3): 413-426.
- Butcher, K. y Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag.
- Campos Neto, M. C. y Figueiredo, M.C.H. 1995. The Rio-Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:143-162.
- Carrapa, B., Adelmann, D., Hilley, G. E., Mortimer, E., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics*, **24**:doi: 10.1029/2004TC001762.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S. and Taylor, W.P. 1977. Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *The Journal of Geology*, **85**(5): 625-631.
- Coira, B. 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo Ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, prov. de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **28**(1): 85-90.
- Coira, B. y Koukharsky, M. 2002. Ordovician volcanic activity en the Puna, Argentina. En: Aceñolaza, FG. (Ed.), *Aspects of the Ordovician System in Argentina*, Serie de Correlación Geológica, INSUGEO. Tucumán. vol.16: 267-280.
- Coira, B. 2008. Volcanismo del Paleozoico inferior de la Puna jujeña. *Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*, capítulo 2: 140-154.
- Coira, B., Koukharsky M., Ribeiro Guevara, S. y Cisterna, C.E. 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Ordovician basic magmatism: A contribution to the tectonic setting. *Journal of South American Earth*

Sciences 27: 24–35.

- Coira, B., Kirschbaum A, Hongn F., Perez B. y Menegatti N. 2009. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *J S Am Earth Sci* 28: 374–382.
- Conti, C.M., Rapallini, A., Coira, B. y Koukharsky, M. 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina. A clue for Gondwana-Laurentia interaction? *Geology*, **24**:953-956.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks, George Allen and Unwin. London, 450 pp.
- Cullers, R. L., Basu, A., Suttner, L.J. 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chemical Geology*, **70**:335-348.
- Cullers, R.L. 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**:4955-4972.
- Cullers, R. L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for Provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**:181-203.
- Cullers, R.L., Podkovyrov, V.N. 2000. Geochemistry of the Neoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical, provenance control and recycling. *Precambrian Research*, **104**:77-93.
- Dalziel, I. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and breakout of Laurentia. *GSA Today*, (2): 237-241.
- DeBARI, S.M. 1994. Petrogenesis of the Fiambalá gabbroic intrusion, northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. *Journal of Petrology*, 35(3): 679-713.
- Deng, Y., Yuan, F., Zhou, T., Xu, C., Zhang, D., y Guo, X. 2015. Geochemical characteristics and tectonic setting of the Tuerkubantao mafic-ultramafic intrusion in West Junggar, Xinjiang, China. *Geoscience Frontiers*, 6(2): 141-152.
- DePaolo D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *California Journal Geophysical Research*, **86**:10470-10488.
- Do Santos G.M. 2007. Caracterização petrográfica, isotópica e geoquímica das rochas da Serra Calalate, Puna Austral, Noroeste Argentino. Dissertação de Maestrado N° 230. Universidad de Brasilia. Instituto de Geociências.

- Ducea, M.N., Saleeby, J.B. y Bergantz, G. 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43: 299-331.
- Dufek, J., y Bergantz, G.W. 2005. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *Journal of Petrology*, 46(11): 2167-2195.
- Du Toit A.L., 1937. Our wandering continents: An Hypothesis of Continental Drifting. Edinburgh (Oliver and Boyd). 366 pp.?
- Floyd, P.A. y Winchester, J.A. 1975. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**:211-218.
- Forsythe, R.D., Davidson, J., Mpodozis, C. y Jesinkey, C. 1993. Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa Block and Gondwana; paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile. *Tectonics*, 12(1): 219-236.
- Furque, G. y Cuerda, A. J. 1979. Ordovícico Argentino. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, **Serie B**: 1-56.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B. y Schobbenhaus, C. 2007. Rodinia descendants in South América. Precambrian Reseach, doi:10.1016/j.precamres.2007.04.018.
- Galliski, M. A. y Miller, C. 1989. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. Act. Reunión Geotransectas América del Sur: 58-62.
- Gill, R. 2010. Igneous rocks and processes: a practical guide. John Wiley Y Sons.
- Gioia, S.M.C. y Pimentel, M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **72**: 219-245.
- Göetze, H.J., Schmidt, S. y Strunk, S.1988. Central Andean gravity field field and its relation to crustal structures. In: H. Bahlburg, C. Breitkreuz, P. Giese (eds.) *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, **17**:199-209.
- Gohrbandt, KHA. 1992. Desarrollos paleogeográficos y depositarios paleozoicos en el margen proto-Pacífico central de Gondwana: su importancia para la acumulación de hidrocarburos. *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur* , 6 (4): 267-287.
- Gromet, L.P., Dimek, R.F., Haskin, L.A. y Korotev R.L. 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, **48**:2469-2482.
- Guillou, J., 1974. Prospección geoquímica. Mosaicos 18A2-18B2. Sierra de Calalaste. Plan NOA1-Geológico Minero. Informe interno (inédito).

rocas máficas de la Sierra de Calalaste.

- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Hargrove, U. S., Martin, M. W., Hanson, R.E., Singletary, S., Bowring, S., Munyanyiwa, H. 1998. Tectonic inversion of the Paleo and Neoproterozoic metamorphic rocks in Zambesi Belt, Mt. Darwin area, NE Zimbabwe. Geological Society of America Abstract Programs, **30**:292.
- Harrington H, 1975. South America. In: Fairbridge, R. (Ed.). The encyclopedia of world regional geology, **1**:456-465. Reinhold Book. Co. New York.
- Hart, W.K., Carlson, R.W. y Shirey, S.B. 1997. Radiogenic Os in primitive basalts from the northwestern USA: Implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, **150**(1): 103-116.
- Hongn, F., Seggiaro, R., Guillou, J., Godeas, M., Segal, S., Pezzutti, N. y Ferpozzi, L. 2003. Geología y metalogénesis del Eopaleozoico del tramo central de la Sierra de Calalaste, provincia de Catamarca. Contribuciones Técnicas N° 22. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, 51 pp.
- Hoyos CR., Willner AP., Larrovere M.A., Rossi JN., Toselli A.J. y Basei M.A.S. 2011. Tectono thermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Beltin NW Argentina.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. 1971. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, **8**:523-548.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, **93**:3211-3231.
- James D.E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. Journal of Geophysical Research, **76**, 3246-3271.
- James, D.E. y Sacks, I.S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: Skinner, B. F. (eds.) Geology and Ore Deposits of the Central Andes. Geologists, Society of Economic, Special Publication No 7, 1-25.
- Jezek, P., Willner, A. P., Aceñolaza, F. G. y Miller, H. 1985. The Puncoviscana through-large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. Geologische Rundschau, **74**: 573-584.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos V.A. y Ando C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin **94**:341-361.
- Kay, S.M., Ramos, V.A. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera Occidental: Basaltos de rift

- oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. *Actas*, 2(9): 48-65.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J.G. 1994. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. *Journal of Geophysics Research*, **99**:323-339.
- Keidel, J. 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de los Andes. *Academia Nacional de Ciências, Boletín* 30: 295-307.
- Kleine, T., Mezger, K., Zimmermann, U., Münker, C. y Bahlburg, H. 2004. Crustal Evolution along the Early Ordovician Proto-Andean Margin of Gondwana: Trace Element and Isotope Evidence from the Complejo Igneo Pocitos (Northwestern Argentina). *The Journal of Geology*, **112**:503-520.
- Kley, J., Müller, J., Tawackoli, S., Jaconshagen, V. y Manutsoglu, E. 1997. Pre-Andean and Andean-age deformation in the eastern and southern Bolivia. *Journal of South America Earth Sciences*, **10**:1-19.
- Kraemer, P. E., Escayola, M. P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **50**: 47-59.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B., 1989. A Classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Loosveld, R.J.H., y Etheridge, MA. 1990. A model for low-pressure *facies* metamorphism during crustal thickening. *J. Metamorph. Geol.*, 8: 257-267.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precisas edades de monacitas de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental y la Cordillera Oriental, noroeste de Argentina. *Actas* 4(1): 6.
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Romer RL y Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust in an active continental margin- The Central Andes Between 18° and 27° S. *Tectonophysics* 341:195 –223.
- Lucassen, F., Harmon, R., Franz, G., Romer, R.L., Becchio, R., y Siebel, W.. (2001). A Chaos of lead in the basement of the Central Andes (18°-27°)?: Lead evolution of the Pre-Mesozoic Andean Crust. *Chemical Geology*, 186: 183 – 197.
- Lucassen, F. y Becchio R., 2003. Long-Standing Cambrian to Silurian High T Metamorphism at the western margin of Gondwana (Argentina, 26 – 29 ° S) deduced from U-Pb formation ages of titanite. *Journal of Metamorphic Petrology*, 21: 641–662.

- Lucassen, F., Becchio R. y Fran, G. 2011. The Early Palaeozoic high-grade metamorphism at the active continental margin of West Gondwana in the Andes. (NW Argentina/N Chile). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 100:445–463.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center.
- Lugmair G.W. y Marti K. 1975. Lunar inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, 79-84.
- Maringa, J., Hanson, R.E., Martin, M.W., Singletary, S.J. y Bowring, S. A. 1998. Timing of polyphase ductile deformation at deep to mid-crustal levels in the Neoproterozoic Zambesi belt, NE Zimbabwe. *Geological Society of America Abstract Programs*, **30**:292.
- Martín-González, F., Carreño Conde, F., y De Pablo, M.A. 2007. Aplicación de imágenes Landsat (tm y etm+) en estudios geoestructurales en el NO del Macizo Ibérico.
- Martos, D.E. 1982. Estadística y correlación geoquímica en la región de Antofalla, Provincia de Catamarca. V Congr latinoamér Geol actas IV: 147-157.
- McDonough, W.F., y Sun, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4): 223-253.
- McLennan, S.M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2**(4): doi:10.1029/2000GC000109
- McQuarrie, N. y DeCelles, P. 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean back-thrust belt, Bolivia. *Tectonics*, **20**: 669-692.
- Méndez, R. y López, C., 2010. Modelo Digital de Elevación de mejora continua con aporte voluntario de datos. Proyecto PR_FMV_2009_1_2647 SGM.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**: 207-218.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O. 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. In: Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Actas **4**, 89-100.
- Meng, F., Cui, M., Wu, X. y Ren, Y. 2015. Heishan mafic-ultramafic rocks in the Qimantag area of Eastern Kunlun, NW China: remnants of an early Paleozoic incipient island arc. *Gondwana Research*, 27(2): 745-759.
- Middlemost, E.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4): 215-224.
- Mon, R., y Hongn, F. 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1): 31-38.

- Mon, R., y Hongn, F. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 1-10.
- Mon, R. y Hongn, F. 1991. Structures of the precambrian and lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22 and 32 S. Lat. *Geol. Rund.*, **80**:745-758.
- Monaldi, C.R. y Boso, M. A. 1987. Dalmatina (Dalmatina) subandina nov. sp. (Trilobita) en la Formación Zapla del norte argentino: IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, (1): 149–157.
- Morand, V.J. 1990. Low-pressure regional metamorphism in the Omeo Metamorphic Complex, Victoria, Australia. *J. Metamorph. Geol.*, 8:1-12.
- Moya, M.C., Malanca, S., Hongn, F.D. y Bahlburg, H. 1993. El Tremadoc temprano en la Puna occidental argentina. In XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (pp. 20-30).
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.
- Murra J.A. y Baldo E.G. 2006. Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from The Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Argentina: Petrologic constraint on the origin of igneous rocks in the Ordovician Famatinian- Puna paleoarc. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 33, N°. 2, p. 277-298.
- Naidoo, T., Zimmermann, U., y Vervoort, J. 2016. Pre-Pampean metasedimentary rocks from the Argentinian Puna: Evidence for the Ediacaran margin of Gondwana or the Arequipa–Antofalla–Western Pampeanas block. *Precambrian Research*, 280: 139-146.
- Nieves A., 2014. Aspectos petrológicos de mezclas de magmas en el basamento ígneo-metamórfico del NOA. Contrafuertes del salar de Diablillos. Salta. Tesis de grado, Universidad Nacional de Salta (Inédito), 150p., Salta.
- Nieves, A., Suzaño, N., Becchio, R. y Ortiz, A., 2017. Registros Texturales de mezcla de magmas en el Complejo Intrusivo Diablillos, Paleozoico Inferior, borde oriental de la puna Austral. *Actas del XX Congreso Geológico Argentino*. Tucumán. Pág. 108-112.
- Omarini, R., Viramonte, J. G., Cordani, U., Salfity, J. y Kawashita, K. 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, Provincia de Salta, Argentina. In: IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 3, 146-158.
- Omarini, R. H. y Sureda, R. J. 1994. El basamento centroandino y sus cuencas marginales entre el rift Irúyico (515 Ma) y la colisión Oclóyica (435 Ma). In: VII Congreso Geológico Chileno, Actas I, 491- 498.

- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, H.J., Seilacher, A. y Plüger, F. 1999. The Pucoviscana folded belt: a testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and the collisional pre-Gondwanic episodes. *Geologische Rundschau*, **88**:76-97.
- Otamendi J.E., Pinottia .L.P., Baseic M.A.S. y Tibaldi A.M. 2010. Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from the Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Argentina: Petrologic constraints on the origin of igneous rocks in the Ordovician Famatinian- Puna paleoarc. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 29-45.
- Otamendi, J., Ducea, M. y Bergantz, W. 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra deValle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 0: 1-40. doi:10.1093/petrology/egr079.
- Palma, M.A., Parica, P. D. y Ramos, V.A. 1986. El granito Archibaca: su edad y significado tectónico, Provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **41**: 414-419.
- Palma, M.A., Brisson, I. y Vujovich, G. 1990. Geología del Bloque Paleozóico de la Quebrada Honda, Puna Catamarqueña. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **XLV**:145-158.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the Central Sierras Pampeanas: an Early to Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: R. J. Pankhurst, C.W. Rapela (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication, 142: 343-367.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In: Pankhurst, R. J., Rapela, C. W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications No. **142**, 1-9
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C. 1977. The relationship between major elements chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 121-132.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (eds.) *Andesites*. John Wiley & Sons , Nova York, 525-548.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100 (1-4): 14-48.
- Peccerillo, A. y Taylor, SR. 1976. *Geoquímica de rocas volcánicas*

- calcalcalinas del eoceno del área de Kastamonu, norte de Turquía. *Contribuciones a mineralogía y petrología*, 58 (1): 63-81.
- Pinheiro, G.M.D. 2007. Caracterização petrográfica, isotópica e geoquímica das rochas da Serra Calalaste, Puna Austral, noroeste argentino. Inedito: Tesis de maestría.
- Powell, C.M. 1995. Arc Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margin of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents: comments. *Geology*, **23**:1053-1054.
- Quenardelle S. y Poma S. 2008. Quebrada Tramontana (Sierra De Calalaste): evidencias de metamorfismo térmico en caja de rocas ultramáficas. XVII Congreso Geológico argentino (II): 675–676.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J M. y Palma, M. A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución Paleozóica de los Andes Centrales. In: IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 84-106.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, **5**:855-880.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, **11**:168-174.
- Ramos, V.A. y Vujovich, G.I. 1995. New appraisal on the southwestern Gondwana terranes and their Laurentian affinities: Laurentian-Gondwanan connections before Pangea. I. G. C. P. Field Conference Project 376 Abstracts 31-32.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. In: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 – **3**:41-96.
- Ramos, V.A. 2000. The Southern Central Andes. In: U. G. Cordani E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, 561- 604.
- Ramos, V.A. 2018. The Famatinian orogen along the protomargin of Western Gondwana: Evidence for a nearly continuous Ordovician magmatic arc between Venezuela and Argentina. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes (133-161)*. Springer, Cham.
- Rapalini, A.E. y Astini, R.A. 1998. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**:1-14.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra Alonso, J. 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In:

- Pankhurst, R. J. & Rapela, C. W. (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publications **142**, 181-217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., Baldo, E.G. y Murra, J. A. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-science reviews*.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Glen, J.M., Prevot, M. y Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**(5084):975- 979.
- Roeder, P.L., and Emslie, R. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to mineralogy and petrology*, 29(4): 275-289.
- Roser, B.P., Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67**: 119-139.
- Sánchez, M. C. y Salfity, J. A. 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste Argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. *Acta geológica hispánica*, 34(2): 123-139.
- Salfity, J., Omarini, R., Baldi, E. y Gutierrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. In: *II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, Buenos Aires, Actas IV, 341-361.
- Salfity, J.A., Malanca, S., Brandán, M.E., Monaldi, C. R., Moya, M.C. 1984. La fase Guandacol (Ordovícico) en el noroeste de la Argentina. In: *IX Congreso Geológico Argentino*, Actas I, 555-567.
- Salfity, J.A., 1985. Lineamentos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino, 4° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta. **Actas 2**: 119-137.
- Seggiaro R. y Becchio R. 1999. Inversión Tectónica en la Sierra Quebrada Honda. Puna austral. Catamarca-argentina. IX Congr. Geol. Chile actas I: 25–26
- Seggiaro, R. E., Hongn, F. D. y Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769-II - Paso de San Francisco - Provincia de Catamarca. Subsecretaria de Minería de la Nación - Servicio Geológico Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, vol. Boletín No. 294, 56 pp.
- Shand, S.J. 1943. Rocas eruptivas: su génesis, composición, clasificación y su relación con los depósitos de mineral con un chaper sobre meteoritos (No. 552.1 S43 1943).

- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.
- Stanistreet, I.G., Kukla, P.A. y Henry, G. 1991. Sedimentary response to a Late Proterozoic Wilson Cycle: The Damara Orogen and Nama Foreland, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, **13**:141-156.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, **12**(1): 1-33.
- Stump, E. 1987. Construction on the Pacific Margin of Gondwana during the Pannotian cycle. In: McKenzie, G.D. (ed.) *Gondwana Six: Stratigraphy, sedimentology and paleontology*. American Geophysics Union, *Geophysics Monographies*, **41**:77-87.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. e Norry, M. J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London Special Publications **42**, 313-345.
- Sun, S.S., Nesbitt, R.W., y McCulloch, M.T. 1989. Geochemistry and petrogenesis of archaean and early proterozoic siliceous high-Mg basalts. *Chemical Geology*, **70**: 148.
- Sureda, R.J. y Omarini, R.H. 1999. Evolución geológica y nomenclatura pre-Gondwánica en el Noroeste de Argentina (1800-160 Ma). *Acta Geológica Hispánica*, **34**: 197-225.
- Sureda, R.J., Omarini, R.H. y Alonso, R.N. 1999. El Ciclo Pannotiano: la perspectiva histórica y las nuevas definiciones. In: 14 Congreso Geológico Argentino, Actas I, 21-27.
- Sureda, R.J., Omarini, R.H. y Matteini, M. 2002. La evolución magmática del basamento en el noroeste argentino y sus implicancias geológicas para el Precámbrico de los Andes Centrales. In: XI Congreso Peruano de Geología, Lima, Peru: 213-217.
- Suzaño, N. 2015. Eventos tectonometamórficos como modeladores petrogenéticos en el basamento de la Puna Austral: Salar de Diablillos–sierra de El Peñón. Implicancias en la construcción del borde suroccidental de Gondwana. Universidad Nacional de Salta. Inédito
- Suzaño, N., Becchio, R., Sola, A., Ortiz, A., Nieves, A., Quiroga, M., y Fuentes, G. 2017a. The role of magma mixing in the evolution of the Early Paleozoic calc-alkaline granitoid suites. Eastern magmatic belt, Puna, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**: 25-46.
- Suzaño, N.O., Sola, A.M., Elortegui Palacios, J., Becchio, R.A., Ortiz, A., Nieves, A. y Quiroga, M.F. 2017b. Magmatismo plutónico del Paleozoico inferior de Salta y Jujuy. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán: 323-351.

- Taylor, S.R. y McLennan, S. M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, London, 312 pp.
- Tibaldi, A., Otamendi, J., Cristofolini, E., Baliani, E., Walker, W. y Bergantz, G. 2013. Reconstruction of the Early Ordovician Famatinian arc through thermobarometry in lower and middle crustal exposures, Sierra de Valle Fértil, Argentina. *Tectonophysics*, 16 p. en prensa.
- Thomas, W. A. 1991. The Appalachian Ouachita rifted margin of Southeastern North America. *Geological Society of America Bulletin*, **103**:415-431.
- Thomas, W. A. & Astini, R. A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, **273**:752-757.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., van der Voo, R., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A., Walderhaug, H. J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sciences Reviews*, **40**: 229-258.
- Turner, J.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, **51**: 163-196.
- Turner, J.M. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7C - Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Boletín 99: 78 pp.
- Turner, J.C.M. 1972. Puna. In: Leanza A. F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, **I**:91-116.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los Deptos. Santa Victoria e Iruya, Salta. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, **71**:11-24.
- Turner, J.C.M., y Méndez, V. 1979, Puna, in Turner, J. C. M., ed., *Geología Regional Argentina*, Volume 1: Buenos Aires, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, y Editorial Libart, p. 13–56.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Haweswoorth, C.J. y Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**: 333-348.
- Vanderhaeghe, O. 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477: 119–134.
- Viramonte, J. G., Omarini, R. H., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., García Cacho, L. A. y Parica, P. 1984. Edad, genesis y mecanismos eruptivos de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. IX Congreso Geológico Argentino, Actas **vol. III**:216–233.
- Viramonte, J.M., Becchio R.A., Viramonte J.G., Pimentel M.M. y Martino R.D. 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U–Pb and Sm–Nd data and implications for the evolution of

- northwestern Argentina. 2007. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 167–183.
- Wager, L.R., Brown, G.M. and Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, 1(1): 73-85.
- Weinberg, R.F., Becchio, R., Farias, P., Suzaño, N. y Sola, A. 2018. Early paleozoic accretionary orogenies in NW Argentina: Growth of West Gondwana. *Earth-Science Reviews*.
- Whitney, D.L., y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wickham, S.M. y Oxburgh, E.R. 1987. Low pressure regional metamorphism and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. Roy Soc London, Ser. A*, 321:219-242.
- Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W. D., Martinez, E., Ricaldi, E., Röwer, P. y Viramonte, J. 1994. Variation in the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin, 23-48.
- Wilson, T.J., Grunow, A.M. y Hanson, R.E. 1997. Chemistry and isotopic ages of metamorphic basement and intrusions. VIII Congreso Geológico Chileno, **Actas** 2:1593-1597.
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*.
- Wood, D. A. 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**:11-30.
- Zappettini, E., Blasco, G. y Villar, L. 1994. Geología del extremo sur del salar de Pocitos, provincia de Salta, República Argentina. In *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, I: 220-224).
- Zimmermann, U., Kay, S. M. y Bahlburg, H. 1999. Petrography and Geochemistry of southern Puna (NW Argentina) Pre-Late Ordovician gabbroic to ultramafic units, intermediate plutonites and their host units: a guide to evolution of the western margin of Gondwana. In: XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina, *Actas* II, 143-145.
- Zimmermann, U. y Van Staden, A. 2002. Quebrada Tramontana in the Sierra Calalaste: a keyregion in the evolution of the Ordovician in the Northwestern Argentina. In: XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Argentina, *Actas* 1:139-146.
- Zimmermann, U., Luna Tula, G., Marchioli, A., Narvaéz, G., Olima, H. y Ramírez, A. 2002. Análisis de procedência de la Formación Falda Ciénaga (Ordovícico Médio, Puna Argentina) por petrografía sedimentária, elementos trazas e isotopía de Nd. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, **9**:1-24.

Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J., y Kay, S.M. 2014. Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited. *International journal of earth sciences*, 103(4), 1023-1036.

11. AGRADECIMIENTOS

Quiero Agradecer:

A mi directo: Dr. Raúl Becchio, por sus correcciones y ayuda, por brindarme su tiempo y paciencia en los momentos difíciles y haber sido parte de esta etapa decisiva en mi carrera. Gracias "Tato"!

Al Dr. Néstor Suzaño por su inagotable buena disposición, por su ayuda incondicional y útiles sugerencias. Gracias por toda la enorme por acompañarme en todo el desarrollo de la tesis con sus valiosos aportes. Gracias amigo "Ñoño"!!!

Al Dr. Friedrich Lucassen por los análisis isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd.

A todos mis compañeros de "Petro" por la disposición que siempre tienen. Especialmente a los que me acompañaron en las campañas: Dr. Alfonso Sola, Dr. Néstor Suzaño y Geól. Florencia Ahumada.

Al Dr. José Germán Viramonte, por sus valiosas sugerencias y aportes que enriquecieron este trabajo.

A todos los integrantes de la cátedra de Petrología I e Instituto GEONORTE: Dr. José Germán Viramonte, Dr. Raúl Becchio, Dr. Marcelo Arnosio y Srta. Constanza Rodríguez, por todo el apoyo y colaboración brindados durante mi carrera. Mis más sinceros sentimientos de amistad, admiración y gratitud para todos ellos.

A los técnicos Alejandro Nieva, Raúl Vega, Víctor Liendro por la preparación de secciones delgadas y polvos para análisis geoquímicos e isotópicos.

A mi esposa "Raqui" por el continuo apoyo que ha sido fundamental en todo este proceso.

A mis viejos y hermanos por estar conmigo en los momentos más difíciles y en los mejores momentos de mi vida. GRACIAS!!!

12. ANEXOS

12.1. Cortes Delgados

Muestra	Gabros											Otros	Geoqca.	Isotopia
	Px	Amp	Pl	Act	Ep	Cal	Chl	Pen	zo	Ath	Ox.Fe			
Cl-16-06a	x	x	x	x	x		x		x			Pen?ilm?	x	x
Cl-16-12		x	x	x	X		x		x			ilm?	x	x
Cl-16-14a		x	x	x	X		x		x			ilm?	x	x
Cl-16-14b		x		x			x					ilm?deformada!	-	-
Cl-16-15a		x	x	x		x	x					ilm?	x	-
Cl-16-15b		x	x	x	x	x	x		x		x	ilm?	-	-
Cl-16-16a		x	x	x	x	x	x		x		x	ilm?	-	x
Cl-16-17	x?	x	x	x	x	x	x	x	x		x		x	x
Cl-16-18	x		x	x	x		x	x	x	x		Ath? ilm?	-	x
Cl-16-21	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x		x	x
Cl-16-23	x	x	x	x	x		x	x	x		x	Px nucleos	x	x
Cl-16-27	x	x	x	x		x	x	x			x	Px alterados	-	-
Cl-17-35a	x	x	x		x	x	x	x				ilm? Srp? Ap. cal	mmm	mmm
Cl-17-35b	x	x	x		x	x	x	x				opacos	mmm	mmm
Cl-17-35c		x	x		x	x	x	x	x		x	opacos		x
Cl-17-37			x				x					microgabro	x	x
Cl-17-38a		x	x	x	x	x	x	x	x			opacos (ilm)		x
Cl-17-39			x		x	x	x	x	x					x
Cl-17-40	x	x	x		x			x				ep (de libro).	x	x
Cl-17-43a	Opx	x	x	x			x	x			x	srp opacos y	x	x
Cl-17-43b	x	x	x	x	x	x	x	x	x			px(nucleos?)	x	x
Cl-17-43c	x	x	?	x	x	x	x	x	x			ilm?	mmm	mmm
Cl-17-43d	x	x	x	x	x			x	x			Srp opacps +	mmm	mmm
Cl-17-44a	x	x	x	x	x	x	x		x		x	opacos (ilm)	-	x
Cl-17-44b		x	x	x		x	x		x			Opacos (ttn-	-	x
Cl-17-47			x		x		x		x			Muy Alterada	-	??
Cl-17-48a	x	x	x	x		x	x		x		(rut-ill)??	opacos (ilm)?	-	x
Anortositas														
Cl-16-28			x	x		x	x	x			(rut-ill)??-opacos	titc?	-	x
Cl-16-32		x	x	x	x		x		x		Rut-ill	opacos, Tit,	x	x
Cl-17-41c			x			x	x	x			Rut-ill			
Cl-17-42b			x			x	x	x			Rut-ill			

Hornfels																		
Muestra	Qz	Pl	Chl	Pen	Zrn	opacos (Ilm?)	Ap	Ser	Cal	Tit-Mag	Rt	mica blanca	Vidrio	Ox.Fe	Otros	Geoqca	Isotopia	Roca
CI-16-6b	x	x	x			x					x	x				x		
CI-16-07	x	x	x		x	x					x				Bt. Arenisca	x	x	
CI-16-8b	x		x		x	x					x	x (ms?)			Kfs. Ignimbrita (vidrio, qz, mica blanca, chl)			
CI-16-20	x	x?	x		x	x					x				de grano fino, muy buena	x	x	
CI-16-22a	x	x	x		x	x					x				Fks		x	
CI-16-29	x	x	x		x								?		Fks. Opacos. Hornfels volcanico??			
CI-16-30	x	x	x			x							?		Fks. Bt?			
CI-17-36a	x	x	x			x					x				Fks. Afanítica!			
CI-17-50			x												afanítica			
Cuarcita																		
CI-17-34	x	x	x		x	x									Fks			Metacua