



Universidad Nacional de Río Cuarto

Facultad de ciencias exactas Físico-Químicas y Naturales

Departamento de Geología

Tesis de Licenciatura

Estudio petro-estructural de las migmatitas del sector “Cerro Los Linderos”, *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral, norte de la Sierra de Comechingones, Córdoba



Autor

Marani, Victor Emiliano

Directora

Dra. Stefania Radice

Co-director

Dr. Fernando D'Eramo

Año 2019

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mí familia, especialmente a mis padres y hermano, por su constante apoyo a lo largo de esta etapa de mi vida, siempre brindándome los mejores consejos para seguir adelante en los momentos más difíciles. Agradezco profundamente a mis padres por brindarme la posibilidad de estudiar una carrera universitaria y poder formarme como profesional.

Agradezco a mis directores de tesis, Dra. Stefania Radice y Dr. Fernando D'Eramo, por su gran predisposición a lo largo del desarrollo de la presente tesis, estando siempre presentes para brindar una solución ante cualquier duda.

Agradezco a mis amigos y futuros colegas, por estar siempre presentes brindando su apoyo ante cualquier situación, gracias por toda su ayuda y por regalarme tantos momentos inolvidables.

Quiero agradecer además a todo el plantel docente del Departamento de Geología por brindarme los conocimientos necesarios para poder formarme como geólogo.

Y por último, quiero agradecer a la Universidad Nacional de Rio Cuarto por brindarme la posibilidad de realizar mis estudios universitarios de manera gratuita, ya que de no ser así me hubiera sido muy difícil cumplir este sueño.

Resumen

El área de estudio se encuentra ubicada en el extremo norte de la Sierra de Comechingones, en cercanías al Cerro Los Linderos y Cerro Champaquí. En la misma se abarca un basamento metamórfico constituido por el borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral y su bloque de piso o *footwall*.

Se ha establecido, por medio del análisis petrológico del sector en estudio, que el *footwall* está compuesto principalmente por metatexitas estromatíticas mesocráticas las cuales corresponden a la litología dominante dentro de la zona estudiada. En menor medida, hacia el sector noroccidental del área de estudio e intercalados con las metatexitas, se han identificado un conjunto de lentes de composición migmatítica diferente, denominados aquí migmatita máfica. El estudio en detalle de estos lentes ha permitido identificar variaciones litológicas dadas a partir del incremento del porcentaje de leucosoma de sur a norte, las cuales han sido denominadas como: migmatita máfica propiamente dicha, migmatita máfica con incremento de leucosoma y migmatita máfica con incremento de porfiroblastos de Grt. Por otro lado, el borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral aflorante dentro del área de estudio se compone exclusivamente de protomilonitas.

Estructuralmente, el *footwall* se caracteriza por presentar una estructura planar penetrativa dominante denominada como foliación migmatítica S_{n+1a} , la cual como consecuencia de un intenso plegamiento (P_1 intrafoliar) termina definiendo una foliación de crenulación o plano axial S_{n+1b} . Deformando a este conjunto estructural se reconoce además un plegamiento a mayor escala denominado P_2 . Por otro lado, se identifican aquellas estructuras producto de la actividad de la faja de cizalla Guacha Corral, en donde la dominante corresponde a una foliación milonítica S_{n+2} originada a partir del retrabajo de la foliación migmatítica S_{n+1a} y b , caracterizada por presentar en muchas ocasiones un patrón anastomosado S-C, formándose además sobre estos planos de foliación una lineación mineral L_{n+2} .

Todo el análisis petrológico y estructural llevado a cabo en el área de estudio permite estimar que las litologías aflorantes son el resultado de dos eventos metamórficos-deformacionales. En primer lugar se reconoce un metamorfismo regional dinamo-térmico M_{n+1} , desarrollado durante el Ordovícico inferior asociado al Ciclo Orogénico Famatiniano, responsable de generar las migmatitas máficas y metatexitas

estromatíticas mesocráticas que conforman el *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral. Toda esta migmatización habría ocurrido bajo un régimen de esfuerzos D_{n+1} responsable de generar las estructuras presentes en el *footwall* (foliación migmatítica S_{n+1a} , pliegues intrafoliares P_1 , foliación de plano axial S_{n+1b} , pliegues mayores P_2 como así también el desarrollo ocasional de un *boudinado*). Por otro lado, se tiene el desarrollo de un evento metamórfico local dinámico M_{n+2} , desarrollado en un contexto orogénico diferente al anterior, vinculado al periodo de reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral, ocurrido posiblemente a inicios de la Orogenia Chánica asociada al docking de Chilenia. Durante esta reactivación la faja de cizalla habría afectado parte del *footwall* provocando el retrabajo de las metatexitas estromatíticas mesocráticas generando de esta manera las protomilonitas aflorantes en el sector oriental del área de estudio. Esta milonitización se habría dado bajo un régimen de esfuerzos D_{n+2} , en condiciones frágiles-dúctiles, dando origen a la foliación milonítica S_{n+2} , al desarrollo de fábricas anastomosadas con patrón S-C y a la lineación milonítica L_{n+2} . Esta reactivación habría generado además un retrogrado generalizado en el *footwall*, como así también una importante circulación de fluidos a través del mismo, los cuales habrían afectado a las migmatitas máficas provocando una importante alteración en las mismas.

INDICE

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES.....	1
1.1-INTRODUCCIÓN.....	1
1.2-OBJETIVOS.....	2
1.2.1-Objetivo general.....	2
1.2.2-Objetivos específicos.....	2
1.3-UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
1.4-MATERIALES Y MÉTODOS.....	4
1.4.1-Etapa de gabinete inicial.....	4
1.4.2-Etapa de campo.....	5
1.4.3-Etapa de laboratorio.....	6
1.4.4-Etapa de gabinete final.....	6
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.1-GEOLOGÍA REGIONAL DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA.....	7
2.2-BREVE RESEÑA SOBRE LA GEOLOGÍA DE LAS SIERRAS DE SAN LUIS.....	22
CAPÍTULO 3: ANÁLISIS MULTIESPECTRAL DE IMÁGENES SATELITALES.....	29
3.1-COMPOSICIONES RGB.....	29
3.2-OPERACIONES ALGEBRAICAS DE BANDAS.....	31
3.3-ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES E IMAGEN SINTÉTICA.....	32
3.4-CLASIFICACIÓN SUPERVISADA Y NO SUPERVISADA.....	34
CAPÍTULO 4: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA...37	37
4.1-ANTECEDENTES LOCALES.....	37
4.2-BREVE RESEÑA GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	39

4.3-DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS DIFERENTES LITOLOGIAS RECONOCIDAS..	41
4.3.1-Migmatitas máficas.....	43
4.3.1.1-Migmatita máfica.....	43
4.3.1.2-Migmatita máfica con incremento de leucosomas.....	48
4.3.1.3-Migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt.....	56
4.3.2-Metatexita estromatítica mesocrática.....	64
4.3.3-Porción occidental de la faja de cizalla Guacha Corral.....	71
4.3.3.1-Protomilonitas derivadas de las metatexitas estromatíticas mesocráticas.....	72
4.4-GEOQUÍMICA.....	78
4.4.1-Determinación de la saturación en alúmina.....	79
4.4.2-Estimación del tipo de protolito.....	81
4.4.3-Characterización del protolito.....	82
4.4.4-Interpretacion de los datos de geoquímica.....	85
CAPÍTULO 5: DESCRIPCIÓN DE RASGOS ESTRUCTURALES.....	86
5.1-RESEÑA GENERAL.....	86
5.2-MESOESTRUCTURAS.....	87
5.2.1-Estructuras planares.....	87
5.2.1.1-Foliación migmática S_{n+1a}	87
5.2.1.2-Foliación de plano axial S_{n+1b}	93
5.2.1.3-Foliación milonítica S_{n+2}	94
5.2.2-Estructuras lineales.....	96
5.2.2.1-Lineación milonítica L_{n+2}	96
5.2.3-Plegamientos.....	97
5.2.3.1-Plegamientos P_1 (intrafoliares).....	97
5.2.3.2-Plegamientos P_2	98

5.2.4-Estructuras prismáticas.....	100
5.2.4.1- <i>Boudines</i>	101
5.3-MICROESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN.....	102
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES.....	106
6.1-CONSIDERACIONES FINALES SOBRE EL <i>FOOTWALL</i> DE LA FAJA DE CIZALLA GUACHA CORRAL.....	106
6.1.1-Migmatitas máficas.....	106
6.1.2-Metatexitas estromatíticas mesocráticas.....	110
6.2-CONSIDERACIONES FINALES SOBRE EL BORDE OCCIDENTAL DE LA FAJA DE CIZALLA GUACHA CORRAL.....	113
6.3-CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS METAMÓRFICOS.....	116
6.3.1-Evento metamórfico regional dinamo-térmico M_{n+1} - D_{n+1}	117
6.3.2-Evento metamórfico local dinámico M_{n+2} - D_{n+2}	121
6.4-EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PROPUESTA PARA EL ÁREA DE ESTUDIO.....	125
CAPITULO 7: CONCLUSIONES.....	131
BIBLIOGRAFÍA.....	135
ANEXO I.....	145
ANEXO II.....	146

Capítulo 1

Generalidades

Capítulo 1: Generalidades

1.1-Introducción

Enmarcado dentro del plan de estudio de la carrera de Licenciatura en Geología de la Universidad Nacional de Rio Cuarto, el presente trabajo titulado “Estudio petroestructural de las migmatitas del sector “Cerro Los Linderos”, *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral, norte de la Sierra de Comechingones, Córdoba” corresponde a una tesis de licenciatura realizada con el objetivo terminar el grado y obtener el título de “Licenciado en Geología”.

La misma tiene como finalidad principal efectuar un estudio petroestructural detallado del extremo norte de la Sierra de Comechingones, en cercanías al Cerro Los Linderos y Cerro Champaquí, lugar donde se encuentra ubicada el área de estudio. Esta se caracteriza geológicamente por involucrar el borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral como así también una gran parte de su bloque de piso o *footwall*. El *footwall* o bloque de piso, recientemente estudiado por Radice (2015), está compuesto principalmente por metatexitas estromatíticas mesocráticas las cuales presentan una característica en particular que las diferencian de las migmatitas constituyentes del Grupo Yacanto (Guereschi y Martino 2014) dispuesto al este de la faja de cizalla a estas latitudes. Dicha característica radica principalmente en la ausencia de sillimanita y escasos granates, minerales accesorios típicos de las migmatitas del mencionado Grupo Yacanto. Por otro lado, dispuestos de manera intercalada con las metatexitas del *footwall*, se describe la presencia, en el sector noroccidental del área de estudio, de un conjunto de lentes de diversos tamaños compuestos por migmatitas máficas, las cuales se habrían originado a partir de un protolito composicionalmente distinto.

Hasta el momento no existe un mapa geológico en detalle para el área del extremo norte de la Sierra de Comechingones abarcada por esta contribución. Tampoco existe una descripción detallada de las variaciones petrológicas, petrográficas y estructurales de las migmatitas máficas, como así también es escasa la información petrológica y estructural de las metatexitas mesocráticas del entorno. Es debido a esta falta de información que es muy complicado contextualizar este conjunto de rocas en la evolución geológica del borde sur occidental de Gondwana durante el desarrollo de los

ciclos orogénicos Pampeano y Famatiniano, cuyas fases orogénicas principales se ubican en el Paleozoico inferior.

Por esta razón, el desarrollo de la presente tesis brinda un aporte cartográfico y petroestructural importante al conocimiento geológico, como así también a la historia evolutiva, del sector norte de la Sierra de Comechingones.

1.2-Objetivos

De acuerdo a todo lo mencionado anteriormente se plantea el siguiente objetivo general y los correspondientes objetivos específicos:

1.2.1-Objetivo general

Estudiar en detalle los procesos metamórficos y deformacionales, para dilucidar las relaciones tectono-espaciales y temporales de estos procesos en el marco de los ciclos orogénicos Pampeano y Famatiniano.

1.2.2-Objetivos específicos

- Confeccionar el mapa geológico general del área de estudio a escala 1:20000 en donde queden representadas las variedades litológicas y características estructurales.
- Realizar el mapeo en detalle de las migmatitas máficas como así también de las metatexitas mesocráticas de su entorno a escala 1:2500.
- Describir las características petrográficas y estructurales de las diferentes litologías presentes en el área de estudio.
- Analizar el borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral, para observar la transformación de las metatexitas mesocráticas del *footwall* en las milonitas de la faja.
- Constatar la existencia o no de una faja de deformación a baja temperatura del borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral a estas latitudes.
- Plantear la posible evolución geológica del área de estudio dentro del marco geológico regional de las Sierras Pampeanas.

1.3-Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra situada en el extremo norte de la Sierra de Comechingones, en proximidades al Cerro Los Linderos y Cerro Champaquí, al sur del batolito de Achala, entre las latitudes S $32^{\circ}1'57,88''$ -S $32^{\circ}3'26,06''$ y longitudes O $64^{\circ}56'16,80''$ -W $64^{\circ}53'17,24''$ (Figura 1.1). Se accede a la misma por medio de un camino rural que conecta la localidad de Villa Yacanto con el Cerro Los Linderos.

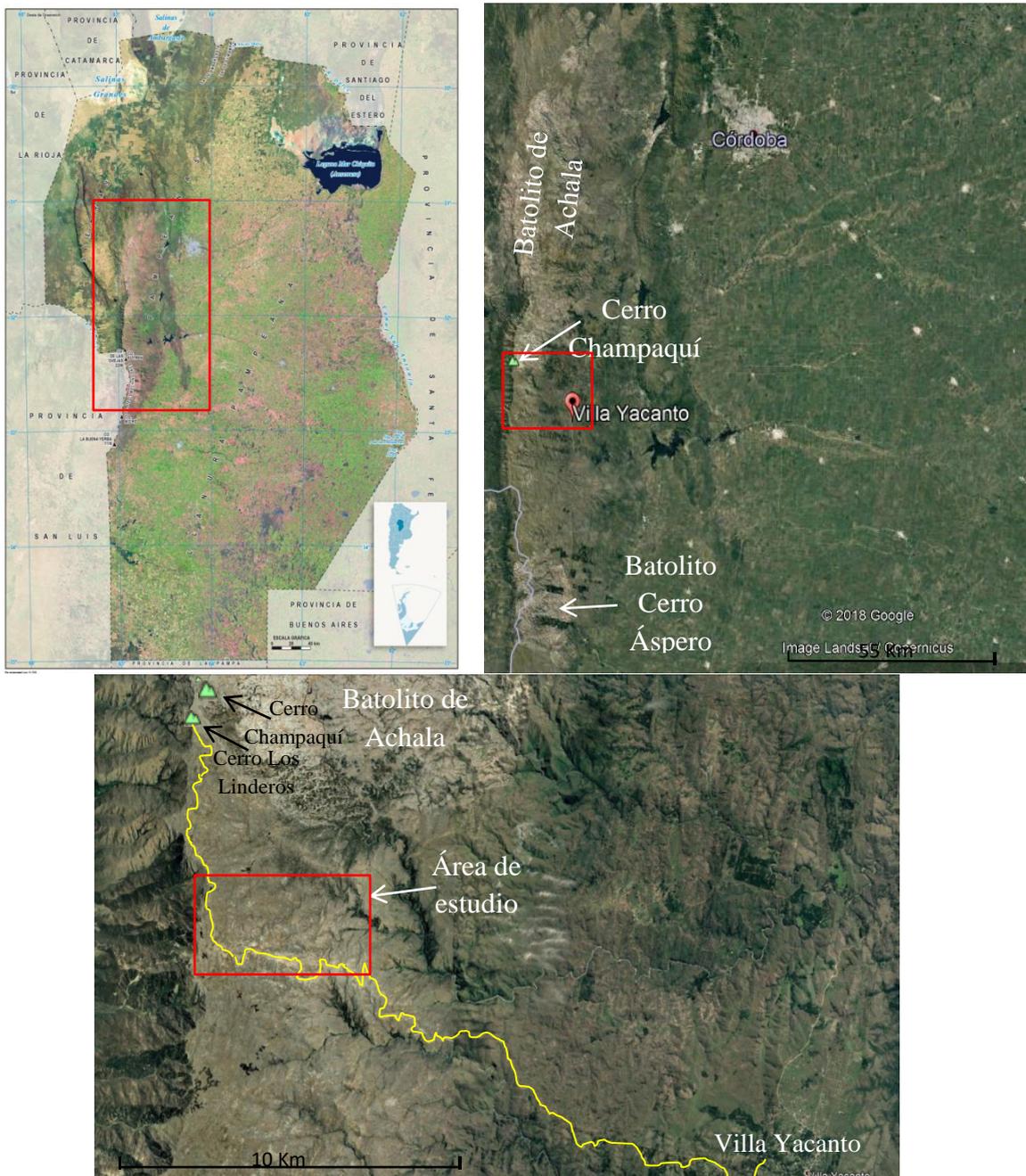


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. El camino rural que posibilita el acceso al área de estudio se encuentra delineado con amarillo.

1.4-Materiales y métodos

Para poder alcanzar los objetivos propuestos para el presente trabajo final de licenciatura, la metodología de trabajo constó fundamentalmente de cuatro etapas principales:

- Etapa de gabinete inicial.
- Etapa de campo.
- Etapa de laboratorio.
- Etapa de gabinete final.

Las mismas fueron planteadas en base a la metodología convencional de toda investigación geológica orientada al mapeo y caracterización del basamento cristalino. Cabe mencionar que las abreviaturas utilizadas para los minerales corresponden a las de Kretz (1983).

1.4.1-Etapa de gabinete inicial

En esta primera etapa se procedió a realizar una recopilación, lectura y análisis de antecedentes bibliográficos y cartográficos tanto a nivel regional como local. En relación a los antecedentes regionales, se analizaron principalmente aquellos referidos a la constitución, conformación y evolución geológica de las Sierras de Córdoba, es decir se analizó tanto su constitución litológica como así también su evolución tectono-metamórfica a lo largo del Paleozoico inferior. También se tuvo en cuenta dentro de los antecedentes regionales a la constitución y evolución del basamento cristalino de la porción oriental de las Sierras de San Luis, ya que las mismas poseen una historia en común con las rocas de las Sierras de Córdoba durante el Ciclo Orogénico Pampeano, pero siendo luego afectadas por el Ciclo Orogénico Famatiniano. En relación a los antecedentes locales, se analizaron principalmente aquellos referidos al sector norte de la faja de cizalla Guacha Corral, como así también aquellos referidos a los complejos metamórficos-migmáticos que conforman la región norte de la Sierra de Comechingones.

Por otro lado, se llevó a cabo un análisis multiespectral de imágenes satelitales pertenecientes al sensor ASTER, cuyo procesamiento se realizó a partir del programa computacional ENVI 4.7. El tratamiento digital de las imágenes constó fundamentalmente de composiciones en color RGB, operaciones algebraicas de bandas, creación de subimágenes del área de estudio, análisis de componentes principales, confección de diferentes imágenes sintéticas y clasificación no supervisada y supervisada (Clark *et al.*, 1993; Drury, 2001; Ducart *et al.*, 2006; Radice *et al.*, 2017). Todas estas actividades se realizaron con la finalidad de determinar y delimitar las diferentes unidades litológicas constituyentes del área de estudio como así también definir posibles estructuras regionales y confeccionar mapas base que ayudaran posteriormente en el diseño de los relevamientos de campo.

1.4.2-Etapa de campo

Durante el trabajo de campo se reconocieron las diferentes unidades litológicas (verificando y ajustando los límites definidos en los mapas base) como así también la distribución areal de las mismas, se definieron las diferentes relaciones de campo existentes entre dichas litologías, se describió la morfología, dimensión y aspectos petrográficos de los cuerpos litológicos, se llevó a cabo un relevamiento estructural sistemático de las mesoestructuras de cada una de las variedades litológicas, se efectuó una toma sistemática de muestras con el fin de desarrollar en una etapa posterior de laboratorio estudios petrográficos detallados (tanto a lupa a partir de muestras de mano como a microscopio petrográfico a partir de láminas delgadas) y por último se estableció una secuencia cronológica de los distintos eventos geológicos reconocidos a partir de las relaciones de campo. Para llevar a cabo dichas actividades se realizó una única campaña de campo con una duración de 2 días. Durante el primer día, el trabajo se concentró en el sector noroccidental del área de estudio, donde se recorrió el contacto entre los diferentes lentes de migmatita mafica con las metatexitas mesocráticas del entorno, describiendo dicho contacto y midiendo el comportamiento estructural de estas últimas. Durante el segundo día se recorrió internamente cada uno de estos lentes describiendo las variaciones litológicas presentes en la migmatita mafica como así también midiendo las diferentes mesoestructuras, efectuando al mismo tiempo la toma sistemática de muestras; luego, regresando con dirección hacia Villa Yacanto, se

procedió a la descripción petrológica, medición de estructuras y toma de muestras de las metatexitas mesocráticas a partir de afloramientos expuestos a orillas del camino y por último se llevó a cabo la descripción petro-estructural de la porción occidental de la faja de cizalla Guacha Corral ubicada en el sector este del área de estudio. Todas estas descripciones se llevaron a cabo siguiendo metodologías e interpretaciones generales vertidas por Castro Dorado (2015), Toselli (2010), Sawyer (2008), Vernon (2004), Llambías (2015), McClay (1987), Passchier y Trouw (1996), entre otros.

1.4.3-Etapa de laboratorio

Durante esta etapa se confeccionaron macro y microsecciones y luego se procedió a la observación, descripción y clasificación de las principales rocas bajo lupa binocular y microscopio petrográfico, analizando además los rasgos microestructurales, siguiendo las pautas establecidas por Bard (1986), Castro Dorado (1989), Passchier y Trouw (1996), Winter (2001). Todos los datos estructurales relevados en el campo fueron procesados utilizando el programa computacional StereoNett. En este procesamiento fueron proyectados en el hemisferio inferior los polos de las estructuras planares y lineales, con el propósito de determinar los dominios estructurales existentes en la zona.

1.4.4-Etapa de gabinete final

Durante esta etapa final se efectuó la lectura de bibliografía específica y se finalizó de procesar toda la información obtenida para su interpretación e integración, para de esta manera poder elaborar el mapa geológico final del área de estudio. Para poder realizar esto se procedió a la digitalización y tratamiento de los datos mediante la utilización de una serie de software específicos: ArcGis®, ENVI® y Corel Draw®. Por último se procedió a la redacción del presente manuscrito, donde se presenta toda la información obtenida en las diferentes etapas de investigación.

Capítulo 2

Marco geológico

Capítulo 2: Marco Geológico

2.1-Geología regional de las Sierras de Córdoba

Las Sierras Pampeanas de Córdoba (Figura 2.1) constituyen la entidad orográfica más oriental de la provincia geológica de Sierras Pampeanas. Su constitución litológica consta principalmente de un basamento plutónico-metamórfico en facies de anfibolita compuesto en su mayor parte por migmatitas y en menor proporción gneises biotíticos hornbléndicos de edad precámbrica-paleozoica inferior (Gordillo y Lencinas 1979), intruidos posteriormente durante el Paleozoico por batolitos graníticos (como por ejemplo el batolito de Achala, de edad devónica). Se destaca también como parte del basamento a un conjunto de rocas básicas y ultrabásicas las cuales han sido agrupadas en dos fajas de orientación submeridional (Kraemer *et al.*, 1995).

Su morfología actual muestra un conjunto de cordones montañosos elongados en sentido norte-sur separados por valles angostos y longitudinales, que se extienden por aproximadamente 500 Km desde los 29° hasta los 33°30' de latitud sur. De Este a Oeste se definen tres grandes unidades orográficas: Sierra Norte-Sierra Chica-Sierra de las Peñas, Sierra Grande-Sierra de Comechingones y finalmente la Sierra de Pocho. Presentan una tectónica de bloques limitados por fallas inversas, con planos buzantes al Este, lo que define para dichos cordones un perfil asimétrico con la ladera oriental suave y occidental escarpada. Dicha tectónica frágil es atribuida a la orogenia Andina, activa hasta épocas muy recientes, observándose cabalgamientos de las rocas cristalinas sobre los depósitos del Terciario y Cuaternario (Kraemer *et al.*, 1988).

El mencionado basamento cristalino ha sido definido como derivado de protolitos predominantemente sedimentarios tales como grauvacas, pelitas, cuarcitas y calizas-dolomías (resultando gneises, esquistos, filitas, mármoles,) y en menor proporción por metamórfitas derivadas de rocas ígneas plutónicas y/o volcánicas como granitos, granodioritas, tonalitas y basaltos tipo MORB (Guereschi y Baldo 1993; Martino *et al.*, 1997; Mutti 1997; Mutti *et al.*, 2002). En general se observa un incremento de Oeste a Este en el grado metamórfico de estas rocas, interpretado por Bonalumi *et al.*, (1999b) como escamas de rocas profundas de alto grado metamórfico y rocas ultrabásicas que han sufrido un cabalgamiento con vergencia al Oeste, sobre unidades de menor grado.

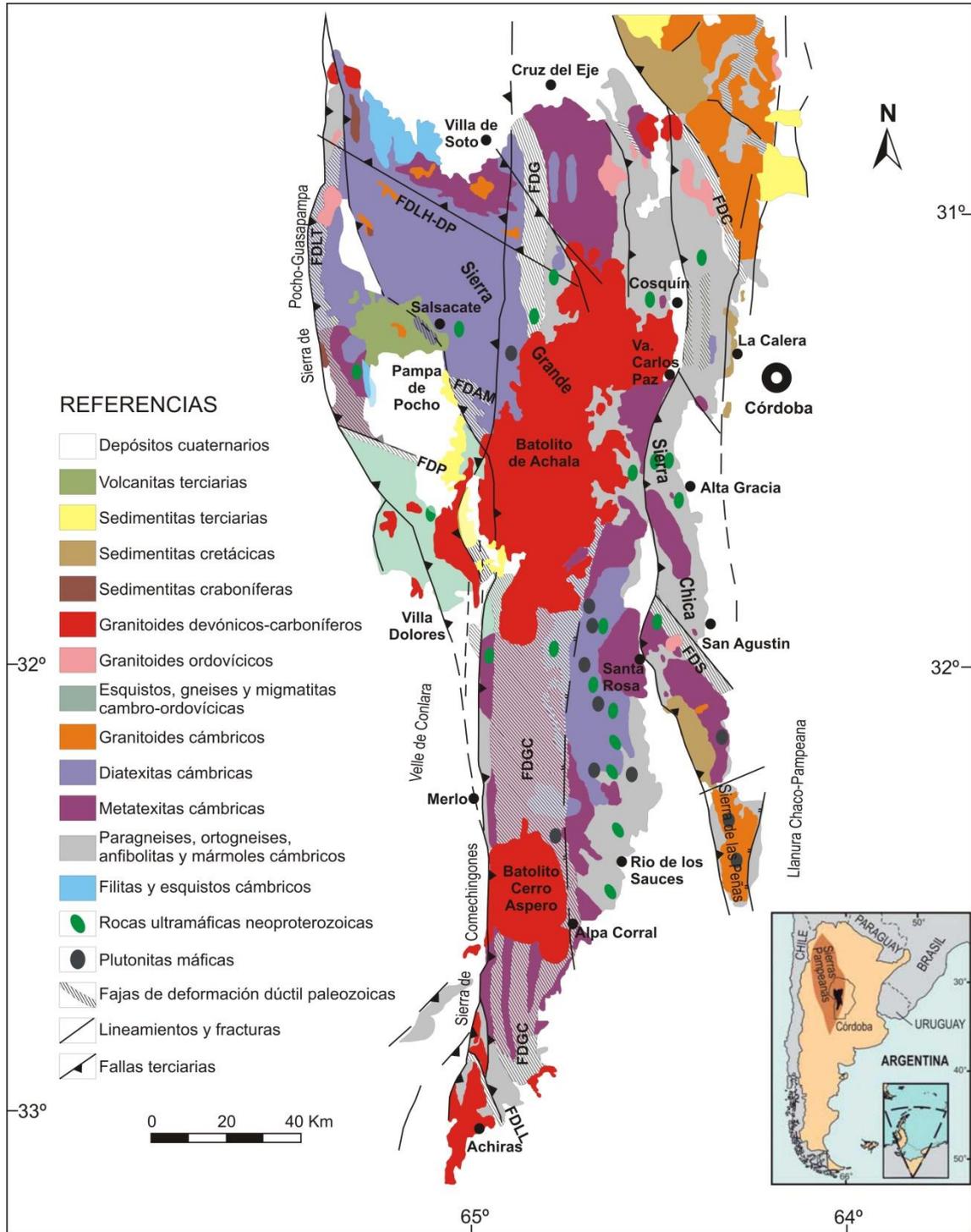


Figura 2.1: Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba en donde puede observarse la distribución de los afloramientos de metatexitas y diatexitas. Modificado de Guereschi y Martino (2014). Tomado de Radice (2015).

Kraemer *et al.*, (1995) han definido para el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba dos dominios tectónicos principales: 1) al Oeste, una zona de rocas metamórficas de grado alto a medio, la cual se caracteriza por grandes macizos y fajas

migmáticas, y rocas de grado bajo como filitas y esquistos, destacándose una notable escasez de cuerpos de mármoles; y 2) al Este, una zona con rocas complejamente deformadas, de grado medio a alto y con un desarrollo de fajas y macizos migmatíticos, rocas granulíticas, ortogneises y bancos de mármoles. Ambas zonas estarían limitadas por la denominada “faja ultramáfica occidental” de la cual se hará referencia más adelante.

La historia tectono-térmica y magmática que caracteriza a las Sierras Pampeanas de Córdoba inició en el lapso Proterozoico superior-Cámbrico temprano a partir del desarrollo de un arco magmático calcoalcalino, emplazado sobre corteza continental y seguido de un engrosamiento cortical con metamorfismo de alto grado y anatexis, dando lugar a la formación de grandes complejos migmatíticos constituyentes de la mayor parte del basamento cristalino (Rapela *et al.*, 1998). Esta evolución mencionada anteriormente es asignada al ciclo orogénico Pampeano propuesto por Aceñolaza y Toselli (1974).

Las migmatitas constituyen una de las principales litologías del complejo metamórfico neoproterozoico-cámbrico de las Sierras de Córdoba (Figura 2.1) tanto por su extensión areal como por su importancia petrogenética y regional. Estas fueron descritas e interpretadas por primera vez por Gordillo (1979, 1984) como productos de la fusión parcial de metasedimentos. Dicho autor resaltó también la importancia regional de estas rocas, las cuales conforman grandes macizos migmatíticos, interpretando que el basamento cristalino de las Sierras de Córdoba representa la raíz profunda de un orógeno antiguo intensamente erosionado. En las Sierras de Córdoba las migmatitas poseen un patrón de distribución regional con los afloramientos más importantes de diatexitas en la denominada faja granulítica central (Martino y Guerreschi 2006a). Se trata de un eje térmico regional formado mayoritariamente por rocas en facies de granulitas: las diatexitas del Macizo San Carlos al NNO y del Grupo Yacanto al SSE. Esta faja de diatexitas está interrumpida por el batolito de Achala y rodeada más o menos regularmente por metatexitas y gneises. Las rocas dominantes corresponden a diatexitas cordieríticas, mientras que las metatexitas, que muchas veces se asocian a las diatexitas, habían sido en general poco estudiadas o confundidas con los gneises regionales. Estudios posteriores permitieron determinar la presencia de metatexitas en numerosos lugares de las sierras, las que incluso llegan a formar un gran

macizo migmático no cordierítico en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones (Fagiano *et al.*, 2004).

La mayoría de las migmatitas muestran paragénesis en facies de anfibolitas y se encuentran interdigitadas con cuerpos de mármoles, para y orto-anfibolitas, esquistos y gneises (Gordillo 1984). A partir de estudios termobarométricos, las condiciones imperantes durante el pico metamórfico han sido calculadas entre 5,5 y 8,5 Kbar de presión, con temperaturas que habrían excedido los 700°C (Otamendi *et al.*, 2004, Guerreschi y Martino 2003, 2008).

Las migmatitas de tipo diatexítico llegan a formar grandes macizos de importancia regional, como en el mencionado macizo San Carlos y en el Grupo Yacanto. Otros cuerpos anatéticos menores se pueden encontrar en el resto de las sierras, dispuestos en fajas meridianas intercalados con metatexitas y gneises. En los contactos generalmente se interdigitan con los gneises regionales y a veces se encuentran afectadas por fajas de deformación dúctil o por fallas modernas (Guerreschi y Martino 2014). Las diatexitas tienen frecuentemente estructura nebulítica, en donde a escala de afloramiento pueden incluir schlierens de biotita y nódulos centimétricos de cuarzo y cordierita. En algunas áreas migmáticas, se pueden reconocer estructuras de *raft*, incluyendo restos paleosomáticos de distintos tipos de rocas, algunas parcialmente asimiladas y otras como *resisters* (Guerreschi y Martino 2014). Las diatexitas son generalmente cordieríticas, aunque también pueden encontrarse diatexitas no cordieríticas. De acuerdo a su composición mineralógica estas pueden ser divididas en dos grupos: diatexitas graníticas y tonalíticas (Guerreschi y Martino 2014).

Fagiano *et al.*, (2004), establecen que las metatexitas, intercaladas con gneises, son las litologías dominantes en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, afectadas parcialmente por la faja de cizalla Guacha Corral. También forman cuerpos importantes en la Sierra Chica central, en el flanco centro-oriental de la Sierra Grande, en la parte norte de la Sierra de Comechingones y al norte del batolito de Achala (Figura 2.1). Estas rocas se caracterizan por el desarrollo de la típica estructura estromatítica, en la que se alternan leucosomas y melanosomas definiendo la foliación metamórfica regional S₂ (Guerreschi y Martino 2014). Estas, al igual que las diatexitas, se pueden diferenciar en función de su composición mineralógica en metatexitas graníticas (con feldespatos potásicos) y tonalíticas (sin feldespatos potásicos). Una particularidad de estas migmatitas es que, a diferencia de las diatexitas, raramente se

encuentra cordierita en su composición mineralógica, por lo que corresponderían en general a las denominadas migmatitas no cordieríticas. Las intercalaciones paleosomáticas más frecuentes se dan con esquistos, gneises y en menor cantidad con mármoles y anfibolitas (Martino *et al.*, 1997). Otras litologías de alto grado asociadas a estas migmatitas corresponderían a ortogneises piroxénicos, granulitas y gneises con granate-rutilo (Gordillo 1971, Demichelis *et al.*, 2002). Además, cabe mencionar que en determinadas áreas las migmatitas se encuentran intruidas tanto de manera concordante como discordante por cuerpos granitoides anatéticos (Guereschi y Martino 2014).

Evidencias de campo y petrográficas de la existencia de dos eventos de migmatización en la Sierra de Comechingones han sido proporcionadas por Otamendi *et al.*, (2004) y Guerreschi y Martino (2008). El primer evento correspondería al pico metamórfico M_2 , el cual habría generado las metatexitas. Este se desarrolló en condiciones termobarométricas de 770°C y presiones de hasta 8 Kbar evidenciando condiciones de alto grado metamórfico en la zona de la sillimanita + feldespato potásico. El segundo evento habría sido producido por descompresión, generando las diatexitas en condiciones de alrededor de 700°C y 6 Kbar de presión, siendo rocas pertenecientes a las facies de anfibolita alta a granulita. Cabe mencionar que Guerreschi y Martino (2008) postulan que el primer evento de migmatización o pico metamórfico M_2 probablemente sería Neoproterozoico. A partir de dataciones radiométricas (Sims *et al.*, 1998, Siegesmund *et al.*, 2010) que dieron edades de 561 ± 10 Ma y 585 ± 16 Ma se establece que los dos eventos de migmatización estarían relacionados con la evolución de un orógeno colisional desarrollado entre el margen occidental de Gondwana y el terreno Pampia, con engrosamiento cortical seguido de colapso extensional, durante el Neoproterozoico-Paleozoico inferior.

De esta manera, Guerreschi y Martino (2014) basados en las paragénesis minerales y texturas de reacción en las migmatitas de las Sierras de Córdoba, han establecido, para la evolución tectono-metamórfica de estas sierras, diferentes eventos metamórficos los cuales son: evento metamórfico M_1 - D_1 (588-560 Ma), evento metamórfico M_2 - D_2 (553-540 Ma), evento dinámico M_3 - D_3 (540 Ma) y evento metamórfico M_4 - D_4 (530-520 Ma).

Evento metamórfico M_1 - D_1 : inicialmente, a partir de protolitos sedimentarios de composiciones pelítico-grauvaquicos, se habría producido un evento metamórfico M_1 en condiciones de grado medio, preservado solamente como relictos de estauroilita o

cianita en núcleos de granate, en ocasiones con una foliación relictica S_1 (Guereschi y Martino 2014). Esta foliación S_1 producto de un evento de deformación D_1 se reconoce también en pliegues intrafoliares en varios sectores de las Sierras de Córdoba (Martino *et al.*, 1997; Guereschi y Martino 1998, 2008).

Evento metamórfico M_2 - D_2 : Es el evento metamórfico regional más importante reconocido en las Sierras de Córdoba, durante el cual se habrían alcanzado las condiciones máximas de temperatura (pico metamórfico) que produjeron paragénesis de alto grado y dieron inicio a la fusión parcial o anatexis en las rocas de composición pelítico-grauváquica, con generación de metatexitas estromatíticas (Guereschi y Martino 2014). Cabe mencionar que concomitante a este evento se habría desarrollado la foliación metamórfica S_2 penetrativa regionalmente, durante el evento de deformación D_2 . La paragénesis de más alto grado desarrollada durante este evento es: cuarzo + plagioclasa + biotita + granate + sillimanita + feldespatos potásicos (Guereschi y Martino 2014). La presencia o no de sillimanita depende exclusivamente de la composición original del sedimento (Otamendi *et al.*, 1999, 2000; Guereschi y Martino 2008). A partir de geotermobarometría han sido calculados para este evento metamórfico condiciones de aproximadamente 800°C de temperatura y 8 Kbar de presión (Guereschi y Martino 2014; Otamendi *et al.*, 2004).

Evento dinámico M_3 - D_3 : este evento regional habría sido esencialmente de tipo dinámico, con una intensa deformación en un régimen no coaxial en estado constrictional (Martino *et al.*, 1999) y en condiciones de alta temperatura, encontrándose dentro del campo de estabilidad de la sillimanita (Guereschi y Martino 1998). Durante este evento se habría generado deformación poscristalina en varios minerales, fibrolitización de la sillimanita y el importante plegamiento no cilíndrico reconocido en varios sectores de las Sierras de Córdoba (Martino *et al.*, 1999). Esas zonas de cizalla se habrían localizado en planos paralelos a la foliación principal S_2 , en algunos casos se habría desarrollado una fábrica S-C (Guereschi y Martino 1998, 2008). Este evento se caracteriza por el amplio desarrollo de las ya mencionadas fajas de cizalla durante el Ciclo Orogénico Pampeano.

Evento metamórfico M_4 - D_4 : se trata de una descompresión con enfriamiento asociado (posiblemente relacionado a un colapso extensional o a una delaminación), que habría desarrollado texturas en corona de plagioclasa alrededor de granates, ampliamente desarrolladas en todas las rocas metapelíticas y metagrauváquicas de las

Sierras de Córdoba (Guereschi y Martino 2014). Durante este evento se habría producido una segunda migmatización la cual fue la responsable de generar las diatexitas. Según Guerreschi y Martino (2014), durante este proceso se habría desarrollado cordierita + feldespatos potásicos + fundido y, en su culminación, se habría producido una homogenización de las partes sometidas a mayor fusión, quedando restos de las metatexitas incluidas dentro de las diatexitas. Las condiciones de temperatura calculadas para este evento son de aproximadamente 600-700°C (Guerreschi y Martino 2014). Las condiciones de presión varían según se utilicen las coronas de plagioclasa o la cordierita para medirla, ya que las coronas de plagioclasa dan presiones de 7 Kbar mientras que las cordieritas dan valores más bajos, entre 3 y 4 Kbar, lo que, según Otamendi (2001), puede explicarse debido a que no se dispone de datos analíticos del contenido de agua en las cordieritas. Este evento metamórfico habría estado asociado a una extensión generalizada D₄, registrada por fallas dúctiles y por *boudinage* marcado en unidades con reología contrastada (Martino *et al.*, 1997). Posteriormente, durante un evento retrógrado M₅ (~513– 474 Ma, Steenken *et al.*, 2010), habría continuado el descenso de la temperatura hasta condiciones metamórficas de grado medio, con hidratación y sin deformación asociada, que habría producido el reemplazo parcial de granate por biotita.

Kraemer *et al.*, (1995) fueron uno de los primeros autores en comenzar a destacar la importancia de las rocas ultramáficas en la evolución regional del basamento metamórfico de las Sierras de Córdoba. Estas rocas, de edad principalmente Neoproterozoica (Escayola *et al.*, 2007, Cávana *et al.*, 2011), se encuentran como serpentinitas localizadas como pequeños cuerpos en las Sierras Chica y Grande (Figura 2.1). Las mismas se habrían formado a partir de la serpentización de peridotitas principalmente de tipo Harburgítico y, en menor proporción, de tipo Lherzolítico (Borello 1969 y Villar 1975). Estos cuerpos de roca afloran con formas elipsoidales en planta, elongados, concordantes a subconcordantes con su encajonante, dispuestas en dos fajas bien diferenciadas de orientación submeridional las cuales han sido definidas por Kraemer *et al.*, (1995) como “Faja Ultramáfica Occidental” en la Sierra Grande-Sierra de Comechingones y “Faja Ultramáfica Oriental” en la Sierra Chica. Estas fajas fueron interpretadas por algunos autores (Kraemer *et al.*, 1995, Ramos *et al.*, 2000, Escayola y Kraemer 2003), como posibles suturas de terrenos acrecionales en el margen Gondwánico durante el Proterozoico tardío-Eopaleozoico. Recientemente, Martino *et*

al., (2011), establecen en base a estudios estructurales que estas rocas no corresponden a zonas de sutura, sino que serían relictos mantélicos emplazados en el prisma de acreción pampeano y luego retrabajados tectónicamente. Por lo que este autor propone dejar de utilizar el término de faja ultramáfica (tanto para la occidental como para la oriental). Los afloramientos son de reducida extensión y están ubicados en áreas metamórficas complejas, intensamente deformadas, conformando estructuras plegadas, sinclinales buzantes o como homoclinales buzantes. Se encuentran generalmente asociados a mármoles, anfibolitas, gneises y migmatitas (Anzil *et al.*, 2014).

Por otro lado, con respecto a las rocas máficas (Figura 2.2), de edad precámbrica-paleozoica inferior (Rapela *et al.*, 1998, Sims *et al.*, 1998, Escayola *et al.*, 2005, Tibaldi *et al.*, 2008, Steenkeen *et al.*, 2010, Demichelis *et al.*, 2011), inicialmente fueron asociadas a complejos máficos-ultramáficos los cuales pertenecerían a estas supuestas fajas ultramáficas definidas por Kraemer *et al.*, (1995). Sin embargo, estudios desarrollados por Rabbia *et al.*, (1996), Chincarini *et al.*, (1998), Rapela *et al.*, (1998), Gaido y Miró (1998) y Tibaldi *et al.*, (2014) ponen de manifiesto que las mismas poseen características geológicas, petrológicas y geoquímicas que permiten distinguirlas de dichos complejos. Si bien dentro de las Sierras de Córdoba se observan cuerpos máficos de dimensiones variables, estos poseen relaciones texturales, de yacencia y características químicas que permiten asociarlos a procesos petrogenéticos diferentes. Es de esta manera que puede establecerse una distinción entre estas rocas de acuerdo a su protolito en aquellas de origen sedimentario e ígneo (Tibaldi *et al.*, 2014). Las rocas máficas metasedimentarias, representadas mayormente por paranfibolitas, se presentan a modo de bancos asociados normalmente a calizas e intercalados con migmatitas estromatíticas, diatexitas, paragneises y ortoanfibolitas en menor proporción. Las de origen ígneo se dividen en función de su afinidad química en tres grandes grupos: toleíticas, calcoalcalinas y transicionales a alcalinas (Tibaldi *et al.*, 2014).

Durante el lapso de tiempo comprendido entre el Cámbrico tardío-Ordovícico medio, el basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba se comportó como el antepaís de un nuevo ciclo orogénico denominado ciclo orogénico Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976, Aceñolaza *et al.*, 2000).

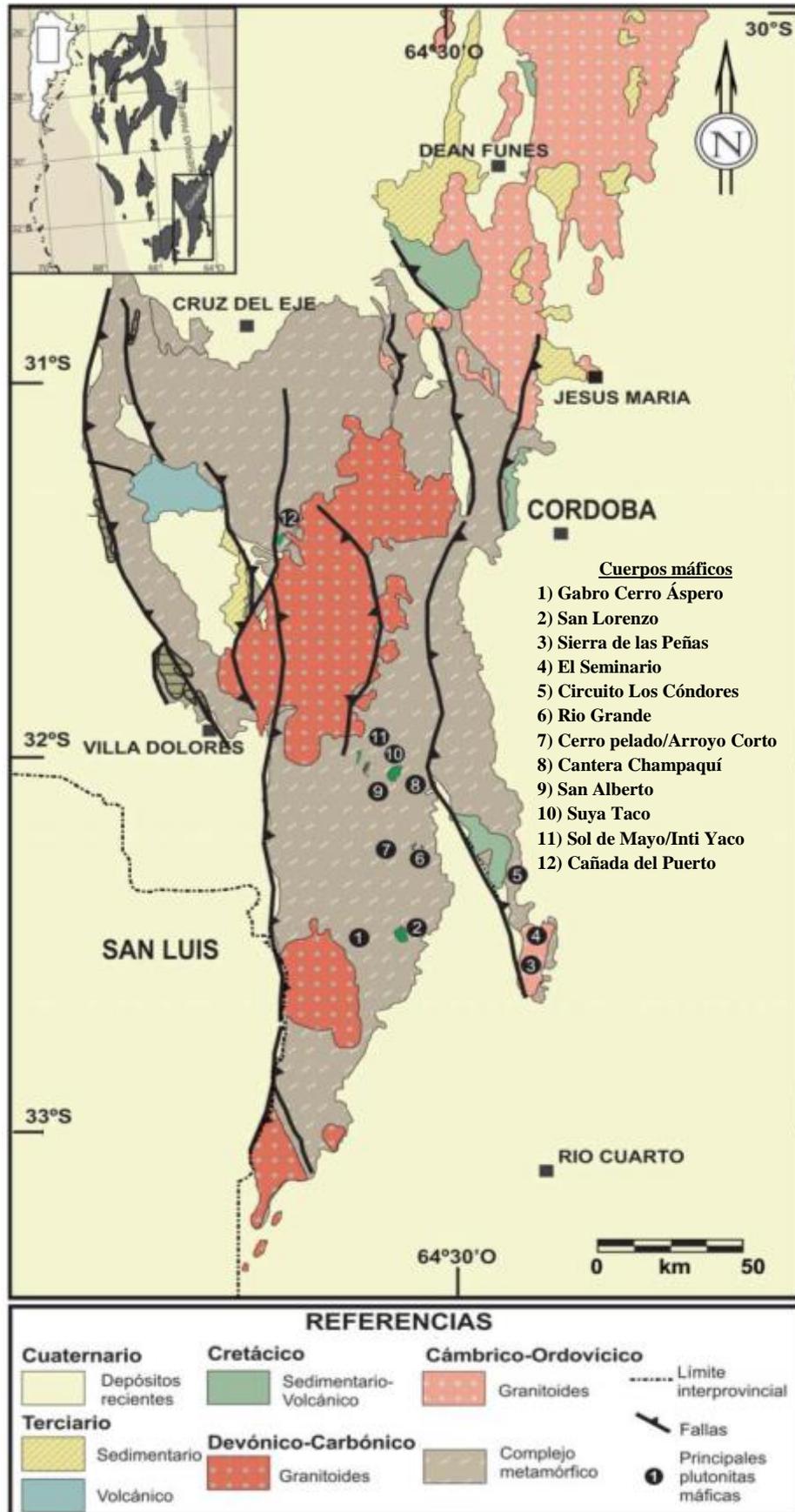


Figura 2.2: Mapa geológico generalizado de las Sierras de Córdoba, mostrando la ubicación de las plutónitas máficas. Tomado de Tibaldi *et al.*, (2014).

Durante el mismo se desarrolló en todo el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales un amplio magmatismo, en donde el arco magmático principal es coincidente con las Sierras de Chepes, Ulapes, Valle Fértil, Sistema de Famatina y la Puna (Rapela *et al.*, 1998, Pankhurst *et al.*, 2000, Toselli *et al.*, 2002). La actividad magmática en las Sierras de Córdoba, registrada durante este periodo, se manifiesta por el desarrollo de pequeños plutones distribuidos a lo largo de las Sierras Chicas, Sierra de Cuniputo, San Marcos y Ascochinga, Sierra Grande, Sierra de Guasapampa, Pocho y Alautina, Sierra de Comechingones y Sierra Norte (Figura 2.3).

Rapela *et al.*, (1998) describen al magmatismo que afectó a las Sierras Pampeanas de Córdoba como un conjunto de rocas graníticas emplazadas durante el Paleozoico en diferentes niveles estructurales del basamento cristalino. Estos autores agruparon todo este conjunto de rocas en tres grupos principales de granitoides, los cuales corresponderían a: G1 (correspondientes a los granitoides cámbricos, Pampeanos, los cuales se caracterizan por ser metaluminosos a peraluminosos), G2 (correspondientes a los granitoides ordovícicos-devónicos, Famatinianos, Sin-colisionales, Tardío Tectónicos, Post-orogénicos tempranos) y G3 (asociados a los granitoides carboníferos, Post-orogénicos Tardíos del ciclo Famatiniano).

Sin embargo, con posterioridad Sato *et al.*, (2003) reclasificaron a este conjunto de rocas graníticas definiendo: Granitoides tipo I Pre-Orogénicos (correlacionables a los granitoides G1 metaluminosos de Rapela *et al.*, (1998), desarrollados por procesos orogénicos de la fase Pre-Famatiniana asociado a un magmatismo calcoalcalino a débilmente peraluminoso), Granitoides tipo S Sin-Orogénicos (correlacionables a los G1 peraluminosos de Rapela *et al.*, (1998), corresponderían a granitos anatéticos y débilmente peraluminosos ligado al proceso orogénico de la fase Pre-Famatiniana), Granitoides asociados a un magmatismo de arco (correlacionables a los G2 Sin-colisionales y tardío tectónicos de Rapela *et al.*, (1998), ligado a la fase principal de la orogenia Famatiniana) y Granitoides Tardío a Post-Orogénicos (correlacionables a los G2 post-tectónicos tempranos y G3 post-orogénicos tardíos de Rapela *et al.*, (1998), asociados a una etapa tardía a post-orogénica Famatiniana).

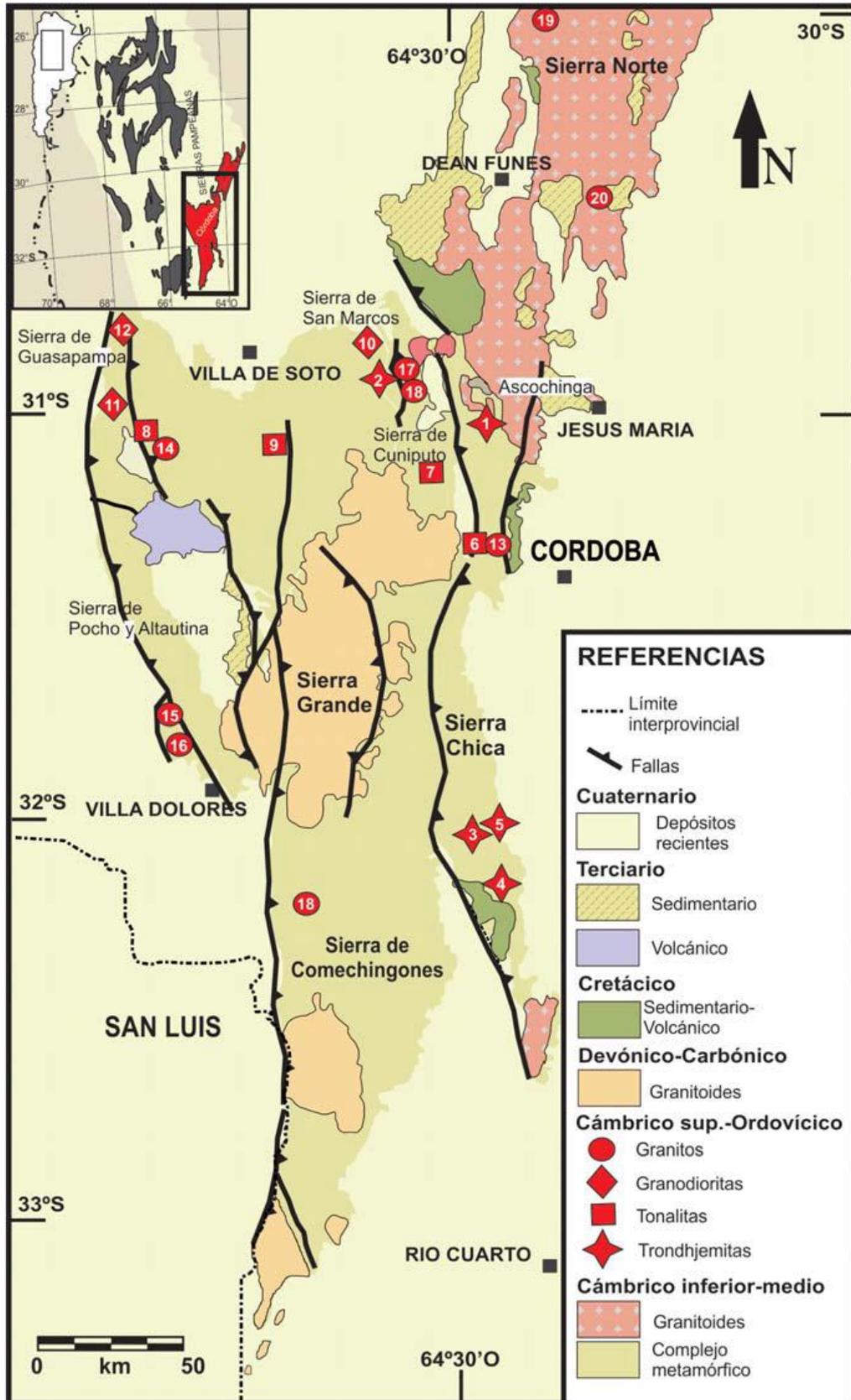


Figura 2.3: Mapa geológico de las Sierras de Córdoba mostrando la distribución del magmatismo granítico. Tomado de D'erao *et al.*, (2014).

Afectando a todo este complejo ígneo-metamórfico correspondiente al basamento cristalino de las Sierras de Córdoba se puede identificar el desarrollo de zonas de alta deformación asociadas a ambientes dúctil y frágil-dúctil conformando en su conjunto numerosas fajas de cizalla. Martino (2003) reconoce para todo el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba dieciséis fajas de cizalla (Figura 2.4) las cuales las agrupa, según sus características más salientes, en cuatro grupos de significado tectónico específico: 1) fajas transcurrentes dextrales paralelas al arco magmático precámbrico-cámbrico, relacionadas con la subducción pampeana durante el Cámbrico inferior. 2) fajas de desenraizamiento del orógeno pampeano cámbrico, de naturaleza inversa, generadas por transpresión, relacionadas con etapas póstumas colisionales del terreno Pampia contra Gondwana y con la subducción Famatiniana. 3) fajas de imbricación regional con generación de cabalgamientos con un fuerte control reológico, ligadas a la contracción Oclóyica (asociadas al acercamiento de Cuyania al margen Gondwánico), de naturaleza inversa. 4) fajas contraccionales achalianas, inversas, con una actividad deformacional que se extiende hasta el Devónico inferior, coincidentes con la amalgamación definitiva de Cuyania y con el cese del magmatismo Famatiniano. Posteriormente, este autor establece una reactivación importante o generación de nuevas fajas de deformación durante el Devónico-Carbonífero, provocadas por el emplazamiento del terreno de Chilenia en el margen Gondwánico durante la orogenia Chánica.

En el sector de la Sierras de Comechingones, ubicado entre el batolito de Achala y Alpa Corral, se reconoce el Complejo Metamórfico Sierra de Comechingones caracterizado por el grupo Yacanto, mientras que al sur del batolito de Alpa Corral afloran dos Complejos Metamórficos denominados Monte Guazú (del Cámbrico) y Complejo Achiras (del Devónico medio). Afectando a todos estos complejos se nuclea una de las mayores fajas de deformación conocida para las sierras de Córdoba: la faja de cizalla Guacha Corral (Martino 2003).

Esta faja (perteneciente al grupo de las fajas de imbricación regional) tiene casi 20 Km de ancho y se extiende por 120 Km entre los batolitos de Achala y Alpa Corral (en su tramo norte, Figura 2.4) y entre el batolito de Alpa Corral y la culminación austral de la Sierra de Comechingones (en su tramo sur, Figura 2.4). El tramo norte de la faja está interrumpido por el batolito de Achala, el cual a su vez es rodeado tanto por el este como por el oeste por dicha faja. Cuando la misma afecta a las diatexitas

cordieríticas del grupo Yacanto, estas quedan como grandes clastos redondeados o estirados según la foliación, rodeados por una matriz gnéissica o esquistosa de rocas miloníticas (Martino 2003). Hacia el oeste, las milonitas abarcan toda la escarpa de la Sierra de Comechingones hasta las cercanías del Cerro Áspero. Hacia el sur, la faja se interrumpe en su mayor parte por el batolito Alpa Corral, salvo por el límite oriental de la faja que rodea al batolito y lo sobrepasa. En el tramo norte se reconocen ultramilonitas hacia el límite oriental, las que pasan a milonitas hacia el oeste, con escasas protomilonitas; también se observan fajas intensamente filonitizadas en las cercanías de fallas frágiles más modernas (Martino 2003). En este tramo de la faja la foliación milonítica está muy bien desarrollada cuya orientación general es N 350°/30-65° E (Martino 2003). Las condiciones de milonitización establecidas para el tramo norte de la faja se encuentran entre 540°-590°C de temperatura y 3-6 Kbar de presión (Withmeyer y Simpson 2003).

Un trabajo reciente llevado a cabo por Semenov y Weinberg (2017) establece, a partir de una transecta efectuada sobre dicha faja aproximadamente a la latitud de la localidad de Merlo, que la misma presenta una zonación perpendicular a su orientación submeridional dada por la presencia de dos fajas de deformación, una faja de deformación a alta temperatura (ubicada en la fracción oriental de la faja de cizalla) y una faja de deformación de baja temperatura (ubicada en la fracción occidental de la faja de cizalla). Además, estos autores establecen que la primera sería de un espesor mucho mayor que la segunda (aproximadamente 7,5 Km para la faja de alta temperatura y algo más de 2,5 Km para la faja de baja temperatura). Por otro lado proponen que la faja de deformación a alta temperatura habría comenzado su desarrollo durante el ciclo orogénico Pampeano, mientras que la faja de deformación a baja temperatura es más nueva producto de una reactivación de la porción occidental de la faja de cizalla hacia fines del Ciclo Orogénico Famatiniano llevando a un retrogrado de estas rocas de facies de anfíbolita a facie de esquistos verdes.

Desde el sur del batolito Alpa Corral hasta el extremo sur de la Sierras de Comechingones se encuentra el tramo sur de la faja. Este tramo está constituido por una secuencia de estromatitas deformadas, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas (Fagiano *et al.*, 2002a; Fagiano 2007), en donde los sistemas de porfiroclastos indican movimientos inversos.

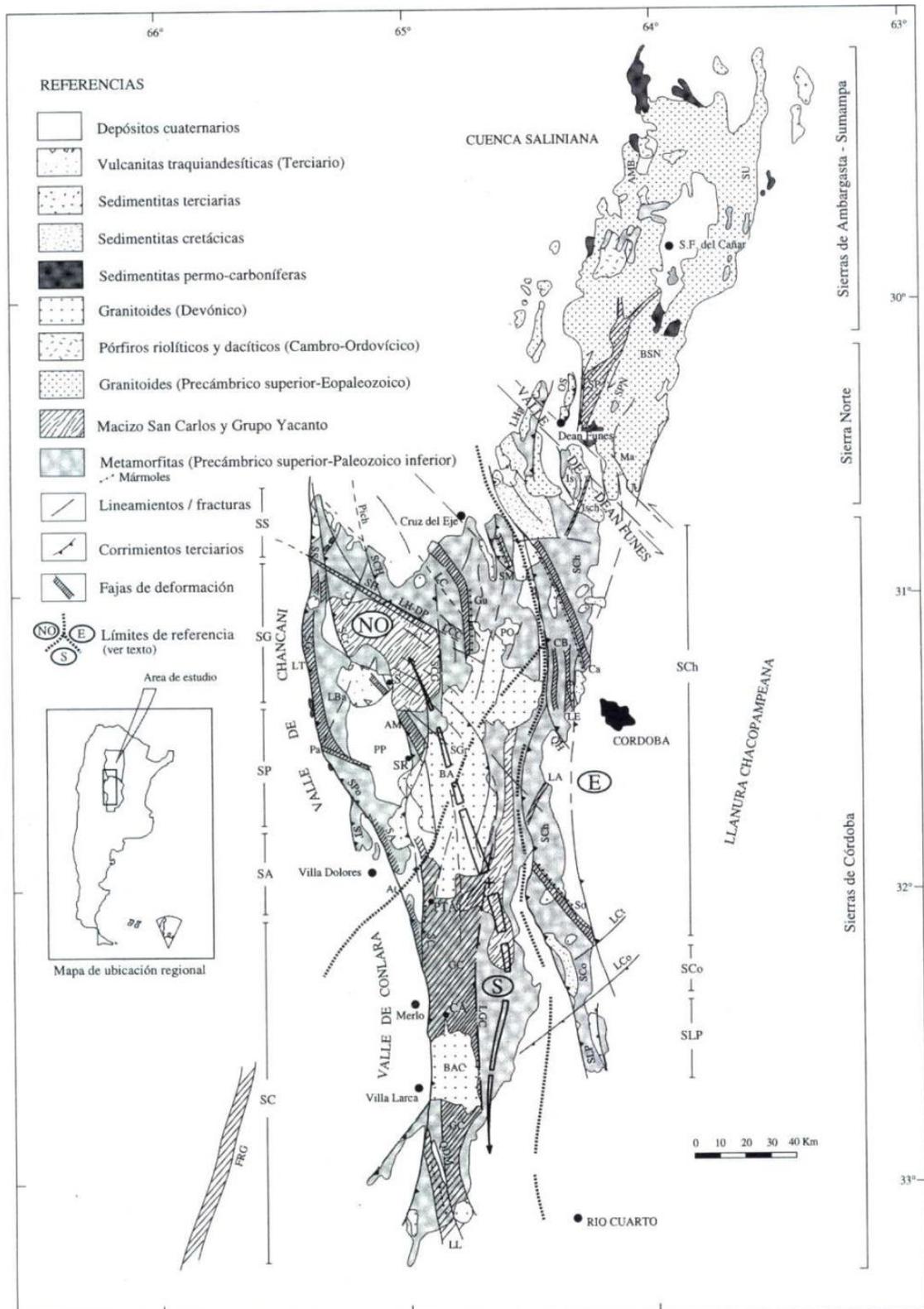


Figura 2.4: Mapa de las Sierras Pampeanas de Córdoba, en el que se muestran las 16 fajas de deformación reconocidas. Tomado de Martino (2003). Gu: Guamanes; LH-DP: La Higuera-Dos Pozos; AM: Ambul-Mussi; LT: Los Túneles; Pa: Pachango; At: Altautina; GC: Guacha Corral; LL: La Laja; So: Soconcho; LA: La Avispa; LE: La Estanzuela; CB: Casa Bamba; Ca: Carapé; SM: San Marcos; Isch: Ischilín; SP: Sauce Punco; FRG: Río Guzmán.

En conjunto, la faja de cizalla Guacha Corral retrabaja rocas metamórficas de grado medio a alto, de edad Cámbrica, las cuales corresponderían al bloque cabalgante sobre gneises del bloque cabalgado de edad Ordovícico inferior, correlacionables con las rocas del Complejo Metamórfico Conlara (Martino 2003) asignado al Cámbrico por Sims *et al.*, (1997). Teniendo en cuenta esto, Martino (2003) interpreta que la faja Guacha Corral sería un límite mayor dentro de las Sierras de Córdoba, al poner en contacto y retrabajar rocas formadas en dos periodos distintos, con diferencias en el metamorfismo y la deformación, cabalgando las rocas del Complejo Metamórfico Comechingones y Monte Guazú sobre las del Complejo Metamórfico Conlara.

Por lo tanto, la evolución petrológica y estructural del basamento cristalino de las Sierras de Córdoba es el resultado de la sobreimposición de eventos metamórficos y dinámicos cuyas principales fases de deformación se desarrollaron principalmente durante los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, Achaliano y Andino.

Gordillo y Lencinas (1979) consideran al complejo plutónico-metamórfico de las Sierras de Córdoba como un homoclinal con basculamiento hacia el este, en donde la orientación regional de las estructuras sigue en general un rumbo NNO. Por otro lado, Fagianio (2007) considera que las Sierras de Córdoba forman parte de un cinturón polideformado, en donde se evidencian claramente dos tipos de foliaciones: las metamórficas y las miloníticas, definiendo un rumbo principalmente N-S para la esquistosidad con un buzamiento de alto ángulo hacia el este. En general, la estructura del basamento de las Sierras de Córdoba se caracteriza por una fábrica de plegamientos a las cuales se asocian fabricas planares (esquistosidad, foliación y clivaje) y estructuras menores como lineaciones minerales (Dalla Salda 1984).

En Ramos *et al.*, (2002) se plantea que el mayor control estructural en el levantamiento de las Sierras Pampeanas de Córdoba lo ejercieron las anisotropías de zonas de debilidad previas, como fallas normales, suturas y otras discontinuidades, las cuales fueron aumentadas por el incremento del flujo térmico. Cabe mencionar que el levantamiento de las Sierras de Córdoba fue afectado por dos mega-estructuras previas: una sutura regional entre un supuesto terreno cratónico denominado Pampia y el Cratón del Río de la Plata delineado por Kramer *et al.*, (1995) al oeste de las Sierras de Córdoba, coincidente con la falla andina del Cenozoico, y un sistema de *rift* que habría afectado según Ramos *et al.*, (2000) la zona donde se levanta la Sierra Chica.

Además, Ramos *et al.*, (2002) relacionan el ascenso de los bloques con la migración y expansión de la actividad magmática del arco andino en el antepaís; el debilitamiento termal de la corteza, asociado con la migración hacia el este del arco magmático, elevó la superficie frágil-dúctil llevando así al levantamiento del basamento (tectónica de piel gruesa) de las Sierras Pampeanas. El levantamiento y la deformación en las Sierras Pampeanas de este modo sigue claramente la propagación hacia el este del arco magmático; esta relación implica que el levantamiento y deformación estén más probablemente relacionados a debilitamiento térmico y a la anisotropía de la corteza que a las fluctuaciones del esfuerzo compresivo horizontal (Ramos *et. al.*, 2002).

2.2-Breve reseña sobre la geología de las Sierras de San Luis

Ubicadas en la porción suroeste de las Sierras Pampeanas Orientales y compartiendo una historia en común con las rocas de las Sierras de Córdoba durante el ciclo orogénico Pampeano, se encuentran las Sierras de San Luis. Si bien las mismas comenzaron su evolución en conjunto con las rocas de Córdoba durante el ciclo Pampeano, estas tuvieron una historia evolutiva mayor y más compleja al ser afectadas y retrabajadas durante el ciclo orogénico Famatiniano (Ordovícico inferior-Devónico inferior), desarrollando el conjunto de rocas metamórficas e ígneas constituyentes del basamento cristalino de las Sierras de San Luis.

Las Sierras de San Luis se encuentran compuestas principalmente por un basamento plutónico-metamórfico de edad cámbrica superior-devónica. Su control estratigráfico superior está dado por la depositación de la formación Bajo de Veliz, del Carbonífero superior (Azcuay *et al.*, 1987), cuyos estratos se apoyan en discordancia angular sobre las rocas metamórficas. Estas afloran en fajas submeridianas (Figura 2.5) constituyendo complejos metamórficos que van desde bajo grado hasta alto grado, en donde los contactos entre los complejos de alto grado son principalmente tectónicos mediante fajas de cizalla dúctil de dirección N a NNE y de variado espesor, mientras que entre las unidades de bajo grado se pueden observar pasajes más de tipo transicional (Sato *et al.*, 2003). Todas las unidades metamórficas comparten una estructuración penetrativa subvertical de orientación NNE desarrollada por la deformación principal Famatiniana (Ordovícico), a la que se asoció un metamorfismo

de variado grado (Sato *et al.*, 2003). Para las fajas de alto grado metamórfico, representadas por los complejos metamórficos Nogolí, Pringles y Conlara (Figura 2.5), dicha deformación penetrativa correspondería a un segundo evento deformativo, ya que en las mismas se preservan en forma esporádica remanentes de una estructuración anterior, de dirección NO, a los que se encuentran asociadas también paragénesis minerales previas (Sato *et al.*, 2003). Todas estas estructuras y metamorfismos previos fueron descritos como pre-Famatinianos (González y Llambías 1998; von Gosen y Prozzi 1998), y atribuidos al ciclo Pampeano previo (Criado Roqué *et al.*, 1981; Kilmurray y Dalla Salda 1977). Con respecto a los componentes plutónicos del basamento pueden ser identificados tanto plutones de composición félsica como de composición mafica y ultramáfica. Los granitoides han sido clasificados como pre, sin y post-tectónicos con respecto a la deformación penetrativa Famatiniana (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Llambías *et al.*, 1998, Morosini *et al.*, 2016-2017), poseyendo edades que indican que han sido emplazados durante la orogenia principal Famatiniana. Por otro lado, los intrusivos de composición mafica y ultramáfica son parte constituyente de una faja independiente denominada Faja La Jovita-Las Águilas (Figura 2.5) emplazándose en estrecha relación con la deformación penetrativa Famatiniana (Sato *et al.*, 2003).

Como ha sido mencionado anteriormente, el metamorfismo de alto grado del basamento cristalino de las Sierras de San Luis se encuentra representado por tres grandes complejos metamórficos que de Oeste a Este son: Complejo Metamórfico Nogolí, Pringles y Conlara. De estos tres el que cobra mayor importancia para nuestro caso es el Complejo Metamórfico Conlara. Este complejo fue denominado de esta manera por Sims *et al.*, (1997) y corresponde al conjunto de rocas metamórficas dispuestas en la fracción oriental de las Sierras de San Luis (Figura 2.5). Está compuesto principalmente de esquistos con biotita-muscovita-granate-sillimanita y gneises biotíticos, de origen psamo-pelítico. Estas rocas presentan diferenciaciones metamórficas y además se encuentran asociadas a varios eventos de inyecciones graníticas a pegmatíticas, dando origen a otra de las principales litologías que forman parte de este complejo, las rocas migmatíticas (Sato *et al.*, 2003). Se menciona también la presencia, pero con mucha menor participación, de anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas (Llambías y Malvicini 1982; Delakowitz *et al.*, 1991; Brodtkorb y Pezzutti 1991).

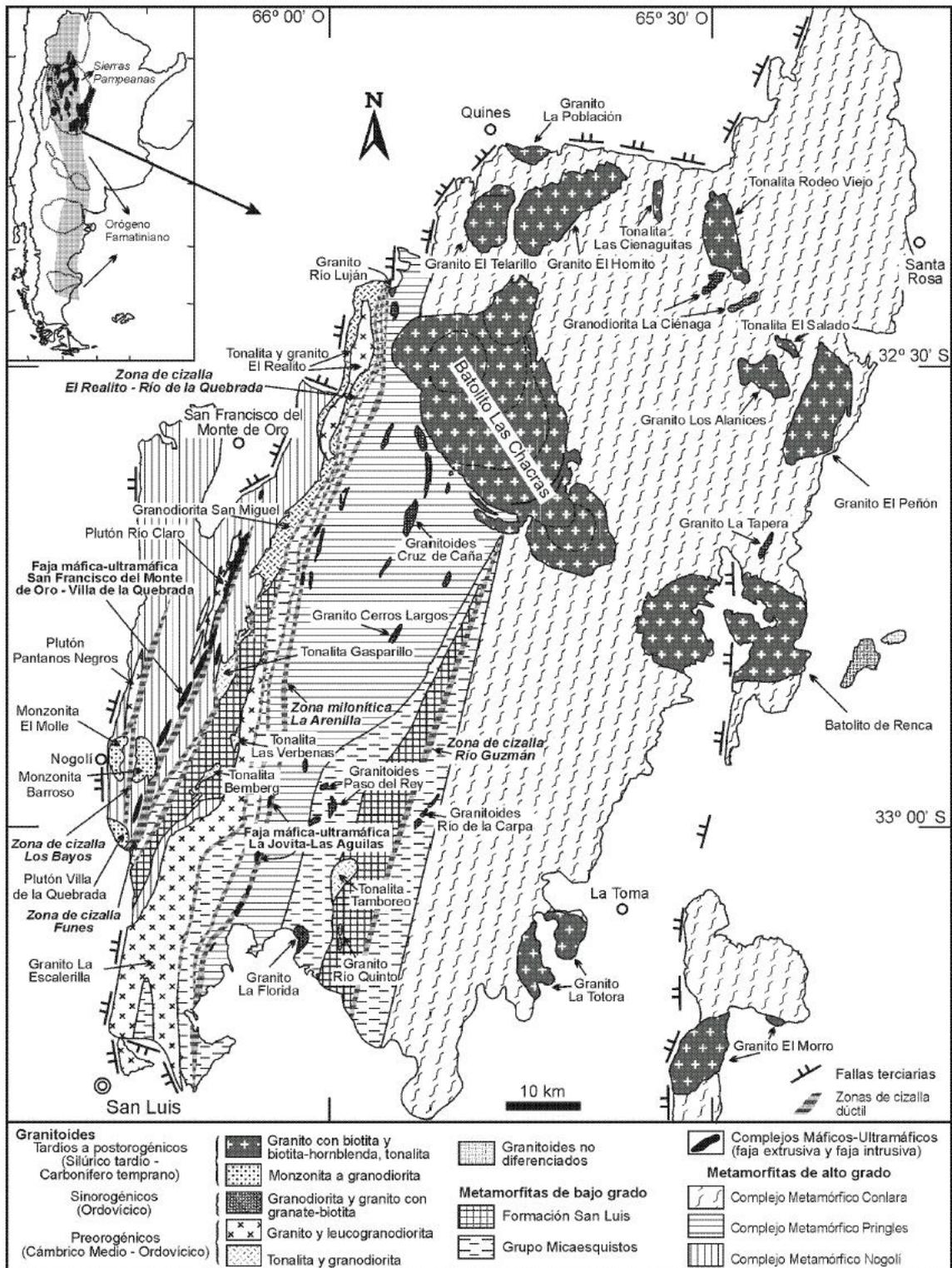


Figura 2.5: Mapa geológico de las Sierras de San Luis. Basado en Ortiz Suárez *et al.*, (1992); Llambías *et al.*, (1998); von Gosen y Prozzi (1998); Sims *et al.*, (1998); González y Sato (2000); Sato *et al.*, (2002). Tomado de Sato *et al.*, (2003).

Han sido reconocidos dentro de este complejo al menos dos eventos deformacionales denominados D_1 y D_2 (Sims *et al.*, 1997), cada uno acompañado de su correspondiente evento metamórfico. El evento deformacional D_1 se relaciona a un plegamiento F_1 simétrico a asimétrico con un rumbo del eje O a NO asociado con una esquistosidad S_1 no penetrativa. La deformación penetrativa D_2 corresponde a un replegado de F_1 en un estilo apretado con ejes N a NNE y a un crenulado de S_1 por la foliación S_2F inclinada con alto ángulo hacia el este o hacia el oeste (Kilmurray 1981, 1982; Kilmurray y Dalla Salda 1977; Ortiz Suárez 1988; Llana y Ortiz Suárez 2000). El metamorfismo que acompañó a D_1 alcanzó la facies de anfibolita mientras que D_2 fue acompañado de una retrogradación a facies de esquistos verdes (Kilmurray 1981, 1982; Sims *et al.*, 1997). En cuanto a la edad, a partir de datos no publicados, Whitmeyer y Simpson (2003) asumen una edad de metamorfismo Famatiniana (453 ± 2 Ma) para el Complejo Metamórfico Conlara. Por otro lado, Sims *et al.*, (1998) y Steenken *et al.*, (2006) informan una edad ediacariana-cámbrica para el protolito sedimentario del Complejo Metamórfico Conlara. Dicha edad fue determinada a partir de la datación de circones detríticos los cuales revelaron una edad mínima de 590 Ma que marcaría la edad de máxima sedimentación (Steenken *et al.*, 2006). Esto implicaría que el protolito del Complejo Metamórfico Conlara posee una edad temporalmente equivalente a los protolitos de la Sierra de Comechingones (Sims *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 2004; Steenken *et al.*, 2010; Demartis *et al.*, 2017) y por lo tanto a la Formación Puncoviscana (Steenken *et al.*, 2004; Zimmermann 2005). Es de notable importancia mencionar además que Sato *et al.*, (2003) considera que el complejo metamórfico Conlara constituye el bloque bajo de una amplia zona de cizalla del borde oeste de las Sierras de Córdoba, pero sin precisar bien su ubicación. Es factible pensar que dicha faja de cizalla bien podría corresponder a la faja de cizalla que afecta casi por completo a la Sierras de Comechingones, es decir, la faja de cizalla Guacha Corral, ya que como ha sido mencionado con anterioridad, dicha faja constituiría un límite tectónico mayor dentro de la Sierras de Comechingones, cabalgando las rocas del Complejo Metamórfico Comechingones y Monte Guazú sobre las del Complejo Metamórfico Conlara (Whitmeyer y Simpson 2003; Martino 2003; Simpson *et al.*, 2003; Whitmeyer y Simpson 2004; Steenken *et al.*, 2010; Semenov y Weinberg 2017).

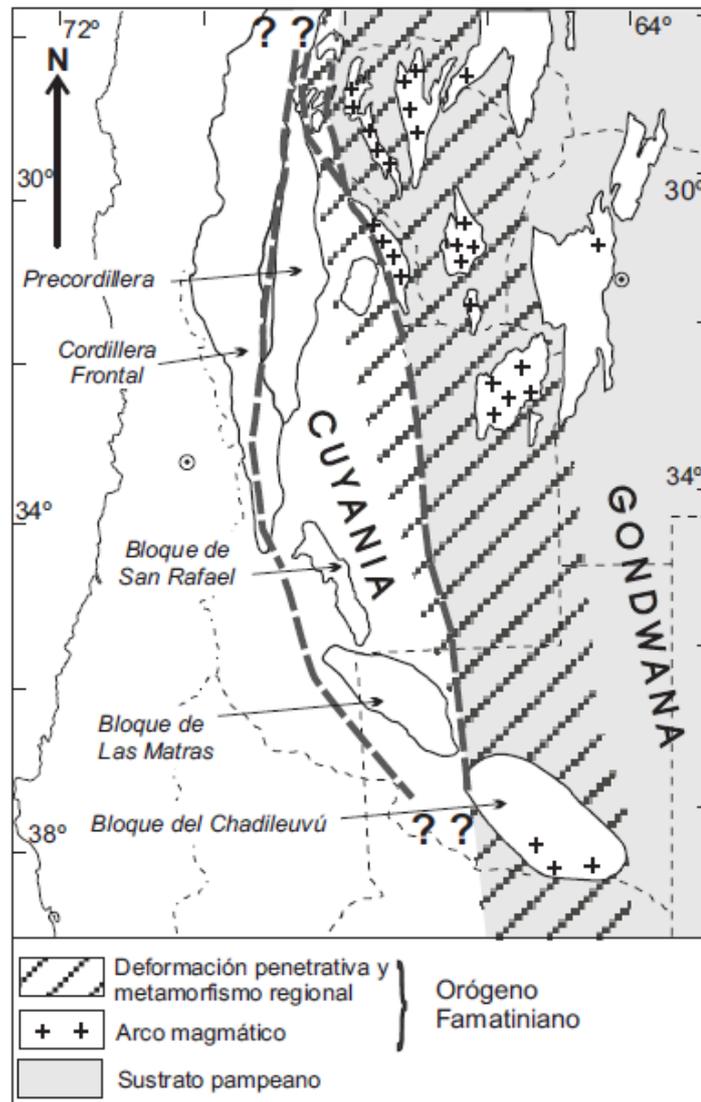


Figura 2.6: Relaciones tectónicas entre el borde de Gondwana y el terreno acrecionado de Cuyania durante el Ordovícico, mostrando la distribución del arco Famatiniano y el área afectada por la deformación y metamorfismo regional. Tomado de Sato *et al.*, (2003).

Todos estos complejos metamórficos mencionados con anterioridad tuvieron su evolución a lo largo de diferentes estadios evolutivos desarrollados durante la fase orogénica principal Famatiniana. En base a la intensidad de los eventos orogénicos Ordovícicos ocurridos en las Sierras de San Luis, se puede interpretar que, precisamente, el eje orogénico Famatiniano abarcaría dichas sierras. La presencia de plutones Ordovícicos en las Sierras de Córdoba (Rapela *et al.*, 1998; Gromet y Simpson 1999; Bonalumi y Baldo 2002), son un indicativo de que las mismas no se encontraban en una posición muy alejada del arco Famatiniano activo desde los 507 Ma (Gromet y Simpson 1999). Por otro lado Rapela *et al.*, (1998) y Bonalumi y Baldo (2002)

consideran que los plutones de Córdoba constituyen un arco interno emplazado en el antepaís pampeano. El arco magmático Famatiniano continua hacia el norte de las Sierras de San Luis en las Sierras de Chepes, Valle Fértil-de la Huerta, Velasco y Famatina, llegando hasta la Puna y Cordillera Oriental (Saavedra *et al.*, 1992; Castro de Machuca *et al.*, 1996), mientras que hacia el sur de San Luis posee continuidad en el bloque de Chalideuvú (Tickyj *et al.*, 1999) y Patagonia (Dalla Salda *et al.*, 1998). Todas estas zonas de las Sierras Pampeanas y bloque de Chalideuvú corresponderían al borde proto-andino de Gondwana a lo largo del cual se anexó el terreno exótico de Cuyania (Figura 2.6).

El metamorfismo regional asociado al clímax orogénico se halla acotado en las Sierras de San Luis entre los 480 y 445 Ma, en donde el área de influencia de esta deformación y metamorfismo llega a afectar también parte del terreno de Cuyania (Tickyj *et al.*, 2002). Hacia el Este de San Luis se llega a percibir una muy escasa deformación Ordovícica en las Sierras de Córdoba (Figura 2.6), según controles isotópicos en zonas de cizalla dúctil (Simpson *et al.*, 2003). Los controles isotópicos del sustrato del borde de Gondwana afectado por el orógeno Famatiniano sugieren un origen pampeano para el mismo (Rossi *et al.*, 2002). En el basamento pre-Famatiniano de las Sierras de San Luis, el carácter psamo-pelítico de los protolitos, la orientación estructural NO así como su evolución, el metamorfismo progrado de alta temperatura y baja a intermedia presión, más la migmatización tardía, son similares a lo encontrado en el basamento pampeano de la Sierra de Córdoba (Martino *et al.*, 1995; Kraemer *et al.*, 1995; Simpson *et al.*, 2003). Por lo tanto, Sato *et al.*, (2003) consideran que para la evolución previa al ciclo Famatiniano, las Sierras de Córdoba y San Luis pudieron haber tenido una historia en común, solo que los efectos orogénicos pampeanos habrían sido más intensos en Córdoba.

A pesar de la posible historia en común durante el desarrollo del ciclo Pampeano, la Sierra de San Luis se distingue de la de Córdoba debido a la diferente evolución seguida durante la fase orogénica principal del ciclo Famatiniano (Sato *et al.*, 2003). De acuerdo a la propuesta de Otamendi (1995) y Otamendi *et al.*, (1996), la falla Las Lajas y la faja de cizalla dúctil asociada (orientación NO, transporte tectónico inverso hacia el oeste) del extremo sur de la Sierra de Comechingones, constituyen la estructura que separaría al terreno Pampeano (Sierra de Córdoba) del Famatiniano (Sierra de San Luis). Cabe mencionar que dicha faja de cizalla fue incorporada en la

extensión austral de la zona de cizalla Guacha Corral (Martino *et al.*, 1995, Fagiano *et al.*, 2002a). La extensión hacia el norte de la faja de cizalla Guacha Corral fue postulada como un límite tectónico mayor entre las Sierras de Córdoba y San Luis por Simpson *et al.*, (2003) y Whitmeyer y Simpson (2003). Por lo tanto, estos últimos estudios estarían confirmando la propuesta original de Otamendi (1995). Por último, con posterioridad al ordovícico y durante la evolución de la etapa tardía a posorogénica Famatiniana (Silúrico a Carbonífero temprano), las Sierras de San Luis y Córdoba vuelven a tener una historia en común, la cual se relaciona a una ausencia de metamorfismo regional, deformación canalizada a través de fajas de cizalla dúctil y emplazamiento de granitoides tardío a posorogénicos (Sato *et al.*, 2003).

Capítulo 3

Análisis multiespectral de imágenes satelitales

Capítulo 3: Análisis multiespectral de imágenes satelitales

El tratamiento multiespectral de imágenes satelitales fue llevado a cabo mediante la utilización del programa computacional ENVI 4.7 sobre imágenes satelitales ASTER estándar, con la finalidad de confeccionar mapas geológicos de base a diferentes escalas, los cuales sirven de apoyo en el campo, tanto para ayudar a delimitar las diferentes litologías como para diseñar la sistemática del relevamiento. Dentro de los principales tratamientos digitales realizados sobre las imágenes se pueden mencionar: composiciones RGB, operaciones algebraicas de bandas, creación de subimágenes, análisis de componentes principales, confección de diferentes imágenes sintéticas, clasificación no supervisada y supervisada. Debido a que la escala de visualización de las imágenes satelitales es muy grande en comparación con el área de estudio, sumado al tamaño de pixel de dichas imágenes (15 m), la información que pudo ser obtenida fue más importante en relación al entorno regional en la que se encuentra dispuesta el área de estudio que en relación a la geología local.

3.1-Composiciones RGB

En cuanto a las composiciones RGB realizadas se pueden destacar las RGB 178 y 183 (Figura 3.1 A y B). En ambas imágenes se destaca muy bien el batolito de Achala, el cual se dispone en cercanías del área de estudio. También se puede llegar a denotar muy sutilmente una leve orientación dentro del basamento cristalino de la región en sentido NNO-SSE, pudiéndose asemejar con la orientación submeridional de las estructuras presentes en las migmatitas constituyentes de dicho basamento. Se le aplicó a la RGB 178 un ensanche de contraste “ecualización” para mejorar la distinción entre las diferentes unidades.

Otra composición RGB en la que se destaca muy bien el extremo sur del batolito de Achala como así también su contraste con las migmatitas y milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral es la RGB 734. En esta imagen también se logra destacar la orientación submeridional que poseen las litologías en esa zona, dicha orientación se encuentra demarcada en la Figura 3.2 A. También fueron utilizadas las composiciones RGB 123 y su inversa RGB 321, debido a la muy buena resolución espacial que las mismas otorgan (Figura 3.2 B y C).

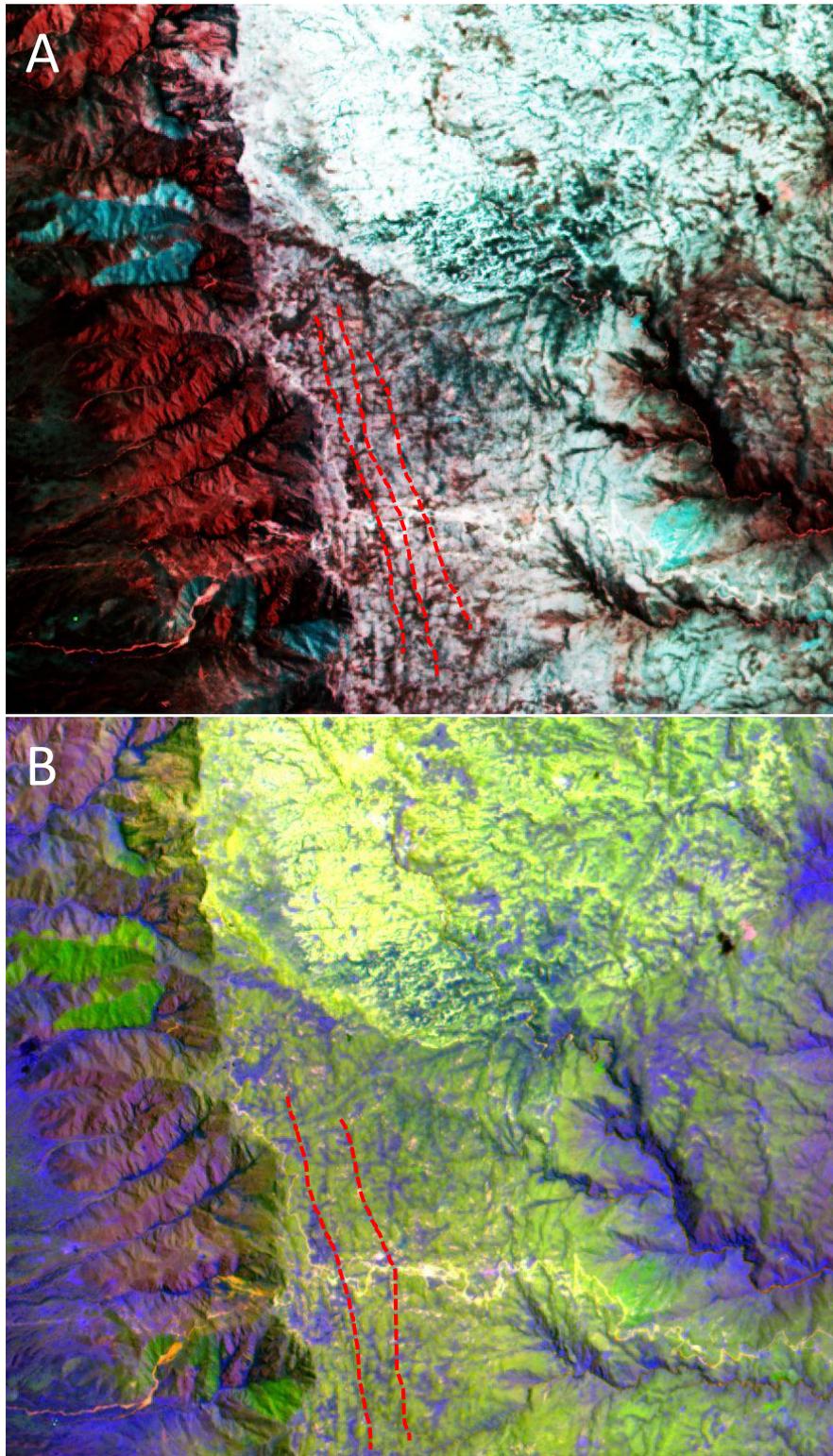


Figura 3.1: A) Composición RGB 178 con ensanche de contraste “ecualización”. B) Composición RGB 183. En ambas imágenes se destaca muy bien el extremo sur del batolito de Achala como así también una muy leve orientación submeridional de las litologías demarcada en ambas imágenes con líneas de puntos rojas.

Por ultimo cabe destacar también la composición RGB 12 5 3 (Figura 3.2 D), denominada “discriminación de áreas sulfídicas” (Kalinowski y Oliver 2004). En ella se pueden denotar dos dominios principales en el basamento cristalino al sur del batolito de Achala, los cuales corresponderían a las migmatitas del *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral (representado por una coloración azulada) y la ya mencionada faja de cizalla (zona representada por los colores amarillos y violeta). A dicha composición se le aplicó un ensanche de contraste “ecualización” para resaltar los diferentes dominios.

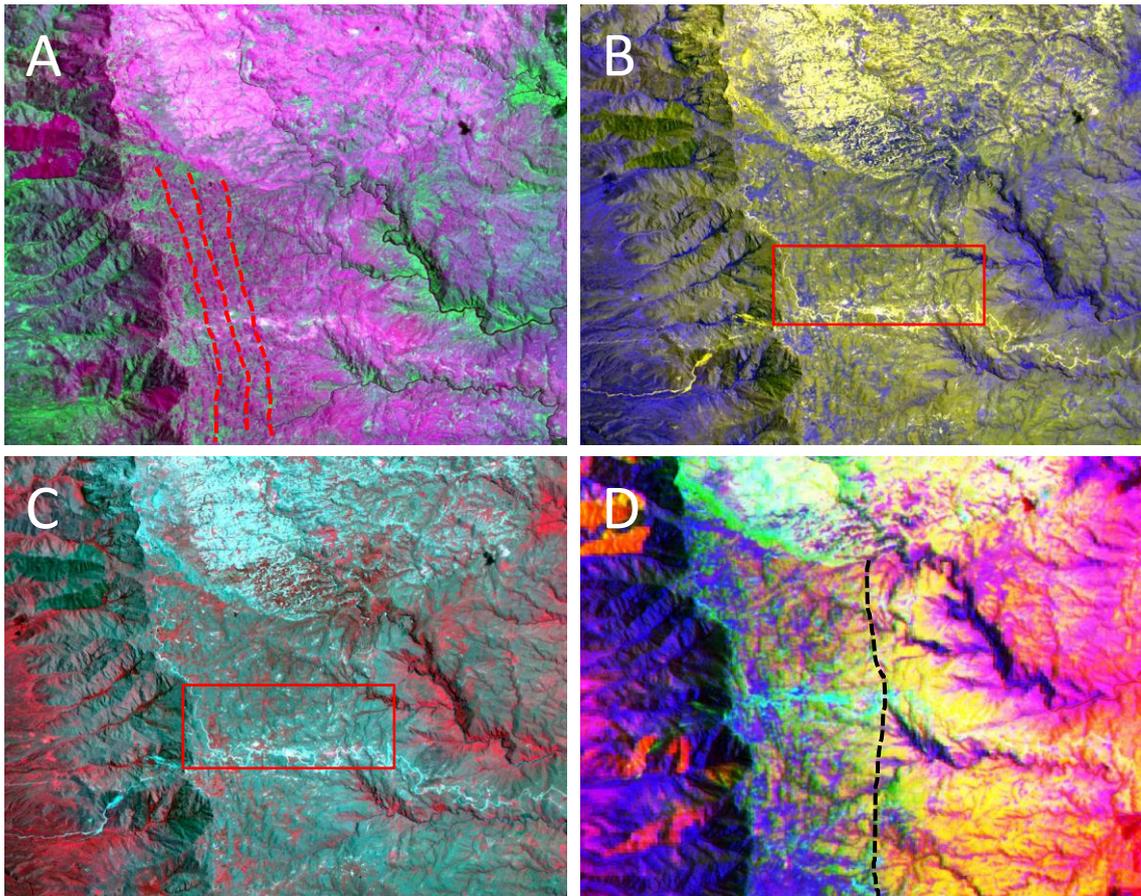


Figura 3.2: **A)** Composición RGB 734, se encuentra marcado con líneas rojas punteadas la posible orientación submeridional de las estructuras dentro de las migmatitas del *footwall*. **B** y **C)** Corresponden a las composiciones RGB 123 y 321 respectivamente, en donde en ambas se encuentra delimitada con un recuadro rojo el área de estudio. **D)** Composición RGB 12 5 3 con ensanche de contraste “ecualización”, se encuentra demarcado con línea de trazos negra el posible límite entre la faja de cizalla Guacha Corral y las migmatitas del *footwall*.

3.2-Operaciones algebraicas de bandas

Las operaciones algebraicas de bandas efectuadas aquí fueron principalmente cocientes entre bandas. Se llevaron a cabo numerosos cocientes de los cuales el que más

información brindo corresponde al cociente $4/1 \ 3/1 \ 12/14$, en donde posiblemente se estaría diferenciando la faja de cizalla Guacha Corral del complejo migmático. Además se le aplico a esta imagen un ensanche de contraste interactivo el cual sirvió para resaltar mucho mejor lo mencionado anteriormente. En la Figura 3.3 se presenta tanto el cociente $4/1 \ 3/1 \ 12/14$ como así también este mismo cociente con el ensanche de contraste interactivo.

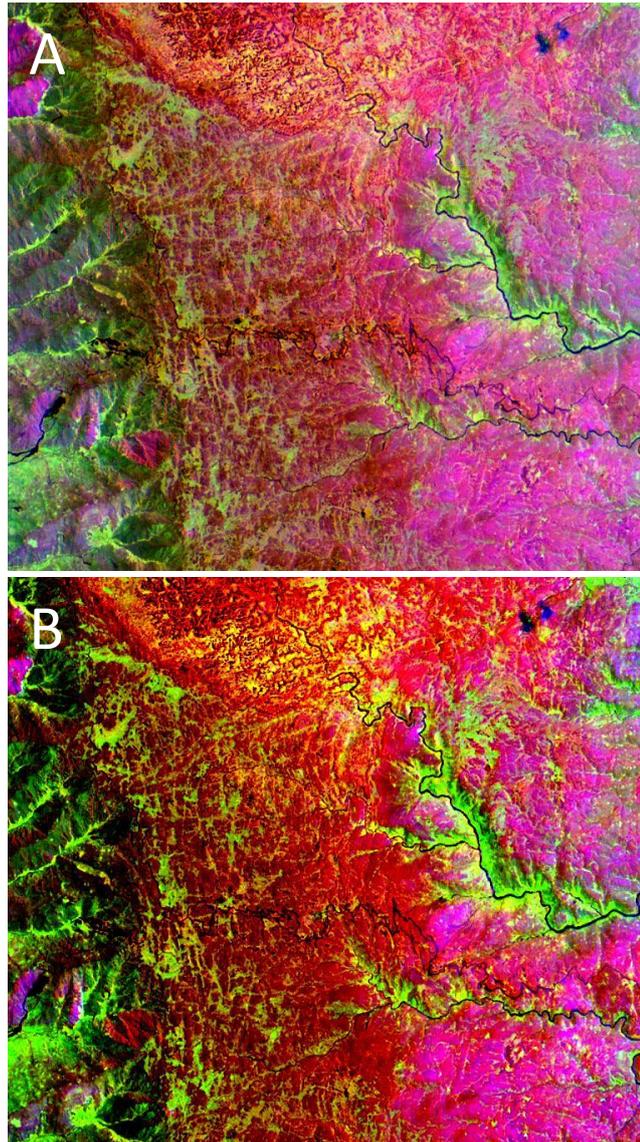


Figura 3.3: **A)** Cociente de bandas $4/1 \ 3/1 \ 12/14$. **B)** Corresponde al mismo cociente que la imagen anterior con un ensanche de contraste interactivo.

3.3-Análisis de componentes principales e imagen sintética

El análisis de componentes principales se llevó a cabo con la finalidad de quedarse únicamente con la información principal de cada banda. Por lo tanto, una vez

finalizado dicho análisis y obtenidos los componentes principales, se procedió a desplegar en escala de grises, uno por uno, los componentes principales de cada banda para de esta manera observar cuales de todas eran las que brindaban mayor información y confeccionar composiciones RGB a partir de las mismas. De todas las composiciones RGB realizadas a partir de los componentes principales, en las RGB 321 y 734 (ambas aplicándoles un filtro de ecualización) se pueden llegar a resaltar las diferentes zonas que componen los alrededores del área de estudio, destacándose muy bien además el extremo sur del batolito de Achala en la composición RGB 734. Por otro lado, en la RGB 734 también se puede llegar a denotar el posible límite entre la faja de cizalla Guacha Corral y las migmatitas del *footwall*. En la Figura 3.4 A y B se muestran ambas composiciones.

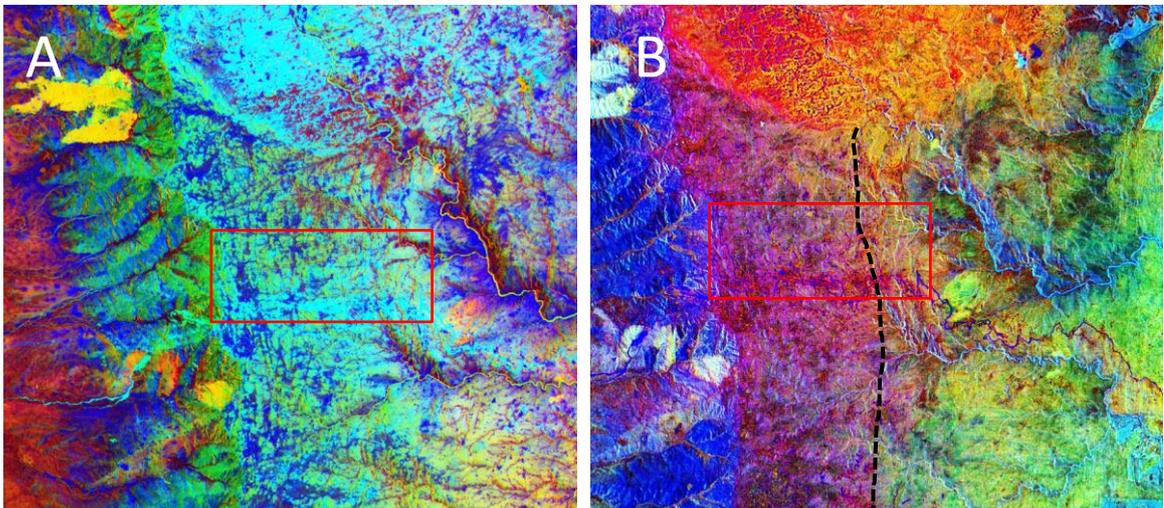


Figura 3.4: A) Composición RGB 321 realizada a partir del análisis de componentes principales, el recuadro rojo representa el área de estudio. B) Composición RGB 734 realizada a partir del análisis de componentes principales en donde se encuentra demarcado con un recuadro rojo el área de estudio y por medio de una línea de trazos el posible límite entre la faja de cizalla Guacha Corral y las migmatitas del *footwall*.

Una vez efectuado el análisis de componentes principales se procedió a confeccionar una imagen sintética con la finalidad de fusionar la riqueza espectral de las bandas 4, 6 y 9 del sensor ASTER con la riqueza espacial de la banda 3 de dicho sensor, obteniéndose de esta manera una imagen con muy buena resolución espacial y espectral. La misma corresponde a la RGB 469 la cual brinda buena información con respecto a los diferentes complejos que componen los alrededores del área de estudio, como se ha visto tanto en el análisis de componentes principales como en las

operaciones algebraicas de bandas. En la Figura 3.5 se presenta dicha imagen en la cual se encuentran representadas cada una de estas zonas.

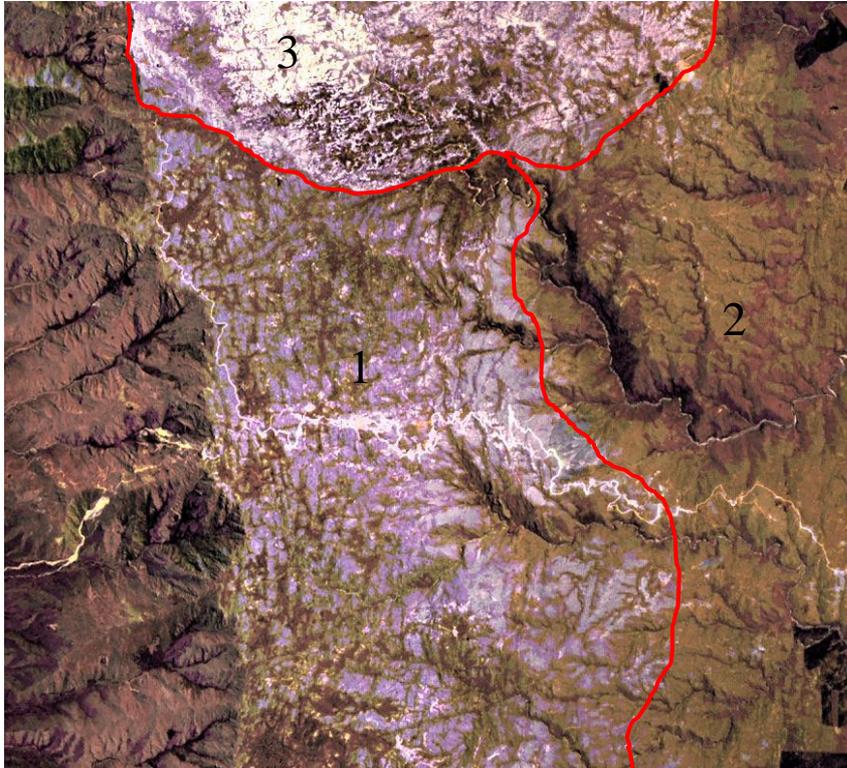


Figura 3.5: Imagen sintética RGB 469. 1) Zona con predominio de las migmatitas del *footwall*. 2) Zona con predominio de la faja de cizalla Guacha Corral. 3) Batolito de Achala.

3.4-Clasificación supervisada y no supervisada

La clasificación no supervisada fue realizada sobre la composición RGB 734, tal como se observa en la Figura 3.6. Dicha clasificación se llevó a cabo por medio del método ISODATA. En la misma se puede observar, en la gama de colores del violeta (violeta claro a oscuro), la parte inferior del batolito de Achala, por otro lado se resalta principalmente por medio de los colores azul, amarillo, celeste y fucsia las migmatitas del *footwall* y la faja de cizalla Guacha Corral, mientras que en colores rojo y verde se resaltan los valles formados sobre la escarpa de falla.

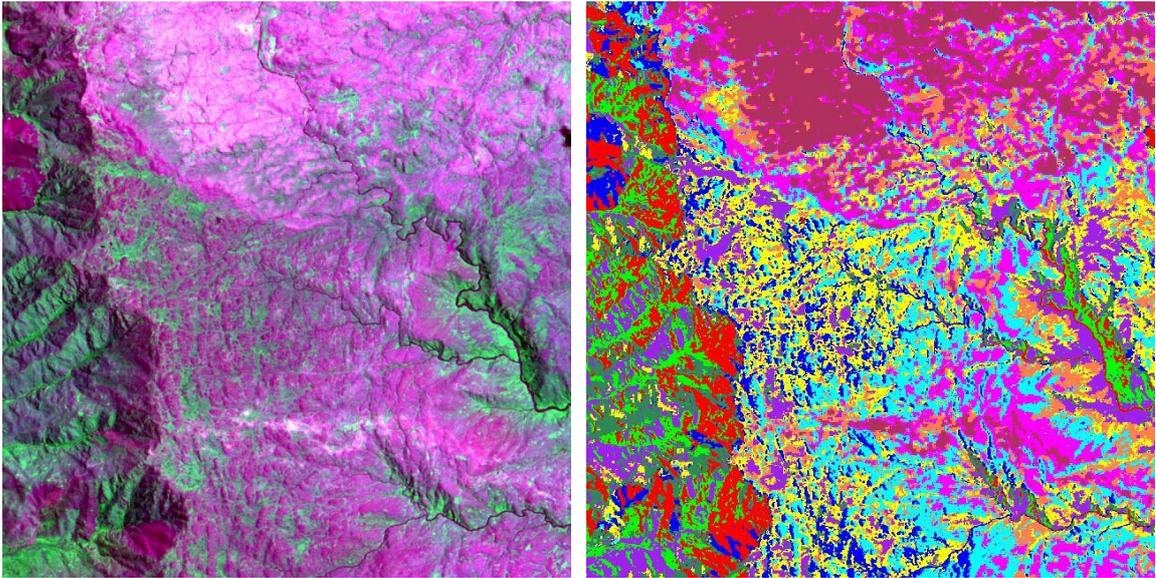


Figura 3.6: La imagen de la izquierda corresponde a la composición RGB 734. La imagen de la derecha corresponde a la clasificación no supervisada llevada a cabo por el método ISODATA sobre la composición antes mencionada. Se resalta en la gama de violetas la zona sur del batolito de Achala. En azul, amarillo, celeste y fucsia las migmatitas del *footwall* y la faja de cizalla Guacha Corral (sin distinguirse una de la otra), y en rojo y verde los valles formados sobre la escarpa de falla.

La clasificación supervisada fue efectuada sobre la misma composición RGB que la clasificación no supervisada (RGB 734), mediante el método de “mínima distancia”, los resultados obtenidos se presentan en la Figura 3.7. En la misma se observa que las clases rojo y verde muestran la distribución de las migmatitas del *footwall* y la faja de cizalla Guacha Corral, el celeste representa el inicio de la escarpa de falla y la región sur del batolito de Achala se encuentra representada con las clases azul y violeta.

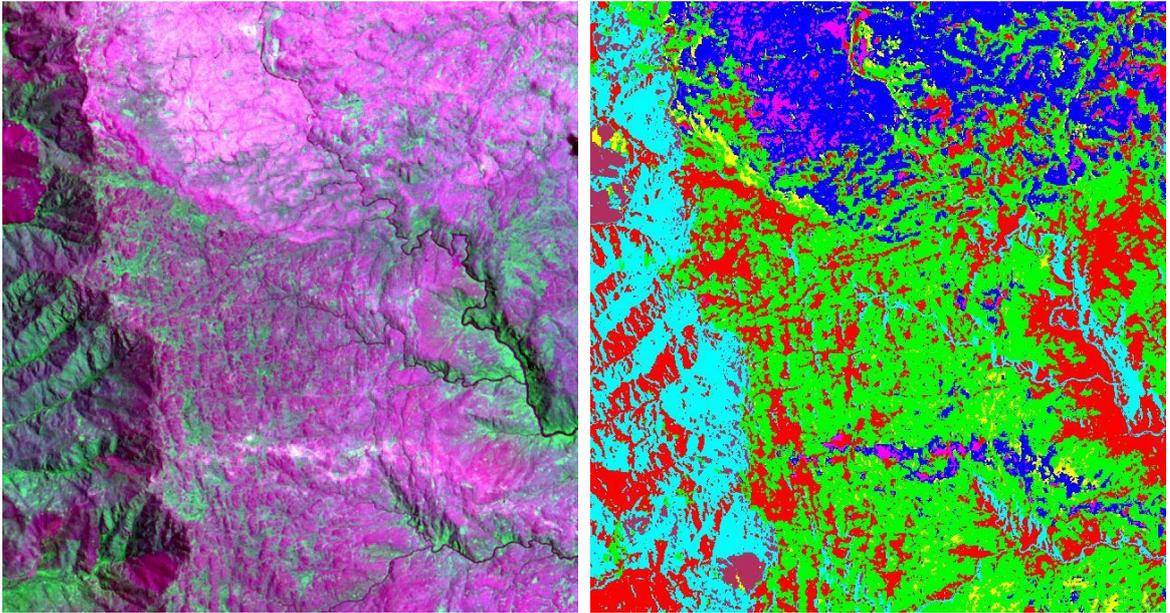


Figura 3.7: La imagen de la izquierda corresponde a la composición RGB 734, mientras que la imagen de la derecha corresponde a la clasificación supervisada llevada a cabo mediante el método de “mínima distancia”. Se representa con las clases azul y violeta la región sur del batolito de Achala, con rojo y verde las migmatitas del *footwall* y faja de cizalla Guacha Corral (al igual que con la clasificación no supervisada, aquí tampoco se distingue entre las migmatitas y la faja) y con celeste la escarpa de falla.

Capítulo 4

Geología Local:

Caracterización petrográfica y geoquímica

Capítulo 4: Caracterización petrográfica y geoquímica

4.1-Antecedentes locales

Como se mencionó al inicio del presente informe, el área de estudio abordada por esta contribución no ha sido todavía investigada en profundidad por otros autores. La contribución más reciente que se puede obtener para la porción norte de la Sierra de Comechingones fue realizada por Radice *et al.*, (2018) la cual se centra principalmente en determinar, a partir de datos gravimétricos y magnetométricos, las características del subsuelo en esta región con el fin de poder definir bien los límites y geometría de la faja de cizalla Guacha Corral a estas latitudes, evaluando de esta manera las diferentes unidades geológicas que comprenden estos niveles corticales más superficiales. Por lo que para poder cumplir con estos objetivos, Radice *et al.*, (2018) realizaron dos perfiles geofísicos-estructurales, uno (denominado perfil 1) construido a partir de datos gravimétricos y magnetométricos obtenidos en el área de estudio y otro (denominado como A-A') extraído de una grilla gravimétrica preexistente. La ubicación de ambos perfiles se muestra en la Figura 4.1.

De manera generalizada, los resultados que obtuvieron para el perfil 1 se caracterizaban por corresponder a elevados valores de anomalías gravimétricas y anomalías residuales de bouguer hacia el extremo occidental del perfil, y a medida que se iban desplazando hacia el este se iba produciendo una disminución progresiva de dichos valores. Estos autores establecen que los valores más elevados de anomalías gravimétricas observadas en el extremo occidental del perfil (Figura 4.1) corresponden a la localización de un afloramiento de dioritas en dicha área, mencionando además que la presencia de magnetita en esta roca favorecería la aparición de los picos magnéticos. Más hacia el este del afloramiento de diorita, y extendiéndose por casi cuatro kilómetros, los valores más bajos de anomalías residuales de bouguer corresponderían a la presencia de migmatitas estromatíticas paraderivadas. Y por último la progresiva disminución de los valores más hacia el este es explicado a partir de un incremento gradual en el volumen de protomilonitas menos densas que el resto de las litologías del área, indicando de esta manera el inicio de la faja de cizalla Guacha Corral.

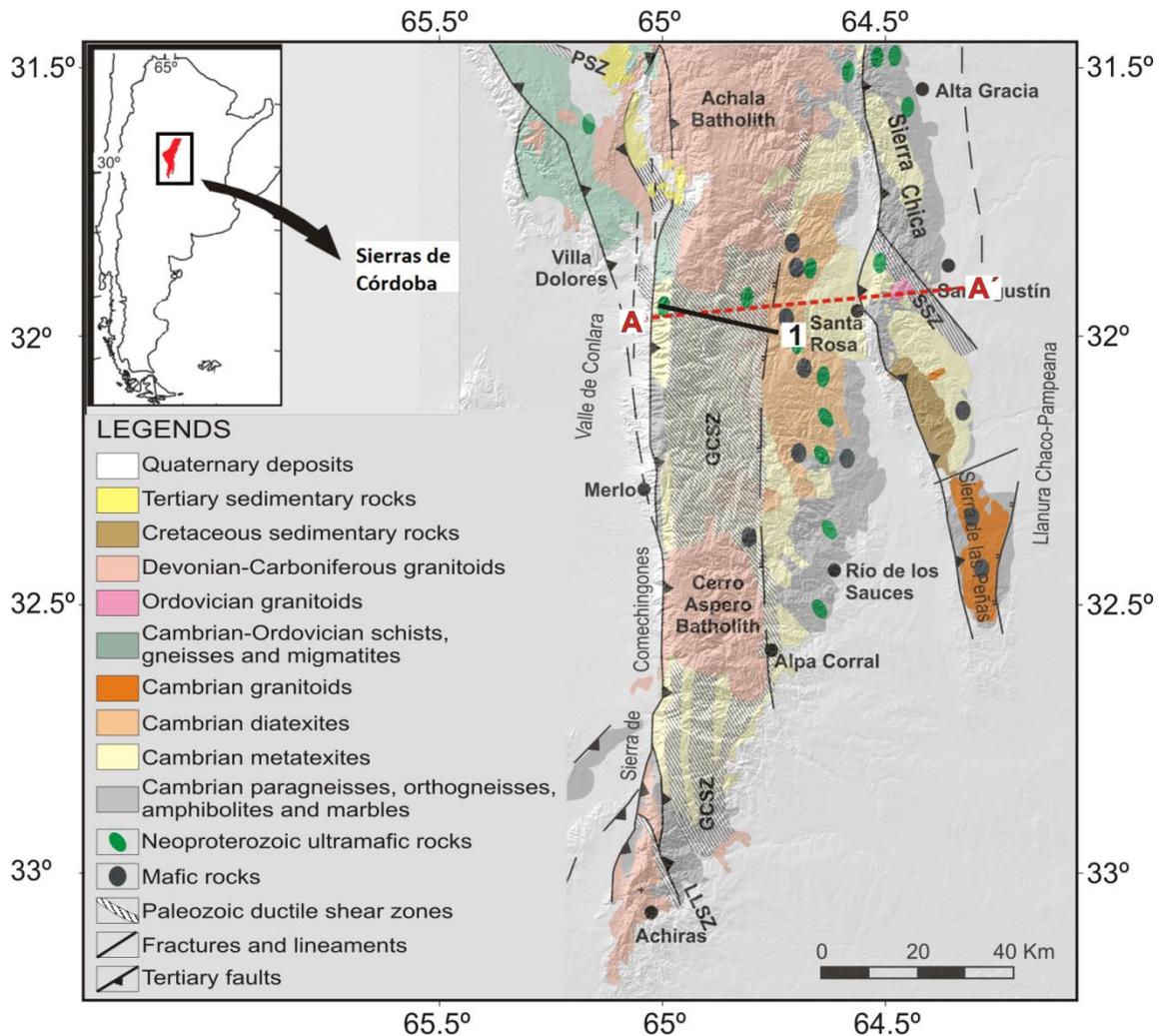


Figura 4.1: Mapa geológico del sur de las sierras de Córdoba (modificado de Martino y Guerreschi 2014) en el que se indica la ubicación de los perfiles realizados por Radice *et al.* (2018). Notar la presencia en la culminación oeste del perfil 1 de un cuerpo máfico (diorítico), definido aquí como un cuerpo de edad Neoproterozoico. Tomado de Radice *et al.* (2018).

Con respecto a la faja de cizalla para estas latitudes, estos autores establecen, en base a los modelos gravimétricos junto con observaciones de campo, un ancho aproximado para la misma de 15 Km en superficie y una extensión en profundidad de hasta 20 Km.

Una característica importante de la faja, mencionada en esta contribución, es aquella relacionada al límite occidental de la misma. Aquí es definido como un límite transicional entre los dominios migmáticos y miloníticos, en donde distinguen la siguiente secuencia litológica desde la zona no deformada hasta el núcleo deformado de la faja: migmatitas no deformadas-protomilonitas-milonitas, es decir, este límite

transicional se caracterizaría por presentarse como una intercalación de rocas migmatíticas y miloníticas, en donde dicha intercalación sería probablemente una consecuencia de una respuesta reológica diferente de sus protolitos a la deformación Radice *et al.*, (2018).

Por último, en cuanto a aspectos estructurales, definen para los dominios migmáticos una foliación migmática S_2 que posee en promedio un rumbo NE-SO con buzamientos hacia el SEE, mientras que para el dominio milonítico (faja de cizalla Guacha Corral) establecen una foliación milonítica S_3 con orientación muy similar a la del dominio migmático.

4.2-Breve reseña general del área de estudio

Como ha sido mencionado anteriormente, el área de estudio forma parte del sector norte de la Sierra de Comechingones (Figura 1.1). Toda esta región se caracteriza por estar constituida por un basamento cristalino conformado principalmente por metatexitas paraderivadas cámbricas afectadas en gran parte por el desarrollo de una gran zona de cizalla denominada faja de cizalla Guacha Corral. Posteriormente, todas estas litologías son intruidas por batolitos de edad devónica-carbonífera como el batolito de Achala (ver Figura 2.3).

Específicamente, la zona estudiada en este trabajo final de licenciatura forma parte del *footwall* de la ya mencionada faja de cizalla Guacha Corral, abarcando un área total de aproximadamente 12 Km cuadrados (Figura 1.1). Litológicamente, el *footwall* aflorante dentro del área de estudio se caracteriza por estar compuesto de un basamento metamórfico constituido principalmente por metatexitas estromatíticas mesocráticas y migmatitas máficas. Por otro lado, con respecto a la faja de cizalla, esta se encuentra aflorando al este del área de estudio, abarcándose el borde occidental de la misma en contacto con las metatexitas estromatíticas mesocráticas.

Las metatexitas estromatíticas mesocráticas corresponden a la litología con mayor superficie de afloramiento dentro del área de estudio, abarcando casi la totalidad de la misma. En su porción nor-occidental se disponen de manera intercalada con un conjunto de lentes de diversos tamaños correspondientes a las migmatitas máficas, mientras que hacia el este son afectadas tanto estructural como texturalmente por la faja de cizalla Guacha Corral.

Las migmatitas máficas corresponden a la litología con menor superficie de afloramiento apareciendo únicamente en el sector nor-occidental del área de estudio intercaladas con las metatexitas estromatíticas mesocráticas. Las mismas conforman un conjunto de lentes de diversos tamaños (ver mapa en anexo 2) que van desde 35 metros a 250 metros de longitud en su eje mayor, de morfologías subredondeadas y elongados en sentido NO-SE, los cuales se disponen de manera concordante con la estructura de las metatexitas mesocráticas presentando siempre un contacto neto con las mismas, tal como se observa en la Figura 4.2 A. Cabe mencionar que estas rocas presentan un alto grado de meteorización física como así también las metatexitas estromatíticas mesocráticas de su entorno, ya que los afloramientos en este sector no se presentan como afloramientos macizos, sino que en general se presentan como un conjunto de bloques subredondeados a subangulosos, tal como se ve en la Figura 4.2 B. Una particularidad de las migmatitas máficas es que presenta una variación muy notable de sur a norte en la cantidad de leucosomas, observándose también variaciones composicionales dentro de la roca. Por esta razón, las migmatitas máficas han sido subdivididas en tres variaciones litológicas: migmatita máfica propiamente dicha (es la que se encuentra componiendo la mayor parte de los lentes, siendo la que presenta menos leucosomas), migmatita máfica con incremento de leucosomas y migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt. Estas dos últimas variaciones conforman principalmente el sector norte del lente principal de mayor tamaño (ver mapa en anexo 2) y en general son de reducida extensión areal en comparación con la migmatita máfica.

La faja de cizalla Guacha Corral se encuentra aflorando en la porción oriental del área de estudio. Se caracteriza por afectar a las metatexitas estromatíticas mesocráticas sobreimponiendo de manera gradual en las mismas una textura deformacional permitiendo que transicionalmente se dé el pasaje de esta litología a las protomilonitas de la faja de cizalla, siendo estas protomilonitas el litotipo predominante dentro del área de estudio.

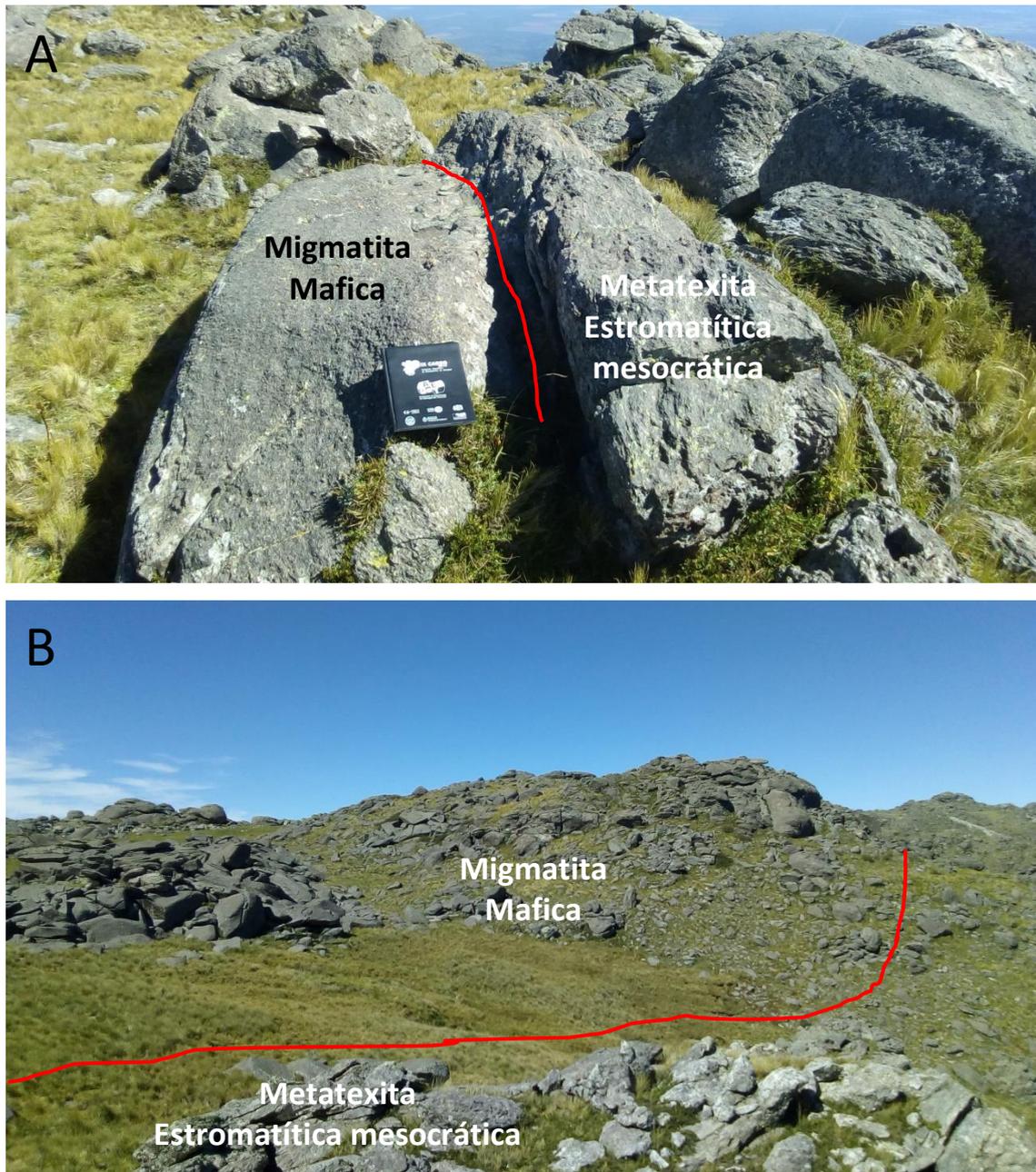


Figura 4.2: A) Contacto neto entre la migmatita máfica y la metatexita mesocrática estromatítica, dicho contacto se encuentra demarcado por la línea roja sólida. B) Vista en general de la migmatita máfica y metatexita mesocrática en la que puede observarse el alto grado de meteorización física de ambas litologías haciendo que se presenten como un conjunto de bloques subredondeados a subangulosos. Largo carpeta de campo: 33 cm.

4.3-Descripción petrográfica y caracterización petrológica de las diferentes litologías reconocidas

En este apartado se va a presentar una descripción petrográfica detallada de cada una de las litologías constituyentes del área de estudio en la cual se van a abordar

aspectos como características texturales, estructurales, composicionales y deformacionales, para de esta manera poder efectuar una correcta caracterización petrológica de las mismas. Todas las descripciones e interpretaciones fueron realizadas a distintos niveles de detalle y escala, involucrando desde descripciones en campo a escala de afloramiento, como así también descripciones llevadas a cabo en gabinete a partir del estudio y análisis de muestras de mano bajo lupa y cortes petrográficos vistos bajo microscopio de luz transmitida o polarizada. Para el caso de las descripciones llevadas a cabo sobre cortes petrográficos bajo el microscopio de luz polarizada se ha utilizado la siguiente escala para clasificar el tamaño de grano: grano fino <1 mm, grano medio 1-5 mm, grano grueso 5-30 mm y grano muy grueso >30 mm. Cabe aclarar que la nomenclatura utilizada para las litologías migmatíticas se basó en el índice de color de estas rocas (melanocrática o mafica para las migmatitas máficas y mesocrática para las metatexitas), no estando ligada al protolito a partir del cual se habrían originado. En la tabla 4.1 se presenta un resumen de las texturas y paragénesis minerales características de cada una de las litologías aflorantes en el área de estudio.

Tabla 4.1: Tabla resumen especificando las texturas y paragénesis minerales características de las principales litologías aflorantes en el área de estudio.

Litologías		Textura	Paragénesis minerales
Migmatita mafica	Mesosoma	Granolepidoblástica a granonematoblástica	Bt+Pl+Qtz±Grt±Hbl±Kfs Chl ₁ +Qtz+Pl±Tr-Act
	Leucosoma	Granoblástica	Qtz+Pl±Kfs
Migmatita mafica con incremento de leucosoma	Mesosoma	Granolepidoblástica a granonematoblástica	Bt ₁ +Qtz+Pl±Grt±Hbl Chl ₁ +Qtz+Pl±Bt ₂
	Leucosoma	Granoblástica	Qtz+Pl±Kfs±Grt
Migmatita mafica con incremento en los porfiroblastos de Grt	Mesosoma	Granolepidoblástica a granonematoblástica	Bt ₁ +Qtz+Pl±Grt±Hbl±Kfs Chl ₁ +Qtz+Pl±Bt ₂
	Leucosoma	Granoblástica a granolepidoblástica	Qtz+Pl+Kfs±Bt±Grt
Metatexita estromatítica mesocrática	Mesosoma	Lepidoblástica a granolepidoblástica	Bt+Qtz+Kfs+Pl±Grt
	Leucosoma	Granoblástica a granolepidoblástica	Pl+Qtz+Kfs±Bt
Protomilonita	Matriz	Lepidoblástica a lepidogranoblástica	Chl+Ms+Qtz±Pl
	Porfiroclastos	Granoblástica	Qtz+Pl+Kfs

4.3.1-Migmatitas máficas

4.3.1.1-Migmatita máfica

De las tres variaciones litológicas ésta es la que posee mayor superficie de afloramiento, constituyendo la mayor parte del lente superior de mayor tamaño (aproximadamente 250 m en su eje mayor) y el resto de los lentes de menor tamaño dispuestos al sur del mismo (ver mapa en Anexo 2).

A escala de afloramiento se caracteriza por presentarse en general como un conjunto de grandes bloques subredondeados a redondeados (Figura 4.3 A), llegando a ser subangulosos en algunos sectores, con aspecto suave en superficie. La coloración que presentan es gris clara a verdosa, volviéndose más verdosos en los sectores en donde el metamorfismo retrogrado ha avanzado, haciendo que aumente la cantidad de clorita y tremolita-actinolita siendo estos los minerales responsables de generar dicha coloración, en conjunción con clorita secundaria producto de alteración.

Una particularidad de esta litología, siendo la que permite distinguirla de las dos variaciones restantes, es que presenta el porcentaje de leucosoma más bajo, presentándose estos principalmente como parches aislados de pequeño tamaño (0,5 a 1,5 cm en su eje mayor, tal como se observa en la Figura 4.3 B), llegando a alcanzar en determinados sectores tamaños de hasta 3 cm en su eje mayor (Figura 4.3 C). Solo de manera muy localizada suele aumentar el porcentaje de leucosoma haciendo que los mismos lleguen a interconectarse entre sí generando bandas leucocráticas de 0,5 a 2,5 cm de espesor definiendo un leve bandeo composicional tal como se observa en la Figura 4.3 D, pero como ya se mencionó, solo es de manera muy localizada y no es algo que caracterice a esta roca.

El **mesosoma** es muy abundante debido al bajo porcentaje de leucosoma que presenta la roca en comparación con las dos variaciones restantes de las cuales se hablará en los siguientes subapartados. Se caracteriza por presentar una textura granolepidoblástica, por sectores granonematoblástica, de tamaño de grano medio a fino. Estructuralmente, a escala macroscópica, exhibe una foliación bien marcada a partir del desarrollo de una orientación preferencial tanto de los filosilicatos como de los anfíboles retrogradados presentes en la roca. Para el caso puntal en el que se presenta una interconexión de parches de leucosoma (Figura 4.3 D), estos le dan a la

roca un aspecto levemente bandeado, en donde la disposición de estos leucosomas (paralelo a la orientación de los minerales del mesosoma) termina definiendo una foliación migmática en la misma. Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico se pudo determinar para el mesosoma una textura granolepidoblástica a granonematoblástica de tamaño de grano fino a medio. Mineralógicamente se encuentra compuesto principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita, opacos, granate y clorita₁ (metamórfica), en menor proporción circón, allanita, feldespato potásico, tremolita-actinolita y hornblenda (estas hornblendas corresponderían a cristales que todavía no han sido completamente cloritizados) y como mineralogía secundaria clorita₂ (de alteración) y epidoto. En función de la mineralogía, pudieron ser identificadas dos asociaciones paragenéticas, por un lado Bt+Pl+Qtz±Grt±Hbl±Kfs estable en la zona del granate y facies de anfibolita alta, y por otro lado Chl₁+Qtz+Pl±Tr-Act indicando un retrogrado a facies de esquistos verdes en zona de la clorita.

Descripciones de los minerales:

Plagioclasa: se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular con bordes irregulares y lobulados en contacto con el cuarzo (Figura 4.4 A). Presenta un amplio desarrollo de maclado polisintético el cual tiende a aparecer en determinados sectores levemente flexurado. En determinados sectores se observa el desarrollo de maclas del periclino. Posee en general inclusiones de opacos, cuarzo y biotita.

Cuarzo: corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular. Es común que en contacto con la plagioclasa tienda a desarrollar contactos lobulados. Principalmente exhibe extinción ondulosa y en bandas de deformación, evidenciando una deformación intracristalina. Pueden observarse procesos de recristalización dinámica evidenciados por una fuerte reducción del tamaño de grano con desarrollo de bordes sutúrales (Figura 4.4 B).

Biotita: se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio con hábito laminar y en general bordes aserrados. La mayoría se encuentran retrogradando a clorita₁ disponiéndose de manera intercalada con estas. En algunos casos se pueden observar cristales con sus bordes completamente destruidos por alteración (Figura 4.4 C). Es común que presenten inclusiones de circón formando halos pleocroicos e inclusiones de opacos. Algunos cristales tienden a presentarse levemente flexurados a plegados exhibiendo una extinción ondulosa.

Opacos: en general son abundantes en la roca. Se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino. Es común que aparezcan como inclusiones en la biotita disponiéndose en la mayoría de los casos paralelos al clivaje de las mismas.

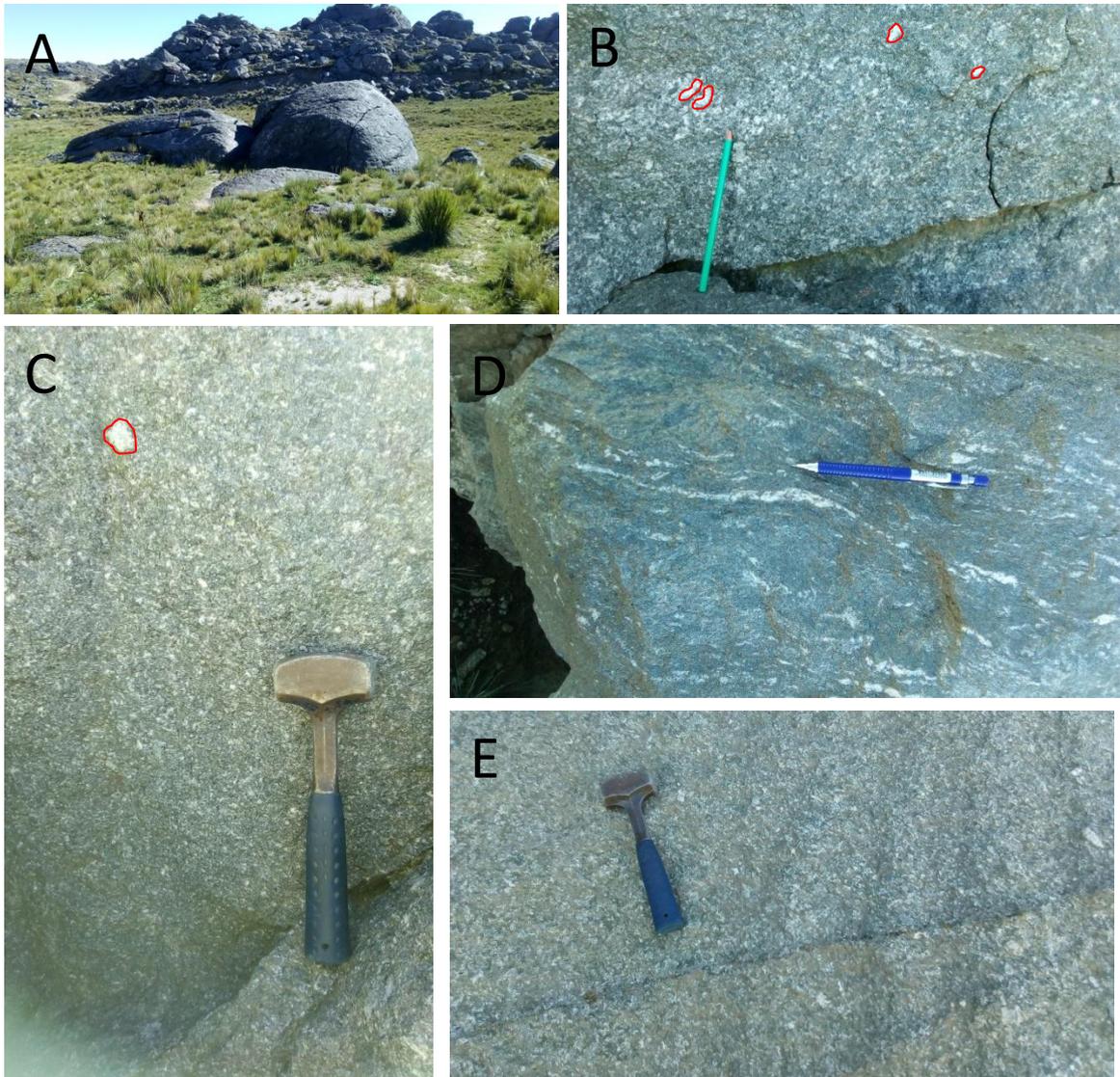


Figura 4.3: Fotografías macroscópicas de la migmatita máfica. **A)** Imagen en la cual puede observarse la morfología redondeada a subredondeada que presentan los afloramientos de la migmatita máfica. **B)** Fotografía a escala de afloramiento mostrando el bajo porcentaje de migmatización que presenta la roca, en donde quedan demarcados en rojo los pequeños parches de leucosoma. **C)** Desarrollo de leucosoma en parche cuyo tamaño alcanza los 3 cm. **D)** Desarrollo de leucosomas interconectados formando bandas leucocráticas deformadas. **E)** Desarrollo de banda máfica compuesta por Bt y anfíboles cortando la estructura de la roca. Longitud lápiz= 15 cm. Longitud portaminas= 14 cm. Longitud maza= 30 cm.

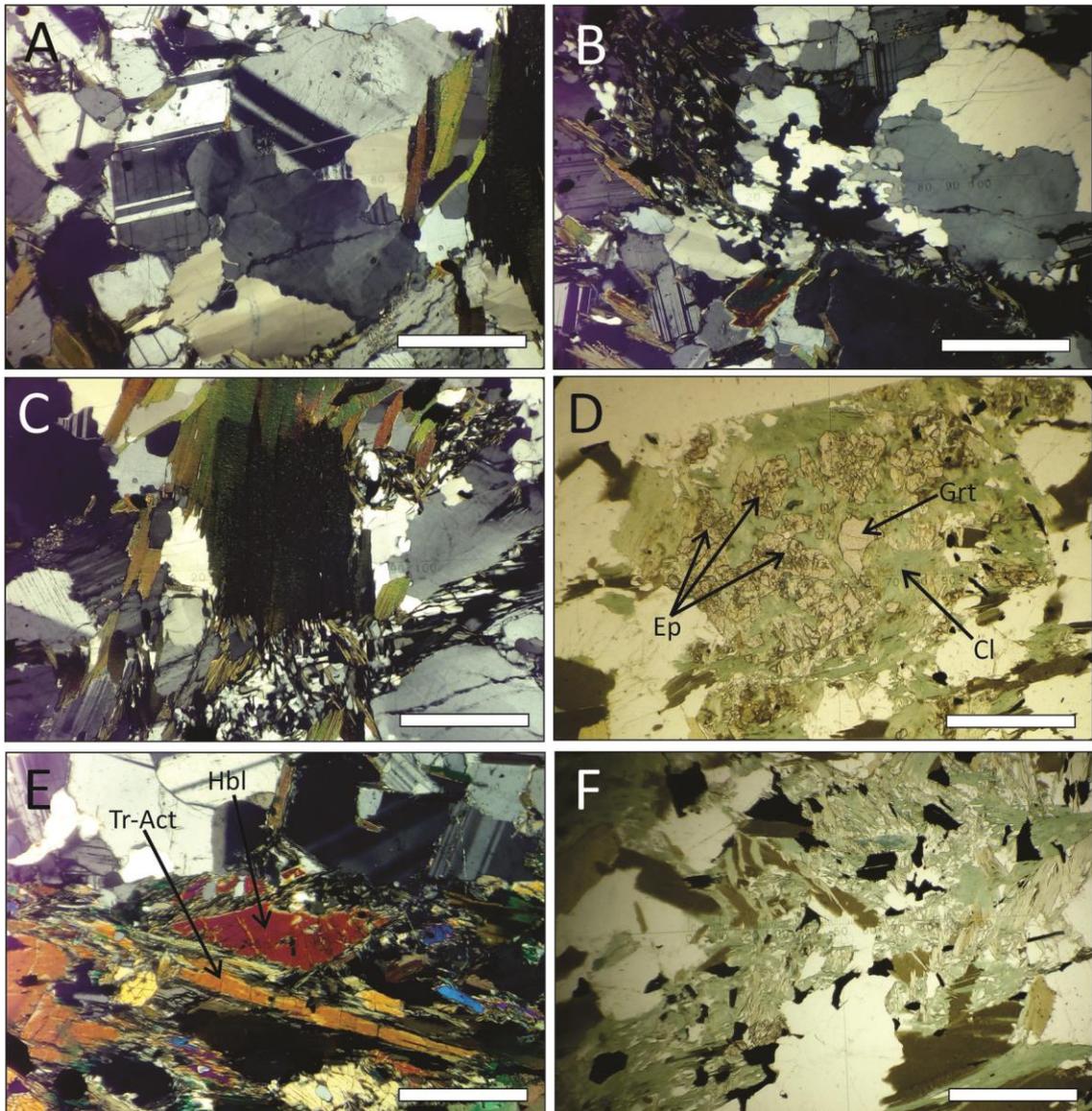


Figura 4.4: Microfotografías de la migmatita máfica. **A)** Contacto lobulado entre cristales de plagioclasa y cuarzo. **B)** Recristalización dinámica del cuarzo evidenciada a partir de una fuerte reducción del tamaño de grano con desarrollo de bordes suturales. **C)** Cristal de biotita levemente flexurado con sus bordes completamente destruidos por la alteración. **D)** Cristal de granate completamente alterado y reemplazado por clorita y epidoto, obsérvese los pequeños cristales de granate preservados en el centro del cristal. **E)** Cristal de Hbl el cual todavía no ha sido completamente cloritizado, además de un cristal de tremolita-actinolita. **F)** Desarrollo de bolsones de clorita-cuarzo de grano fino posiblemente asociados a fluidos que circularon dentro de fracturas en la roca. Longitud de barra blanca= 1mm. Las imágenes A, B, C y E fueron tomadas a nicoles cruzados, mientras que las imágenes D y F a nicoles paralelos.

Granate: tiende a ser poco abundante disponiéndose completamente alterado a clorita y epidoto (Figura 4.4 D). En general se observa como pequeños cristales de granate (islas de granate) rodeados de clorita y epidoto, sin embargo en la mayoría de

los casos solo se observa la silueta del cristal original completamente alterado (fantasmas de granate).

Circón: se presentan principalmente como cristales anhedrales de tamaño de grano fino dispuestos como inclusiones en la biotita formando halos pleocroicos, aunque suelen presentarse también como cristales de 0,2 mm siendo subhedrales.

Allanita: en general no es muy abundante en la roca. Se presenta principalmente como cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Feldespato potásico: poco abundante en el mesosoma. Se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de hábito granular a tabular, de tamaño de grano fino. Exhibe posible desarrollo de perfitas de plagioclasa. Posee inclusiones de opacos principalmente.

Hornblenda: es muy poco abundante en la roca ya que la mayoría se encuentran completamente alterados a clorita₂ y retrogradados a tremolitas-actinolitas. Cuando pueden ser reconocidos se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino (Figura 4.4 E), presentando inclusiones de opacos.

Clorita: se reconocen dos tipos, clorita₁ de retrogrado metamórfico y clorita₂ de alteración hidrotermal. Clorita₁ se encuentra retrogradando a las biotitas disponiéndose de manera intercalada con estas presentándose como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio, flexuradas con extinción ondulosa. Una particularidad de la clorita₂ en esta roca es que ocasionalmente tienden a aparecer agrupadas en cristales de tamaño de grano fino asociadas a cuarzo también de grano fino formando bolsones (Figura 4.4 F) que posiblemente estarían asociados a fracturas que se habrían abierto en la roca dentro de las cuales habría circulado un fluido responsable de la cloritización. Por otro lado, las cloritas₂ también se encuentran reemplazando junto con los epidotos a los granates.

Epidoto: corresponderían a cristales secundarios originados como producto de la alteración de los granates (Figura 4.4 D). Se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Tremolita-actinolita: en general poco abundantes en la roca. Se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano medio a fino de hábito prismático (Figura 4.4 E), asociados principalmente a los cristales de anfíboles (Hbl).

Algo a destacar en particular dentro del mesosoma es el desarrollo de bandas máficas compuestas de Bt y Anfíboles parcialmente cloritizadas cortando la estructura de la roca, tal como se observa en la Figura 4.3 E.

Con respecto a los **leucosomas**, como ha sido mencionado con anterioridad, estos se presentan en un porcentaje relativamente bajo apareciendo principalmente como parches aislados que llegan a alcanzar hasta los 3 cm de longitud en su eje mayor. Solo de manera muy localizada pueden llegar a observarse finas bandas leucocráticas de hasta 2,5 cm de espesor (como las que se observan en la Figura 4.3 D) dándole a la roca un aspecto bandeado. Estos leucosomas poseen una coloración blanquecina y se caracterizan por presentar una textura granoblástica de tamaño de grano medio y estructura masiva. Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico se determinó para el leucosoma una textura granoblástica de tamaño de grano fino a medio y estructura masiva. Se encuentra compuesto principalmente de cuarzo y plagioclasa, y en menos de un 5% de feldespato potásico (Qtz+Pl±Kfs), permitiendo clasificarlo como de composición tonalítica.

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular con bordes en general irregulares y lobulados en contacto con la plagioclasa. Posee extinción normal, exhibiendo también extinción ondulosa y lamelas de deformación.

Plagioclasa: corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular y forma contactos lobulados con el cuarzo. Desarrolla un importante maclado polisintético. Posee inclusiones de cuarzo y opacos, presentando en general un bajo grado de alteración sericitica.

Feldespato potásico: mucho menos abundante que el cuarzo y la plagioclasa (menos del 5%). Se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular con bordes muy irregulares. Presentan en general bajo grado de alteración sericitica.

4.3.1.2-Migmatita máfica con incremento de leucosomas

Esta variación litológica de las migmatitas máficas aflora principalmente en la sección norte del lente principal de mayor tamaño (ver mapa en Anexo 2).

A escala de afloramiento sigue manteniendo las mismas morfologías que la migmatita máfica descrita en el apartado anterior, es decir, se caracteriza también por presentarse como un conjunto de grandes bloques subredondeados a redondeados con aspecto suave en superficie (Figura 4.5 A). En general los afloramientos tienden a presentarse con una coloración gris verdosa a verdosa debido al metamorfismo retrogrado y alteración que presenta la roca, haciendo que predomine clorita (tanto de retrogrado como de alteración), siendo el responsable de generar dicha coloración.

Esta variación litológica, a diferencia de la anterior, presenta un porcentaje de leucosoma más elevado (Figura 4.5 B) haciendo que los parches de fundido leucosomáticos se dispongan interconectados entre si formando finas bandas de leucosoma que tienden a darle a la roca un aspecto de bandeo estromatítico (Figura 4.5 D). Si bien en determinados sectores, los leucosomas todavía se pueden presentar como parches aislados, estos están en muy baja proporción y en general suelen ser de mayores dimensiones que los de la migmatita máfica. Cabe mencionar además, que de manera muy localizada suele aumentar considerablemente el porcentaje de fundido haciendo que aparezcan grandes bandas leucocráticas como la observada en la Figura 4.5 C. Sin embargo esto no es algo muy común dentro de esta litología presentándose de manera muy localizada.

De acuerdo a lo anterior mencionado, esta variación litológica podría considerarse como una transición entre las dos variaciones restantes, ya que presenta una cantidad de leucosomas mayor que las migmatitas máficas, pero inferior que las migmatitas máficas con incremento de porfiroblastos de Grt (la cual se describirá en el apartado siguiente).

Texturalmente el **mesosoma** se caracteriza por presentar una textura granolepidoblástica a granonematoblástica de grano fino, llegando a ser también de grano fino a medio. Posee en general una coloración gris verdosa. Estructuralmente puede ser identificada una orientación preferencial por parte de los filosilicatos como así también de los fantasmas de anfíboles disponiéndose en la mayoría de los casos paralelos a las finas bandas leucocráticas definiendo una foliación migmatítica en la roca.

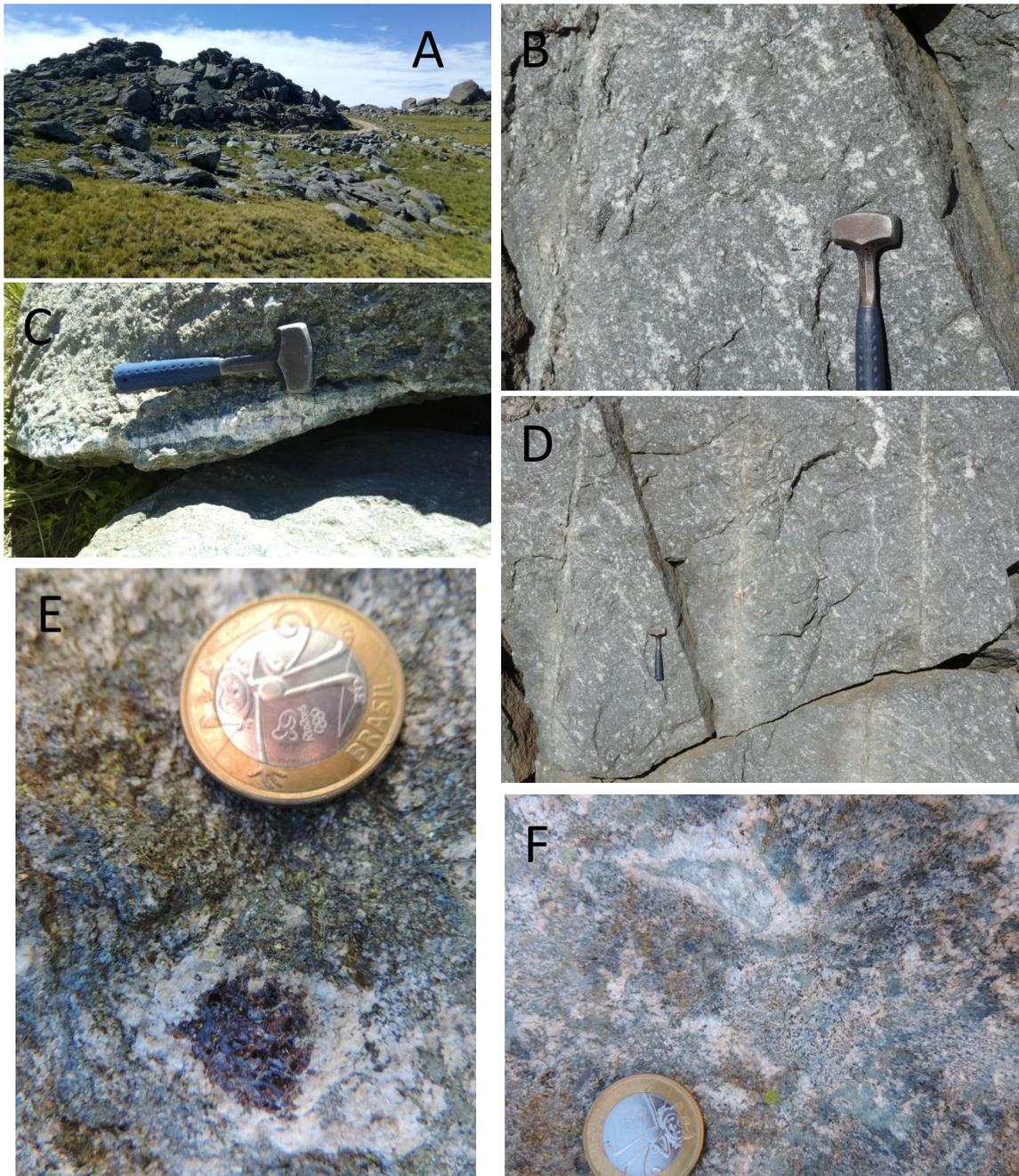


Figura 4.5: Fotografías macroscópicas de la migmatita máfica con incremento de leucosoma. **A)** Fotografía a escala de afloramiento en la que se observan las morfologías redondeadas a subredondeadas con la que generalmente se presentan los afloramientos de la migmatita máfica con incremento de leucosoma. **B)** Fotografía en la que puede notarse el mayor porcentaje de fundido en comparación con la migmatita máfica. **C)** Desarrollo de una gran banda leucocrática. **D)** Aspecto bandeado que suele presentar la roca debido a la orientación de los leucosomas. **E)** Porfiroblasto de granate en leucosoma. **F)** Cristales de anfíboles alterados englobados por el leucosoma. Longitud maza= 30 cm. Diámetro moneda= 2,5 cm.

Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico se pudo determinar también para el mesosoma una textura granolepidoblástica a granonematoblástica de tamaño de grano fino a medio. Mineralógicamente se encuentra compuesto por cuarzo, plagioclasa, biotita₁, opacos, granate y clorita₁ (de retrogrado), en menor proporción circón, apatito, biotita₂ (de retrogrado) y hornblenda, mientras que como mineralogía secundaria posee clorita₂ (de alteración), epidoto y sericita. Esta roca, a diferencia de la anterior descripta (migmatita máfica) presenta una mayor concentración de lo que se correspondería con fantasmas de anfíboles completamente biotitizados y cloritizados, estando ausente la tremolita-actinolita. En base a dicha composición se define por un lado la paragénesis $Bt_1+Qtz+Pl\pm Grt\pm Hbl$ indicando su pertenencia a la facies de anfibolita alta y zona del granate, mientras que por otro lado se identifica un retrogrado a facies de esquistos verdes y zona de la clorita a partir de la asociación paragenética $Chl_1+Qtz+Pl\pm Bt_2$.

Descripciones de los minerales:

Plagioclasa: se caracteriza por presentarse como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular con bordes irregulares los cuales aparecen principalmente lobulados en contacto con el cuarzo (Figura 4.6 A). Presenta un amplio desarrollo de maclado polisintético el cual tiende a disponerse en determinadas ocasiones a 90° (macla del periclino). Dicho maclado tiende a aparecer levemente flexurado exhibiendo extinción ondulosa, hasta en casos muy puntuales tiende a acuñarse hacia los bordes. En general posee inclusiones de cuarzo y opacos principalmente. El grado de alteración sericitica tiende a ser bajo.

Cuarzo: se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular. En contacto con la plagioclasa tiende a desarrollar bordes lobulados. Por otro lado los contactos entre los propios cristales de cuarzo también tienden a ser lobulados y suturales indicando posible recrystalización y migración de borde de grano. Presenta principalmente extinción ondulosa, en bandas de deformación (Figura 4.6 B) y en menor medida en patrón en damero, evidenciando una incipiente deformación intracristalina.

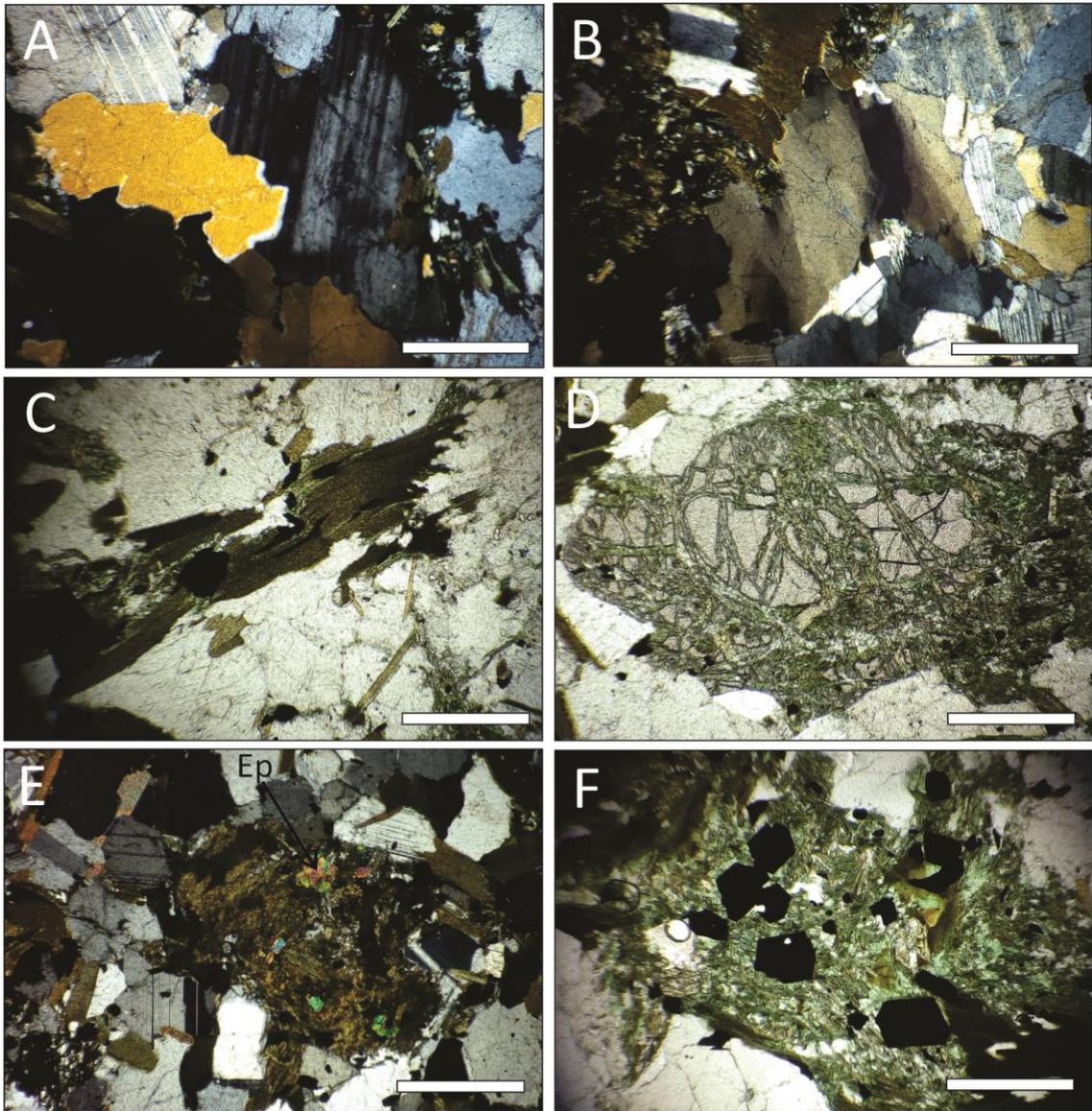


Figura 4.6: Microfotografías del mesosoma de la migmatita mafica con incremento de leucosoma **A)** Desarrollo de contactos lobulados entre cristales de plagioclasa y cuarzo. **B)** Deformación intracristalina en el cuarzo evidenciada a partir del desarrollo de bandas de deformación. **C)** Cristal de biotita plegada exhibiendo extinción ondulosa. **D)** Cristal de granate completamente fracturado con desarrollo de clorita secundaria a lo largo de dichas fracturas como producto de la alteración del mismo. **E)** Fantasma de granate completamente cloritizado con desarrollo de epidoto secundario. **F)** Abundancia de minerales opacos dentro de los fantasmas de anfíboles completamente cloritizados y biotitizados. Longitud barra blanca = 1 mm. Las imágenes A, B y E fueron tomadas a nicols cruzados, mientras que las imágenes C, D y F fueron tomadas a nicols paralelos.

Biotita₁: se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito laminar presentando en la mayoría de los casos bordes aserrados. En general posee inclusiones de opacos aunque también presenta en menor

medida inclusiones de circones formando halos pleocroicos. Algunos cristales tienden a disponerse flexurados y plegados (Figura 4.6 C) exhibiendo extinción ondulosa. Se encuentran retrogradando a clorita₁ disponiéndose de manera intercalada con esta.

Granate: en general se presentan completamente fracturados y alterados a clorita₂ y epidoto. Aparecen como un conjunto de pequeños cristales anhedrales de tamaño de grano fino bordeados y separados por una masa clorítica producto de la alteración de los mismos (Figura 4.6 D). También como producto de la alteración de dichos granates se forma epidoto. En algunos casos solo se puede observar posibles fantasmas de granate completamente cloritizados (Figura 4.6 E).

Opacos: muy abundantes en la roca. Se presentan como cristales anhedrales a subheuedrales de tamaño de grano fino a medio. Poseen desde hábitos completamente irregulares hasta hábitos cúbicos y rómbicos. Suelen aparecer como inclusiones en la biotita disponiéndose orientados según el clivaje de estas. Además tienden a ser muy abundantes en los fantasmas de anfíboles (Figura 4.6 F).

Circón: en general no son muy abundantes en la roca. Tienden a presentarse principalmente como inclusiones en la biotita formando halos pleocroicos. Los que no aparecen como inclusiones suelen ser de un tamaño un poco mayor siendo principalmente subheuedrales.

Apatito: en general no es muy abundante en la roca. Se presentan principalmente como cristales anhedrales a subheuedrales presentando hábito prismático de tamaño de grano fino.

Clorita₁: se encuentra retrogradando a las biotitas₁ y a los cristales de anfíboles (Hbl) en conjunción con la biotita₂, haciendo que estos aparezcan como masas cloríticas-biotíticas copiando la forma del cristal, desarrollando de esta manera los fantasmas de anfíboles. Estas cloritas son principalmente cristales anhedrales de tamaño de grano fino. Las que se encuentran retrogradando a las biotitas₁ se disponen de manera intercalada con estas como cristales anhedrales a subheuedrales de tamaño de grano fino a medio levemente flexuradas en algunos casos exhibiendo extinción ondulosa.

Clorita₂: se presentan principalmente como producto de la alteración de los granates, como así también de los anfíboles. Estas se presentan principalmente como cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Biotita₂: se originaria principalmente como producto del retrogrado de los anfíboles. En general estos cristales se presentan con un tamaño de grano fino siendo anhedrales.

Epidoto: se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino. Se forman como producto de la alteración de los granates (Figura 4.6 E) y como resultado del retrogrado de los anfíboles.

Sericita: se presentan principalmente como producto de alteración de las plagioclasas.

Con respecto a los **leucosomas**, como ya se mencionó anteriormente, se caracterizan por presentarse interconectados formando bandas leucocráticas de espesores que van desde los 0,2 cm hasta 1 cm, salvo los casos excepcionales como el de la Figura 4.5 C que pueden alcanzar hasta 5 cm de espesor. Para el caso en el que los leucosomas todavía se presenten como parches aislados, estos en general se encuentran entre los 0,5 cm a 0,9 cm de tamaño en su eje mayor. Presentan textura granoblástica de tamaño de grano fino a medio y son de coloración blanca. Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico pudo ser determinada una textura granoblástica (Figura 4.7 A), tamaño de grano fino a medio y estructura masiva. Se encuentran compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa y en menos de un 5% de feldespato potásico siendo de composición tonalítica. En algunos sectores estos leucosomas se encuentran englobando cristales de anfíboles (Hbl) alterados, mostrando además el desarrollo de porfiroblastos de Grt, tal como se observa en la figura 4.5 E y F, definiendo una paragénesis dada por $Qtz+Pl\pm Kfs\pm Grt$.

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular con bordes irregulares que tienden a disponerse con morfología lobulada en contacto con la plagioclasa. Presenta un amplio desarrollo de bordes sutúrales (Figura 4.7 A) entre los propios cristales de cuarzo indicando recristalización y migración de borde de grano. Como otras evidencias de recristalización se puede observar una microgranulación del mismo con reducción del tamaño de grano desarrollando bordes sutúrales. Exhibe principalmente extinción ondulosa y en bandas de deformación.

Plagioclasa: se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio. Tiende a desarrollar contactos lobulados con el cuarzo. En general se encuentran

altamente alterados a sericita. Presenta un amplio desarrollo de macla polisintética la cual suele presentarse doble dispuesta a 90° (macla del periclino). En casos muy puntuales suele llegar a observarse un leve acuñamiento de las maclas hacia los bordes. También suelen presentarse levemente flexuradas exhibiendo extinción ondulosa. Posee inclusiones de cuarzo principalmente.

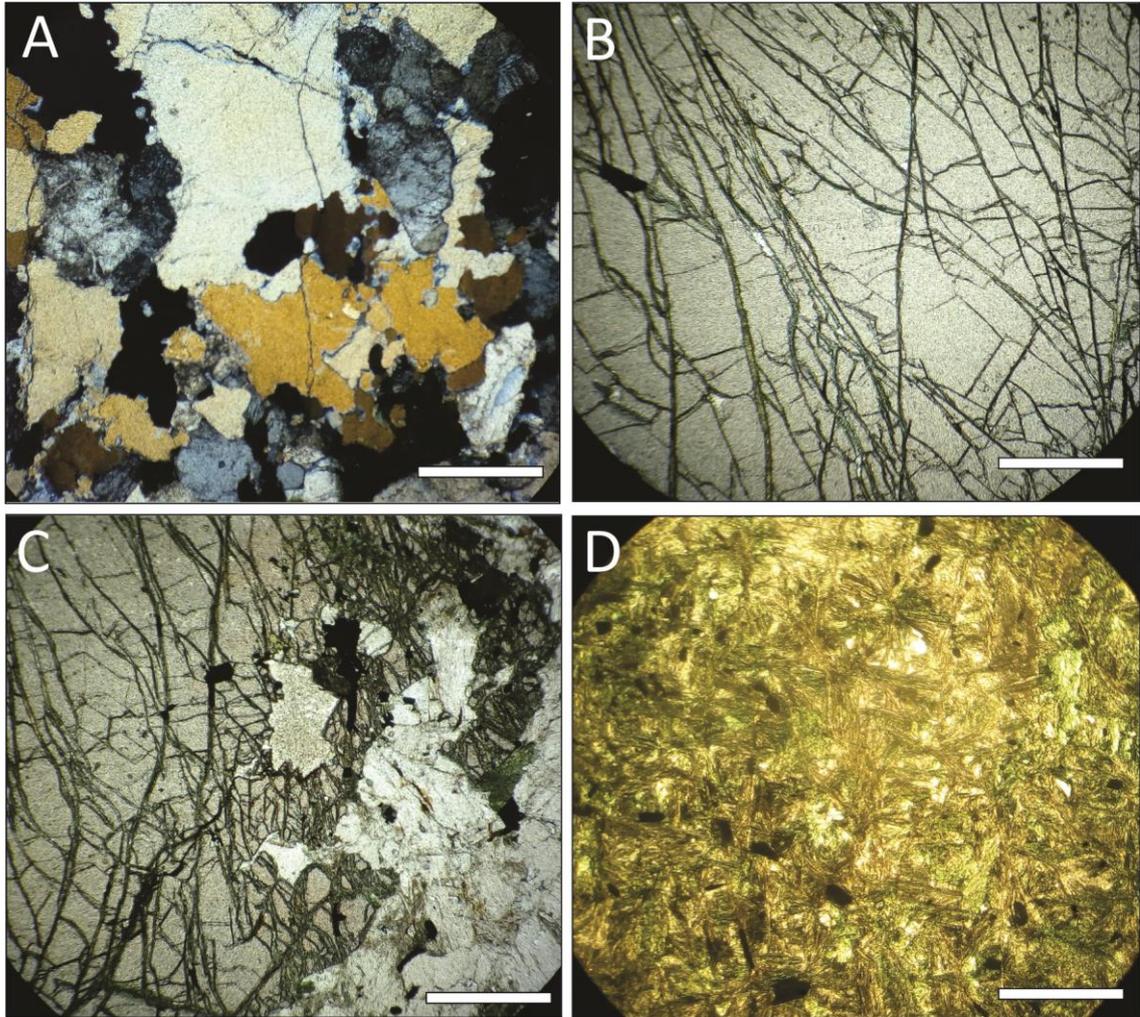


Figura 4.7: Microfotografías del leucosoma de la migmatita mafica con incremento de leucosoma. **A)** Textura granoblástica del leucosoma observándose además el desarrollo de bordes sutúrales en los cristales de cuarzo indicando recristalización y migración de borde de grano. **B)** Microfotografía en donde se observa el menor grado de alteración que poseen los porfiroblastos de granates del leucosoma en comparación con los del mesosoma, solo presenta fracturación con bajo desarrollo de clorita a lo largo de dichas fracturas. **C)** Microfotografía en donde puede observarse el mayor grado de alteración en los bordes de los porfiroblastos de granates **D)** Desarrollo de clorita radial como producto de la alteración de los cristales de anfíboles englobados por el leucosoma. Longitud de barra blanca= 1 mm. La imagen A fue tomada a nicols cruzados, mientras que las imágenes B, C y D a nicols paralelos.

Feldespato potásico: se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular con bordes muy irregulares. En general se poseen un elevado grado de alteración sericitica, presentando en algunos casos extinción levemente ondulosa. Posee inclusiones de opacos principalmente.

Granates: suelen alcanzar tamaños de hasta 1,4 cm. La principal diferencia que presentan con respecto a los del mesosoma es el tamaño, ya que son de grano grueso principalmente, y además, poseen un grado de alteración mucho menor, estando fracturados con un bajo desarrollo de clorita a lo largo de dichas fracturas (Figura 4.7 B). Solo en los bordes es en donde tiende a presentar un grado de alteración mayor (Figura 4.8 C). En general poseen inclusiones de opacos.

Anfíboles alterados: estos cristales siempre se disponen completamente cloritizados, principalmente hacia sus bordes, mientras que en el centro suelen presentar un núcleo rico en muscovita de grano fino. Los cristales de clorita producto de la alteración de los anfíboles se exhiben como cristales anhedrales de grano fino disponiéndose de manera radial (Figura 4.7 D). También como producto de la alteración de los anfíboles suele desarrollarse epidoto, estos son anhedrales y de grano fino.

4.3.1.3-Migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt

De todas las variaciones litológicas correspondientes a las migmatitas máficas esta es la que posee menor superficie de afloramiento, siendo la menos abundante. Se encuentra constituyendo solo una pequeña parte de la sección superior del lente principal de mayor tamaño, de aproximadamente 250 m de longitud en su eje mayor (ver mapa en Anexo mapa 2).

A escala de afloramiento se presenta con las mismas morfologías que las litologías anteriormente descritas, presentando una coloración verdosa debido al metamorfismo retrogrado y alteración sufrido por la roca. En determinados sectores, en donde el porcentaje de leucosoma aumenta considerablemente, la roca muestra un cambio en la coloración a más grisácea - blanquecina, tal como se observa en la Figura 4.8 A.

Esta roca, a diferencia de las dos anteriores, es la que presenta el mayor porcentaje de leucosoma (Figura 4.8 B), haciendo que los mismos siempre se presenten

interconectados entre si formando bandas leucocráticas de espesor considerable, quedando ausentes los parches aislados de leucosomas que todavía llegaban a presentarse en la litología anterior. A diferencia de la litología anterior, aquí es común el desarrollo de grandes bandas leucocráticas como la que se muestra en la Figura 4.8 C, las cuales podrían corresponder en este caso a fundidos migrantes que se inyectan en la roca. Estas grandes bandas leucocráticas se caracterizan por presentar siempre contactos lobulados con el mesosoma (Figura 4.8 C), están abudadas (Figura 4.8 D) y en ciertos sectores se tienden a desarrollar con morfologías discontinuas siendo cortados e interrumpidos por el mesosoma.

Si bien esta roca tiende a presentarse con un aspecto bandeado dada la disposición de las bandas leucocráticas, es muy común también que dichas bandas no se presenten de manera regular, tal como se observa en la Figura 4.8 B, en donde se observa además el aspecto estromatítico de la roca.

El **mesosoma** se caracteriza por exhibir una textura granolepidoblástica a granonematoblástica de tamaño de grano fino a medio. Estructuralmente puede ser observada a escala macroscópica una orientación preferencial por parte de los filosilicatos los cuales tienden a disponerse paralelamente a los leucosomas que definen una foliación migmática en la roca. Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico se pudo determinar también para el mesosoma una textura granolepidoblástica a granonematoblástica de tamaño de grano fino a medio. Estructuralmente a lámina delgada pudo ser identificada una leve orientación preferencial por parte de los filosilicatos como la biotita (Figura 4.9 A) pudiendo corresponder a una orientación mineral por deformación posterior a la formación de la roca. Mineralógicamente se encuentra compuesto principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita₁, opacos, granate y clorita₁ (de retrogrado), en menor proporción apatito, circón, feldespatos potásicos, biotita₂ (de retrogrado) y hornblenda, y como mineralogía secundaria clorita₂, epidoto y sericita. Cabe mencionar que esta roca, al igual que la descrita en el apartado anterior, sigue presentando en el mesosoma una elevada concentración de fantasmas de anfíboles completamente cloritizados y biotitizados. Por lo tanto, en base a dicha composición mineralógica se plantea una asociación paragenética similar a la de la litología anterior dada por $Bt_1+Qtz+Pl\pm Grt\pm Hbl\pm Kfs$ indicando también su pertenencia a la facies de anfibolita alta y zona del granate, mientras que en base a la mineralogía de retrogrado también puede ser identificada una

asociación retrograda a facies de esquistos verdes y zona de la clorita dada por $\text{Chl}_1 + \text{Qtz} + \text{Pl} \pm \text{Bt}_2$.

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: Se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio con hábito granular y bordes irregulares a lobulados (principalmente en contacto con la plagioclasa). El desarrollo de bordes sutúrales entre cristales de cuarzo indicaría posible recrystalización con migración de borde de grano. Generalmente exhiben extinción ondulosa y en bandas de deformación (Figura 4.9 B).

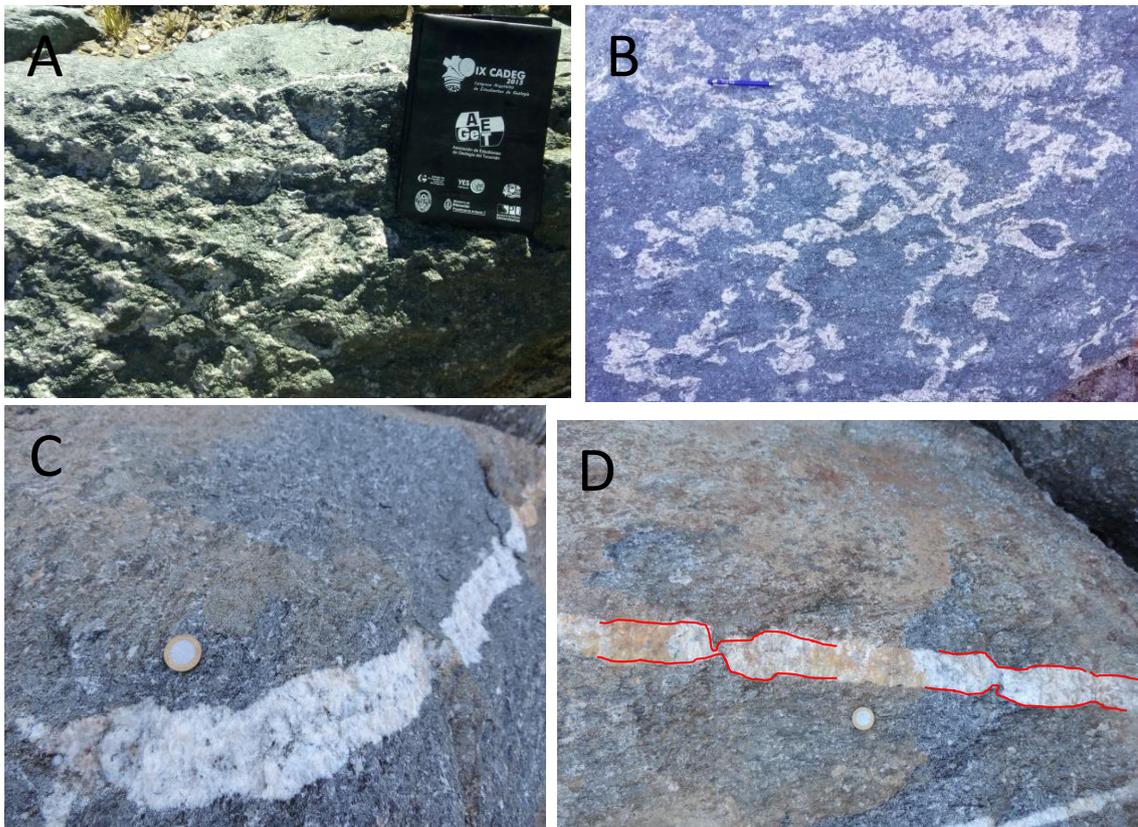


Figura 4.8: Fotografías a escala de afloramiento de la migmatita mafica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt. **A)** Fotografía en la que puede observarse la coloración grisácea del afloramiento y el aspecto bochiforme. **B)** Incremento en el porcentaje de leucosomas, obsérvese el aumento de los mismos en comparación con las litologías anteriores. **C)** Desarrollo de una espesa banda leucocrática presentando contactos lobulados con el mesosoma. **D)** Fotografía en la que se encuentra demarcado con rojo el abudnamiento sufrido por el leucosoma. Largo carpeta de campo= 33cm. Longitud portaminas= 14 cm. Diámetro moneda= 2,5 cm.

Plagioclasa: corresponde al mineral más abundante en el mesosoma. Se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular a tabular con bordes en general muy irregulares y lobulados en contacto con el cuarzo

(Figura 4.9 B). Exhibe un amplio desarrollo de maclado polisintético el cual suele presentarse dispuesto a 90° (macla del periclino). El maclado suele estar levemente flexurado (haciendo que los cristales exhiban extinción levemente ondulosa) y en algunas ocasiones acuña hacia los bordes. Posee en general numerosas inclusiones de opacos, exhibiendo además una leve alteración sericitica.

Biotita₁: en general es abundante en el mesosoma. Se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio con hábito laminar, presentando bordes irregulares y aserrados. Generalmente exhiben extinción normal, aunque suelen estar levemente flexuradas exhibiendo extinción ondulosa. En ciertas ocasiones se desarrolla un intenso plegamiento de las mismas formando Kink-bands (Figura 4.9 C). Poseen principalmente inclusiones de opacos, aunque también suelen poseer inclusiones de circón formando halos pleocroicos.

Granate: muy abundante en el mesosoma. Se encuentran intensamente fracturados y alterados, siendo reemplazados principalmente por clorita₂ y epidoto, y en baja proporción suele llegar a desarrollarse biotita₂ de retrogrado. Se presentan como un conjunto de cristales de tamaño de grano fino, anhedrales y separados a lo largo de dichas fracturas por los minerales secundarios de alteración y retrogradación (Figura 4.9 D). Los cristales originales presentaban siempre tamaño de grano medio llegando a alcanzar algunos hasta 4,75 mm.

Opacos: abundantes en el mesosoma. Corresponden a cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio, en donde los subhedrales tienden a aparecer principalmente con hábitos cúbicos. Muchos se encuentran como inclusiones en la plagioclasa y biotita.

Feldespato potásico: se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular a muy levemente tabular. Posee en general un bajo grado de alteración sericitica, exhibiendo extinción normal a muy levemente ondulosa. Posee inclusiones de opacos y cuarzo principalmente.

Circón: en general son muy poco abundantes en el mesosoma. Principalmente aparecen como cristales anhedrales de tamaño de grano fino. Aparecen únicamente como inclusiones en la biotita formando halos pleocroicos.

Apatito: en general son poco abundantes en el mesosoma. Se observan como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino, presentando hábito prismático.

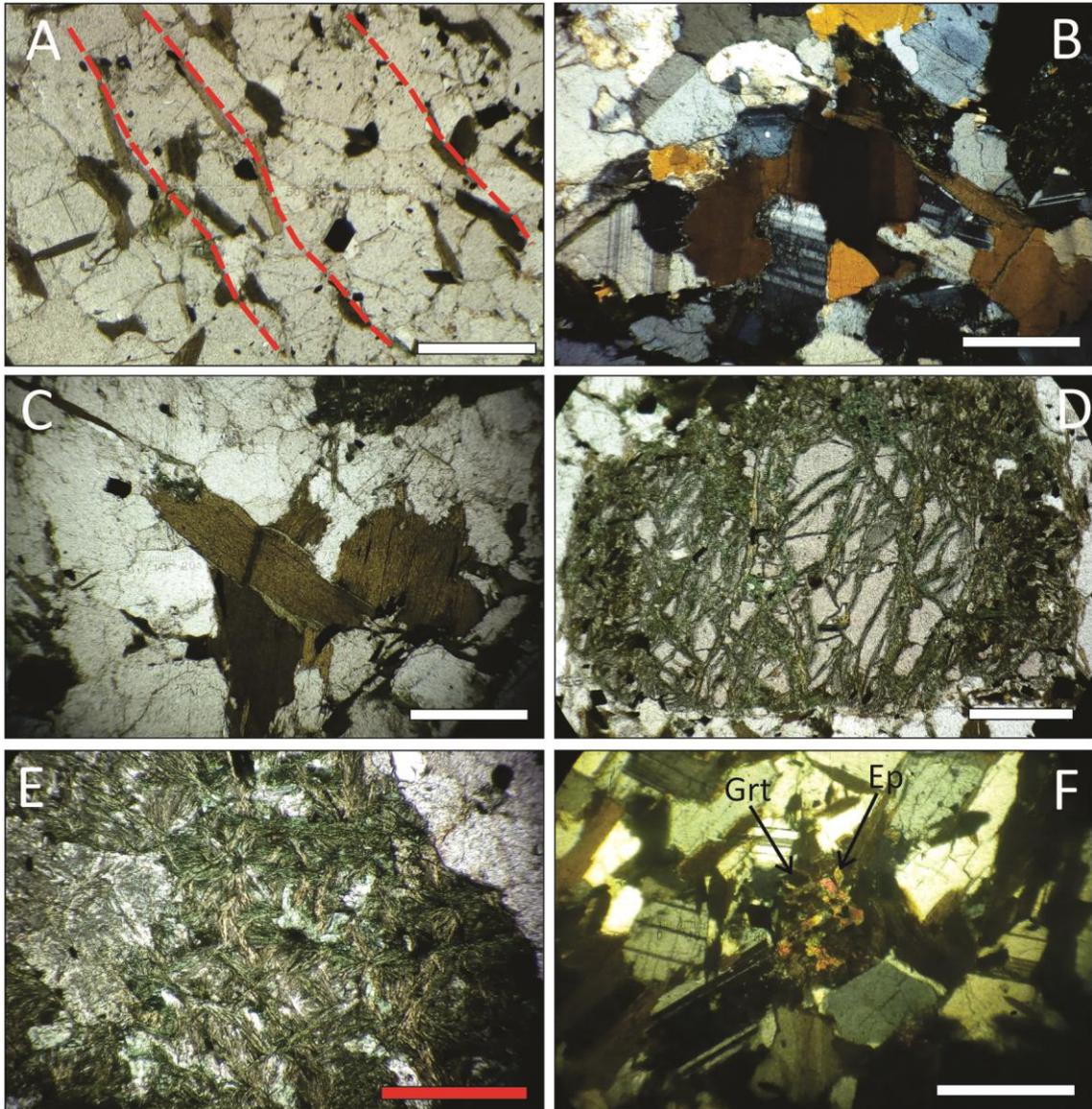


Figura 4.9: Fotomicrografías del mesosoma de la migmatita mafica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt. **A)** Orientación de las biotitas del mesosoma demarcada en línea de trazos rojo, nótese además la textura granolepidoblástica del mismo. **B)** Desarrollo de banda de deformación en un cristal cuarzo, donde además, se observan los contactos lobulados con la plagioclasa. **C)** Kink-band formada a partir del plegamiento de un cristal de biotita. **D)** Gran cristal de granate intensamente fracturado y alterado con desarrollo de clorita secundaria a lo largo de dichas fracturas. **E)** Fantasma de anfíbol completamente cloritizado con desarrollo de clorita radial. **F)** Desarrollo de epidoto secundario a partir de la alteración de los granates. Longitud de barra blanca= 1 mm. Longitud de barra roja= 0,5 mm. Las imágenes B y F fueron tomadas a nicols cruzados, mientras que las imágenes A, C, D y E fueron tomadas a nicols paralelos.

Biotita₂: aparece principalmente como producto del retrogrado de los granates. Corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Clorita₁: se originan como producto del retrogrado de las biotitas y se disponen de manera intercalada con las mismas. Estas cloritas se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, en ciertas ocasiones flexuradas y exhiben extinción ondulosa.

Clorita₂: se originarían principalmente como producto de la alteración de los granates y anfíboles. Estas se corresponden con cristales anhedrales de tamaño de grano fino principalmente, y, en la mayoría de los casos, poseen una disposición radial (Figura 4.9 E).

Epidoto: se desarrollan principalmente como producto de la alteración de los granates (Figura 4.9 F). Se presentan principalmente como cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Sericita: no es muy abundante. Se desarrolla como producto de alteración de las plagioclasas.

Con respecto a los **leucosomas**, como ya ha sido mencionado anteriormente, estos se caracterizan por presentarse en la mayoría de los casos como bandas leucocráticas de espesores que van desde los 0,5 cm hasta los 2 cm, superando los 5 cm de espesor para el caso de aquellos leucosomas como el presente en la Figura 4.8 D, como así también dispuestos como bandas completamente deformadas y plegadas (Figura 4.8 A y B). Presentan una textura granoblástica a granolepidoblástica de tamaño de grano medio a grueso, exhibiendo una coloración blanquecina. Una particularidad de estos leucosomas es que presentan un aumento considerable en la proporción de porfiroblastos de granate y cristales de hornblenda englobados por el leucosoma en comparación con la roca descrita en el apartado anterior (Figura 4.10). Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico se pudo determinar para el leucosoma una textura granoblástica a granolepidoblástica de tamaño de grano fino a medio y estructura masiva. Se compone esencialmente de cuarzo y plagioclasa, en escasa proporción feldespato potásico y biotita mostrando además el desarrollo de porfiroblastos de Grt y cristales de anfíboles englobados por el mismo ($Qtz+Pl+Kfs\pm Bt\pm Grt$), permitiendo clasificarlo como de composición tonalítica. Como mineralogía de retrogrado se identifica principalmente clorita, y como mineralogía de alteración sericita.

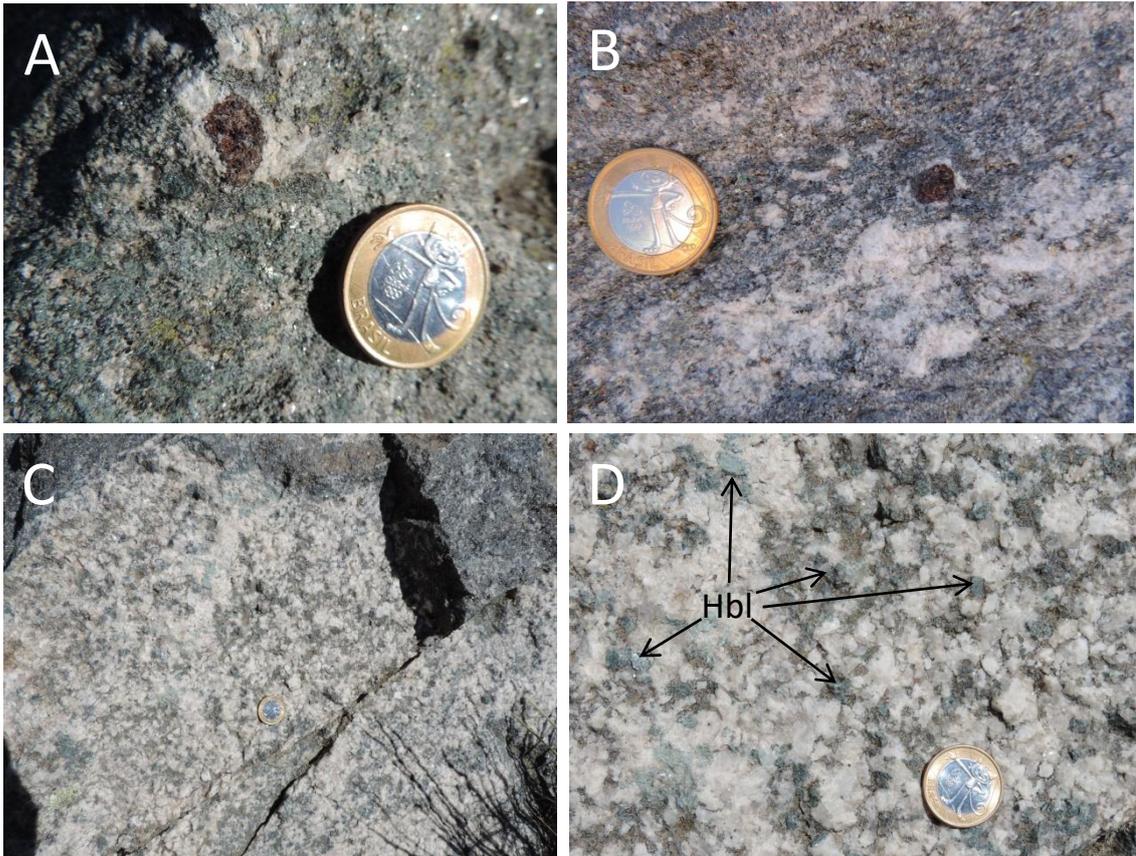


Figura 4.10: Fotografías a escala de afloramiento de la migmatita mafica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt. **A** y **B**) En ambas imágenes puede observarse la presencia de porfiroblastos de granates en el leucosoma. **C**) En esta imagen puede observarse al leucosoma englobando una gran cantidad de cristales de anfíboles (Hbl) alterados. **D**) imagen en detalle de los cristales de anfíboles (Hbl) mostrados en la imagen anterior, se encuentran demarcados con flechas negras solo algunos de ellos. Diámetro moneda= 2,5 cm.

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: muy abundante en el leucosoma. Se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a grueso y habito granular con desarrollo de bordes lobulados y sutúrales (Figura 4.11 A) indicando migración de borde de grano. Tienden a presentarse fracturados. Exhiben principalmente extinción en bandas de deformación, lamelas de deformación y en menor proporción ondulosa. También puede ser identificado como evidencia de recristalización dinámica la reducción del tamaño de grano de los mismos con desarrollo de bordes sutúrales (Figura 4.11 B).

Plagioclasa: igual de abundante que el cuarzo. Son cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de habito granular y bordes irregulares, los cuales tienden a disponerse con morfología lobulada en contacto con el cuarzo. Poseen un alto grado

de alteración sericitica e importante desarrollo de maclado polisintético el cual tiende a disponerse en algunos casos, levemente flexurado, haciendo que los cristales exhiban extinción ondulosa.

Feldespato potásico: corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano medio, de hábito granular con bordes irregulares. Al igual que la plagioclasa poseen un elevado grado de alteración sericitica. En general exhiben extinción levemente ondulosa. Se identifican inclusiones de cuarzo y opacos principalmente.

Biotita: muy poco abundante (Figura 4.11 B). Corresponden principalmente a cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino. Algunos cristales se encuentran retrogradando a clorita.

Clorita: muy poco abundante en el leucosoma. Corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino que se originan como resultado del retrogrado de las biotitas.

Sericita: se desarrolla como producto de la alteración de las plagioclasas.

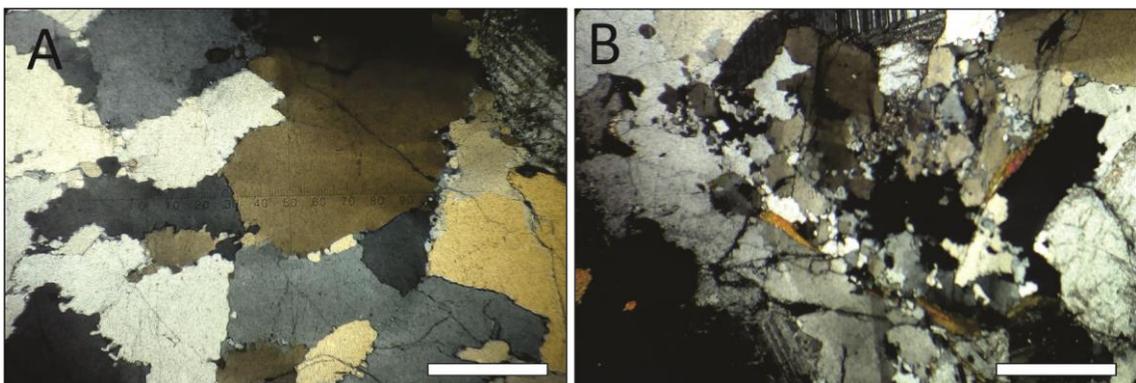


Figura 4.11: Fotomicrografías del leucosoma de la migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt y Hbl. **A)** Desarrollo de bordes sutúrales entre los cristales de cuarzo. **B)** Recristalización dinámica del cuarzo evidenciada a partir de la reducción del tamaño de grano con desarrollo de bordes sutúrales, obsérvese además la muy baja proporción de biotita en la composición del leucosoma. Longitud de barra blanca= 1 mm. Ambas imágenes fueron tomadas a nicoles cruzados.

Con respecto a los porfiroblastos de granates y cristales de anfíboles (Hbl) englobados por el leucosoma, estos poseen en general las mismas características petrográficas que los descritos para las migmatitas máficas con incremento de leucosoma (Figura 4.7 B, C y D), solo que aquí se encuentran en mayor proporción.

Cabe mencionar (por comunicación verbal con Radice) que a partir de datos de SEM (microscopía electrónica de barrido) se pudo determinar que la mineralogía opaca que forma parte de los accesorios de las migmatitas máficas se encuentra compuesta

esencialmente de pirita, ilmenita, magnetita y en menor proporción calcopirita, lo cual condice con lo observado en el microscopio petrográfico ya que, como se mencionó anteriormente, estos suelen aparecer con hábitos cúbicos principalmente hasta levemente rómbicos en algunos casos, pudiendo corresponder a pirita e ilmenita principalmente.

4.3.2-Metatexita estromatítica mesocrática

La metatexita estromatítica mesocrática es la litología que predomina en el área de estudio representando la mayor superficie de afloramiento, con casi 10 Km² de superficie, constituyendo la mayor parte de la zona estudiada (ver mapa en Anexo 1). Se encuentra intercalada, en la porción nor-occidental del área de estudio, con las migmatitas máficas y es afectada de manera gradual por la faja de cizalla Guacha Corral en el sector oriental.

A escala de afloramiento, en el entorno donde se encuentra intercalada con la migmatita máfica, tiende a presentarse en general como afloramientos aislados (Figura 4.2 B) subredondeados a subangulosos con un aspecto rugoso en superficie, mientras que en zonas más alejadas, los afloramientos tienden a presentarse como grandes cuerpos de dimensiones métricas con morfologías en general subangulosas (Figura 4.12 D). Generalmente se presentan con tonalidades grisáceas claras a oscuras, llegando a ser ocreos en ciertos afloramientos (Figura 4.12 A).

La roca se caracteriza por ser de grano fino a medio con el desarrollo de un bandeo composicional caracterizado por la alternancia de leucosomas y mesosomas, los cuales presentan dimensiones variables desde la escala milimétrica hasta más de 4 cm de espesor definiendo una foliación migmatítica en la roca de tipo estromatítico. Debido a que la misma se encuentra intensamente deformada, estas bandas composicionales tienden a presentarse intensamente plegadas formando en general pliegues intrafoliares, similares, apretados e inclinados (Figura 4.12 A y B) a subhorizontales, con longitudes de onda que llegan a superar los 30 cm, inclusive llegando a generar también un replegado de los propios leucosomas (Figura 4.12 C). Solo en sectores muy localizados pueden llegar a observarse plegamientos mayores los cuales afectan a toda la roca, tal como se observa en la Figura 4.12 D, a su vez internamente deformados con pliegues menores (Figura 4.12 E).

Cabe mencionar que es común observar en muchos afloramientos (Figura 4.12 F) el desarrollo de leucosomas dispuestos de manera paralela a los planos axiales de los pliegues intrafoliares (conformando leucosomas de plano axial). Por otro lado también pudo ser identificado un importante *boudinado* de ciertos leucosomas (Figura 4.12 F) originados por continuo estiramiento y seccionamiento de los mismos. En ambos casos (desarrollo de leucosomas de plano axial y *boudinado*) se pondría en evidencia que el proceso de migmatización habría ocurrido en concomitancia con la deformación que afecto a esta litología.

Los **leucosomas** se presentan con una textura granoblástica dominante, por sectores granolepidoblástica, con tamaños de grano de fino a medio. Se desarrollan en general como un conjunto de bandas continuas a discontinuas intensamente plegadas como consecuencia de la deformación generando los ya mencionados pliegues intrafoliares. Los espesores varían desde la escala milimétrica con menos de un centímetro de espesor hasta llegar a alcanzar 5 cm de potencia, presentándose en general con colores blanquecinos como consecuencia de la predominancia del cuarzo y plagioclasa en su composición mineralógica. A partir del estudio de láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico se pudo determinar una textura granoblástica a granolepidoblástica en aquellos sectores de las muestras en donde tiende a aumentar el porcentaje de filosilicatos, presentándose en general con tamaño de grano fino a medio. Se encuentra compuesto principalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásico, en menor proporción biotita, muscovita, opacos y circón, y como mineralogía secundaria clorita y sericita (Pl+Qtz+Kfs±Bt).

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular con bordes irregulares. Es bastante común observar como en contacto con la plagioclasa tiende desarrollar contactos lobulados con la misma (Figura 4.13 A). Suele presentarse como inclusiones subcirculares en la plagioclasa y en general posee inclusiones de muscovita y biotita. En general exhiben extinción ondulante, bandas de deformación y en menor medida extinción con patrón en damero (Figura 4.13 B), indicando una incipiente deformación intracristalina. Es común observar el desarrollo de cintas de cuarzo microgranular. Pueden observarse además procesos de recristalización dinámica evidenciados principalmente a partir de una fuerte reducción del tamaño de grano e individualización de los mismos con bordes suturales. Como

textura especial, se observa de manera aislada el desarrollo de mirmequitas de cuarzo en la plagioclasa (Figura 4.13 C).

Plagioclasa: se caracteriza por presentarse como cristales anhedrales con tamaño de grano fino a medio, aunque suelen aparecer ocasionalmente algunos cristales de tamaño de grano grueso (aproximadamente de 9 mm, Figura 4.13 D). Exhiben hábito granular con bordes irregulares y lobulados en contacto con el cuarzo. Suele presentar inclusiones subcirculares de cuarzo y también de muscovita. Predominancia de macla polisintética, la cual en ocasiones suele encontrarse ligeramente flexurada, aunque también tiende a desarrollar ocasionalmente un maclado doble dispuesto a casi 90° uno de otro. En general exhibe una alteración muy marcada a sericita.

Feldespatos potásicos: corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio con bordes irregulares. Presenta el desarrollo de peritas como producto de la desmezcla con plagioclasa. Se encuentra muy alterado a argilominerales.

Biotita: en general no suelen ser muy abundantes en el leucosoma y en la mayoría de los casos se encuentran asociadas con la muscovita. Están presentes como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio presentándose principalmente con hábito laminar. Poseen inclusiones de circón formando halos pleocroicos. Se alteran principalmente a clorita.

Muscovita: al igual que el caso anterior, la muscovita no es muy abundante en el leucosoma y se asocia en la mayoría de los casos a la biotita. Se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de hábito laminar con tamaño de grano fino a medio. Pueden observarse de manera ocasional granos gruesos con morfologías de mica fish. Poseen inclusiones de cuarzo principalmente. En general presenta extinción normal aunque en los casos en los que se encuentra levemente deformada se presentan combadas exhibiendo extinción ondulante.



Figura 4.12: Fotografías macroscópicas de la metatexita estromatítica mesocrática. **A y B)** Desarrollo de pliegues intrafoliares similares, apretados e inclinados. Notar en la imagen **A** la coloración ocre amarillenta que suelen presentar ciertos afloramientos. **C)** Imagen en la que puede observarse el replegado de los leucosomas de los pliegues de la imagen **B**. **D)** Desarrollo de un pliegue a gran escala internamente replegado, obsérvese además la morfología subangulosa del afloramiento. **E)** Desarrollo de pliegues menores dentro del pliegue a gran escala de la imagen **D**. **F)** Afloramiento exhibiendo desarrollo de leucosomas de plano axial; demarcado con rojo se resalta el *boudinado* de un leucosoma. Diámetro brújula= 6 cm. Largo carpeta de campo= 33 cm. Longitud lápiz= 15 cm. Altura mochila= 67 cm. Longitud maza= 30 cm.

Opacos: muy poco abundantes en el leucosoma. Corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino dispuestos principalmente como inclusiones en la biotita y muscovita.

Circón: se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino con hábito granular, dispuestos únicamente como inclusiones en la biotita generando halos pleocroicos en la misma.

Clorita: se presenta principalmente como el producto de alteración de las biotitas. Son cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Sericita: se presenta exclusivamente como un agregado microcristalino producto de la alteración de los feldespatos.

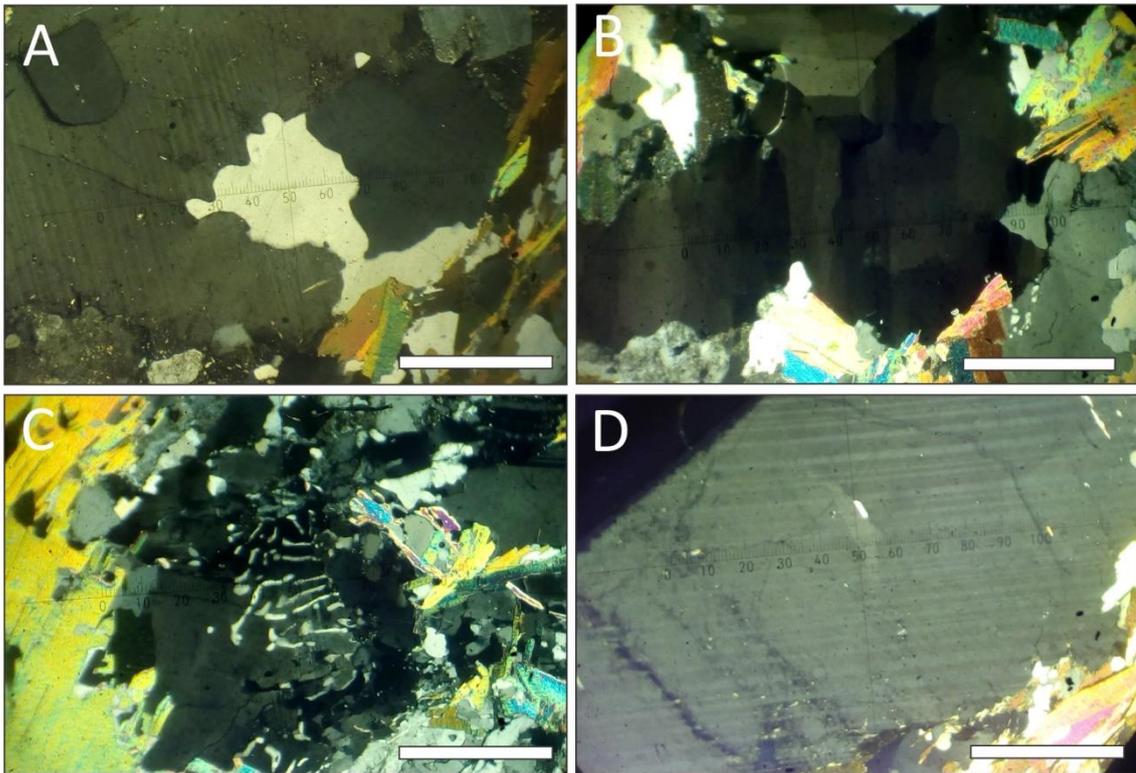


Figura 4.13: Fotomicrografías del leucosoma de la metatexita estromatítica mesocrática. **A)** Desarrollo de contactos lobulados entre cristales de cuarzo y plagioclasa. **B)** Cristal de cuarzo exhibiendo extinción con patrón en damero. **C)** Desarrollo de mirmequitas de cuarzo en plagioclasa. **D)** Desarrollo ocasional de un cristal de plagioclasa de tamaño de grano grueso exhibiendo macla polisintética. Longitud de barra blanca= 1 mm. Todas las imágenes fueron tomadas a nicols cruzados.

Los **mesosomas** se caracterizan por presentar textura granolepidoblástica principalmente con tamaños de grano fino a medio. Se presentan como un conjunto de bandas regulares, por sectores discontinuas, flexuradas y plegadas acompañando al plegamiento de los leucosomas. Poseen espesores en general dentro de la escala milimétrica con una coloración marrón a gris oscura. Debido a su composición principalmente de filosilicatos se tiende a demarcar bien la foliación migmatítica de la

roca a partir de la orientación preferencial de los mismos. Del estudio de lámina delgada bajo el microscopio petrográfico se determinó para el mesosoma una textura lepidoblástica a granolepidoblástica siendo en determinados sectores lepidogranoblástica, con tamaños de grano fino a medio. Se compone principalmente de biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en menor proporción muscovita, opacos y circón, granate es prácticamente ausente y como mineralogía de alteración se desarrolla clorita y sericita, definiendo una paragénesis dada por $Bt+Qtz+Kfs+Pl\pm Grt$, indicando estabilidad en facies de anfibolita alta y zona del granate.

Descripciones de los minerales:

Biotita: es junto con la muscovita el principal filosilicato que se encuentra constituyendo la composición mineralógica del mesosoma. Corresponden a cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito laminar. Poseen inclusiones de circón formando halos pleocroicos y de cuarzo, desarrollándose ocasionalmente un intercrecimiento bien marcado entre el cuarzo y la biotita. Algunas presentan evidencias de deformación a partir de un plegamiento formando Kink-bands (Figura 4.14 A) y exhibiendo extinción ondulosa. Se alteran principalmente a clorita.

Muscovita: se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio con hábito laminar. Posee inclusiones principalmente de cuarzo, aunque en determinados sectores se tiende a desarrollar como porfiroblastos poiquiliticos debido al gran porcentaje de inclusiones que posee. Al igual que la biotita presenta evidencias de deformación intracristalina presentándose plegadas y flexuradas (Figura 4.14 B) exhibiendo además en algunos cristales extinción ondulosa.

Cuarzo: se encuentra presente como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito granular con bordes irregulares y lobulados. Posee inclusiones de biotita principalmente. La mayoría de los cristales exhiben extinción ondulosa y en patrón de damero evidenciando una incipiente deformación intracristalina. Además tienden a desarrollarse cintas de cuarzo microgranular (Figura 4.14 C) y a presentar evidencias de recristalización dinámica a partir de una reducción del tamaño de grano e individualización de los mismos desarrollando bordes suturales (Figura 4.14 D).

Plagioclasa: Se presentan como cristales anhedrales de hábito granular de bordes irregulares con tamaños de grano fino principalmente a medio. Posee inclusiones subcirculares de cuarzo y biotita. Predomina el típico maclado polisintético. En general se encuentran alteradas a sericita.

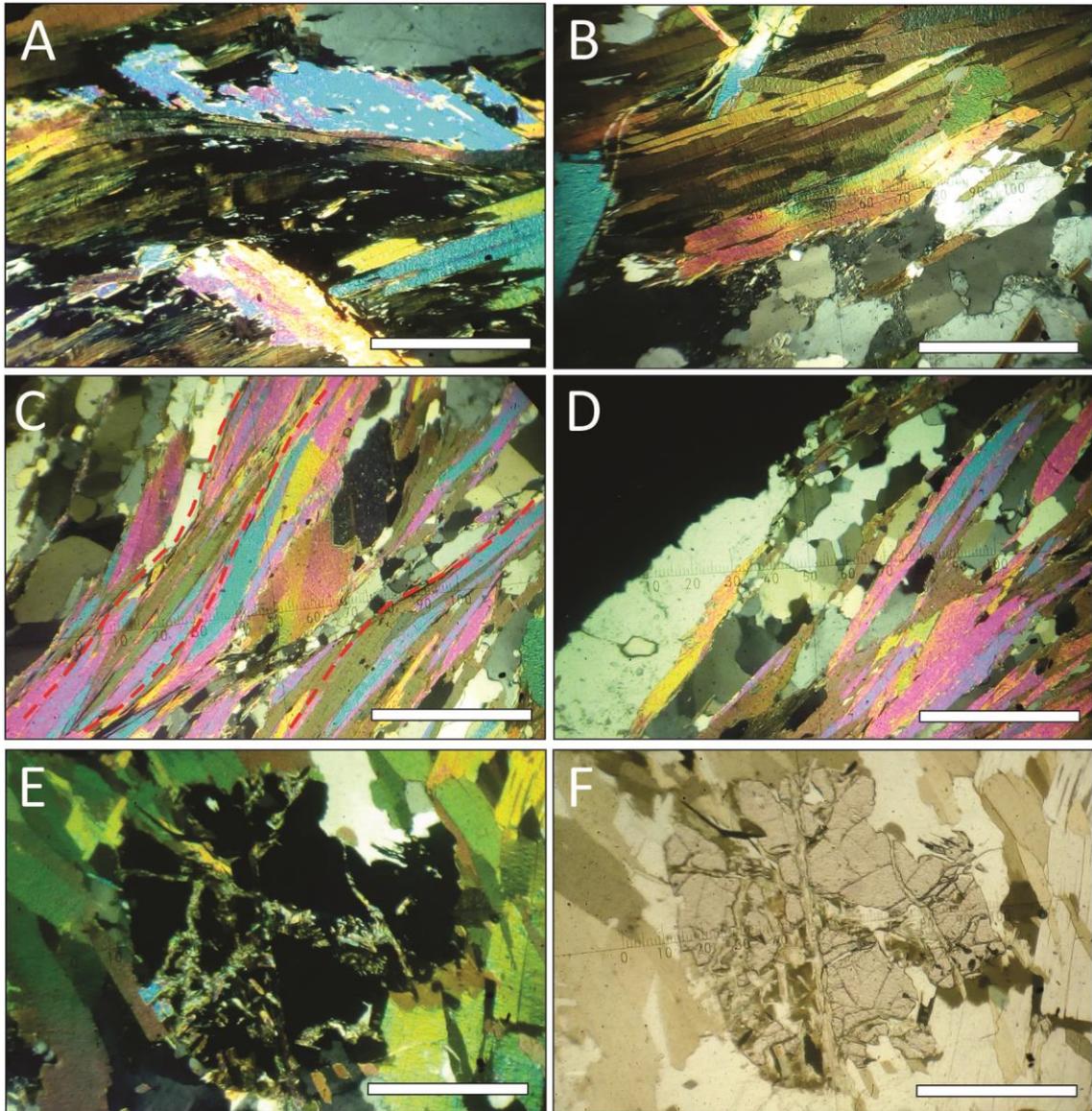


Figura 4.14: Fotomicrografías del mesosoma de la metatexita estromatítica mesocrática. **A)** Biotitas plegadas desarrollando Kink-bands, lo que provoca además que se dé como resultado una extinción ondulosa en las mismas. **B)** Plegamiento de un cristal de muscovita exhibiendo además extinción ondulosa. **C)** Desarrollo de una cinta de cuarzo microgranular, se encuentra demarcada además con línea de trazos rojas la foliación migmática dada a partir de la orientación de las muscovitas. **D)** Proceso de recristalización en el cuarzo evidenciado por la reducción del tamaño de grano y el incipiente desarrollo de bordes suturales. **E)** Cristal de granate intensamente fracturado en donde a partir de dichas fracturas tienden a crecer filossilicatos (biotita, clorita y muscovita). **F)** Mismo cristal de granate que la imagen anterior visto a nicols paralelos. Longitud de barra blanca: 1 mm. Las imágenes A, B, C, D y E fueron tomadas a nicols cruzados, mientras que la imagen F a nicols paralelos.

Feldespato potásico: se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito tabular a granular, exhibiendo mayormente

extinción normal. Posee inclusiones de cuarzo principalmente. Presentan un elevado grado de alteración sericítica.

Granate: está prácticamente ausente en esta litología. Se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano medio, intensamente fracturados en donde a partir de dichas fracturas tienden a crecer biotita y clorita, y también en menor proporción muscovita (Figura 4.14 E y F).

Opacos: son muy poco abundantes en el mesosoma, disponiéndose en general como inclusiones en los filosilicatos. Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino con bordes reabsorbidos.

Circón: se presentan principalmente como inclusiones dentro de la biotita formando halos pleocroicos. Corresponden a cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Clorita: corresponden a la principal mineralogía secundaria del mesosoma. Se desarrollan como producto de alteración de las biotitas. Poseen formas anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino. Algunas se disponen flexuradas y plegadas junto con las biotitas.

Sericita: se presenta como un agregado microcristalino producto de la alteración de las plagioclasas.

4.3.3-Porción occidental de la faja de cizalla Guacha Corral

Situada bien en el extremo oriental del área de estudio se encuentra aflorando la porción más occidental de la faja de cizalla Guacha Corral (ver mapa en Anexo 1). La misma va afectando de manera gradual a las metatexitas estromatíticas mesocráticas provocando la transformación de la roca original bajo una deformación dúctil-frágil. Como producto de esta deformación se va sobreimponiendo en las metatexitas una textura deformacional, provocando la recristalización en la roca de una matriz rica en filosilicatos la cual define una foliación milonítica bien marcada sobreimpuesta a la foliación migmática original.

Debido a que la transformación de las metatexitas se da de manera gradual a medida que se ingresa dentro de la faja, pudo ser reconocido un límite transicional entre las metatexitas y las rocas miloníticas del borde occidental de la faja de cizalla, reconociéndose la siguiente secuencia: metatexitas no deformadas-metatexitas

deformadas-protomilonitas. En los sectores donde se reconoce esta transición puede observarse como los leucosomas de las metatexitas deformadas gradualmente comienzan a estirarse y estrangularse (Figura 4.15 A) hasta empezar a formar porfiroclastos (Figura 4.15 B). Por otro lado, donde todavía es reconocible la estructura de la roca original, apenas siendo retrabajada y reemplazada por la fábrica milonítica (Figura 4.15 C y D), es posible identificar la composición mineralógica de las migmatitas que funcionaron como protolitos de las protomilonitas, siendo dicha composición igual a la de las metatexitas estromatíticas mesocráticas. De esta manera se puede afirmar que al menos las protomilonitas constituyentes del sector occidental de la faja se originaron a partir de la deformación dúctil-frágil de las metatexitas estromatíticas mesocráticas.

A continuación se realizara una descripción detallada de las protomilonitas constituyentes del borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral aflorante dentro del área de estudio.

4.3.3.1-Protomilonitas derivadas de las metatexitas estromatíticas mesocráticas

Las protomilonitas derivadas de las metatexitas estromatíticas mesocráticas son abundantes en el sector oriental del área de estudio y corresponderían a la única litología que se encuentra constituyendo todo este sector más occidental de la faja involucrada dentro del área estudiada (ver mapa en Anexo 1). En general se caracterizan por aflorar con morfologías en bloques angulosos presentando crestas lajosas. Los afloramientos tienden a presentarse con una coloración ocre a pardo amarillenta disponiéndose con orientaciones que oscilan desde NNO-SSE a NNE-SSO.

A diferencia de lo que ocurre en el límite transicional con las metatexitas mesocráticas (donde la deformación es heterogénea y menos pervasiva), en el ambiente de la faja puede reconocerse una deformación homogénea la cual afecta de manera uniforme a la roca, reconociéndose en general un porcentaje de matriz que no llega a superar el 50% permitiendo clasificar a estas rocas como protomilonitas.



Figura 4.15: Fotografías a macroescala de la zona transicional entre las metatexitas y las protomilonitas de la faja de cizalla. **A)** Imagen en la cual puede observarse como los leucosomas de las metatexitas estromatíticas mesocráticas comienzan a estirarse y estrangularse como consecuencia de la deformación frágil-dúctil sobreimpuesta en la roca. **B)** En esta imagen se observa un proceso de deformación mucho más avanzado que el de la imagen anterior llegando a desarrollar porfiroclastos bien marcados debido al incremento en el porcentaje de matriz. **C)** Imagen en la cual todavía puede reconocerse un poco de la estructura de la roca original la cual correspondería a las metatexitas estromatíticas mesocráticas. **D)** Desarrollo de porfiroclasto tipo sigma demarcado con trazo rojo. Largo carpeta de campo= 33 cm

Las protomilonitas se caracterizan por presentar en términos generales una textura porfiroclástica definida a partir de una matriz lepidogranoblástica de tamaño de grano fino a medio en la cual se encuentran inmersos porfiroclastos compuestos de cuarzo y plagioclasa.

En cuanto a aspectos estructurales la roca se caracteriza por presentar una foliación milonítica bien marcada a partir de la orientación de los filosilicatos de la matriz, la cual en general posee espesores que no superan el milímetro. En determinados sectores suelen identificarse bandas granoblásticas de espesores centimétricos (Figura 4.16 A) intercaladas con las folias lepidoblásticas de la matriz definiendo un bandeo milonítico muy grosero. Es frecuente identificar además el desarrollo de fábricas anastomosadas dispuestas en patrón S-C (Figura 4.16 A) definidas tanto a partir de la orientación de los filosilicatos de la matriz como de las

bandas granoblásticas intercaladas con estos. Por último es común observar el desarrollo de lineaciones minerales sobre los planos de foliación de la roca, las cuales poseen en general una orientación $D_{inm}/I_{inm}=105^\circ/30^\circ$.

La **matriz** se caracteriza por presentar una textura lepidoblástica a lepidogranoblástica debido a su composición mineralógica principalmente de filosilicatos, los cuales se disponen englobando a los porfiroclastos. Posee generalmente un tamaño de grano fino y, como ha sido mencionado con anterioridad, se presenta con una coloración ocre a pardo amarillenta. La orientación de los filosilicatos en la matriz desarrolla en la roca una estructura planar penetrativa caracterizada como foliación milonítica, la cual se dispone con rumbos NNE a NNO con buzamiento hacia el este.

Del estudio de lámina delgada bajo microscopio petrográfico se determinó para la matriz una textura lepidogranoblástica de tamaño de grano fino a medio compuesta principalmente de filosilicatos en conjunción con pequeños cristales de cuarzo anhedrales y escasos cristales de plagioclasa formando parte también de esta matriz.

La composición mineralógica de la misma consta fundamentalmente de clorita, muscovita, cuarzo, plagioclasa, biotita, opacos y circón, definiendo una paragénesis dada por $Chl+Ms+Qtz\pm Pl$ indicando su pertenencia a la zona de la clorita y facies de esquistos verdes.

Descripciones de los minerales:

Clorita: muy abundante en la matriz. Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito laminar con bordes irregulares. Algunas se disponen flexuradas y plegadas (Figura 4.17 D) exhibiendo extinción ondulosa.

Biotita: Se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito laminar con bordes irregulares. Presentan los típicos pleocroísmos de pardo amarillento a pardo oscuro y además también de pardo amarillento a verde cuando se encuentran retrogradando a clorita. Posee inclusiones de circones formando halos pleocroicos. Algunas se disponen levemente curvas exhibiendo extinción ondulosa aunque tiende a predominar la extinción normal. Se disponen preferentemente orientadas definiendo la foliación milonítica y conformando folias anastomosadas junto con la muscovita y clorita englobando a los porfiroclastos.

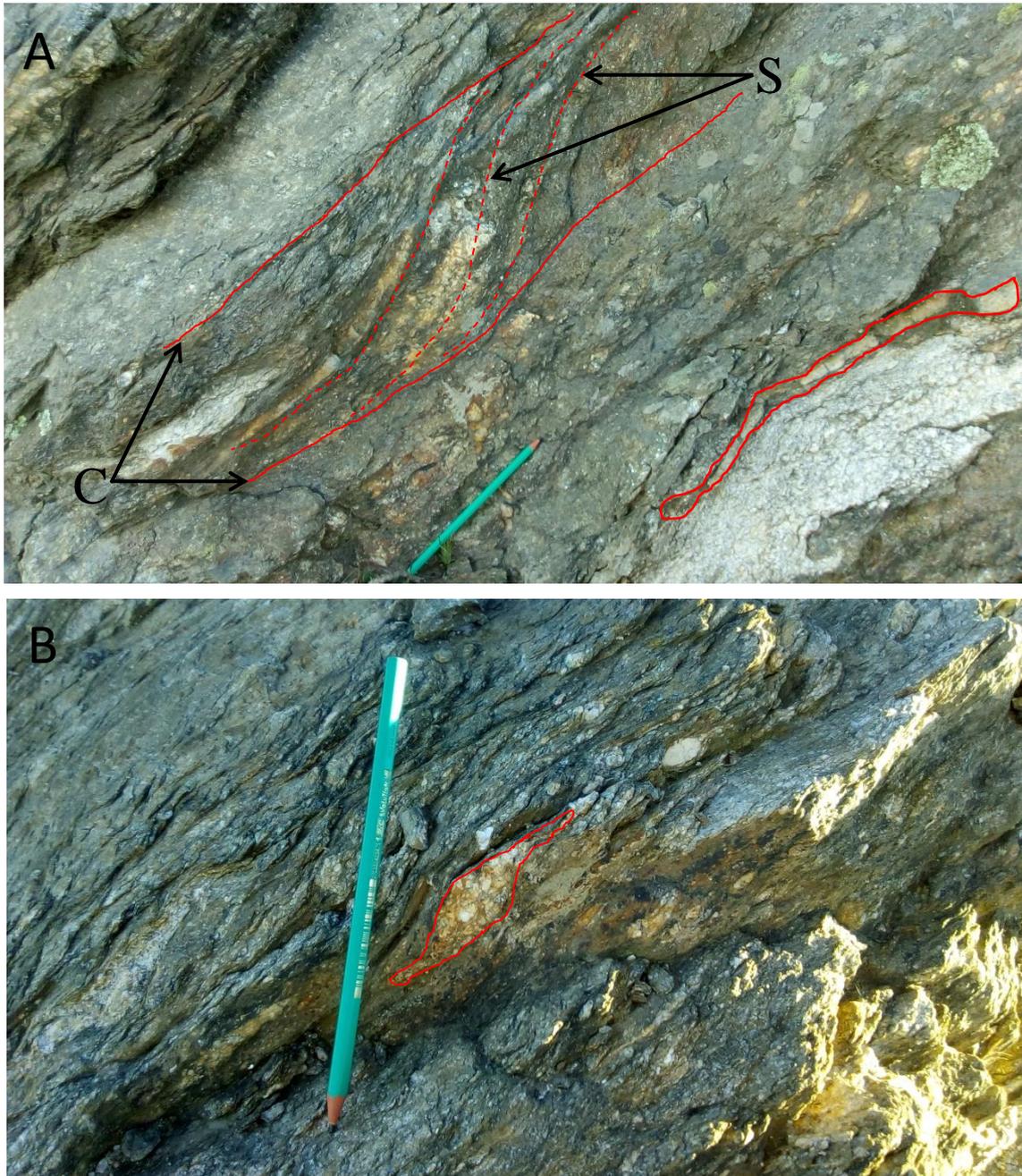


Figura 4.16: Fotografías a macroescala de las protomilonitas. **A)** Se demarca en la sección inferior derecha una banda granoblástica de espesor centimétrico intercalada con las folias lepidoblásticas de la matriz marcando en la roca un muy grosero bandeo milonítico. Se demarca también el desarrollo de una fábrica anastomosada en patrón S-C dada por la orientación de los filosilicatos de la matriz. **B)** Se denota con rojo el desarrollo de un porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa formando un indicador cinemático tipo sigma. En esta imagen además pueden observarse también el desarrollo de estructuras S-C. Longitud lápiz= 15 cm.

Muscovita: se presentan como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino a medio de hábito laminar con bordes irregulares y aserrados (Figura 4.17 A). Presenta numerosas inclusiones de opacos (la mayoría orientados según los planos de clivaje de la muscovita) y circón. Algunas se disponen levemente plegadas exhibiendo extinción ondulosa (Figura 4.17 B), aunque al igual que el caso anterior tiende a predominar la extinción normal. Junto con la biotita y clorita los cristales de muscovita tienden a disponerse en folias englobando a los porfiroclastos.

Cuarzo: se presenta como cristales anhedrales de tamaño de grano fino de hábito granular con bordes muy irregulares y lobulados. Presentan extinción normal a levemente ondulosa exhibiendo también en algunos casos lamelas de deformación. En algunos sectores puede observarse como se concentran en mayor proporción formando bandas granoblásticas intercaladas con las bandas lepidoblásticas de filosilicatos (Figura 4.17 C). Poseen en general inclusiones de biotita, clorita y muscovita.

Plagioclasa: poco abundante en la matriz. Corresponden con cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular con bordes muy irregulares. Posee inclusiones de opacos principalmente. Al igual que el feldespato potásico presenta en general bajo grado de alteración sericitica.

Circón: se encuentran en general en baja proporción como inclusiones tanto en la muscovita como en la biotita formando halos pleocroicos en la misma. Se presentan como cristales anhedrales de tamaño de grano fino.

Opacos: son poco abundantes en la matriz disponiéndose en la mayoría de los casos como inclusiones en los filosilicatos orientados según el clivaje de los mismos. Se presentan como cristales anhedrales a subhedrales de tamaño de grano fino con bordes irregulares.

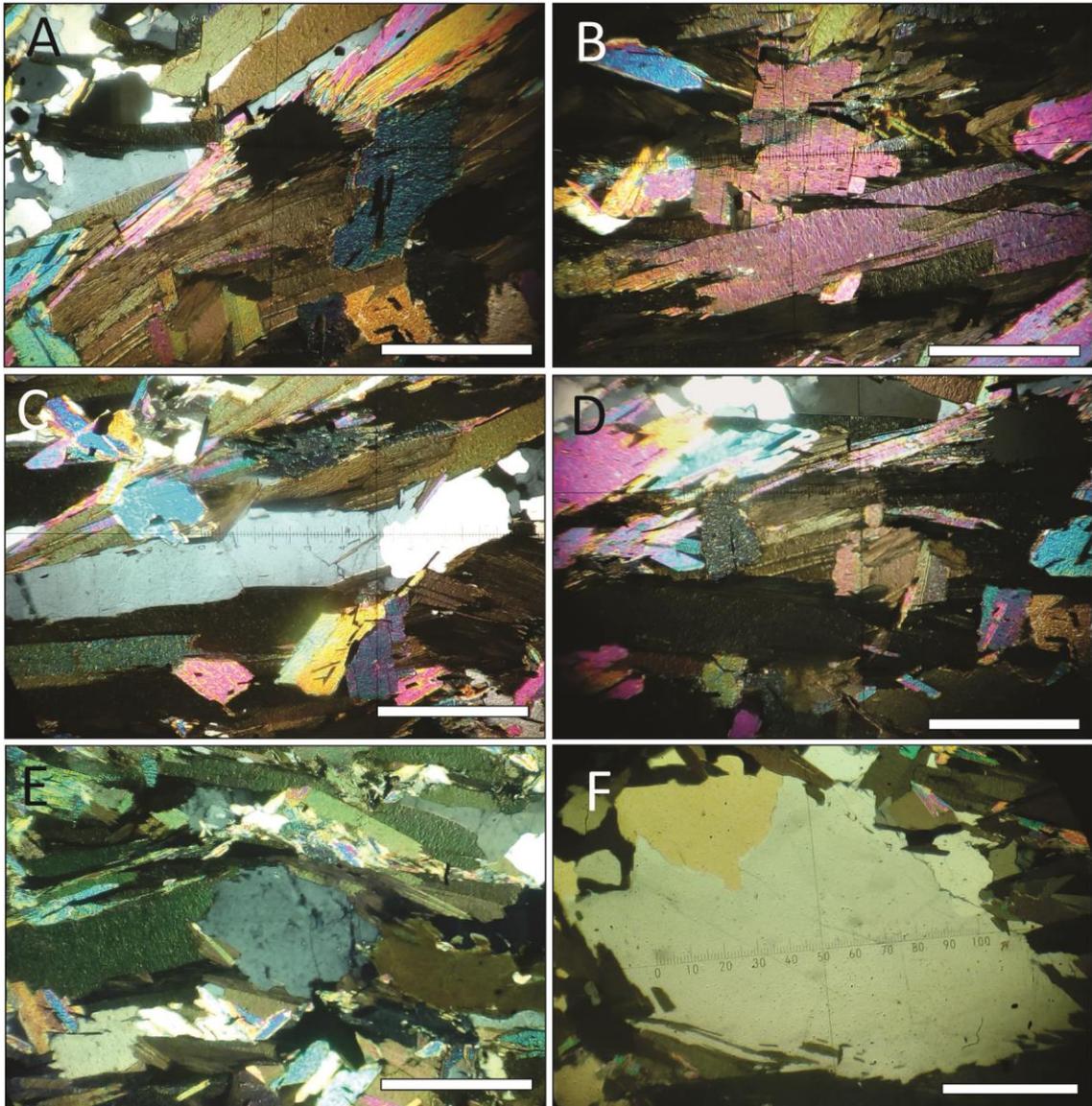


Figura 4.17: Fotomicrografías de la protomilonita. **A)** Cristal de muscovita en la matriz exhibiendo bordes aserrados. **B)** Cristal de muscovita flexurado en la matriz exhibiendo extinción ondulosa. **C)** Desarrollo de una banda granoblástica en la matriz compuesta por cuarzo intercalada con las bandas lepidoblásticas compuestas de filosilicatos. **D)** Cristal de clorita flexurado y plegado en la matriz exhibiendo extinción ondulosa. **E)** Porfiroclasto de feldespato potásico formando un posible indicador cinemático tipo sigma. **F)** Porfiroclasto de cuarzo de tamaño medio formando un sigma. Longitud de barra blanca = 1 mm. Todas las imágenes fueron tomadas a nicoles cruzados.

Los **porfiroclastos** se encuentran compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (Qtz+Pl+Kfs) conformando indicadores cinemáticos tipo sigma (Figura 4.16 B y 4.17 E y F). El tamaño de los porfiroclastos varía entre

aquellos que llegan a alcanzar hasta 4 cm a porfiroclastos más pequeños de tamaño de grano fino.

Descripción de los minerales:

Cuarzo: a lámina delgada conforma porfiroclastos de tamaño de grano medio (Figura 4.17 F) a fino, en general presentan bordes irregulares a levemente lobulados en los casos en los que el porfiroclasto esté compuesto por un agregado monocristalino de cuarzo. Muestran extinción normal aunque suelen aparecer cristales que presentan extinción ondulosa y lamelas de deformación.

Plagioclasa: se presentan como cristales de grano fino a medio de hábito granular con bordes irregulares. Junto con el cuarzo conforman los agregados policristalinos constituyendo porfiroclastos de morfología tipo sigma principalmente.

Feldespato potásico: se encuentra como cristales anhedrales de tamaño de grano fino a medio, de hábito granular con bordes principalmente irregulares, conformando porfiroclastos con morfología tipo sigma (Figura 4.17 E). También se presentan constituyendo porfiroclastos en conjunción con el cuarzo y la plagioclasa a modo de agregados policristalinos.

4.4-Geoquímica

Fue posible contar con dos análisis geoquímicos de roca total correspondientes a una muestra de la migmatita máfica y a una muestra de la metatexita estromatítica mesocrática. Estos datos de geoquímica de roca total fueron tomados de Radice (2015) con el objetivo de efectuar nuevos cálculos y diagramas geoquímicos para de esta manera caracterizar mejor a estas rocas desde el punto de vista geoquímico.

Los cálculos geoquímicos y la elaboración de los diagramas presentados en este apartado se han llevado a cabo a partir de valores normalizados al 100% en composiciones libres de volátiles, es decir en base anhidra (LOI=0, pérdida por ignición). En la tabla 4.2 se presentan las composiciones medias de ambas litologías en la que los elementos mayoritarios ya se encuentran recalculados al 100%.

Tabla 4.2: geoquímica de elementos mayoritarios de ambas litologías recalculadas al 100% en base anhidra. Los datos a partir de los cuales se ha efectuado dicho recalcu fueron tomados de Radice (2015).

Muestra	CH-052	CH-061
Tipo de roca	Migmatita máfica	Metatexita estromatítica mesocrática
SiO ₂	54,90	65,45
Al ₂ O ₃	15,41	16,49
Fe ₂ O ₃ (T)	12,58	6,56
MnO	0,21	0,11
MgO	6,78	2,77
CaO	4,57	1,27
Na ₂ O	2,40	1,97
K ₂ O	0,90	4,30
TiO ₂	2,17	0,79
P ₂ O ₅	0,07	0,28
Total	99,99	99,99

4.4.1-Determinación de la saturación en alúmina

Desde un primer momento puede notarse que el porcentaje en peso de Al₂O₃ correspondiente a cada muestra es relativamente elevado, tal como se observa en la tabla 4.2, lo que es consistente, como se ha descrito en el apartado 4.3, con la constitución mineralógica de ambas litologías, es decir elevada proporción de filosilicatos (muscovita) en las metatexitas estromatíticas mesocráticas y la elevada proporción de granate que presenta la migmatita máfica.

Por lo tanto en una primera instancia se procedió a calcular el índice de saturación de alúmina para cada una de las muestras utilizando la propuesta de Debon y Lefort (1983). La misma se basa en la obtención y utilización de los milicaciones los cuales son obtenidos a partir de los óxidos en % p/p. De esta manera cuando los milicaciones de $Al > Na + K + 2Ca$ la roca será peraluminosa, cuando $Na + K + 2Ca > Al > Na + K$ la roca será metaluminosa y por último si $Na + K + 2Ca > Na + K > Al$ la roca será peralkalina. De acuerdo a lo anterior mencionado,

observando la tabla 4.3, puede establecerse que ambas rocas (tanto la migmatita máfica como la metatexita estromatítica mesocrática) pueden ser clasificadas como peraluminosas.

Tabla 4.3: índice de saturación de alúmina obtenido para cada muestra utilizando la propuesta de Debon y Lefort (1983) a partir de la utilización de los milicaciones.

Roca	Milicaciones (Al)	Milicaciones (Na+K+2Ca)	Milicaciones (Na+K)	Clasificación
Migmatita máfica	295	259,53	97	Peraluminosa
Metatexita estromatítica mesocrática	318	200	155	Peraluminosa

Además, los valores del índice de saturación de alúmina quedan reflejados de manera gráfica en el diagrama A-B de Debon y Lefort (1983), tal como se presenta en la Figura 4.18. Una cuestión importante a resaltar es que, además de que ambas rocas se encuentran dentro del campo de las rocas peraluminosas, la metatexita mesocrática se encuentra dentro del campo 1 con predominio de $M_s > B_t$ correspondiéndose con la elevada proporción de muscovita que compone a la misma como así también la biotita, principales minerales en el mesosoma de la roca, mientras que con respecto a la migmatita máfica esta se encuentra dentro del campo de la B_t , mineral accesorio principal que constituye el mesosoma de esta roca. En líneas generales, la proyección de las muestras en los distintos campos es bastante acorde con sus características petrográficas.

Por otro lado, además de determinar y clasificar el índice de saturación de alúmina por medio de la propuesta de Debon y Lefort (1983), también se determinó utilizando el índice de Shand (1947), que corresponde al cociente $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ expresado en proporciones moleculares ($ISA = A/CNK$). De esta manera el índice de saturación de alúmina por medio de Shand (1947) queda representado de manera gráfica en la Figura 4.19. Allí puede observarse como ambas muestras se proyectan en el campo peraluminoso, es decir con una relación $A/CNK > 1$.

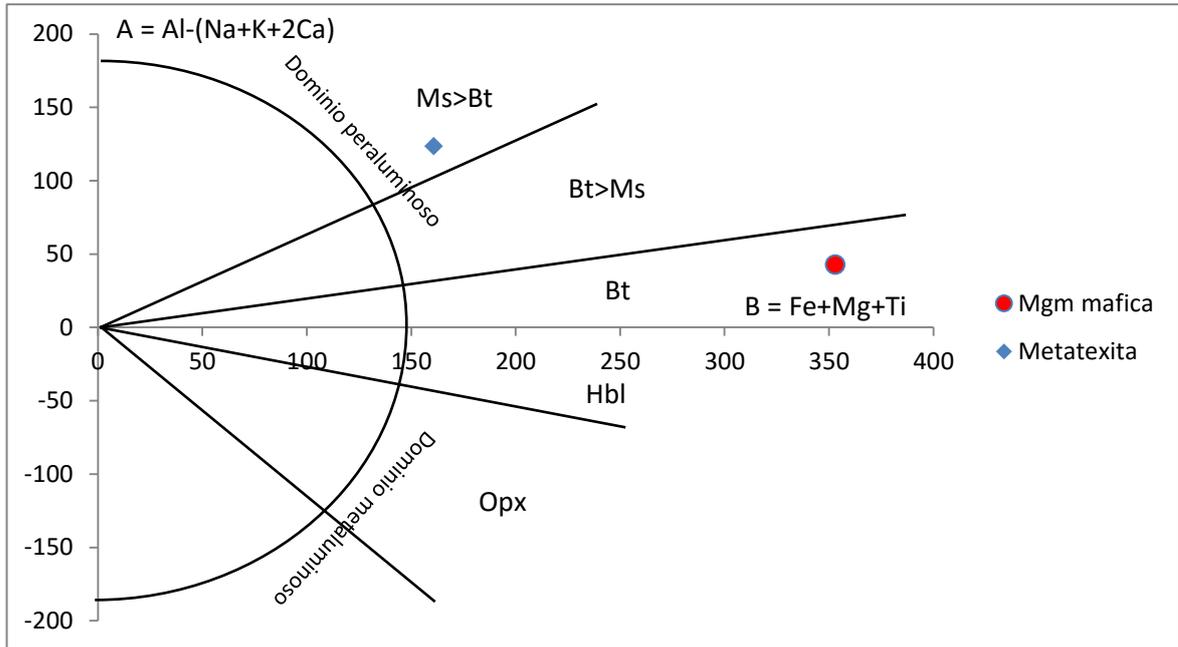


Figura 4.18: Proyección de las muestras en el diagrama A-B propuesto por Debon y Lefort (1983).

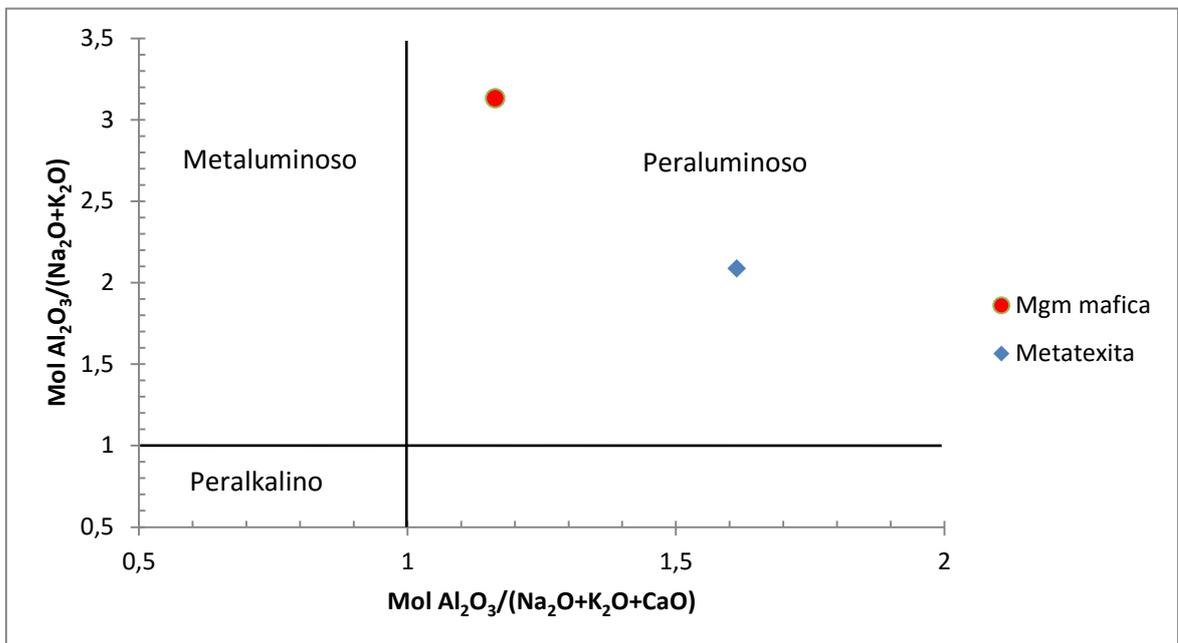


Figura 4.19: Proyección de las muestras en el diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ propuesto por Shand (1947).

4.4.2-Estimación del tipo de protolito

Para poder estimar el tipo de protolito a partir del cual se originaron las litologías en cuestión se proyectaron las composiciones químicas de ambas muestras en el diagrama de Werner (1987) el cual utiliza la relación P_2O_5/TiO_2 vs MgO/CaO , ver Figura 4.20.

De manera general se observa que la metatexita estromatítica mesocrática presenta una relación P_2O_5/TiO_2 mucho mayor que la migmatita máfica, esto se debería a la elevada concentración de titanio que posee esta última en comparación con la metatexita estromatítica mesocrática, lo que estaría directamente relacionado a la composición mineralógica de la roca, ya que como se mencionó anteriormente, la migmatita máfica posee ilmenita como mineralogía accesoria. Por otro lado, no presentan mucha diferencia en la relación MgO/CaO , siendo un poco más elevada en la metatexita. Por último, de acuerdo a lo anterior mencionado, puede observarse que ambas muestras quedarían graficadas dentro del campo sedimentario, lo que estaría confirmando que ambas rocas provendrían de un protolito sedimentario.

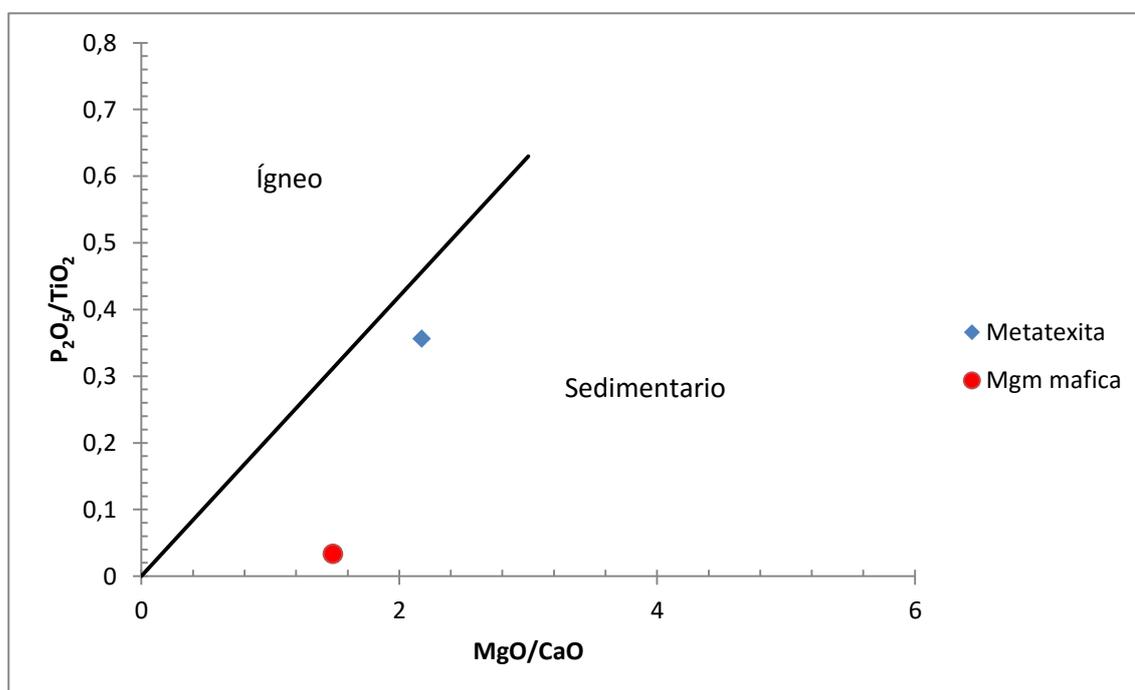


Figura 4.20: Distribución de las muestras en el diagrama de Werner (1987) para determinar el tipo de protolito.

4.4.3-Caracterización del protolito

Teniendo en cuenta que el protolito de ambos tipos de roca corresponde a un protolito sedimentario, se ha utilizado el diagrama de Herron (1988) para tratar de dar una clasificación un poco más exacta de este. Dicho diagrama se encuentra representado en la Figura 4.21. En el mismo puede observarse que, para el caso de la metatexita mesocrática, esta cae en el campo de las grauvacas muy cercano al límite con las lutitas. Esta composición más de tipo grauvaquica cercano al límite con las lutitas para la metatexita mesocrática sería consistente, por un lado, con la composición geoquímica determinada para esta muestra, ya que en general rocas metamórficas derivadas de grauvacas y lutitas se caracterizan por contener importantes cantidades de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , K_2O , Na_2O y MgO , y como puede observarse en la tabla 4.2 esta muestra en general se encuentra enriquecida en estos óxidos mayoritarios, y por otro lado con la composición mineralógica de la misma, es decir elevada proporción de muscovita y muy escasa proporción de granate. Para el caso de la migmatita máfica, esta cae en el campo de las lutitas ricas en Fe, lo que se estaría debiendo a la elevada proporción de granate y magnetita que presenta el mesosoma de la roca.

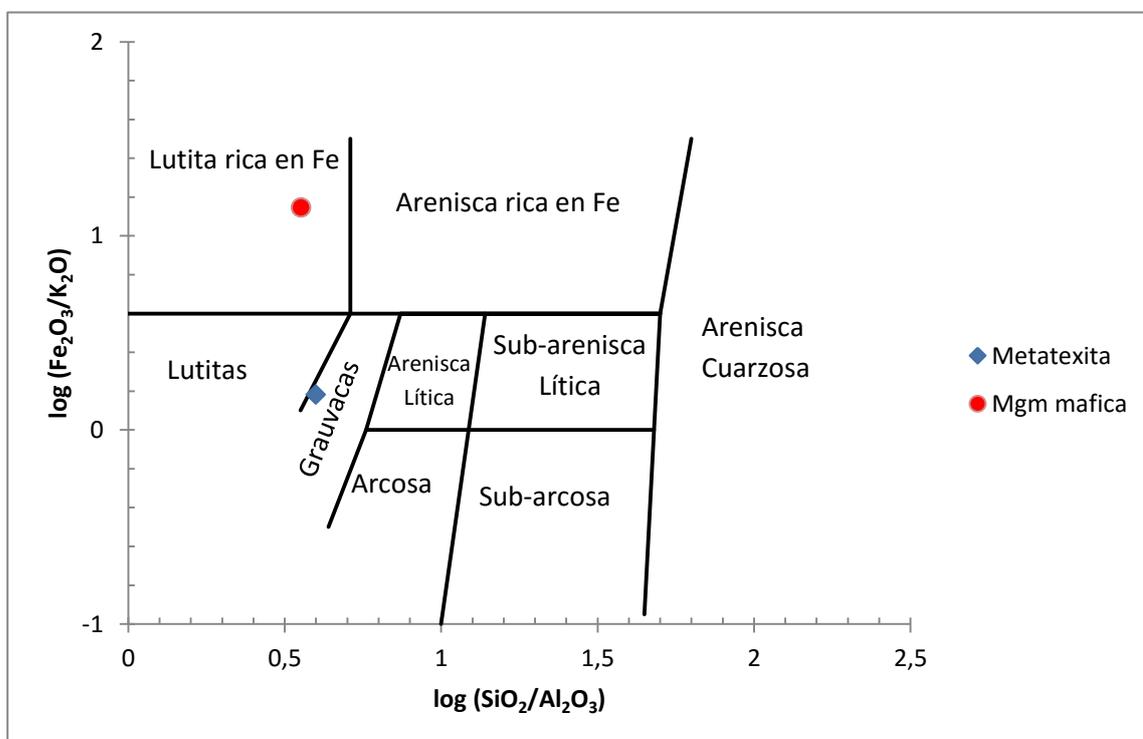


Figura 4.21: Diagrama de Herron (1988) para la clasificación química de rocas sedimentarias utilizado para caracterizar el protolito de la metatexita estromatítica mesocrática y migmatita máfica.

Por otro lado, también fue planteado para caracterizar el tipo de protolito de ambas muestras el diagrama de clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984), en donde se tiene en cuenta la relación K_2O/Na_2O (Figura 4.22). En este diagrama se propone una grauvaca pelítica como protolito de la migmatita máfica, mientras que para la metatexita estromatítica mesocrática dicho protolito sigue graficándose en el límite entre una pelita y una arcosa, siendo todavía en ambos casos consistente con la composición mineralógica de ambas rocas. Por lo tanto, teniendo en cuenta ambos diagramas de clasificación (Herron 1988 y Wimmenauer 1984), en conjunción con la composición mineralógica y geoquímica de las rocas, se propone una grauvaca típica como protolito de las migmatitas máficas, mientras que para las metatexitas estromatíticas mesocráticas una grauvaca con mayor contenido de alúmina (grauvaca aluminosa). Cabe aclarar que la composición geoquímica de ambas muestras no representarían del todo la composición original del protolito, ya que al tratarse de rocas que sufrieron fusión parcial, las mismas tendrían un carácter levemente residual.

Por último, sumado a lo anterior mencionado, puede estimarse la proveniencia de los sedimentos constituyentes de los protolitos utilizando el diagrama de función discriminante de Roser y Korsch (1988), presente en la Figura 4.23. En dicho diagrama puede observarse que los sedimentos se habrían originado a partir de una fuente sedimentaria cuarzosa.

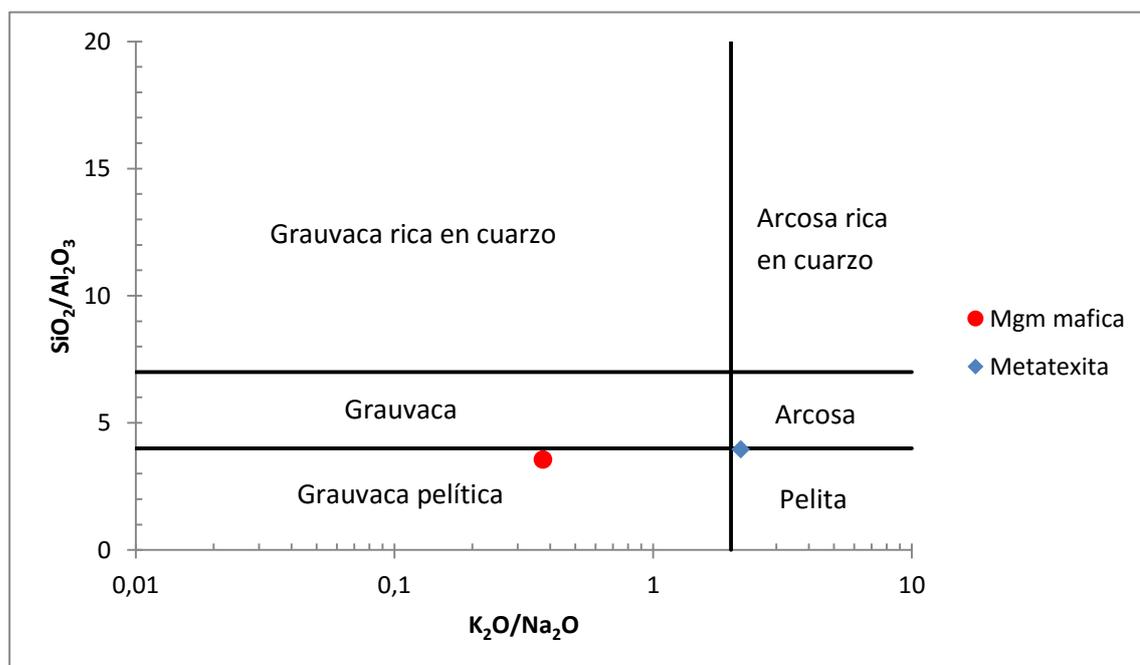


Figura 4.22: Diagrama de clasificación geoquímica de Wimmenauer (1984) para determinar el tipo de protolito sedimentario.

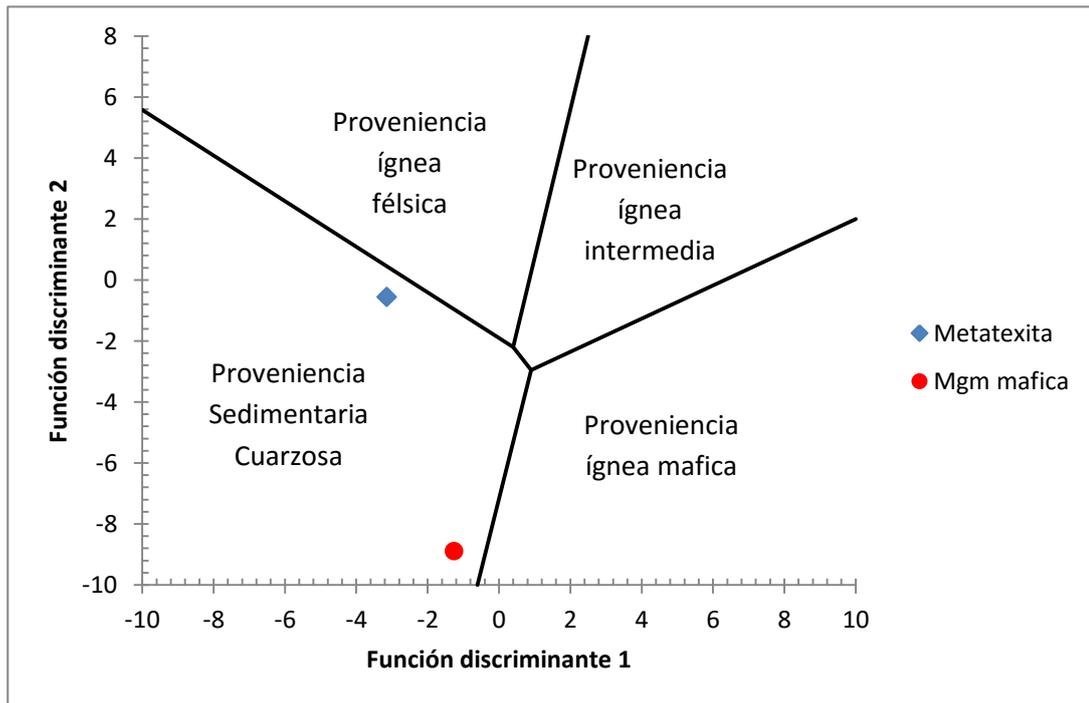


Figura 4.23: Diagrama de la función discriminante para estimar la proveniencia de los sedimentos constituyentes del protolito (Roser y Korsch 1988). Las funciones discriminantes son: Función discriminante 1= $-1.773\text{TiO}_2 + 0.607\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.76\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 1.5\text{MgO} + 0.616\text{CaO} + 0.509\text{Na}_2\text{O} - 1.224\text{K}_2\text{O} - 9.09$. Función discriminante 2= $0.445\text{TiO}_2 + 0.07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.25\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 1.142\text{MgO} + 0.438\text{CaO} + 1.475\text{Na}_2\text{O} + 1.426\text{K}_2\text{O} - 6.861$.

4.4.4-Interpretación de los datos de geoquímica

Cabe mencionar que si bien los datos geoquímicos presentes en la tabla 4.2 muestran que las migmatitas máficas podrían tener un origen sedimentario, debido a los elevados porcentajes de SiO_2 y Al_2O_3 , sumado a que el diagrama de Werner (1987) propone un protolito sedimentario para esta roca, los elevados porcentajes de Fe_2O_3 (T), TiO_2 y MgO , y los bajos porcentajes de Na_2O y K_2O , hacen pensar que la roca podría tener un origen más complejo, asociado posiblemente a protolitos ígneos. Si este fuera el caso, procesos como mezcla de magma (hibridización) y fusión parcial modificarían la química original, por lo cual no se estaría reflejando la composición original del protolito. Todas estas cuestiones pueden ser evaluadas en futuros trabajos.

Capítulo 5

Descripción de rasgos estructurales

Capítulo 5: Descripción de rasgos estructurales

5.1-Reseña general

En el área de estudio, ubicada en el extremo noroccidental de la Sierra de Comechingones, el relevamiento y análisis de los elementos estructurales presentes en la misma se llevó a cabo principalmente a dos escalas de observación: mesoscópica y microscópica. De esta manera han podido ser identificadas y descriptas, por un lado, una serie de estructuras mesoscópicas planares, lineales, prismáticas y plegamientos, y por otro lado un conjunto de microestructuras identificadas a partir del estudio de láminas delgadas bajo microscopio petrográfico. Todo este conjunto estructural (mesoestructuras y microestructuras) se habrían originado a partir de un conjunto de procesos metamórficos y deformacionales asociados a ambientes de reología principalmente dúctil y frágil-dúctil, los cuales habrían llevado a la configuración estructural que se observa actualmente para este sector noroccidental de la Sierra de Comechingones.

La caracterización de cada una de las estructuras se realizó siguiendo el marco metodológico propuesto por Mc Clay (1987), Passchier y Trouw (1996) y Vernon (2004).

Dentro de las estructuras mesoscópicas planares se han reconocido principalmente foliaciones (migmáticas, miloníticas y de plano axial), dentro de las lineales se han reconocido lineaciones minerales, con respecto al plegamiento han podido ser reconocidos pliegues intrafoliares de escala centimétrica y pliegues mayores de escala métrica, y por último, las estructuras prismáticas corresponderían principalmente a *boudines*. La nomenclatura del análisis estructural utilizada corresponde a: $S_{n+1,2}$ = foliaciones, L=lineaciones minerales y P= pliegues, en donde los subíndices numéricos son utilizados para hacer referencia al orden cronológico de generación de cada estructura. La utilización de n+1 se debe a la posible existencia de un S previo del que no se tiene registro. Para el caso de la descripción de los pliegues se tuvo en cuenta el tipo de pliegue, el espesor de las capas plegadas, el ángulo que forman sus flancos, la disposición y buzamiento del plano axial y la longitud de onda medido entre charnelas.

A continuación se llevara a cabo una descripción detallada de cada una de las mesoestructuras mencionadas anteriormente como así también de las microestructuras reconocidas bajo el microscopio petrográfico.

5.2-Mesoestructuras

5.2.1-Estructuras planares

Tal como ha sido mencionado con anterioridad, las estructuras planares reconocidas dentro del área de estudio corresponden principalmente a foliaciones, las cuales se desarrollaron como producto de una serie de eventos metamórficos y deformacionales. Como consecuencia de un evento de migmatización asociado a un metamorfismo regional dinamotérmico de alto grado, que afectó principalmente a los protolitos grauvaquicos/pelíticos, se habría desarrollado la foliación migmática S_{n+1a} característica de las metatexitas estromatíticas mesocráticas y migmatitas máficas, la cual, como consecuencia de una intensa deformación en conjunción con la migmatización, se dispone mayormente con un intenso plegamiento que termina definiendo una foliación de plano axial S_{n+1b} . Por otro lado, a raíz de un evento metamórfico local de carácter dinámico asociado a un periodo de reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral, el cual afecta a las metatexitas estromatíticas mesocráticas, se desarrolla una foliación milonítica S_{n+2} típica de las protomilonitas.

5.2.1.1-Foliación migmática S_{n+1a}

Esta estructura es la que predomina en el área de estudio, ya que este tipo de foliación es la que se desarrolla exclusivamente en las litologías migmáticas (metatexita estromatítica mesocrática y migmatita máfica).

En las metatexitas estromatíticas mesocráticas, la foliación migmática S_{n+1a} queda representada a partir de un marcado bandeo composicional en la roca dado por la alternancia de neosomas y paleosomas. Es de esta manera que puede ser observada en la roca una alternancia entre bandas leucocráticas (con espesores que van desde la escala milimétrica hasta 5 cm compuestas principalmente de cuarzo, plagioclasa y

feldespato potásico) y bandas mesocráticas (de espesores variables desde milimétricos a centimétricos compuestas principalmente por biotita, muscovita, plagioclasa y cuarzo), las cuales definen conjuntamente la foliación migmática S_{n+1a} de la roca (Figura 5.1 A y B).

Esta foliación migmática tiende a presentarse con un carácter anastomosado como consecuencia del intenso plegamiento de las bandas leucocráticas y mesocráticas que tienden a producir pliegues intrafoliares en la roca. De manera subordinada pueden ser reconocidos una serie de *boudinados*, principalmente en los leucosomas, los cuales serían el resultado de una deformación en estado subsolido en temperaturas altas y medias.

Una particularidad de la foliación migmática S_{n+1a} en esta roca es que alrededor de los lentes de migmatita máfica se presenta con una disposición tal que tiende a envolverlos, disponiéndose de manera concordante con los mismos (tal como se observa en el mapa del Anexo 2). Esto estaría asociado al comportamiento reológico diferente entre ambos protolitos (metatexitas estromatíticas y las migmatitas máficas).

Como puede observarse en la Figura 5.2 la orientación de la foliación migmática S_{n+1a} en el entorno de la migmatita máfica es muy variable. En general posee rumbos que van desde N-S a NE-SO llegando a ser NO-SE en algunos sectores, mientras que las direcciones de buzamiento predominantes son las SE y NO con intensidades que varían de 15° a 70° .

Con respecto a la orientación fuera del entorno de la migmatita máfica (Figura 5.3), esta tiende a ser menos variable con rumbos que van de N-S a 060° N con pocos valores fuera de este rango debido al retrabajo posterior por deformación dinámica. En general posee intensidades de buzamiento variables entre 20° a 80° mayormente hacia el SE y SEE.

En lo que refiere a la migmatita máfica la foliación S_{n+1a} se observa en aquellas variedades litológicas que presentan un mayor incremento de leucosoma y presencia de porfiroblastos de Grt. Esta foliación queda definida, al igual que en la metatexita estromatítica mesocrática, por un bandeo composicional dado por la alternancia de leucosoma y mesosoma (Figura 5.4 A) en conjunción con la orientación de filosilicatos (biotita y clorita principalmente) y anfíboles retrogradados y alterados del mesosoma, los cuales tienden a disponerse en la mayoría de los casos paralelos a los leucosomas.

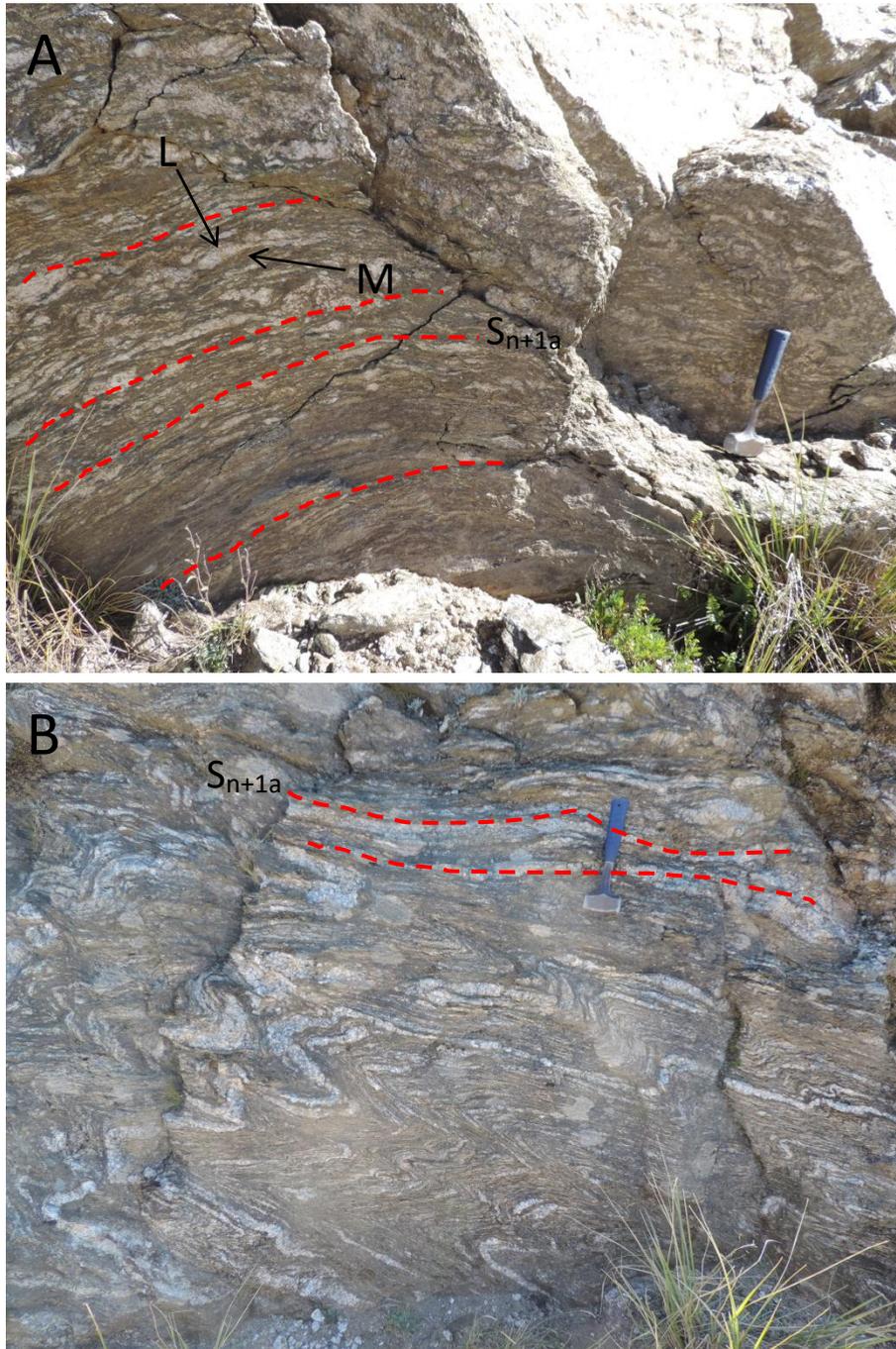


Figura 5.1: Fotografías a escala de afloramiento de las metatexitas estromatíticas mesocráticas. **A)** Desarrollo de la foliación migmática S_{n+1a} dada a partir de la alternancia de leucosomas (L) y mesosomas (M). **B)** En esta imagen puede visualizarse la foliación migmática S_{n+1a} con un mayor grado de deformación, en donde se encuentra mayormente plegada. Longitud maza= 30 cm.

Cabe aclarar que en muchas ocasiones esta estructura no puede ser reconocida debido a que, como la roca tiende a presentar una alta deformación, los leucosomas se

presentan completamente deformados y plegados (Figura 4.8 A y B) en donde además, tampoco se desarrolla una orientación preferencial por parte de los minerales del mesosoma.

Para el caso de la migmatita mafica, es decir la variedad litológica que presenta el menor porcentaje de fundido y por lo tanto de leucosomas, la foliación migmática S_{n+1a} queda definida principalmente en aquellas ocasiones en donde llegan a desarrollarse finas bandas leucocráticas que tienden a darle un aspecto levemente bandeado a la roca (Figura 5.4 B). Cuando el fundido se presenta como parches aislados sin llegar a formar bandas leucocráticas, la foliación quedaría definida principalmente a partir de la orientación de los filosilicatos del mesosoma (biotita y clorita) como así también de los anfíboles retrogradados presentes en el mismo (tal como se observa en la Figura 5.4 C y D), ya que siempre estos se disponen con la misma orientación de la foliación migmática S_{n+1a} .

Como fue explicado con anterioridad, debido al contraste reológico que existe entre ambas rocas se genera un abudamiento y desmembramiento de esta litología en una serie de lentes de diferentes tamaños envueltos por la foliación migmática S_{n+1a} de las metatexitas estromatíticas mesocráticas, razón por la cual la foliación tiende a ser concordante entre ambas litologías.

Como puede observarse en la Figura 5.5, la orientación de la foliación migmática S_{n+1a} en las migmatitas máficas es muy variable, presentando de manera generalizada dos grandes grupos de orientaciones. Por un lado presenta valores de rumbo entre 010° y 080° N con una dirección de buzamiento hacia el SE, y por otro lado posee rumbos entre 210° y 335° N con direcciones de buzamiento hacia el NO y NE. Esta gran variabilidad se podría deber a los procesos de abudamiento y desmembramiento que sufrió esta roca durante la deformación, lo que llevo a que la foliación se orientara concordante con los bordes de los lentes, siguiendo la morfología de estos, tal como se observa en el mapa del Anexo 2. Por otro lado, presenta en general intensidades de buzamiento entre 38° y 63° , salvo un caso excepcional de 06° .

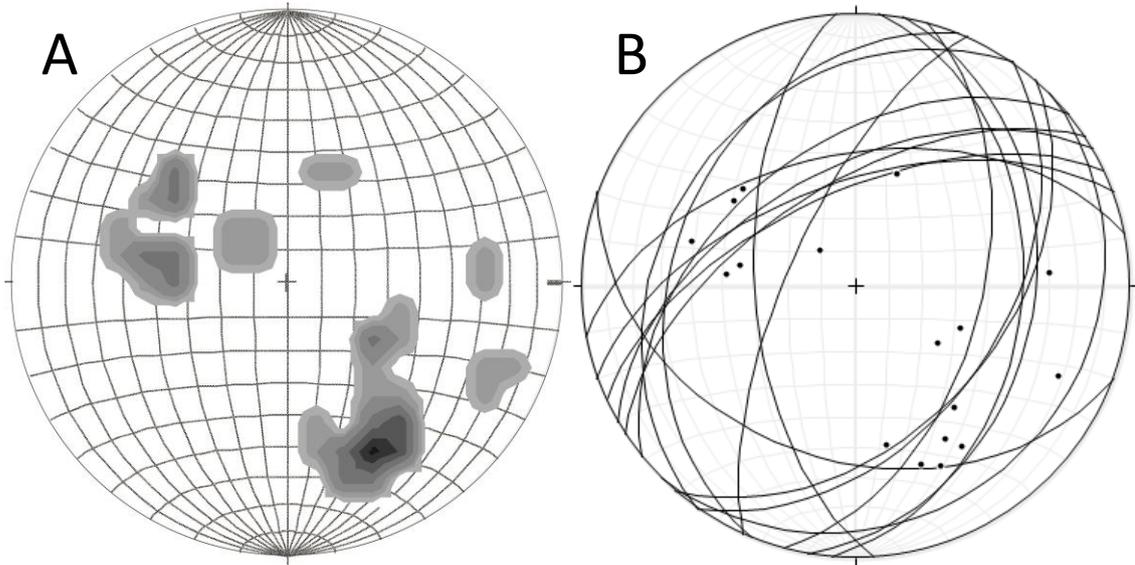


Figura 5.2: **A)** Proyección estereográfica en la red de Schmidt en donde se observa la densidad de polos de la foliación migmatítica S_{n+1a} en el entorno de la migmatita mafica, el color negro representa la máxima densidad mientras que los tonos más grises la menor densidad. **B)** Representación estereográfica en la red de Schmidt de los planos de la foliación migmatítica S_{n+1a} y distribución de los polos en el entorno de la migmatita mafica.

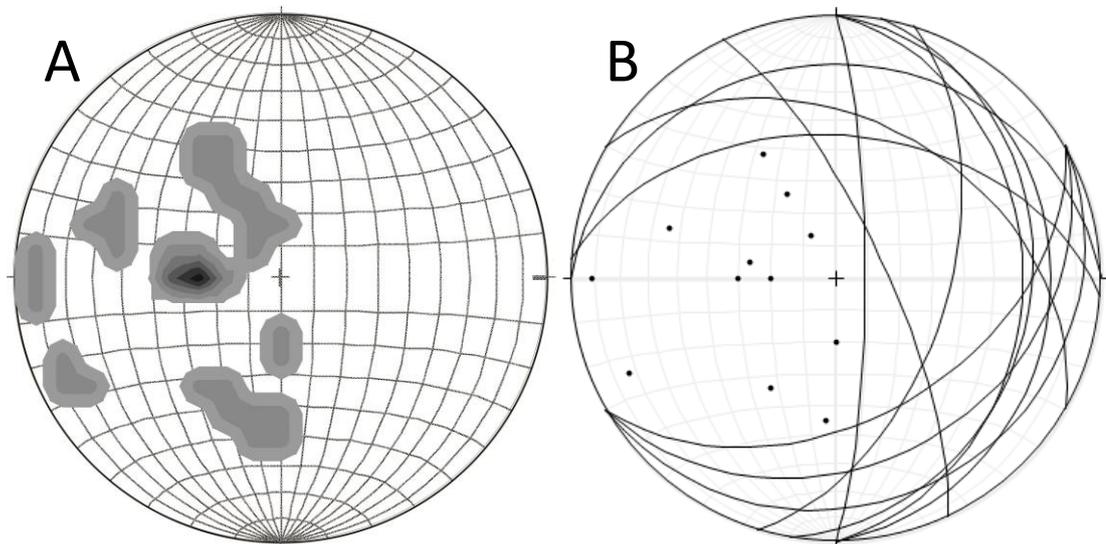


Figura 5.3: **A)** Proyección estereográfica en la red de Schmidt donde se representa la densidad de polos de la foliación migmatítica S_{n+1a} fuera del entorno de la migmatita mafica, los colores negros representan la mayor densidad mientras que los grises menores densidades. **B)** Representación estereográfica en la red de Schmidt de los planos de la foliación migmatítica S_{n+1a} en conjunción con la distribución de los polos fuera del entorno de la migmatita mafica.

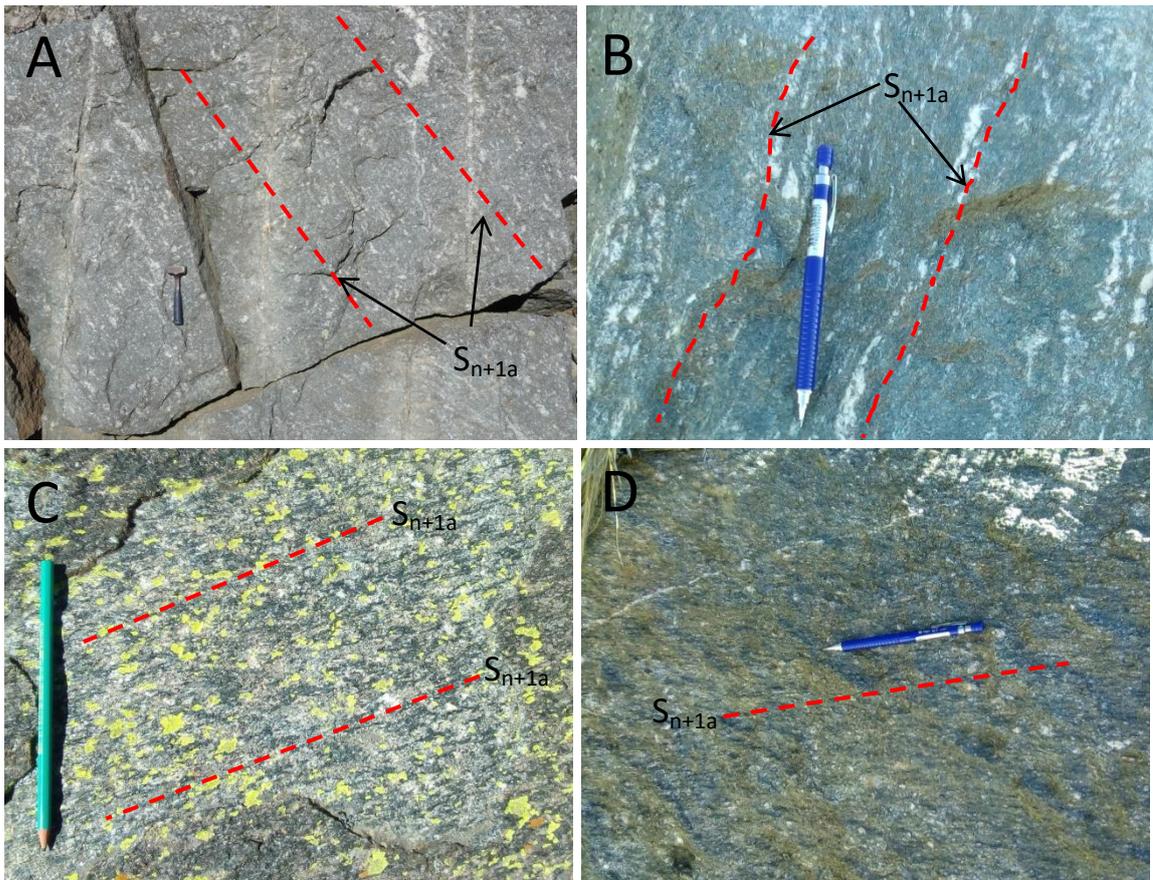


Figura 5.4: **A)** Fotografía a escala de afloramiento de la migmatita mafica con incremento de leucosoma mostrando el desarrollo de la foliación migmática S_{n+1a} a partir del bandeo composicional dado por la alternancia de leucosomas y mesosomas. **B)** Fotografía a escala de afloramiento de un caso puntual en la migmatita mafica en donde se llegan a desarrollar finas bandas leucocráticas las cuales definen a la foliación migmática S_{n+1a} . **C y D)** Fotografías a escala de afloramiento de la migmatita mafica en donde puede observarse como la foliación migmática S_{n+1a} en este caso queda definida principalmente a partir de la orientación de los filosilicatos (biotita y clorita) y anfíboles retrogradados del mesosoma.

5.2.1.2-Foliación de plano axial S_{n+1b}

Este tipo de foliación tiende a desarrollarse en mayor grado en los afloramientos de la metatexita estromatítica mesocráticas que se encuentran expuestos a orillas del camino rural por el cual se posibilita el acceso hasta la migmatita mafica.

Se origina como consecuencia del intenso plegamiento que afecta a la foliación migmática S_{n+1a} y es reconocible principalmente en los pliegues apretados tipo *chevron*, tal y como se observa en la Figura 5.6 A y B.

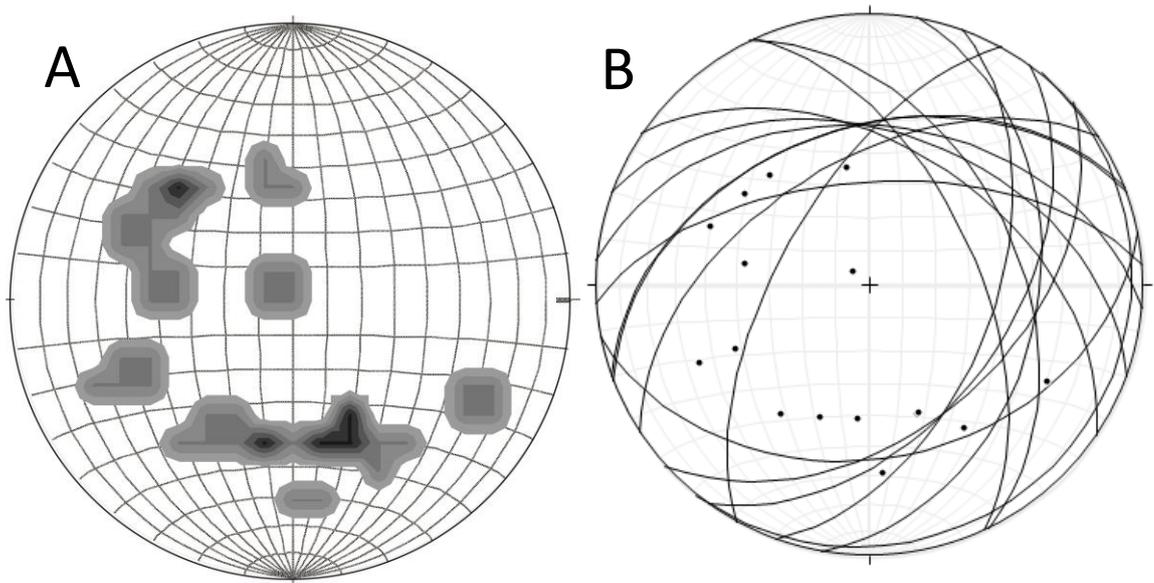


Figura 5.5: **A)** Proyección estereográfica en la red de Schmidt en donde puede observarse la densidad de polos de la foliación migmatítica S_{n+1a} en las migmatitas máficas, el color negro representa la máxima densidad mientras que los tonos grises las menores densidades. **B)** Proyección estereográfica en la red de Schmidt de los planos de la foliación migmatítica S_{n+1a} , como así también la distribución de los polos.

Algo interesante a destacar con respecto a la deformación que tiende a originar este tipo de estructura es que la misma se desarrolló en concomitancia con el proceso de anatexis, es decir en conjunción con la migmatización que generó las metatexitas estromatíticas mesocráticas. Esto queda evidenciado en el campo a partir del desarrollo de leucosomas los cuales se disponen paralelos a los planos axiales de dichos pliegues, tal como se observa en la Figura 5.6 C, D y E. En la Figura 5.6 C puede observarse como toda la secuencia ha sido plegada con el desarrollo de pliegues apretados con vergencia hacia el oeste, en donde los ejes poseen una tendencia N-S y los leucosomas de planos axiales se encuentran buzando hacia el NEE, siendo paralelos a la orientación de los planos de cizalla de las protomilonitas (las cuales se describirán en el siguiente apartado).

5.2.1.3-Foliación milonítica S_{n+2}

La estructura planar reconocida como foliación milonítica S_{n+2} predomina exclusivamente en el sector oriental del área de estudio. La misma corresponde a una estructura generada en un ambiente de naturaleza frágil-dúctil vinculada directamente

con el desarrollo de las protomilonitas constituyentes de la porción más occidental de la faja de cizalla Guacha Corral. Por lo cual, esta estructura correspondería a la dominante en las protomilonitas derivadas de las metatexitas estromatíticas mesocráticas.

Esta estructura se presenta en la faja de cizalla Guacha Corral como producto del retrabajo de la foliación migmática S_{n+1a} en la transformación de las migmatitas estromatíticas a las protomilonitas. Queda definida a partir del desarrollo de finas folias, en general de escala milimétrica, las cuales presentan una marcada reducción del tamaño de grano (Figura 5.7). Estas folias corresponderían a la matriz de la roca la cual se encuentra compuesta principalmente de filosilicatos (clorita, biotita y muscovita) en conjunción con pequeños cristales de cuarzo anhedrales y escasos cristales de plagioclasa, que en conjunto se disponen englobando a los porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásicos (Figura 5.7) los cuales tienden a desarrollar indicadores cinemáticos tipo sigma. Es observable a escala de afloramiento como esta estructura tiende a definir en algunos sectores típicas fábricas anastomosadas con patrones S-C (Figura 4.16 A).

La orientación de la foliación milonítica S_{n+2} posee en general rumbos que varían de 335° N a 35° N, con buzamientos variables entre 35° y 47° hacia los cuadrantes NEE y SEE.

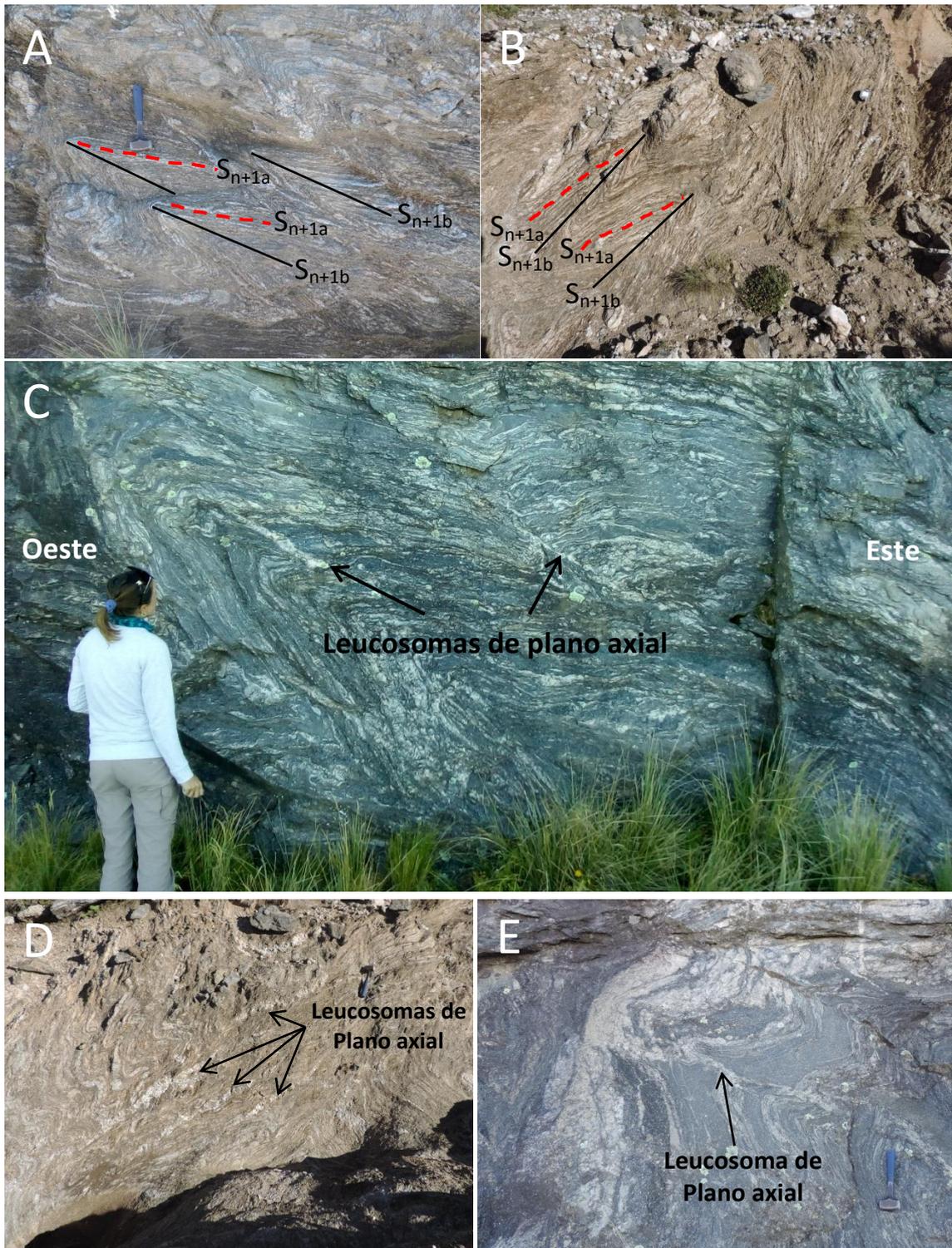


Figura 5.6: Fotografías a escala de afloramiento de la metaxita estromatítica mesocrática. **A y B)** Se observa el intenso plegamiento de la foliación migmatítica S_{n+1a} generando pliegues apretados tipo *chevron* donde queda definida la foliación de plano axial S_{n+1b} . **C)** Se observa un plegamiento apretado con vergencia al oeste y el desarrollo de leucosomas de plano axial. **D y E)** Más casos de desarrollo de leucosomas de plano axial. Longitud maza= 30 cm. Diámetro brújula= 6 cm.

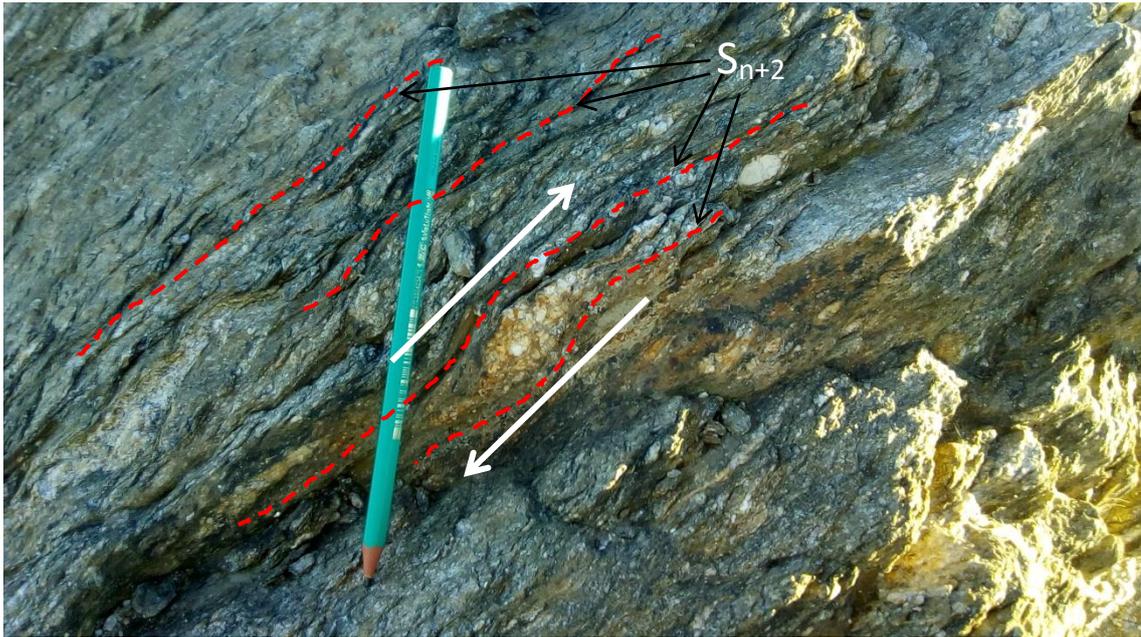


Figura 5.7: Fotografía a escala de afloramiento de la protomilonita mostrando el desarrollo de la foliación milonítica S_{n+2} definida principalmente a partir de la orientación de los filossilicatos de la matriz. Notar como las folias compuestas principalmente por filossilicatos se disponen englobando a los porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico los cuales conforman en este caso indicadores cinemáticos tipo sigma. Las flechas blancas indican el sentido de cizalla el cual es inverso (dextral). Longitud lápiz= 15 cm.

5.2.2-Estructuras lineales

Como ha sido mencionado con anterioridad, dentro del grupo de las estructuras lineales se han reconocido principalmente lineaciones minerales. Esta estructura en general no es muy recurrente en el área de estudio vinculándose únicamente con las protomilonitas de la faja de cizalla Guacha Corral. Se reconoce una lineación mineral denominada como lineación milonítica L_{n+2} desarrollada sobre los planos de la foliación milonítica S_{n+2} .

5.2.2.1-Lineación milonítica L_{n+2}

Esta estructura queda definida en las protomilonitas derivadas de las metatexitas estromatíticas mesocráticas a partir de la alineación de los filossilicatos recristalizados de la matriz orientados según sus ejes mayores sobre los planos de cizalla de la foliación milonítica S_{n+2} . Este tipo de estructura se originaría como consecuencia de la

actividad (en un ambiente frágil-dúctil) de la faja de cizalla Guacha Corral la cual provoca la recristalización y orientación, según la dirección del cizallamiento, de los filosilicatos (principalmente clorita, biotita y muscovita) sobre los planos de foliación. Es por esta razón que a partir de la orientación de la lineación milonítica en conjunción con los indicadores cinemáticos tipo sigma, pudo ser determinado en las protomilonitas un sentido de cizallamiento inverso (dextral) para la faja de cizalla (Figura 5.7).

En general, la lineación milonítica posee una dirección de inmersión de 105° N con una intensidad de inmersión de 30° hacia el sureste.

5.2.3-Plegamientos

Debido a la intensa deformación dúctil que presenta el área de estudio, los plegamientos son las estructuras más recurrentes y desarrolladas a lo largo de la zona estudiada. Se encuentran presentes principalmente en el sector central y occidental de la misma, desarrollados en las metatexitas estromatíticas mesocráticas y en las migmatitas máficas, mientras que están ausentes en el sector oriental, es decir en las protomilonitas de la faja de cizalla.

En cuanto a la descripción y caracterización de los mismos, estos han sido divididos en dos grupos en función de la longitud de onda que presentan: a) Pliegues intrafoliares P_1 , de escala centimétrica y b) pliegues mayores P_2 de escala métrica.

5.2.3.1-Plegamientos P_1 (intrafoliares)

Este tipo de plegamiento es el más desarrollado y abundante dentro del área de estudio. Se desarrolla dentro de las metatexitas estromatíticas mesocráticas y en menor medida en las migmatitas máficas como consecuencia del intenso plegamiento del bandeado composicional que caracteriza a estas rocas, es decir el plegamiento de S_{n+1a} .

En general se caracterizan por ser pliegues similares o anisópacos, simétricos a asimétricos, inclinados a recumbentes, apretados y abiertos, llegando a desarrollar también morfologías tipo *chevron*, siendo en la mayoría de los casos disarmónicos, con longitudes de onda que pueden superar los 30 cm pero que no llegan a superar el metro de longitud (tal como se observa en la Figura 5.8 de la A a la F). En el caso de los

pliegues con morfología tipo *chevron*, son estos los que tienden a definir la foliación de plano axial S_{n+1b} .

Cabe aclarar que este plegamiento fue el que se desarrolló como consecuencia del proceso deformacional en estado subsolido de alta y media temperatura que se dio en concomitancia con el evento de migmatización que origino en ambas litologías estos leucosomas que se encuentran plegados. Esto queda evidenciado en el campo a partir del desarrollo de los leucosomas de plano axial descriptos en el apartado 5.2.1.2, y que se visualiza en la Figura 5.6 C, D y E.

5.2.3.2-Plegamientos P_2

A diferencia de los plegamientos P_1 (intrafoliares), estos son mucho menos abundantes en el área de estudio. De igual manera que los anteriores, tienden a desarrollarse en las metatexitas estromatíticas mesocráticas y las migmatitas máficas, estando ausentes en las protomilonitas de la faja de cizalla. Una particularidad de estos es que son de mayores dimensiones que los intrafoliares, encontrándose siempre dentro de la escala métrica.

Particularmente, en el área de estudio solo fueron reconocidos en dos ocasiones el desarrollo de estos plegamientos P_2 , uno en la metatexita estromatítica mesocrática y otro desarrollado en el contacto entre la metatexita mesocrática y la migmatita máfica.

Con respecto al plegamiento desarrollado en la metatexita estromatítica mesocrática, solo se encontraba aflorando un flanco del mismo, tal como se observa en la Figura 5.9 A. Por lo tanto no es posible definir sobre qué tipo de pliegue se trata, ya que solo se puede visualizar una mitad del mismo. Una particularidad que presenta el flanco de este pliegue es que se encuentra completamente replegado con un importante desarrollo de pliegues intrafoliares P_1 .

Por otro lado, en relación al plegamiento desarrollado en el contacto entre la metatexita estromatítica mesocrática y la migmatita máfica, este se caracteriza por ser un pliegue asimétrico, inclinado y abierto, tal como se observa en la Figura 5.9 B. El eje de dicho pliegue posee una orientación dada por un $D_{inm} = 228^\circ$ con una intensidad de 25° . Al igual que el caso anterior, aquí la metatexita presenta un importante desarrollo de pliegues intrafoliares P_1 . Por ultimo cabe aclarar que, como el plegamiento se desarrolla en el contacto entre ambas rocas, ambas litologías debieron presentar un

contraste reológico bajo al momento de la deformación, comportándose de manera dúctil.

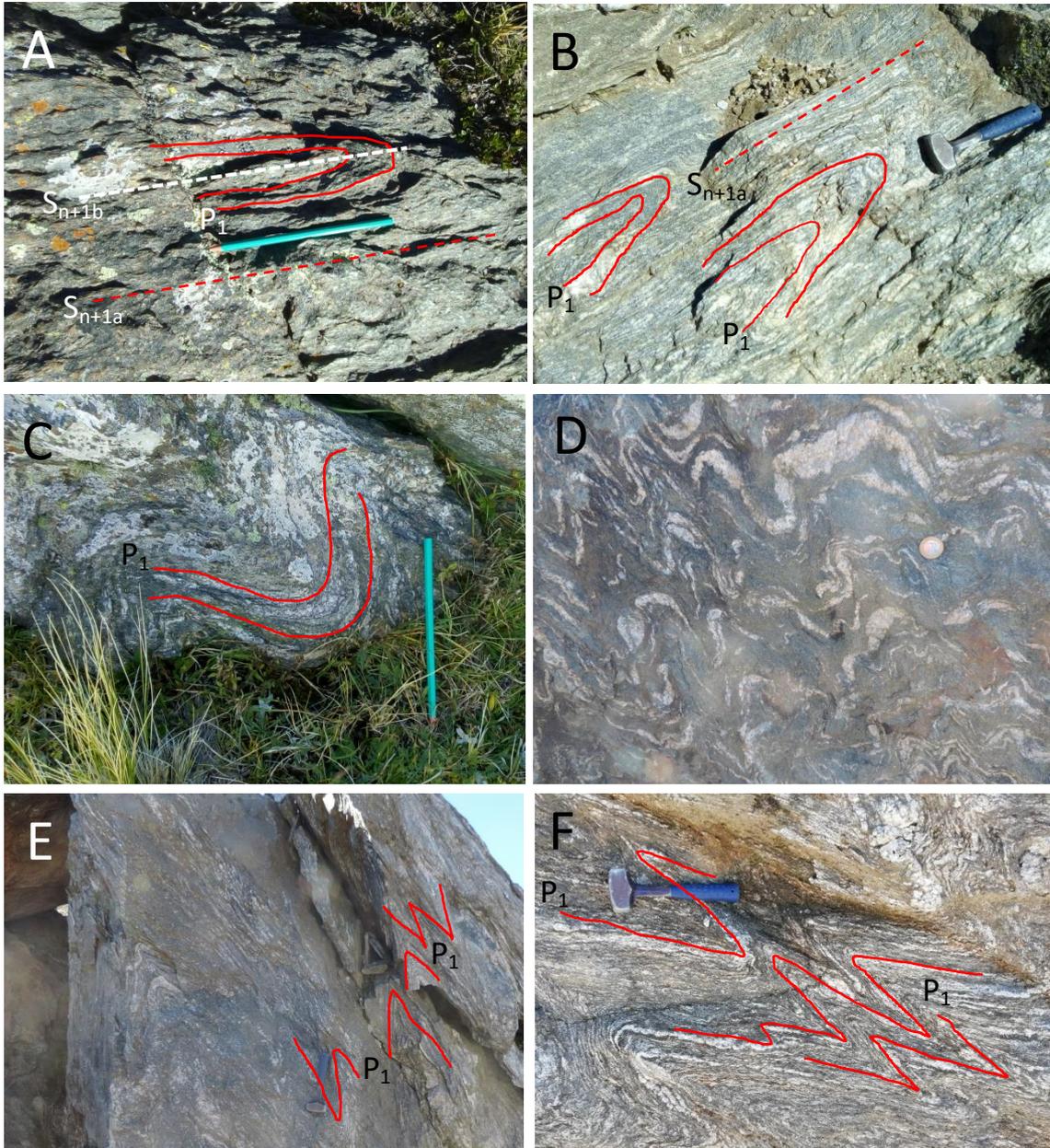


Figura 5.8: Fotografías a escala de afloramiento de la metatexita estromatítica mesocrática. **A)** Desarrollo de un pliegue similar, asimétrico, recumbente y apretado. Notar como la disposición del plano axial es paralela con la foliación migmatítica S_{n+1a} . **B)** Fotografía mostrando el desarrollo de los mismos tipos de pliegues que la imagen anterior, con una disposición paralela entre el plano axial y la foliación migmatítica S_{n+1a} . **C)** Desarrollo de un pliegue similar, simétrico, inclinado y abierto. **D)** Fotografía mostrando el desarrollo de pliegues disarmónicos, similares, asimétricos e inclinados. **E y F)** Desarrollo de pliegues apretados tipo *chevron*. Longitud lápiz= 15 cm. Longitud maza= 30 cm. Diámetro moneda= 6 cm.

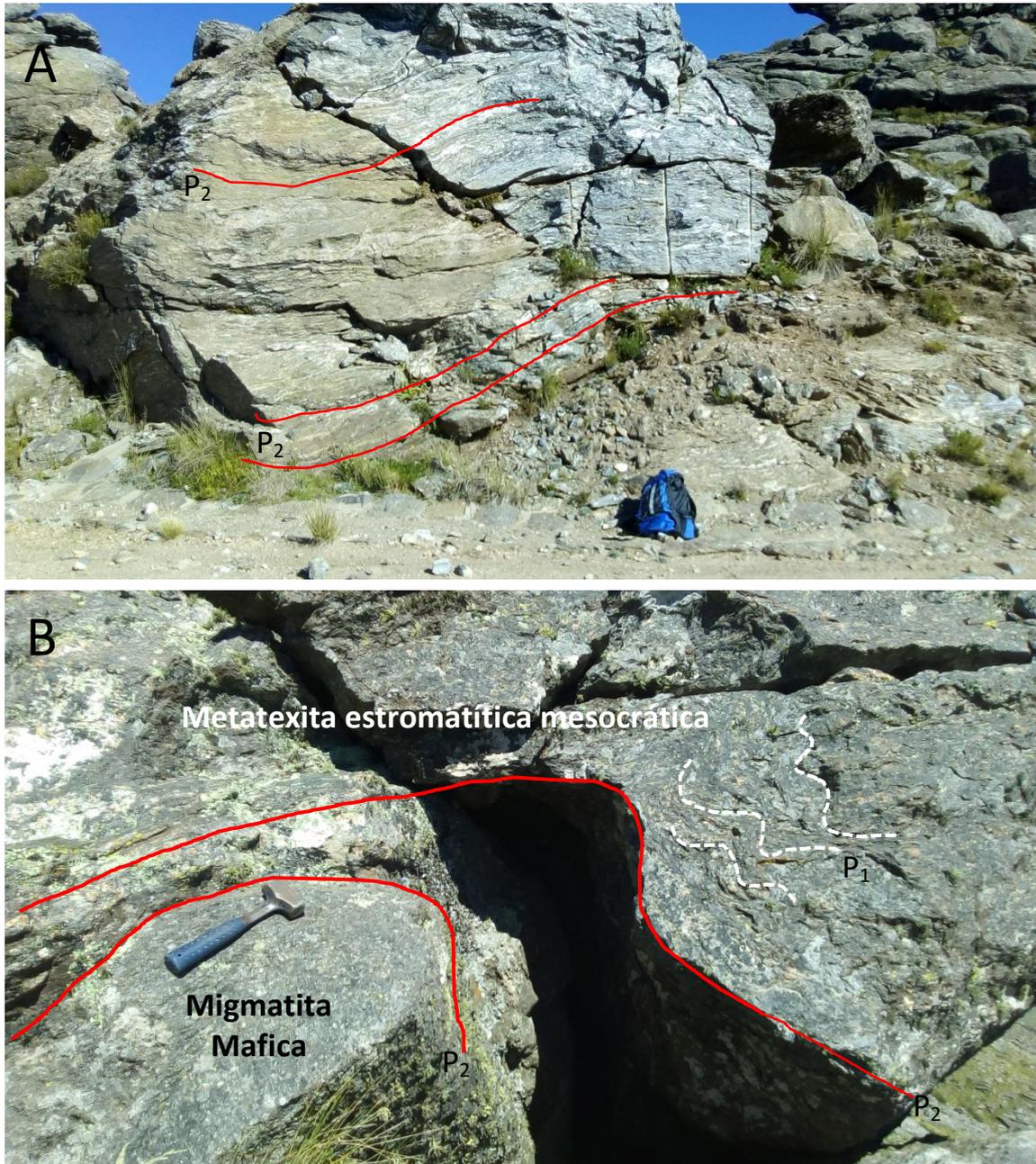


Figura 5.9: A) Fotografía a escala de afloramiento de la metatexita estromatítica mesocrática en donde puede observarse un flanco correspondiente al plegamiento P_2 de escala métrica. B) Fotografía a escala de afloramiento en donde puede observarse el desarrollo de un pliegue P_2 asimétrico, inclinado y abierto, en el contacto entre la metatexita estromatítica mesocrática y la migmatita máfica. Notar el importante desarrollo de pliegues intrafoliares P_1 en la metatexita estromatítica mesocrática. Altura mochila= 67 cm. Longitud maza= 30 cm.

5.2.4-Estructuras prismáticas

Este tipo de estructura es la menos recurrente en el área de estudio, desarrollándose principalmente en las litologías migmáticas. Esto es debido a que este

tipo de estructuras se desarrollan principalmente cuando dos materiales de comportamiento reológico diferente (uno más competente y otro menos competente) son sometidos a un mismo régimen de esfuerzos, deformándose ambos de manera diferencial. La única estructura prismática reconocida en el área de estudio corresponde a *boudines* desarrollados en la metatexita estromatítica mesocrática y migmatita mafica, ya que en estas rocas tenemos una respuesta diferencial a la deformación por parte de los paleosomas y neosomas.

5.2.4.1-Boudines

Los *boudines*, en las metatexitas estromatíticas mesocráticas, se desarrollan como consecuencia de una deformación diferencial entre el mesosoma y los posibles diques/sills que se habrían inyectado en la roca. En este caso estos diques/sills son los que tienden a comportarse de manera más competente ante la deformación, permitiendo que se produjera el estiramiento y seccionamiento de los mismos. De esta manera se forman una serie de *boudines* de Qtz-Pl-Kfs correspondiente a la composición de las bandas granoblásticas de los leucosomas que conforman estos diques (Figura 5.10 A). Estos *boudines* poseen un ancho que varía de 17 cm a 73 cm, con una longitud entre cuello y cuello de 4 cm a 29 cm.

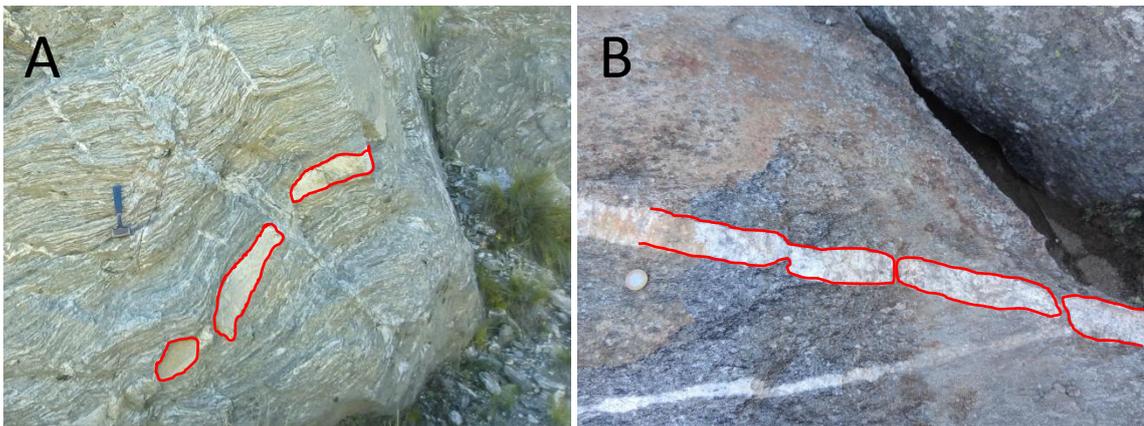


Figura 5.10: **A)** Fotografía a escala de afloramiento mostrando el proceso de boudinado desarrollado sobre los diques/sills de la metatexita estromatítica mesocrática. **B)** Fotografía a escala de afloramiento en donde puede observarse el desarrollo de *boudines* como consecuencia del estiramiento y seccionamiento de los diques/sills de la migmatita mafica. Notar el menor desarrollo del proceso de boudinado en comparación con la metatexita estromatítica mesocrática, en donde en algunos casos estos diques no llegan a cortarse. Longitud maza= 30 cm. Diámetro moneda= 6 cm.

Para el caso de los *boudines* desarrollados en la migmatita máfica, estos se originarían de la misma manera que en la metatexita estromatítica mesocráticas, solo que en esta litología este proceso de boudinado se encuentra menos desarrollado, es decir los *boudines* están mucho menos marcados (Figura 5.10 B). Aquí el boudinado muchas veces no llega a completarse haciendo que estos diques/sills solo aparezcan adelgazados sin llegar a cortarse. Por lo tanto, la longitud entre cuellos en general no supera los 4 cm, mientras que el ancho de los boudines puede variar de 28,5 cm hasta más de 45 cm.

5.3-Microestructuras de deformación

A partir del estudio y descripción de láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico correspondientes a cada una de las litologías constituyentes del área de estudio, se han podido reconocer una serie de microestructuras deformacionales para cada tipo de roca. A continuación se hará una mención de las microestructuras reconocidas en cada roca:

- Migmatitas máficas: maclado mecánico en plagioclasa (en algunos casos con acuñamiento hacia los bordes), desarrollo de contactos lobulados entre cristales de cuarzo y plagioclasa, extinción ondulosa y en bandas de deformación en cuarzo, recristalización dinámica y flexuramiento-plegamiento de filosilicatos (biotita y clorita). Asimismo se reconoció en la migmatita máfica con incremento de leucosomas extinción con patrón en damero del cuarzo, mientras que en la migmatita máfica con incremento en los porfiroblastos de Grt pudo ser reconocido el desarrollo de lamelas de deformación en cuarzo.
- Metatexita estromatítica mesocrática: maclado mecánico en plagioclasa, contactos lobulados entre cuarzo y plagioclasa, extinción ondulosa, en bandas de deformación y patrón en damero del cuarzo, recristalización dinámica, flexuramiento y plegamientos de filosilicatos (biotita y muscovita).
- Protomilonitas: flexuramiento de biotita, muscovita y clorita exhibiendo extinción ondulosa, extinción ondulante y lamelas de deformación en el cuarzo.

Como puede observarse, el maclado mecánico en los cristales de plagioclasa es una microestructura predominante tanto en la migmatita máfica como en las metatexitas estromatíticas mesocráticas. Este tipo de microestructura provoca una flexión de las maclas de las plagioclasas (Figura 5.11 A) provocando que las mismas exhiban una extinción principalmente ondulante. Además, en las migmatitas máficas con incremento de leucosomas como así también en las que presentan incremento en los porfiroblastos de Grt, este maclado mecánico tiende a disponerse acuñado hacia los bordes. Este tipo de microestructura se desarrolla principalmente como consecuencia de un mecanismo de deformación que provoca la flexión de la red cristalina de los minerales, lo que llevaría a la flexión del maclado. Según lo propuesto por Passchier y Trouw (1996), el maclado mecánico se genera cuando la red cristalina del mineral se somete a un esfuerzo de cizalla simple paralelo a un plano cristalográfico favorable.

El desarrollo de contactos lobulados entre los cristales de cuarzo y plagioclasa (Figura 5.11 B) es una microestructura que también es muy predominante en las migmatitas máficas y metatexitas estromatíticas mesocráticas. Este tipo de microestructura se desarrolla como consecuencia de un proceso denominado *creep* por difusión, el cual se desarrolla cuando la temperatura durante la deformación es relativamente alta con respecto a la temperatura de fusión de los minerales que componen la roca (Gómez Jiménez 2006), en conjunción con otros dos mecanismos de deformación denominados deslizamiento de borde de grano y superplasticidad (o *creep* por superplasticidad).

Es común que los cristales de cuarzo de todas las litologías tiendan a presentar siempre extinción ondulante y desarrollo de lamelas de deformación. Estos patrones de deformación intracristalinos son el resultado de un proceso denominado *creep* por dislocación, el cual produce un cambio permanente en la forma del cristal a partir de un cambio en la posición relativa de sus átomos o moléculas mediante el movimiento de los defectos cristalinos a través de la red cristalina (Gómez Jiménez 2006). Con respecto a la extinción ondulante han sido reconocidos dos tipos principales: “de barrido” y “parcheada”. En el primer caso lo que ocurre es que se da la flexión regular de todo el cristal, mientras que en el segundo caso se asocia a microgrietas y microkinks, además de nudos de dislocaciones (Gómez Jiménez 2006). En cambio las lamelas de deformación están formadas por nudos de dislocaciones y subgranos elongados de pequeñas dimensiones (Gómez Jiménez 2006).

Como ha sido mencionado anteriormente, es común también observar en los cristales de cuarzo el desarrollo de bandas de deformación (Figura 5.11 C) y extinción con patrón en damero (Figura 5.11 D). Estas microestructuras (también denominadas microestructuras de recuperación) se originan cuando la deformación cesa y los procesos de ordenamientos intracristalinos tienden a llevar a la red cristalina hacia el estado de mínima energía por medio de la reducción de la densidad de dislocaciones (Passchier y Trouw 1996). El desarrollo de las bandas de deformación puede ser considerado como un estadio intermedio entre la extinción ondulante y los bordes de subgranos representados por el patrón textural “en damero”.

Además de la recuperación, existe otro proceso que contribuye a la reducción de la densidad de dislocaciones en un cristal deformado. Cuando un cristal de un mineral muy deformado está en contacto con otro cristal del mismo mineral menos deformado, los átomos de la red cristalina más deformada pueden desplazarse ligeramente para pasar a formar parte de la red menos deformada, lo que es ventajoso energéticamente (Gómez Jiménez 2006). Esto da como resultado el desplazamiento del borde de grano y el crecimiento del cristal menos deformado a expensas del más deformado, proceso conocido como migración de borde de grano. Si el mismo continúa, puede dar lugar a un nuevo cristal independiente, lo que se conoce como *bulging*. Todo este conjunto de procesos recibe el nombre de recristalización dinámica (Gómez Jiménez 2006). La presencia de contactos de grano tipo sutúrales entre cristales de cuarzo (Figura 5.11 D y E), como así también la fuerte reducción del tamaño de grano de los mismos desarrollando bordes de grano sutúrales, fueron interpretados como la evidencia microestructural de un proceso de recristalización dinámica en las rocas estudiadas.

Por último, es común también observar en las rocas estudiadas el flexuramiento y plegamiento de filosilicatos con charnelas redondeadas a angulosas (Figura 5.11 F). Esta microestructura de deformación, denominada *Kinking*, supone una flexión de la red cristalina utilizando planos de debilidad. A diferencia de lo que ocurre en el maclado mecánico, aquí la rotación de la red cristalina durante el *Kinking* no está limitado en un ángulo específico dictado por restricciones cristalográficas como en el caso de las maclas mecánicas, pudiendo acomodar por tanto deformaciones mayores (Gómez Jiménez 2006).

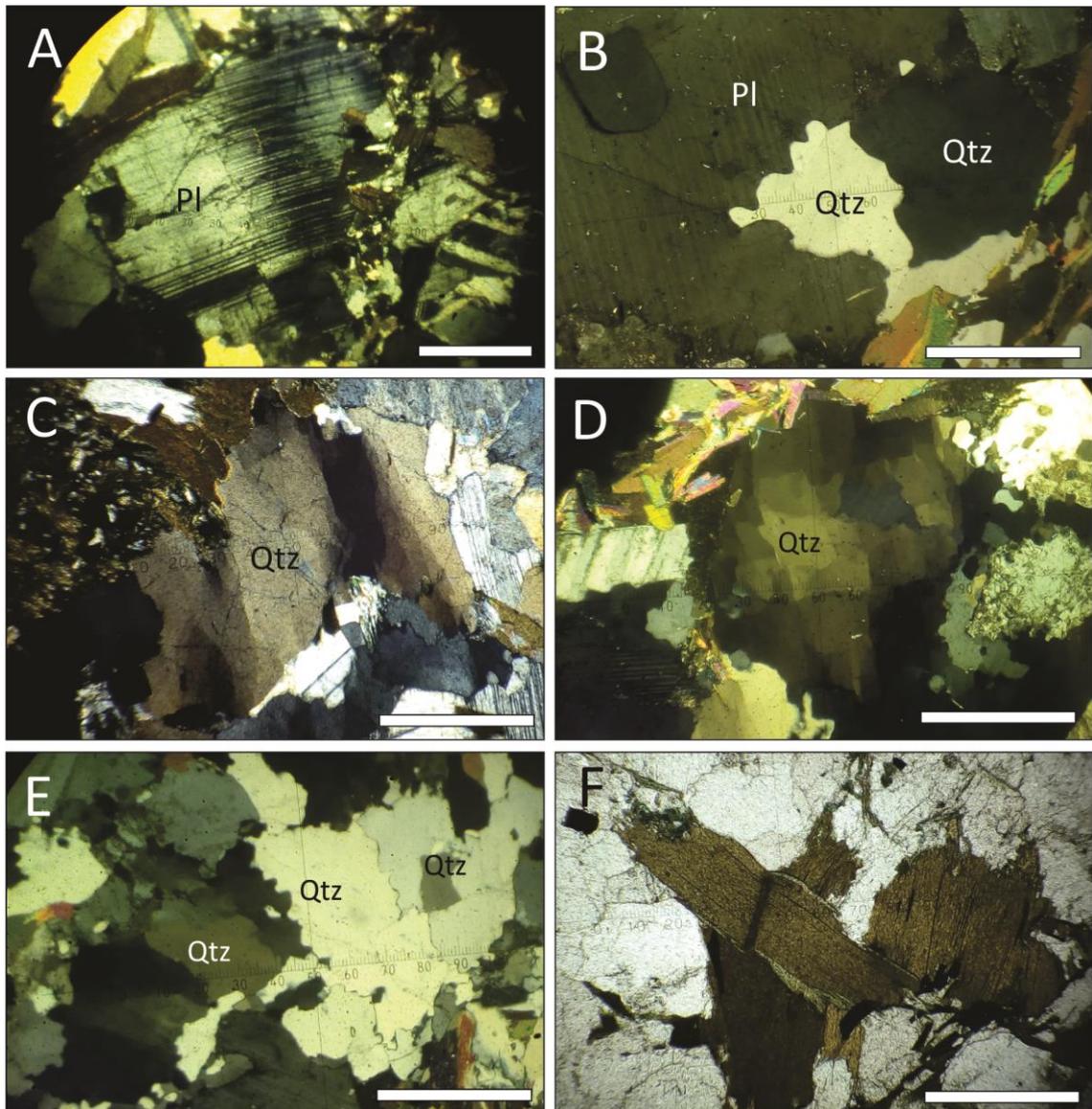


Figura 5.11: Fotomicrografías mostrando el desarrollo de microestructuras de deformación. **A)** Maclado mecánico en un cristal de plagioclasa de la migmatita mafica con incremento en los porfiroblastos de Grt, evidenciado a partir de la flexión de la macla. **B)** Desarrollo de contactos lobulados entre cristales de cuarzo y plagioclasa en metatexita estromatítica mesocrática. **C)** Banda de deformación en cuarzo de migmatita mafica con incremento de leucosoma. **D)** Extinción con patrón en damero en cuarzo de metatexita estromatítica mesocrática, además de evidenciar contactos sutúrales con otros cristales de cuarzo. **E)** Contactos de grano tipo sutúrales en cristales de cuarzo de metatexita estromatítica mesocrática evidenciando recristalización dinámica. **F)** plegamiento de biotita con charnela redondeada en migmatita mafica con incremento en los porfiroblastos de Grt. Longitud barra blanca= 1 mm. Todas las imágenes fueron tomadas a nicoles cruzados.

Capítulo 6

Discusiones

Capítulo 6: Discusiones

6.1-Consideraciones finales sobre el *footwall* de la faja de cizalla

Guacha Corral

El *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral, abarcado dentro del área de estudio de esta contribución, se encuentra compuesto por dos litologías principales, las metatexitas estromatíticas mesocráticas y las migmatitas máficas, siendo la primera de estas la de mayor distribución areal dentro de la zona estudiada.

Este apartado tiene como objetivo principal presentar todas las interpretaciones que han podido ser realizadas sobre las dos litologías antes mencionadas a partir del conjunto de datos petrológicos y estructurales obtenidos a lo largo del desarrollo de la campaña de campo, como así también de los obtenidos a partir del estudio petrográfico efectuado sobre muestras de mano bajo lupa petrográfica y cortes delgados bajo microscopio de luz transmitida o polarizada. Se tuvo en cuenta además toda la información adquirida a partir del análisis geoquímico de roca total con el que se tuvo la posibilidad de contar.

6.1.1-Migmatitas máficas

Ubicado en el sector noroccidental del área de estudio fue observada la presencia de un cuerpo lenticular el cual contrastaba notablemente desde el punto de vista composicional con las metatexitas estromatíticas mesocráticas. El mismo se dispone de manera intercalada con las metatexitas en una serie de lentes de diversos tamaños dispuestos en general con orientaciones NO-SE presentando contactos netos y concordantes con las mismas, en donde la estructura de estas se dispone amoldándose a la morfología de los lentes (tal como se observa en el Anexo 2). De acuerdo a este conjunto de características, se planteó en un primer momento la hipótesis de que podría tratarse de un posible cuerpo ígneo de composición mafica-intermedia, parcialmente migmatizado, emplazado en las metatexitas estromatíticas. Esta hipótesis permitía explicar el amoldamiento de la caja al mismo al tratarse de un cuerpo que se intruye posterior a la formación de las metatexitas, en donde en estadios posteriores de

deformación habría sido desmembrado tectónicamente originando todo este conjunto de lentes. En coincidencia con esto, Radice (2015) y Radice *et al.* (2018) en sus estudios petro-estructural de la porción centro-norte de la Sierra de Comechingones habrían identificado la presencia de este cuerpo definiéndolo como un cuerpo de posible origen ígneo y de composición diorítica.

Sin embargo, con los posteriores estudios llevados a cabo tanto en el campo como en las etapas de laboratorio, se pudo observar que la roca presenta características mineralógicas y geoquímicas que no son comunes encontrar en rocas ígneas máficas-intermedias y que por lo tanto ponen en duda está hipótesis inicial.

Desde el punto de vista mineralógico la roca presenta una gran cantidad de granate, cuestión que no podría ser explicada por asimilación de roca de caja, ya que las metatexitas carecen prácticamente de este mineral el cual sería el principal aportador de aluminio, mientras que desde el punto de vista geoquímico se observa una alta aluminosidad, clasificándose como una roca peraluminosa (ver cuadro 4.3).

En base a estas características mineralógicas y geoquímicas obtenidas a partir del estudio posterior de las muestras en las etapas de laboratorio y gabinete final, se llegó a la conclusión de que estas rocas corresponderían a migmatitas (en este caso definidas como migmatitas máficas por su índice de color) originadas a partir de la migmatización de un protolito de composición diferente al protolito a partir del cual se habrían originado las metatexitas estromatíticas mesocráticas.

La composición mineralógica de estas rocas posee un elevado porcentaje de granate y biotita, permitiendo inferir en un primer momento, una procedencia pelítica, razón por la cual se clasifica como una lutita en el diagrama de Herron (1988; Figura 4.21). Ahora bien, teniendo en cuenta que la composición es principalmente cuarzo-feldespática (plagioclasa) dicho protolito deja de ser estrictamente pelítico. Tomando en consideración la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ VS $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ propuesta por Wimmenauer (1984; Figura 4.22), puede inferirse una participación importante de un componente grauvaquico en la formación de estas migmatitas. Asimismo, cabe mencionar que la elevada aluminosidad que presenta esta roca podría atribuirse al proceso de migmatización ocurrido. Al ser una roca que sufrió fusión parcial esta adquiere un carácter residual, dejando de representar la composición original del protolito. De esta manera, en esa parte residual de la roca (correspondiente al mesosoma) comienza a aumentar considerablemente la concentración de aluminio volviendo cada vez más

peraluminosa a la roca. Por lo tanto, teniendo en cuenta todo lo anterior mencionado, se propone una grauvaca típica como protolito de las migmatitas máficas.

A partir de lo expuesto, se trató de establecer como pudo haberse llegado a disponer este protolito en relación al protolito dominante de las metatexitas estromatíticas mesocráticas en la secuencia sedimentaria original, planteándose su disposición como un simple estrato horizontal. Si este fuera el caso, frente a una deformación tan intensa como la observada en el área de estudio, sumado a la existencia de un contraste reológico entre ambos protolitos, se terminan desarrollando las estructuras y yacencias como las observadas en el campo (lentes de migmatita máfica envueltos por las metatexitas). De esta manera, durante la deformación, el material más competente (el cual correspondería a las migmatitas máficas) se comporta de manera más frágil sufriendo un abudamiento, mientras que el material menos competente (metatexitas estromatíticas mesocráticas) fluye alrededor de dichos boudines. A raíz de este proceso, la migmatita máfica quedaría como un cuerpo desmembrado (lentes) envuelto por la estructura de las metatexitas estromatíticas mesocráticas.

Por otro lado se informa una edad de migmatización Famatiniana (Ordovícico Inferior) para las migmatitas máficas, determinada a partir de dataciones llevadas a cabo sobre circones y monacitas pertenecientes a estas rocas (datos no publicados, basados en una comunicación verbal con Radice).

Como ya ha sido mencionado con anterioridad, una de las particularidades más notorias de este conjunto de lentes es que presentan una variación muy notable en la cantidad de leucosomas de sur a norte, observándose un porcentaje relativamente bajo en el sector central y sur del lente principal y conjunto de lentes menores dispuestos al sur del mismo (apareciendo principalmente como parches aislados de pequeño tamaño), mientras que en la sección norte de este lente principal de mayor tamaño se presentan los mayores porcentajes con un desarrollo muy marcado de los mismos. Es debido a esta variación en el porcentaje de fundidos dentro del cuerpo que se diferenciaron las tres variaciones litológicas descritas en el capítulo 4.

La razón principal por la cual se presentan estas variaciones desde la zona sur con bajos porcentajes de leucosoma a la zona norte con altos porcentajes de leucosoma, no pudo ser definida con claridad. Posiblemente se deba a cuestiones reológicas o mineralógicas de la roca, haciendo que el proceso de migmatización haya sido más pervasivo en ciertos sectores que en otros, provocando de esta manera un desarrollo de

leucosomas más marcado. Por lo tanto, lo que se podría estar observando, dentro del contexto de la migmatización, es que la mayor parte del cuerpo (sector central y sur del mismo) haya funcionado como un gran resister, sufriendo en menor medida el proceso de migmatización. Otra posibilidad, que no estaría relacionada a una variación en la intensidad de la migmatización, es que se haya dado una importante migración del fundido en el sector sur, haciendo de esta manera que los leucosomas se presenten en muy baja proporción, ya que la mayoría del fundido habría migrado de este sector. De todas formas ambas ideas solo se presentan a modo de hipótesis, sin afirmar en esta tesis su veracidad.

El sector norte del cuerpo es el que presenta el mayor desarrollo de leucosomas, y una particularidad de los mismos es que poseen una abundante cantidad de porfiroblastos de Grt y cristales de Hbl envueltos por dicho fundido. Para poder corroborar si efectivamente estos porfiroblastos de Grt y cristales de Hbl son diferentes a los presentes en el mesosoma habría que efectuar a futuro estudios orientados a la química mineral de los mismos, para confirmar de esta manera si efectivamente son composicionalmente distintos o parecidos.

Con respecto a los porfiroblastos de Grt, en esta contribución se propone su origen como fases peritéticas. Cuando un sólido que funde a una determinada temperatura da origen a un nuevo sólido y un líquido (ambos de composición diferente al sólido de partida) se dice que este sufrió una reacción de fusión incongruente. Ese nuevo sólido originado a partir de dicha reacción de fusión se denomina fase peritética. Datos experimentales (Winkler 1978 y referencias; Conrad *et al.*, 1988; Rutter y Wyllie 1988; Nédélec *et al.*, 1993 y referencias) y estudios petrográficos sobre rocas naturales (Winkler 1978 y referencias; Nédélec *et al.*, 1993 y referencias), muestran que el granate es un producto corriente de anatexis de rocas compuestas por la asociación Bt+Pl+Qtz (gneises, grauvacas y metagrauvacas). Las reacciones de deshidratación de biotita suponen una fuente de feldespato potásico como componente de los fundidos, normalmente subsaturados (Delpino, H. y Dristas, A. 1999). A continuación se presentan algunos ejemplos de reacciones de fusión incongruentes propuestas por diferentes autores en los que se involucra a Grt como fase peritética: $Bt+Pl+Qtz <---> Hbl+Grt$ (Conrad *et al.*, 1988); $Bt+Pl+Qtz <---> Kfs+Hbl+Grt(Cpx)$ (Nédélec *et al.*, 1993)). En el caso particular de las rocas del área de estudio, el agua aportada por la reacción de deshidratación (o de fusión incongruente) de la Bt permite la formación de

peritéticos los cuales corresponderían a los porfiroblastos de Grt, los cuales crecerían a partir del fundido.

Por otro lado, en cuanto a los cristales de anfíboles (Hbl) envueltos por el fundido, aquí se propone que serían parte del mesosoma que fue rodeado o englobado por el fundido, y no corresponderían a fases peritéticas como el Grt. Esto es debido a que, si efectivamente estas Hbl correspondieran a porfiroblastos que crecieron del fundido junto con los Grt, se deberían reconocer en la roca evidencias de presiones muy elevadas, las cuales no están presentes. Además, ambos tienen relaciones texturales diferentes con los fundidos leucocráticos, los anfíboles son anhedrales mientras que los granates son euhedros y los grados de alteración son diferentes, los granates no presentan alteración mientras que los anfíboles están completamente alterados, indicando inestabilidad con los fundidos, lo cual implicaría que se trata de fases previas. Por estos motivos, por el momento se plantea que estos cristales de anfíboles corresponderían a parte del mesosoma que fue englobado por el fundido durante la fusión parcial.

6.1.2-Metatexitas estromatíticas mesocráticas

Como se mencionó en el apartado 4.1 (Antecedentes locales), la región perteneciente al área de estudio todavía no ha sido estudiada con demasiado detalle. Por esta razón, uno de los principales cuestionamientos de esta contribución circunda en tratar de definir con la mayor certeza posible el complejo metamórfico al cual pertenecen estas rocas.

De acuerdo a lo planteado en el apartado anterior, se ha inferido para las migmatitas máficas, a partir de la datación de circones y monacitas pertenecientes a dichas rocas, una edad de migmatización Ordovícico inferior. Por lo tanto, teniendo en cuenta que las mismas se disponen de manera intercalada con las metatexitas estromatíticas mesocráticas, ambas rocas posiblemente se habrían formado por el mismo evento metamórfico definido aquí como M_{n+1} (el cual se describirá más adelante). De esta manera se infiere para las metatexitas estromatíticas mesocráticas una edad similar al de las migmatitas máficas, también pertenecientes al Ordovícico inferior. Sin embargo cabe aclarar que la edad exacta de estas rocas es desconocida,

simplemente se propone una edad Ordovícica inferior basada en la edad de las migmatitas máficas.

Por otro lado, a partir de la descripción petrográfica efectuada sobre las metatexitas, puede notarse que la mineralogía constituyente de esta litología es muy diferente a la mineralogía de las migmatitas que componen el Complejo Metamórfico Comechingones y Grupo Yacanto, correspondiendo ambos a los complejos más cercanos al área de estudio dispuestos del lado oriental de la faja de cizalla Guacha Corral. Semenov y Weinberg (2017), Büttner *et al.*, (2005) y Otamendi *et al.*, (1999, 2004), establecen que la mineralogía de las migmatitas del Complejo Metamórfico Comechingones se compone principalmente de Grt, Crd, Sill, Qtz, Bt, Kfs, Ms, Zrn y Mnz indicando condiciones metamórficas en facies de granulita, pico metamórfico del Ciclo Pampeano, mientras que por otro lado, Guerreschi y Martino (2014) definen una composición mineralógica de Qtz, Pl, Grt, Sill, Kfs para las metatexitas del Grupo Yacanto. Para el caso de las metatexitas del área de estudio, su composición mineralógica consta fundamentalmente de Bt, Ms, Qtz, Zr, Pl, Kfs y Grt (estando este último prácticamente ausente), indicando condiciones metamórficas en facies de anfibolita (Figura 6.1). Como puede observarse, la principal diferencia mineralógica que presenta con estos dos complejos es la ausencia en su composición de Crd y Sill, estando además prácticamente ausente Grt, lo cual implicaría también paragénesis en condiciones metamórficas de grados más bajos (facies de anfibolita) en comparación con las del Complejo Metamórfico Comechingones (facies de granulitas).

Ahora bien, teniendo en cuenta la constitución de las Sierras de San Luis, estas se encuentran conformadas principalmente por tres complejos metamórficos de alto grado los cuales son, de oeste a este, Complejo Metamórfico Nogolí, Pringles y Conlara, correspondiendo este último a los afloramientos más orientales de las Sierras de San Luis. El Complejo Metamórfico Conlara posee un basamento cristalino conformado por diversos tipos litológicos en los que se incluyen gneises, migmatitas, esquistos, para y ortoanfibolitas y en menor medida mármoles y rocas calcosilicáticas Llabrás y Malvicini (1982), Delakowitz *et al.*, (1991), Urgo (2005), López de Luchi *et al.*, (2008), Sato *et al.*, (2003) y Steenken *et al.*, (2006). Von Gossen y Prozzi (1998) establecen que los gneises, esquistos y migmatitas constituirían principalmente la zona sur y este del complejo. Autores como Icazzati (2003), Urgo (2005), Ortiz Suarez (1988) y Grosso Cepparo *et al.*, (2007) mencionan un metamorfismo variado dentro de

este complejo, reconociéndose tanto paragénesis de alto grado como de grado medio. Sims *et al.*, (1997) consideran que la foliación dominante es de baja temperatura y se sobrepone a una fábrica más temprana, de más alto grado, en facies de anfíbolita con Sil. Este metamorfismo variado dentro de este complejo, sin llegar a facie de granulitas, tiende a ser más coherente con la paragénesis reconocida en las metatexitas estromatíticas del área de estudio, la cual, como ya se mencionó, indicaría su pertenencia a la facies de anfíbolita.

Semenov y Weinberg (2017) plantean que el Complejo Metamórfico Conlara constituye el *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral. Estos autores definen (10 Km al sur de la localidad de Merlo) que el *footwall* de la faja de cizalla estaría compuesto por esquistos en facies de esquistos verdes pertenecientes al Complejo Metamórfico Conlara, en donde estas rocas representarían la extensión oriental de dicho complejo. Cabe mencionar que lo planteado por estos autores sería coincidente con lo establecido por Whitmeyer y Simpson 2003; Martino 2003; Simpson *et al.*, 2003; Whitmeyer y Simpson 2004 y Steenken *et al.*, 2010, los cuales proponen a la faja de cizalla Guacha Corral como un límite tectónico mayor dentro de las Sierras Pampeanas de Córdoba, que pone en contacto y re TRABAJA rocas metamorfizadas en dos periodos distintos, es decir yuxtapone rocas Cámbricas sobre Ordovícicas.

En resumen, el estudio llevado a cabo por diversos autores tanto en las Sierras de Córdoba como en las Sierras de San Luis demuestran que los complejos metamórficos Comechingones y Grupo Yacanto poseen paragénesis minerales que indican condiciones metamórficas en facie de granulitas, mientras que el Complejo Metamórfico Conlara (el cual posee migmatitas como una de las principales litologías) tiene un metamorfismo más variado de medio a alto grado, además de constituir en muchas ocasiones al *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral. Por otro lado, las evidencias petrológicas y petrográficas obtenidas del estudio de las metatexitas del área de estudio ponen de manifiesto la ausencia de Sil y Crd en su composición mineralogía como así también Grt prácticamente ausente, paragénesis minerales indicando su pertenencia a la facies de anfíbolita y disposición conformando el *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral. Sumado a lo anterior mencionado, cabe recordar que se infiere una edad de migmatización Famatiniana (Ordovícico Inferior) para estas rocas. De esta manera se concluye que las mismas podrían corresponder a una extensión nororiental del Complejo Metamórfico Conlara, en donde la faja de cizalla Guacha Corral

cabalgaría las rocas Cámbricas del Grupo Yacanto y Complejo Metamórfico Comechingones sobre las metatexitas Famatinianas (Ordovícicas) del área de estudio.

En cuanto al protolito a partir del cual se habrían originado estas metatexitas, si se observan los diagramas de clasificación geoquímica de Herron (1988) y Wimmenauer (1984), presentes en la figura 4.21 y 4.22, puede notarse que en ambos diagramas se propone una grauvaca muy cercana al límite con las lutitas (pelitas). Sin embargo, como ocurre con las migmatitas máficas, hay que tener en cuenta aquí también que se trata de rocas que sufrieron fusión parcial, por lo cual adquieren un carácter residual modificándose esa composición original del protolito, haciendo que su clasificación a partir de la representación de los análisis geoquímicos de roca total, no sea del todo exacta. Combinando estos resultados con la composición mineralógica de la roca, la cual es rica en muscovita, en menor proporción biotita, con presencia de granate, se puede concluir que las mismas provendrían de una grauvaca con mayor contenido de alúmina (grauvaca aluminosa).

Con respecto a la edad de estos protolitos, tratándose estas rocas de una posible extensión nororiental del Complejo Metamórfico Conlara, Sims *et al.*, (1998) y Steenken *et al.*, (2006) proponen una edad de 590 Ma como edad de máxima sedimentación de los protolitos de dicho complejo, por lo que en base a esto se infiere que los sedimentos que funcionaron como protolitos tanto de las metatexitas estromatíticas mesocráticas como de las migmatitas máficas, serían temporalmente equivalentes a los sedimentos de la Formación Puncoviscana (protolito de las Sierra de Comechingones).

6.2-Consideraciones finales sobre el borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral

El borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral, aflorante en el sector oriental del área de estudio, se caracteriza por afectar y re TRABAJAR tanto textural como estructuralmente a las metatexitas estromatíticas mesocráticas. Esto da como resultado la transformación gradual a protomilonitas predominantes en este sector más occidental de la faja de cizalla.

Una de las evidencias más notables que permiten establecer a las metatexitas mesocráticas como el protolito de las protomilonitas es el cambio gradual entre ambas

litologías, las metatexitas comienzan a ser retrabajadas por la faja de cizalla modificándose su textura y estructura hasta llegar a convertirse en las protomilonitas (figura 4.15). La composición mineralógica de las protomilonitas también sirve como evidencia para establecer su proveniencia a partir de las metatexitas mesocráticas, ya que dicha mineralogía es muy semejante al de estas últimas. Además, la ausencia de granate, como así también de fantasmas de granates retrogradados, es un argumento fuerte para establecer que las mismas no provendrían de las migmatitas del Complejo Metamórfico Comechingones o Grupo Yacanto, sino que derivarían de las metatexitas estromatíticas mesocráticas ya que estas también carecen prácticamente de granate en su composición.

Trabajos realizados por Semenov y Weinberg (2017) y Semenov et al., (2019) en la faja de cizalla Guacha Corral a la latitud de la localidad de Merlo (San Luis) establecen que dicha faja de cizalla se encuentra constituida por dos fajas de deformación principales: una faja de deformación a alta temperatura de 7,5 Km de espesor, y una faja de deformación a baja temperatura, de menor espesor que la anterior (2,5 Km), ubicada al oeste de la anteriormente mencionada. Estos autores plantean que la faja de deformación de alta temperatura se habría originado durante la orogenia Pampeana, mientras que la de baja temperatura correspondería a reactivaciones de la faja hacia fines del Ciclo Orogénico Famatiniano y comienzos de la Orogenia Chánica y magmatismo Achaliano, provocando el retrogrado de facie de anfíbolita a facies de esquistos verdes.

Uno de los principales objetivos de esta contribución radica en determinar y constatar la existencia de la faja de deformación a baja temperatura, definida por Semenov y Weinberg (2017) para la latitud de la localidad de Merlo, en el área de estudio. Estos autores establecen que la faja de deformación de baja temperatura comprende desde protomilonitas a ultramilonitas con clorita y biotita como minerales metamórficos característicos. La clorita se convierte en el mineral Fe-Mg dominante, sillimanita y cordierita están ausentes en la mineralogía, mientras que granate es inestable, como evidencia de intensa cloritización, sugiriendo que la deformación ocurrió bajo condiciones de facies de esquistos verdes. Estructuralmente, las milonitas menos deformadas muestran el desarrollo de estructuras tipo S-C definidas por folias de biotita y muscovita envolviendo los porfiroclastos tipo sigma, mientras que en general describen microestructuras que se desarrollan a bajas temperaturas. Dichos autores

definen para estas rocas una paragénesis en facie de esquistos verdes dada por Chl+Bt+Ms+Pl+Qtz. A partir de dicha paragénesis y microestructuras establecen una temperatura de deformación $<500^{\circ}$ C.

Las rocas pertenecientes a la faja de cizalla Guacha Corral aflorantes en el área de estudio corresponden principalmente a protomilonitas las cuales, como ya se mencionó, se habrían originado a partir de las metatexitas estromatíticas mesocráticas. Al igual que como ocurre con las protomilonitas aflorantes a la latitud de la localidad de Merlo, estas también se caracterizan por presentar a la clorita como el mineral ferromagnesiano dominante, evidenciando un marcado retrogrado en la roca, principalmente a lo largo de los planos de cizalla. Estructuralmente son muy similares a las definidas por Semenov y Weinberg (2017), además, todas las microestructuras reconocidas corresponderían a microestructuras desarrolladas a bajas temperaturas. La paragénesis dominante en estas rocas se encuentra definida por Chl+Ms+Qtz±Pl indicando su pertenencia a la zona de la clorita y facies de esquistos verdes, la cual, en conjunción con las microestructuras reconocidas, evidenciarían temperaturas de deformación que alcanzarían como máximo 450° C.

Por lo tanto, en base a las características petrológicas y estructurales de estas rocas puede concluirse que el borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral sería equivalente a la faja de deformación a baja temperatura establecida por Semenov y Weinberg (2017), correspondiendo posiblemente, a la extensión norte de la misma. Cabe aclarar que si bien correspondería a la extensión norte de esta faja de baja temperatura, el protolito a partir del cual se habrían originado ambas rocas no sería el mismo, siendo el Complejo Metamórfico Comechingones para las definidas por Semenov y Weinberg (2017) y las metatexitas estromatíticas mesocráticas para las definidas en esta tesis. La principal evidencia de esto corresponde a la ausencia de granate y fantasmas de granates en estas rocas, minerales accesorios típicos del Complejo Metamórfico Comechingones y Grupo Yacanto.

6.3- Caracterización de los eventos metamórficos

A partir del estudio petro-estructural de las diferentes litologías aflorantes en el área de estudio, pudo ser reconocido para el *footwall* el desarrollo de un evento metamórfico regional dinamotérmico definido aquí como $M_{n+1}-D_{n+1}$. Por otro lado, se

reconoció para el sector oriental del área de estudio el desarrollo de un evento dinámico local vinculado al periodo de reactivación (propuesto por Semenov *et al.*, 2019 y Semenov y Weinberg 2017) de la faja de cizalla Guacha Corral, denominado aquí como M_{n+2} - D_{n+2} . Cabe mencionar además que, asociado a este evento local dinámico, se identificó un importante retrogrado en el *footwall*, como así también un proceso de alteración muy marcado (principalmente sobre las migmatitas máficas) posiblemente ligado a fluidos provenientes de esta reactivación de la faja de cizalla. Las condiciones termobarométricas bajo las cuales habrían tenido lugar estos eventos fueron estimadas a partir de las paragénesis minerales y sustentadas a partir del análisis microestructural y microtextural bajo el microscopio. En la tabla 6.1 se encuentran sintetizados ambos eventos metamórficos.

Tabla 6.1: Síntesis de los eventos metamórficos y deformacionales reconocidos para el área de estudio.

Orogenia	Proceso metamórfico	Meta-morfismo	De-formación	Estructuras	Litología	Microestructuras
Orogenia Chánica	Metamorfismo dinámico local (de grado bajo, en facies de esquistos verdes, dentro de la zona de la clorita)	M_{n+2}	D_{n+2}	L_{n+2} Fábricas S-C S_{n+2}	Protomilonitas	Flexuramiento de filosilicatos (clorita, biotita y muscovita) exhibiendo extinción ondulosa, extinción ondulante y lamelas de deformación en Qtz
Ciclo Famatiniano	Metamorfismo regional dinamo-térmico (de grado medio-alto, en facies de anfibolita alta, dentro de la zona del granate)	M_{n+1}	D_{n+1}	P_2 S_{n+1b} P_1 <i>Boudines</i> S_{n+1a}	Migmatitas máficas Metatexita estromatítica mesocrática	Bandas de deformación, extinción con patrón en damero, recristalización dinámica del Qtz (<i>bulging</i>), contactos lobulados entre Qtz-P1

6.3.1-Evento metamórfico regional dinamo-térmico M_{n+1} - D_{n+1}

En primer lugar cabe mencionar que se adoptó la nomenclatura $n+1$ para denominar a este evento metamórfico debido al posible desarrollo de un evento

metamórfico previo (n) del que no se tiene registro pero que posiblemente se pudo haber desarrollado durante el Ciclo Orogénico Pampeano.

El evento metamórfico regional dinamotérmico M_{n+1} corresponde al metamorfismo responsable de originar las litologías migmáticas aflorantes dentro del área de estudio (metatexitas estromatíticas mesocráticas y migmatitas máficas), y se vincula a un evento deformacional D_{n+1} .

Las condiciones termobarométricas bajo las cuales habría tenido lugar este evento metamórfico han sido estimadas teniendo en cuenta por un lado, las asociaciones paragenéticas determinadas para cada una de las litologías, y por otro lado las microestructuras deformacionales obtenidas a partir del estudio y descripción de cortes delgados bajo microscopio petrográfico.

Para el caso de las metatexitas estromatíticas mesocráticas, estas exhiben una asociación paragenética dada por $Bt+Qtz+Kfs+Pl\pm Grt$ indicando estabilidad en facies de anfibolita alta y zona del granate, mientras que con respecto a las migmatitas máficas han podido ser reconocidas dos asociaciones paragenéticas estables en condiciones metamórficas (facies metamórficas) diferentes. Por un lado se reconoció la asociación $Bt_1+Pl+Qtz\pm Grt\pm Hbl\pm Kfs$ estable en facies de anfibolita alta y zona del granate, y por otro lado se reconoció la asociación $Chl_1+Qtz+Pl\pm Tr-Act$ indicando condiciones retrogradadas a facies de esquistos verdes y zona de la clorita. Sin embargo, esta segunda paragénesis reconocida en las migmatitas máficas no estaría asociada a este evento metamórfico, sino a un retrogrado posterior asociado posiblemente a la reactivación de la faja de cizalla. Por lo tanto, el evento metamórfico M_{n+1} muestra, en función de las paragénesis, un rango de temperaturas que estaría entre los 600° a 650° C, con presiones entre los 5-6 Kbar.

Para determinar con mayor precisión las temperaturas a las cuales se habría desarrollado el evento M_{n+1} , se llevó a cabo un análisis de las microestructuras deformacionales reconocidas en los minerales paragenéticos de la roca. Estas microestructuras de deformación corresponderían esencialmente a microestructuras originadas en condiciones metamórficas de grado medio-alto, las cuales representarían las condiciones máximas de temperatura alcanzadas por el evento metamórfico regional M_{n+1} . Dichas microestructuras son: recristalización dinámica del cuarzo, desarrollo de contactos lobulados entre cristales de cuarzo y plagioclasa y desarrollo de bandas de deformación y extinción con patrón en damero en cuarzo.

La presencia de contactos de grano tipo sutúrales (*bulging*) entre cristales de cuarzo, como así también la fuerte reducción del tamaño de grano de los mismos, han sido interpretados como la evidencia textural de un proceso de recristalización dinámica en el área de estudio. Según lo establecido por Pyrer (1993), el proceso de recristalización dinámica ocurre generalmente a temperaturas próximas a los 550 °C. El desarrollo de contactos lobulados entre cristales de cuarzo y plagioclasa se originaría como consecuencia de un proceso denominado *creep* por difusión en conjunción con otro proceso denominado *creep* por superplasticidad, en donde según lo establecido por Stipp *et al.*, (2002), correspondería a una microestructura que evidencia temperaturas muy elevadas de deformación, aproximadamente entre 500° y 700°C. Por último, el desarrollo de bandas de deformación y extinción con patrón en damero del cuarzo corresponderían a microestructuras de recuperación, originadas cuando la deformación cesa y la red cristalina es llevada a su estado de mínima energía. Según lo establecido por Passchier y Trouw (1996), la recuperación en los cristales de cuarzo requiere temperaturas desde los 400°C hasta los 700°C, mientras que la formación del patrón en damero, según Stipp *et al.*, (2002), estaría restringido a temperaturas ligeramente mayores.

Asimismo, se han observado microtexturas de intercrecimiento asociadas principalmente a las metatexitas estromatíticas mesocráticas, las cuales estarían representadas por el desarrollo de simplectitas de cuarzo vermicular en plagioclasa (mirmequitas). Generalmente este tipo de microtextura se origina a temperaturas cercanas a los 650°C y se generan por la cristalización simultánea de dos o más fases minerales en una misma zona de la roca, siendo el principal mecanismo el *creep* por difusión (Passchier y Trouw 1996).

Por lo tanto, en función de las condiciones termo-barométricas estimadas en base a las paragénesis minerales estables, sustentado además por las temperaturas obtenidas del análisis microestructural y microtextural, se establece que el evento metamórfico regional M_{n+1} habría actuado en condiciones metamórficas de grado medio-alto, estable en facies de anfibolita alta y zona del granate, en donde se habrían alcanzado temperaturas entre 650°C y <700°C y presiones entre 5-6 Kbar (Figura 6.1).

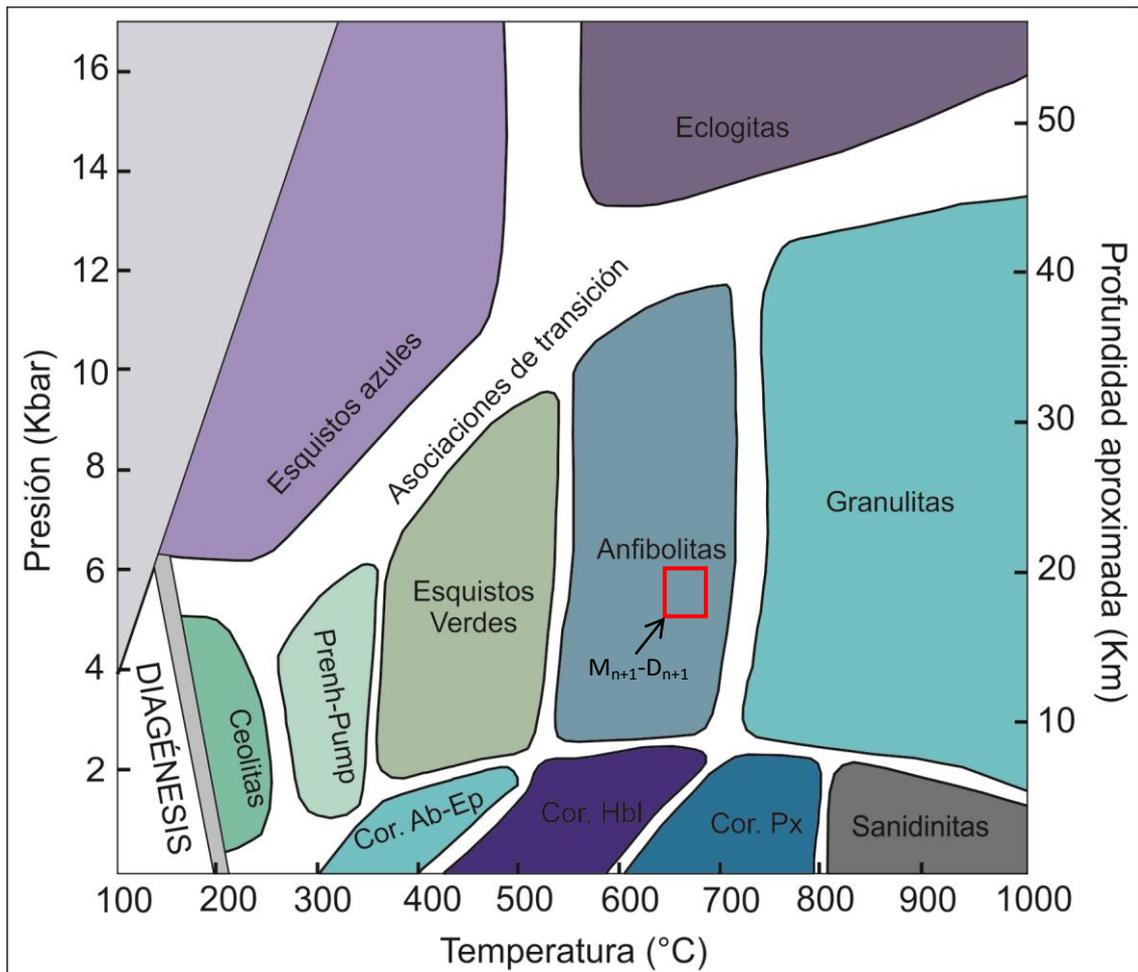


Figura 6.1: Distribución de las facies metamórficas en un diagrama de Presión y temperatura, modificado de Gómez Jiménez (2006). El recuadro rojo estaría indicando el rango de presiones y temperaturas en las que se habría desarrollado el evento metamórfico regional dinamo-térmico $M_{n+1}-D_{n+1}$ dando origen a las metatexitas estromatíticas mesocráticas y migmatitas máficas.

Contemporáneamente con el evento de migmatización M_{n+1} que afecta a las migmatitas estromatíticas y máficas de la zona en estudio, se desarrolla un evento deformacional D_{n+1} responsable de originar las estructuras presentes en ambas litologías, las cuales son: foliación migmática S_{n+1a} , *boudines*, plegamientos P_1 , foliación de crenulación o plano axial S_{n+1b} y plegamientos P_2 .

En los estadios iniciales del evento deformacional D_{n+1} , a comienzos del evento de migmatización M_{n+1} , se habría desarrollado la estructura planar penetrativa presente tanto en las estromatitas como en las migmatitas máficas, la cual estaría representada por la foliación migmática S_{n+1a} . Para el caso de las estromatitas, dicha foliación está dada a partir de la alternancia de bandas leucocráticas (leucosomas) y mesocráticas en

conjunción con la orientación de los filosilicatos del mesosoma, la cual posee orientaciones en general N-S a 060° N con direcciones de buzamiento hacia el SE-SEE. Por otro lado, en las migmatitas máficas dicha foliación queda definida de la misma manera, solo que la orientación es mucho más variable debido a que esta litología se dispone a modo de lentes. Asociado también a estos estadios iniciales del evento deformacional D_{n+1} se tendría el desarrollo ocasional de un boudinado bien marcado en ciertos leucosomas de mayor espesor tanto de las migmatitas máficas como de las metatexitas estromatíticas mesocráticas, el cual se desarrollaría como consecuencia de una respuesta diferencial ante la deformación por parte de los leucosomas y mesosomas. Es de esta manera que los leucosomas tienden a comportarse de manera más competente ante la deformación permitiendo que se produjera el estiramiento y seccionamiento de los mismos ante los esfuerzos actuantes, indicando un comportamiento reológico dúctil entre ambas partes de la roca.

Con el avance de esta deformación (D_{n+1}) se produce un intenso plegamiento de la foliación migmatítica S_{n+1a} originando el conjunto de pliegues intrafoliares P_1 en donde aquellos que poseen morfologías tipo *chevron* (pliegues apretados) terminan definiendo la foliación de crenulación o plano axial S_{n+1b} . La presencia de leucosomas orientados paralelamente a esta foliación S_{n+1b} (leucosomas de plano axial) sería la evidencia más importante de que la deformación D_{n+1} habría ocurrido durante el proceso de migmatización, ya que estaría indicando la presencia de fundidos durante la deformación. Estas mismas interpretaciones fueron llevadas a cabo por Semenov y Weinberg (2017) para las migmatitas constituyentes del *hanging wall* de la faja de Cizalla Guacha Corral a la latitud de la localidad de Merlo, las cuales corresponderían a las migmatitas del Complejo Metamórfico Comechingones. Estos autores interpretan que el inicio del movimiento de la faja de cizalla durante el Orógeno Pampeano generó una serie de estructuras en las migmatitas del *hanging wall* que son indicativas de un cabalgamiento con vergencia al oeste iniciado durante la anatexis Pampeana. Dichas estructuras corresponderían a pliegues asimétricos inclinados con vergencia hacia el oeste con presencia de leucosomas en la foliación de plano axial lubricando los planos de empuje e indicando la contemporaneidad de los plegamientos con la fusión. Por último, asociado también a esta deformación se tendría el desarrollo de los pliegues mayores P_2 de escala métrica.

En resumen, debido a que la foliación migmática S_{n+1a} presenta una orientación general NO-NE con buzamiento al E y que los pliegues P_1 tienen rumbo de plano axial N-S y vergencia al O, implicando que la foliación S_{n+1b} coincide con la orientación de S_{n+1a} , se puede concluir que D_{n+1} correspondería a una importante deformación no coaxial con acortamiento E-O dado durante el proceso de anatexis (determinado aquí como M_{n+1}) de la fase principal de la Orogenia Famatiniana definida por Sato *et al.* (2003).

6.3.2-Evento metamórfico local dinámico M_{n+2} - D_{n+2}

El evento M_{n+2} corresponde a un metamorfismo local dinámico vinculado al periodo de reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral la cual, durante dicha reactivación, habría avanzado hacia el oeste incorporándose parte del *footwall* a la faja, provocando de esta manera el retrabajo y la transformación de las metatexitas estromatíticas mesocráticas a las protomilonitas aflorantes en la porción oriental de área de estudio.

La paragénesis que recrystalizó en forma estable en las protomilonitas del área de estudio durante el desarrollo del evento metamórfico local dinámico M_{n+2} se encuentra definida por $Chl+Ms+Qtz\pm Pl$. La misma correspondería a una paragénesis estable en facies de esquistos verdes y zona de la clorita, indicando temperaturas de deformación de aproximadamente 450°C y presiones que rondarían los 4-5 Kbar.

Por otro lado, teniendo en cuenta las microestructuras deformacionales identificadas en los minerales paragenéticos de las protomilonitas, las temperaturas de deformación bajo las cuales habría actuado el evento dinámico M_{n+2} pueden ser establecidas con mayor precisión. El conjunto de microestructuras reconocidas corresponden principalmente a microestructuras originadas en condiciones metamórficas de grado bajo, correspondiendo estas a: flexuramiento de biotita, muscovita y clorita exhibiendo extinción ondulosa, y extinción ondulante y desarrollo de lamelas de deformación en el cuarzo. Con respecto al flexuramiento y plegamiento de los filosilicatos (biotita principalmente) por *kinking*, dicha estructura tiende a ocurrir a partir de los 250°C de temperatura (Passchier y Trouw 1996). Por otra parte, la deformación en cristales de cuarzo evidenciada por el desarrollo de lamelas de deformación y extinción ondulante corresponderían a microestructuras originadas como

resultado de un proceso de *creep* por dislocación, en donde según lo establecido por Passchier y Trouw (1996) tenderían a formarse entre los 280°C y 400°C.

Por lo tanto, en base al análisis de la asociación paragenética estable en las protomilonitas, como así también al conjunto de microestructuras deformacionales desarrolladas en los minerales de la roca, se puede llegar a estimar que las condiciones termobarométricas en las cuales actuó el evento local dinámico M_{n+2} serían de 400°C-450°C de temperatura y presiones entre los 4-5 Kbar. Esto implicaría condiciones metamórficas de grado bajo, estable en la zona de la clorita y facies de esquistos verdes (Figura 6.2).

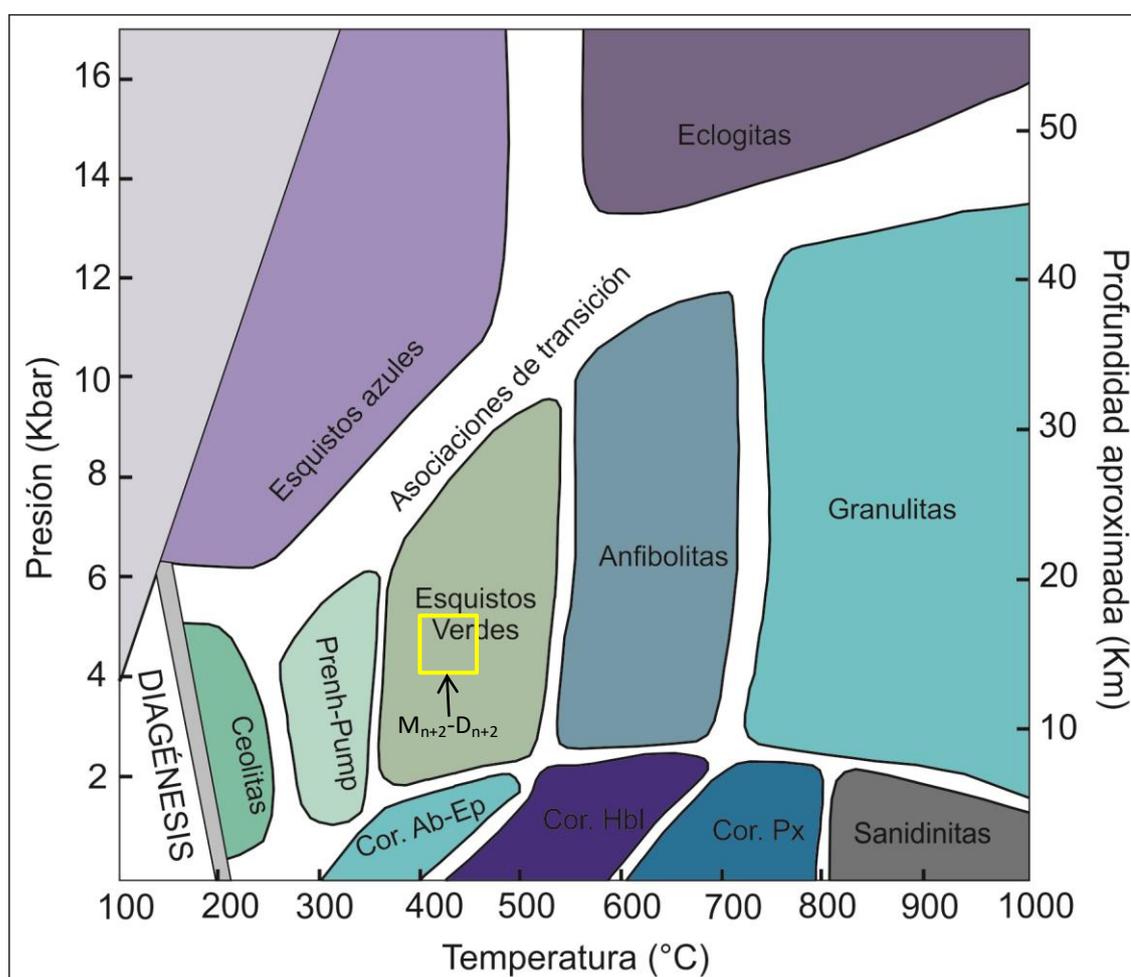


Figura 6.2: Distribución de las facies metamórficas en un diagrama de Presión y temperatura, modificado de Gómez Jiménez (2006). El recuadro amarillo estaría indicando el rango de presiones y temperaturas en las que se habría desarrollado el evento metamórfico local dinámico $M_{n+2}-D_{n+2}$, dando origen a las protomilonitas aflorantes en el sector oriental del área de estudio.

El evento M_{n+2} habría actuado bajo un régimen de esfuerzos D_{n+2} , en condiciones frágiles-dúctiles, dando origen al conjunto de mesoestructuras que caracterizan a las protomilonitas en cuestión: foliación milonítica S_{n+2} , desarrollo de fábricas anastomosadas con patrón S-C y lineación milonítica L_{n+2} .

Inicialmente, se desarrolla de manera sin-cinemática con el proceso de milonitización la estructura planar penetrativa en las protomilonitas, la cual correspondería a la foliación milonítica S_{n+2} . La misma se habría desarrollado como producto del retrabajo de la foliación migmatítica S_{n+1a} , quedando definida a partir del desarrollo de finas folias de escala milimétrica compuestas principalmente de filosilicatos los cuales se disponen englobando a los porfiroclastos. En general posee rumbos submeridionales que varían de NNO a NNE, con buzamientos variables entre 35° y 47° hacia los cuadrantes NEE y SEE. Es común observar como esta foliación tiende a presentarse en muchas ocasiones con un patrón anastomosado tipo S-C indicando una deformación por cizalla simple. Por otro lado, concomitantemente con el proceso de milonitización, se produce la recristalización y orientación, según la dirección de cizallamiento (es decir la orientación de D_{n+2}), de los filosilicatos sobre los planos de la foliación S_{n+2} , definiendo de esta manera la lineación milonítica L_{n+2} , la cual posee en general una dirección de inmersión hacia el E.

En base a las diferentes mesoestructuras generadas durante el proceso de milonitización (foliación milonítica S_{n+2} , fábrica anastomosada con patrón S-C y lineaciones miloníticas L_{n+2}) en conjunción con los indicadores cinemáticos identificados en la roca, es posible establecer la cinemática del cizallamiento durante el desarrollo de la deformación D_{n+2} . Teniendo en cuenta que la lineación milonítica (lineación mineral) es una estructura que se orienta paralela a la dirección de los esfuerzos actuantes sobre los planos de la foliación S_{n+2} , implicaría que la deformación D_{n+2} correspondería a un esfuerzo compresivo con dirección E-O. Ahora bien, observando los indicadores cinemáticos tipo sigma dispuestos de manera paralela a la dirección de inmersión de la lineación mineral, en conjunción con la disposición de las estructuras S-C, es posible determinar para la faja de cizalla (durante la reactivación) una cinemática de tipo inversa (Figura 5.7) con desplazamiento del bloque de techo (o *hanging wall*) hacia el oeste.

Este evento dinámico local además de provocar la milonitización de los afloramientos más orientales de las metatexitas estromatíticas mesocráticas, también

habría afectado en menor medida al resto del *footwall*, representado por un importante retrogrado de las migmatitas máficas y desarrollo de microestructuras de deformación a baja temperatura en el resto de las metatexitas no deformadas.

Es de esta manera que las migmatitas máficas, al ser afectadas en menor medida por el desarrollo de este metamorfismo dinámico (sin llegar a milonitizarse), sufren un importante retrogrado de facies de anfibolita alta y zona del granate ($Bt_1+Pl+Qtz\pm Grt\pm Hbl\pm Kfs$) a facies de esquistos verdes y zona de la clorita ($Chl_1+Qtz+Pl\pm Tr-Act$). La biotita se retrograda a clorita fácilmente a temperaturas bajas o moderadas por adición de agua en la estructura de la mica original, formando de esta manera clorita₁ a partir de la biotita₁. La clorita₁ también podría formarse a partir del retrogrado de anfíboles y granates. Por otro lado, tremolita-actinolita surgiría principalmente a partir del retrogrado de los anfíboles.

Además, pudieron ser identificadas en estas rocas microestructuras de deformación a baja temperatura las cuales evidenciarían también la presencia en las mismas de una deformación y metamorfismo dinámico. Dichas estructuras corresponderían principalmente a: maclado mecánico en plagioclasa (en algunos casos con acuñaamiento hacia los bordes), extinción ondulosa en cuarzo, flexuramiento y plegamiento de filosilicatos y desarrollo de lamelas de deformación en cuarzo.

Por lo tanto, esta nueva asociación paragenética presente en las migmatitas máficas, en conjunción con las microestructuras de baja temperatura identificadas en las mismas, permitirían estimar un retrogrado de las condiciones termobarométricas originales ($650^\circ\text{--}700^\circ\text{C}$ y 5-6 Kbar) a temperaturas entre $400^\circ\text{C--}450^\circ\text{C}$ y presiones de 2-4 Kbar.

Indicios de esta deformación y metamorfismo dinámico en el resto del *footwall* también pueden ser identificados en las metatexitas estromatíticas mesocráticas no milonitizadas a partir del desarrollo en las mismas de microestructuras deformacionales a baja temperatura, tales como: maclado mecánico en plagioclasa, extinción ondulosa en cuarzo y flexuramiento y plegamiento de filosilicatos, implicando todas ellas el desarrollo de una deformación dinámica en estas rocas.

Asociado también a esta reactivación de la faja de cizalla, muy posiblemente se habría producido una importante circulación de fluidos a través del *footwall*, afectando de manera diferencial a las litologías constituyentes del mismo, siendo las migmatitas máficas las más afectadas. La razón principal por la cual las migmatitas máficas fueron

las más afectadas estaría vinculada a su composición mineralógica, ya que a diferencia de las metatexitas estromatíticas mesocráticas, presenta mayor proporción de minerales máficos, hornblenda y biotita, ambos muy susceptibles a cloritizarse.

Esta alteración de la roca por fluidos quedaría representada principalmente a partir del desarrollo de clorita radial en los anfíboles y el importante grado de sericitación que presentan los feldespatos.

Evidencias reconocidas tanto en campo como en los cortes delgados permitirían reforzar esta hipótesis de que la alteración sufrida por esta roca se debería principalmente a la circulación de fluidos, posiblemente provenientes de la reactivación de la faja de cizalla. En primer lugar, pudo ser reconocido en las migmatitas máficas la presencia de bandas melanocráticas (máficas) compuestas principalmente por biotita y anfíboles parcialmente cloritizados cortando y atravesando la estructura de la roca (Figura 4.3 E), las cuales podrían llegar a corresponder a fracturas a través de las cuales habrían circulado los fluidos responsables de la cloritización. Esto se condice además con el desarrollo de los bolsones de clorita-cuarzo reconocidos al microscopio en la migmatita máfica (Figura 4.4 F), los cuales posiblemente deberían su formación a fluidos que circularon a través de microfracturas. Por último, el desarrollo de clorita radial (tanto en los fantasmas de hornblenda retrogradados del mesosoma como de los fantasmas de hornblenda rodeados por el leucosoma), puede tener un origen por alteración hidrotermal y en general tienden a crecer en ambientes con poca deformación.

Todas estas evidencias mencionadas con anterioridad permitirían inferir que la alteración presente en las migmatitas máficas se debería a la circulación de fluidos hidrotermales a través de fracturas y microfracturas en la roca, en un ambiente con poca deformación.

6.4-Evolución geológica propuesta para el área de estudio

Este apartado tiene como objetivo principal plantear la posible evolución geológica del área de estudio, estableciendo el orden cronológico de los diferentes eventos metamórficos y deformacionales que tuvieron lugar en el extremo norte de la Sierra de Comechingones, contextualizándolos al marco geológico regional de las

Sierras de Córdoba y San Luis y efectuando comparaciones con lo planteado por otros autores en la bibliografía previa.

La evolución geológica propuesta en esta contribución para el área de estudio queda bien definida a partir del Ordovícico inferior, momento en el cual fue identificado el desarrollo del evento metamórfico regional dinamotérmico denominado aquí como M_{n+1} - D_{n+1} . Esto es debido a que no fue posible contar con otro tipo de evidencia, como por ejemplo la presencia de resisteros, que indicaran el desarrollo de un evento metamórfico previo durante el Ciclo Pampeano en el Cámbrico.

Sims *et al.*, (1998) y Steenken *et al.*, (2006) informan una edad ediacariana-cámbrica para el protolito sedimentario del Complejo Metamórfico Conlara, determinado a partir de la datación de circones detríticos los cuales revelaron una edad de 590 Ma indicativa de la edad de máxima sedimentación. Por lo tanto, esto implicaría que dicho protolito tendría una edad temporalmente equivalente a los protolitos de la Sierra de Comechingones (Sims *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 2004; Steenken *et al.*, 2010; Demartis *et al.*, 2017) y por lo tanto a la Formación Puncoviscana (Steenken *et al.*, 2004; Zimmermann 2005). Durante el Ciclo Orogénico Pampeano, los protolitos de las rocas del *hanging wall* luego de ser afectados por un metamorfismo regional dinamotérmico M_1 - D_1 (Rapela *et al.*, 1998; Guerreschi y Martino 2003; Otamendi *et al.*, 2004) habrían sufrido el desarrollo de un segundo metamorfismo regional dinamotérmico correspondiente al pico metamórfico denominado M_2 - D_2 (Rapela *et al.*, 1998; Guerreschi y Martino 2003; Otamendi *et al.*, 2004; Fagiano 2007). Probablemente este M_2 Pampeano sería contemporáneo a un M_1 regional dinamotérmico (de menor grado que el M_2) que se estaba desarrollando en las rocas que forman parte del *footwall*. Este posible evento M_1 correspondería al definido aquí como M_n , ya que en el área de estudio no se tiene registro de su presencia, pero probablemente pudo haberse desarrollado con anterioridad a la migmatización descrita para la zona estudiada.

A diferencia del Ciclo Orogénico Pampeano, el conjunto de eventos metamórficos y deformacionales ocurridos a lo largo del Ciclo Orogénico Famatiniano se encuentran muy bien registrados dentro del área de estudio.

Posterior al Ciclo Orogénico Pampeano, no es registrado o identificado por ningún autor un metamorfismo regional dinamotérmico Famatiniano para el *hanging wall*, sin embargo, tal como lo indica la edad ordovícica inferior del cuerpo de migmatitas máficas aflorantes en el sector noroccidental del área de estudio (Radice en

comunicación verbal), se puede afirmar que dicho metamorfismo regional dinamotérmico Famatiniano sí estuvo presente en el *footwall*, y por lo tanto dentro del área de estudio.

El Ciclo Orogénico Famatiniano comienza su actividad aproximadamente a los 490 Ma. Durante el Ordovícico inferior, toda el área de estudio habría sido afectada por una migmatización la cual estaría asociada al metamorfismo de alto grado definido por Sato *et al.*, (2003) como perteneciente a la fase principal de la Orogenia Famatiniana. Dichos autores proponen que este metamorfismo de alto grado habría iniciado a los 480 Ma. En el área de estudio, esta migmatización estaría representada por el desarrollo del evento metamórfico regional dinamotérmico M_{n+1} , asociado a los estadios iniciales del Ciclo Famatiniano, a partir del cual se habrían originado las migmatitas máficas y las metatexitas estromatíticas mesocráticas. Dicho evento habría actuado en condiciones metamórficas de grado medio-alto, estable en facies de anfibolita alta y zona del granate.

Ahora bien, en el momento en el que estaba ocurriendo este metamorfismo regional dinamotérmico (M_{n+1}) en el *footwall*, el basamento de edad pampeana en el bloque alto estaba siendo retrabajado por fajas de cizalla, es decir por un metamorfismo local dinámico definido como M_3 por Fagiano *et al.*, (2002a). Por lo cual puede establecerse que la migmatización del *footwall* (M_{n+1}) sería contemporánea a la milonitización de las rocas Pampeanas (M_3 de Fagiano *et al.*, 2002a). Esta posible contemporaneidad de los eventos establecida aquí está basada en las edades propuestas por Demartis *et al.*, (2017) y Steenken *et al.*, (2010) para el periodo de máxima actividad de la faja de cizalla Guacha Corral (M_3 - D_3), 474 Ma y 486 Ma respectivamente. Ambas edades en conjunto sugieren una deformación activa para la faja en el rango de tiempo entre los 486 Ma y 474 Ma (Semenov *et al.*, 2019). Esto implicaría que el accionar de este periodo de máxima temperatura de la faja sería contemporáneo y posiblemente anterior a la migmatización del *footwall*, tal como lo demuestra la edad ordovícica inferior de las migmatitas máficas.

Teniendo en cuenta que ambos eventos (M_{n+1} y M_3) posiblemente serían contemporáneos en el tiempo, la deformación que actuó en estos eventos sería la misma, es decir, la deformación D_{n+1} actuante en el *footwall* aflorante en el área de estudio sería correlacionable a la deformación D_3 (Fagiano *et al.*, 2002a) responsable de generar la milonitización en facies de anfibolita de las rocas Pampeanas. Es de esta

manera que mientras que en el *footwall* esta deformación estaba generando la foliación migmatítica S_{n+1a} y el plegamiento de la misma (P_1), definiendo la foliación de plano axial S_{n+1b} en conjunto con la intercalación de fundidos sobre dichos planos axiales, en la faja estaba retrabajando las rocas Pampeanas generando milonitas en conjunción con la foliación milonítica S_3 (Fagiano *et al.*, 2002a). Toda esta deformación (D_{n+1} y D_3) se daría como consecuencia de los esfuerzos compresionales con dirección E-O provocados por el acercamiento de Cuyania al margen occidental de Gondwana.

De esta manera se plantea que todo este proceso de media-alta temperatura (representado por la migmatización del *footwall* ($M_{n+1}-D_{n+1}$) y la milonitización en facie de anfibolita de las rocas Pampeanas (M_3-D_3)) asociado al estadio de máxima actividad del Ciclo Orogénico Famatiniano (iniciado durante el acercamiento del terreno alóctono de Cuyania a Gondwana), ocurriría principalmente dentro del Ordovícico, culminando con el docking de Cuyania al margen occidental de Gondwana hacia fines del ordovícico-principios del Silúrico.

Posteriormente, comenzarían los periodos de reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral.

Semenov *et al.*, (2019) a partir de edades Ar-Ar en muscovitas y biotitas de las rocas del *hanging wall* y las milonitas retrogradadas de la faja determinan dos periodos de enfriamiento, uno a los 420 Ma y otro a los 400 Ma. De esta manera se puede establecer que posiblemente las reactivaciones sufridas por la faja de cizalla Guacha Corral habrían ocurrido hacia fines del Ciclo Orogénico Famatiniano (440 Ma) y comienzos de la Orogenia Chánica luego de los 400 Ma como consecuencia del docking de Chilenia (Semenov *et al.*, 2019).

Cuando se produce la reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral a la latitud del área de estudio, esta no solamente retrabaja las rocas Pampeanas sino que avanza hacia el oeste afectando también a las rocas del *footwall*, provocando de esta manera el retrabajo de las metatexitas estromatíticas mesocráticas a partir de las cuales se originarían las protomilonitas estables en facies de esquistos verdes aflorantes en el sector oriental del área de estudio en conjunción con la foliación milonítica S_{n+2} . Esta reactivación de la faja con el retrabajo de las metatexitas estaría representado en la zona estudiada a partir del evento metamórfico local dinámico $M_{n+2}-D_{n+2}$. Dicho evento habría actuado en condiciones metamórficas de grado bajo, estable en facies de

esquistos verdes y zona de la clorita, ya que en este caso la faja habría afectado al *footwall* solo en su actividad de más baja temperatura.

Mientras que en el área de estudio las metatexitas del *footwall* estaban siendo retrabajadas por el estadio de más baja temperatura de la faja de cizalla (M_{n+2} - D_{n+2}), a la latitud de la localidad de Merlo, las milonitas estables en facies de anfibolitas originadas a partir de las rocas Pampeanas durante el estadio de máxima actividad de la faja, estaban siendo retrogradadas a facies de esquistos verdes como consecuencia de esta reactivación (Semenov *et al.*, 2019). De esta manera puede confirmarse que la faja de deformación de baja temperatura establecida por Semenov *et al.*, (2019) y Semenov y Weinberg (2017) a la latitud de la localidad de Merlo se encuentra presente también en el área de estudio, siendo una continuación hacia el norte de la misma, solo que afectando a las metatexitas Famatinianas del *footwall*.

Por otro lado, como consecuencia de esta reactivación, se darían los procesos de retrogrado metamórfico y de alteración identificados en el resto del *footwall*. De esta manera, las migmatitas máficas y el resto de las metatexitas estromatíticas mesocráticas no milonitizadas sufrirían en menor medida el desarrollo de este metamorfismo local dinámico, desarrollándose todo el conjunto de microestructuras de baja temperatura (identificadas tanto en las migmatitas máficas como en las metatexitas estromatíticas mesocráticas) como así también el retrogrado de facies de anfibolita alta a facies de esquistos verdes de las migmatitas máficas. Además de presentar este retrogrado, las migmatitas máficas presentan un importante grado de alteración, el cual se debería principalmente a la circulación de fluidos a través del *footwall* provenientes muy posiblemente de esta reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral. Existen ciertas evidencias, como la presencia de bandas melanocráticas que cortan y atraviesan la estructura de las migmatitas máficas, como así también la presencia de bolsones de clorita-cuarzo observados en lámina delgada, que implicarían probablemente circulación de fluidos hidrotermales a través de fracturas y microfracturas originadas en la roca. Asimismo, el desarrollo de clorita radial estaría posiblemente vinculado a un origen hidrotermal.

En resumen, el área de estudio exhibe una evolución geológica principal a lo largo del Ciclo Orogénico Famatiniano y comienzos de la Orogenia Chánica, durante el lapso de tiempo comprendido entre el Ordovícico inferior y transición Silúrico/Devónico. El periodo correspondiente al Ordovícico inferior-Silúrico inferior

en el área de estudio se caracteriza por abarcar el estadio de máxima actividad del ciclo orogénico Famatiniano, el cual involucra una migmatización representada por el metamorfismo regional dinamotérmico M_{n+1} - D_{n+1} . Este evento de migmatización habría actuado contemporáneamente al periodo de máxima actividad de la faja de cizalla Guacha Corral el cual afecta a las rocas Pampeanas (M_3 - D_3 de Fagiano *et al.*, 2002a). Este periodo de migmatización y milonitización culminaría hacia el Silúrico Inferior con el docking/acreción de Cuyania al margen occidental de Gondwana. A partir del Silúrico Inferior habría comenzado un periodo de enfriamiento producto de la culminación de la actividad térmica del Orógeno Famatiniano y reactivaciones de la faja de cizalla Guacha Corral asociada posiblemente a la Orogenia Chánica (Devónico). Durante la reactivación, la faja de cizalla habría progradado o avanzado hacia el oeste afectando además de las rocas Pampeanas a las metatexitas Famatinianas del *footwall*, generando las protomilonitas en facies de esquistos verdes constituyentes del borde occidental de la faja a estas latitudes. Por último, esta reactivación habría provocado un retrogrado generalizado en el *footwall*, como así también una importante circulación de fluidos hidrotermales a través del mismo, afectando principalmente a las migmatitas máficas aflorantes en el sector noroccidental de área de estudio.

Capítulo 7

Conclusiones

Capítulo 7: Conclusiones

- En el área de estudio, ubicada en el sector occidental del extremo norte de la Sierra de Comechingones, el *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral se encuentra compuesto principalmente por metatexitas estromatíticas mesocráticas.
- Las migmatitas aflorantes en forma de lentes en el sector noroccidental del área de estudio corresponden a migmatitas máficas originadas a partir de un protolito composicionalmente diferente al de las metatexitas estromatíticas mesocráticas, lo que da como resultado que las mismas presenten una mineralogía muy contrastante con estas últimas.
- Ambas litologías constituyentes del *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral dentro del área de estudio, corresponderían a la extensión nororiental del Complejo Metamórfico Conlara.
- En base a la composición geoquímica y mineralógica de las metatexitas mesocráticas, se concluye que las mismas se habrían originado a partir de un protolito sedimentario de composición grauvaquica aluminosa.
- Estos sedimentos serían temporalmente equivalentes a los sedimentos de la Formación Puncoviscana (protolito de la Sierra de Comechingones).
- La yacencia de las migmatitas máficas conformando lentes envueltos por la estructura de las metatexitas estromatíticas mesocráticas se explica a partir de un comportamiento reológico diferencial entre ambos protolitos, en donde las migmatitas máficas se habrían comportado de manera más competente ante la deformación, permitiendo que la metatexita mesocrática fluyera alrededor de dichos lentes y/o boudines.
- A diferencia de las metatexitas mesocráticas, las migmatitas máficas derivarían de un protolito grauvaquico típico, permitiendo de esta manera que se diera esa respuesta reológica diferencial ante la deformación.
- Se ha identificado una variación muy notable en el porcentaje de leucosoma dentro del conjunto de lentes máficos migmatíticos, con un incremento de los mismos de sur a norte. Estas variaciones, como así también variaciones composicionales, permitieron establecer tres diferentes litologías dentro del cuerpo: migmatita máfica propiamente dicha, migmatita máfica con incremento de

leucosoma y migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt.

- Esta variación en el porcentaje de leucosoma posiblemente este asociada a (relacionada con) cuestiones mineralógicas o reológicas de la roca, permitiendo que gran parte del cuerpo funcionara como un gran resister ante la migmatización. De esta manera, el sector central y sur del mismo habrían sufrido en menor medida el proceso de migmatización.

- Otra posibilidad estaría relacionada a una importante migración del fundido en el sector sur del cuerpo, haciendo de esta manera que los leucosomas se presenten en muy baja proporción en este sector.

- Los porfiroblastos de Grt presentes en los leucosomas de las migmatitas máficas tendrían un origen peritético formados a partir de la reacción de deshidratación (o de fusión incongruente) de la biotita, creciendo de esta manera a partir del fundido.

- La mayor abundancia de los mismos en el sector norte estaría directamente vinculada al mayor porcentaje de leucosomas, ya sea porque se haya dado un mayor porcentaje de fusión, o bien porque el fundido no migró de ese sector, quedando retenidos en los leucosomas todos estos porfiroblastos.

- Los cristales de Hbl rodeados por el leucosoma corresponderían a parte del mesosoma que fue englobado por el fundido durante la fusión parcial.

- El borde occidental de la faja de cizalla Guacha Corral, aflorante en el extremo oriental del área de estudio, retrabaja tanto textural como estructuralmente a las metatexitas estromatíticas mesocráticas generando protomilonitas a partir de las mismas.

- Este borde occidental sería equivalente a la faja de deformación a baja temperatura establecida por Semenov y Weinberg (2017) a la latitud de la localidad de Merlo, correspondiendo posiblemente a la extensión norte de la misma.

- Fueron reconocidos para el área de estudio dos eventos metamórficos principales: un evento metamórfico regional dinamotérmico ($M_{n+1}-D_{n+1}$) y un evento metamórfico local dinámico ($M_{n+2}-D_{n+2}$), reconociéndose además un metamorfismo retrogrado y alteración de las migmatitas máficas del *footwall*. El evento $M_{n+1}-D_{n+1}$ se encontraría asociado al Ciclo Orogénico Famatiniano, mientras

que el evento M_{n+2} - D_{n+2} posiblemente se vincularía al inicio de la Orogenia Chánica.

- El evento metamórfico regional dinamotérmico M_{n+1} habría comenzado en el Ordovícico inferior durante los estadios iniciales del Ciclo Famatiniano y sería el responsable de originar las litologías migmatíticas aflorantes dentro del área de estudio (metatexitas estromatíticas mesocráticas y migmatitas máficas), las cuales conforman el *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral.

- Este evento habría actuado en condiciones metamórficas de grado medio-alto, estable en facies de anfíbolita alta y zona del granate, alcanzándose temperaturas entre 650° - $<700^{\circ}$ C y presiones de 5-6 Kbar.

- El evento M_{n+1} actuó en concomitancia con un evento deformacional D_{n+1} .

- Este evento deformacional D_{n+1} sería el responsable de originar el conjunto de estructuras que caracterizan a las litologías migmatíticas: foliación migmatítica S_{n+1a} , *boudines*, pliegues intrafoliares P_1 , foliación de plano axial S_{n+1b} y plegamientos P_2 de escala métrica.

- Este evento deformacional D_{n+1} habría sido coetáneo con el evento de migmatización, durante el cual se habrían conformado los lentes de migmatitas máficas.

- En base a la orientación del conjunto estructural se concluye que D_{n+1} correspondería a una deformación no coaxial con acortamiento E-O desarrollada durante el proceso de anatexis (M_{n+1}) y vinculada a la fase principal de la Orogenia Famatiniana propuesta por Sato *et al.*, (2003).

- Este evento de migmatización M_{n+1} sería contemporáneo al proceso de milonitización en facies de anfíbolita de las rocas Pampeanas (denominado M_3 por Fagiano *et al.*, 2002a), compartiendo estos un mismo evento deformacional, llamado D_{n+1} para el *footwall* y D_3 por Fagiano *et al.*, (2002a) para la milonitización del Pampeano. Esta deformación (D_{n+1} y D_3) sería el resultado de los esfuerzos compresivos con dirección E-O provocados por el acercamiento de Cuyania al margen occidental de Gondwana.

- De esta manera, ambos eventos (M_{n+1} - D_{n+1} y M_3 - D_3) estarían asociados al periodo de máxima actividad del Ciclo Orogénico Famatiniano durante el

Ordovícico, culminando con la acreción de Cuyania al margen occidental de Gondwana hacia fines del Ordovícico-principios del Silúrico.

- El evento M_{n+2} corresponde a un metamorfismo local dinámico vinculado al periodo de reactivación de la faja de cizalla Guacha Corral, ocurrida posiblemente a inicios de la Orogenia Chánica asociada al docking de Chilenia.

- Durante la reactivación de la faja el *footwall* es incorporado a la misma siendo retrabajado en facies de esquistos verdes, provocando de esta manera la formación de las protomilonitas a partir de las metatexitas estromatíticas mesocráticas.

- M_{n+2} actuó en condiciones metamórficas de grado bajo, estable en facies de esquistos verdes y zona de la clorita, alcanzándose temperaturas entre 400°-450°C y presiones de 4-5 Kbar.

- Este evento habría actuado bajo un régimen de esfuerzos D_{n+2} , en condiciones dúctiles-frágiles, dando origen a la foliación milonítica S_{n+2} , al desarrollo de fábricas anastomosadas con patrón S-C y a la lineación milonítica L_{n+2} . Esta deformación se asociaría a los esfuerzos compresivos provocados muy posiblemente por el docking de Chilenia.

- Se decidió establecer a D_{n+2} como un evento deformativo distinto al D_{n+1} ya que existe una separación temporal muy importante entre ambos eventos, además de que posiblemente también haya habido un cambio en el contexto orogénico en el cual actuaron cada uno.

- Ya que Conlara habría sido incorporado en el evento de bajo grado de la faja, se puede concluir que al menos en este tiempo ambos complejos (Conlara y Comechingones) se habrían puesto en contacto.

- Asociado a esta reactivación, se habría producido un importante retrogrado de las migmatitas máficas a facies de esquistos verdes, en la zona de la clorita con temperaturas entre los 400°C y 450°C y presiones entre 2 y 4 Kbar.

- Por otro lado, el importante grado de alteración que presentan estas rocas se debería a la circulación de fluidos hidrotermales, provenientes posiblemente de la reactivación de la faja, a través de fracturas y microfracturas en la roca, en un ambiente con poca deformación.

Bibliografía

Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. 1990. El ciclo pampeano en el noroeste argentino. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 4. Tucumán. Argentina.

Aceñolaza, G.F. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste Argentino. II Cong. Latino Americano de Geol. Venezuela, 1973.

Aceñolaza, G.F. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología (1973), Actas 2: 755–764. Caracas.

Aceñolaza, G.F., Miller, H. y Toselli, A.J. 2000. The Pampean and Famatinian Cycles–Superposed orogenic events in West Gondwana. Sonderheft ZAF SH1: 337–344.

Anzil, A., Guerreschi, B. y Martino R. 2014. Las rocas ultramáficas de las sierras de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. 131-152.

Azcuy, C., Andreis, R., Cuerda, A., Pensa, M.V., Valencio, D.A. y Vilas, J.F., 1987. Cuenca Paganzo. En: Archangelsy, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 41-99, Córdoba.

Bard, J., 1986. Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks. Petrology and Structural Geology. D. Reidel Publishing Company, 264 p

Bonalumi, A. Sfragulla, J.A. y Cortona, O. 1999b. Manifestaciones albiticas de Córdoba, En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 551–556, Buenos Aires.

Bonalumi, A. y Baldo, E., 2002. Ordovician magmatism in the Sierras Pampeanas of Córdoba. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 243-256, Tucumán.

Borrello, A. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1–188.

Brodtkorb, M. y Pezzutti, N., 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociados a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: Brodtkorb, M.K. (Ed.): Geología de los Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 169-184, La Plata.

Büttner, S.H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R., Franz, G., 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes Metamorphic Complex: implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). Lithos 83, 143e181.

Castro de Machuca, B., Pontoriero, S. y Llambías, E.J., 1996. Evidencias petrológicas y geoquímicas de la evolución de un arco magmático en la Sierra de la Huerta, provincia de San Juan. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 439-452. Buenos Aires.

Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Paraninfo sa. Madrid.

Castro Dorado, A., 1989. Petrografía Básica: Textura, Clasificación y Nomenclatura de Rocas. Paraninfo sa. Madrid.

Chincarini, A.D., Martino, R.D. y Guereschi, A.B. 1998. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 435–444.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A., 1993. Mapping minerals with imaging spectroscopy, In *Advances Related to United States and International Mineral Resources; Developing Frameworks and Exploration Technologies*: U.S. Geological Survey Bulletin 2039, p. 141-150.

Conrad, W. K., Nicholls, I. A., Wall, V. J., 1988. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29: 765-803.

Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis*. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, 155-192, San Luis.

D'Éramo, F.J., Pinotti, L.P., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J. y Baldo, E.G., 2014. El magmatismo Ordovícico en las serras pampeanas de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. 233-254.

Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 39° (1-2): 38-51.

Dalla Salda, L.H., López de Luchi, M., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1998. Laurentia-Gondwana collision: The origin of the Famatinian – Appalachian Orogenic Belt (a review). En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142: 219-234, London.

Debon F. & Le Fort P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy.Soc. Edinburgh Earth Sci.* 73, 135—149.

Delakowitz, B., Höll, R., Hack., M., Brodtkorb, M.K. de y Stärk, H., 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 189-200.

Delpino, H., Dristas, A. 1999. Estudio petrográfico-microestructural sobre las rocas metamórficas félsicas e intermedias del sector nororiental del basamento de Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (2): 152-172-(1999).

Demartis, M., Jung, S., Berndt, J., Aragón, E., Sato, A. M., Radice, S., Maffini, N., Coniglio, J. E., Pinotti, L. P., D'Éramo, F. J., Insúa, A. A. 2017. Famatinian inner arc: Petrographical observations and geochronological constraints on pegmatites and leucogranites of the Comechingones pegmatitic field (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 79: 239-253.

Demichelis, A., Otamendi, J., Tibaldi, A., Rabbia, O. y Hernández, L. 2011. Edad y signatura geoquímica/isotópica del magmatismo máfico en el centro este de la Sierra de Comechingones (Argentina): su significado en la evolución del orógeno pampeano. 18° Congreso Geológico Argentino, p. 164. Neuquén.

Demichelis, A., Rabbia, O.M., Otamendi, J.E. y Hernandez, L. 2002. Génesis de rocas Charnockíticas: un ejemplo de Río Grande, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 193–199.

Drury, S.A., 2001. Image Interpretation in Geology. Blackwell Science Publishers. UK. 290p.

Ducart, D., F., Crósta, A., P., Souza Filho, C., R., y Coniglio, J. E., 2006. Alteration mineralogy at the Cerro La Mina epithermal prospect, Patagonia, Argentina: field mapping, short-wave infrared spectroscopy, and ASTER images. *ECONOMIC GEOLOGY*, V.101 N° 5, p. 981-996.

Escayola, M.P. y Kraemer, P. E. 2003. Significado geotectónico de las suturas de Sierras Pampeanas Orientales en la faja orogénica Córdoba: Posible correlación con orógenos brasilianos. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (1-Suplemento): 69–76.

Escayola, M.P., Pimentel, M. y Armstrong. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35(6): 495–498.

Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2005. A Neoproterozoic back-arc basin: SHRIMP U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Gondwana* 12, p.147. Mendoza.

Fagiano, M., 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral (inédito). Departamento de Geología. Facultad de ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto, 380 p.

Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza A. M. y Martino R.D., 2002a. La Faja de Cizalla Guacha Corral, sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264.

Fagiano, M., Pinotti, L.P., Esparza, A.M., 2004. Metamorfismo, deformación y magmatismo asociados en el tramo medio de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. In: VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, pp. 315e320 (Río Cuarto, Argentina).

Gaido, M.F. y Miró, R.C. 1998. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 281– 288. Buenos Aires.

Gomez Jimenez, J. (2006). Metamorfismo, apuntes de la asignatura Petrología Endógena II (Modulo I). Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

González, P.D. y Llambías, E.J., 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-Famatinianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 421-426, Buenos Aires.

González, P.D. y Sato, A.M., 2000. Los plutones monzoníticos cizallados El Molle y Barroso: dos nuevos intrusivos posorogénicos en el oeste de las sierras de San Luis, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (sesión temática 4): 621- 625, Puerto Varas.

Gordillo, C.E. 1971. Petrografía y propiedades técnicas de las rocas que se explotan para áridos en la Provincia de Córdoba. I. Rocas basálticas. *Boletín Asociación Geológica de Córdoba* 1(2): 71–76.

Gordillo, C.E. 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53(1-2): 3–44. Córdoba.

Gordillo, C.E. 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea N° 68, 40 p. Córdoba.

Gordillo, L. E. y Lencinas, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencia, Córdoba. 1: 577-650.

Gromet, L.P. y Simpson, C., 1999. Age of the Paso del Carmen pluton and implications for the duration of the Pampean Orogeny, Sierras de Córdoba. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-151, Salta.

Grosso Cepparo, P., Ortiz Suárez, A. y Gómez Figueroa, J. 2007. Metamórfitas Las Higueras. Sierras Pampeanas de San Luis, Argentina. 5° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD 77, Montevideo.

Guereschi, A., y Baldo, E., 1993. Petrología y Geoquímica de las Rocas Metamórficas del Sector Centro-Oriental de la Sierra de Comechingones. Córdoba. 12° Congreso Geológico Argentino. Tomo 4: 319-326.

Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 1998. Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53(1): 101-116.

Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2003. Trayectoria textural de las metamórfitas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(1): 61-77.

Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2008. Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Córdoba, Argentina. Gondwana Research, 13(2): 176-188.

Guereschi, B., y Martino, D. 2014. Las migmatitas de las sierras de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. 69-96.

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: Journal of Sedimentary Petrology, 58(5), 820-829.

Icazatti, F. A., 2003. Geología y petrología de la Sierra de Tilisarao. Tesis de Licenciatura en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. 83 p. Inédito.

Kalinowski A., y Oliver S. 2004. ASTER Mineral Index Processing Manual. Remote Sensing Applications Geoscience Australia.

Kilmurray, J. y Dalla Salda, L.H., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. Obra del Centenario del Museo de La Plata, Sección Geología: 167-178. La Plata.

Kilmurray, J., 1981. Petrología metamórfica y aspectos estructurales de las formaciones comprendidas entre La Toma y el Río Quinto. Sierras de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 12 (1-2): 31-45.

Kilmurray, J., 1982. Estructura y petrología de la región de Trapiche, Dique La Florida, Provincia de San Luis, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 239-249. Buenos Aires.

Kraemer, P., 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 (1-4): 47-59.

Kraemer, P., Martino, R.D., Giambastiani, M. y Sfragulla, J. 1988. Análisis dinámico-cinemático preliminar de la Falla de Santa Rosa, Dpto. de

Calamuchita, Provincia de Córdoba. 5° Reunión de Microtectónica, Actas: 107–120. Córdoba.

Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. . *American Mineralogist* 68, 277–279.

Llambías Eduardo, 2015. Geología de los cuerpos ígneos, Asociación Geológica Argentina - Serie B - Didáctica y Complementaria, cuarta edición.

Llambías, E.J. y Malvicini, L., 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 37: 100-143.

Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341, London.

Llaneza, G. y Ortiz Suárez, A., 2000. Geología y petrografía del granito El Peñón (Provincia de San Luis) y su relación con el metamorfismo y la deformación. Actas 9° Congreso Geológico Chileno, 1: 639-643, Puerto Varas.

López de Luchi, M. G. 1986. Geología y petrología del basamento de la Sierra de San Luis al oeste de Tilisarao, región del Batolito de Renca. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

López De Luchi, M. G.; Ceredo, M.E.; Steenken, A.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Martino, R.D. 2008. The Conlara Metamorphic Complex: a Pampean metamorphic event in the Sierra de San Luis, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. San Salvador de Jujuy.

Martínez, L. A., Montenegro, T. e Higa, L. 2015. Geología del basamento del borde nor-oriental del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, Libertador General San Martín, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72 (4): 563 – 574.

Martino, R., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 549-571.

Martino, R., Guereschi, A. y Anzil, P. 2011. Metamorphic and tectonic evolution at 31°36'S across a deep crustal zone from the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 12–28.

Martino, R., Guereschi, A., Giambastiani, M., 1997. El informe de la sierra Blanca: petrología y evolución estructural, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 143-156.

Martino, R., Pinceyra, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J. 1999. La Faja de Cizalla de Sauce Punco, Sierra Norte de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(4): 436–440.

Martino, R.D. y Guereschi, A.B. 2006a. Extensión-shortening cycles at San Carlos Massif (Sierras de Córdoba): a “pull-push” orogen at Eastern Pampean Ranges of Argentina? En Brown, M. y Piccoli, P.M. (eds.), *Granulites and Granulites 2006, Program and Abstracts*, p. 48. Brasilia.

Martino, R.D., Guereschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 1997. Las anatexitas y las vetas auríferas de Río Hondo, sector sudoriental del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(4): 433–450.

Martino, R.D., Kraemer, P.D, Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnoso, M., 1995. Transecta a las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 60-77.

Mc Clay, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series, Ed. M. Freitas, 160p.

Morosini, Augusto & Suárez, Ariel & Otamendi, J. & Pagano, Diego & Ramos, Gabriel. 2016. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Sciences*. 73. 10.1016/j.jsames.2016.12.001.

Morosini, A.; Ortiz Suárez, A.; Otamendi, J.; Pagano, D. & Ramos, G. 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: the orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the Famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Sciences*, 73: 100–118.

Mutti, D., 1997. La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 275-285.

Mutti, D., González Chioza, S., Méndez, C., 2002. Las ortoanfibolitas de la Formación La Aguada como indicadores de la evolución tectonometamórfica del Distrito Minero Cerro Áspero, Córdoba. *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino, Santa Cruz. Actas 2 (47-50).*

Nédélec, A., Minyem, D., Barbey, P., 1993. High-P-high-T anatexis of Archean tonalitic grey gneises: the Eseka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research*, 62: 191-205.

Ortiz Suárez, A., 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 19 (1-4): 13-24.

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 269-277, Madrid.

Otamendi, J & A. Castellarini, P & Fagiano, M & Demichelis, Alejandro & Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the Development and Exhumation of Continental Crust on the Proto-Pacific Margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7 (4): 1143-1155.

Otamendi, J.E. 2001. Cordierita en migmatitas del norte de la sierra de Comechingones, Córdoba: génesis e implicancias geológicas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56(3): 331–343.

Otamendi, J.E., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento pre-carbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, 288 p. (inédito).

Otamendi, J.E., Fagiano M. y Nullo, F.E. 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 265–279.

Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Fagiano, M. y Aragón, E., 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 249-266. Buenos Aires.

Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. y Demichelis, A.H. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.

Pankhurst, R., Rapela, C.W. y Fanning, H. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-and S-Type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 91: 151–168. Edinburgh.

Passchier, C.W., Trouw, R., 1996. Microtectonics. Springer Verlag, 289 p., Berlin.

Pastore, F. y Gonzales, R. 1954. Descripción geológica de la hoja 23g, San Francisco, San Luis. Dír. Nac. Hin. Bol. 80.

Pyrer, L. 1993. Microstructures in feldspars from major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario Canadá. Journal of Structural Geology 15: 21-36.

Rabbia, O.M., Demichelis, A.H., Hernandez, L., Otamendi, J.E. y Coniglio, J.E. 1996. Evidences of pre-metamorphic within plate magmatism in the Sierra de Córdoba, eastern Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas 5, 441. Buenos Aires.

Radice, S. 2010. Análisis de fábricas metamórficas y deformacionales del basamento cristalino al sudoeste del paraje San José, sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inérita), 138 p., Río Cuarto.

Radice, S. 2015. Estudio Petro-Estructural de la porción centro-norte de la Sierra de Comechingones y su relación con variaciones químicas, magnéticas y gravimétricas, Córdoba Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédita), 324 p. Río Cuarto.

Radice, S., Arangue, J., Fagiano, M., Pinotti, L., Cristofolini, E., 2015. Microfabricas de deformación del basamento metamórfico, sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72 (2): 157-166.

Radice, S., Lince Klinger, F., Maffini, M. N., Pinotti, L. P., Demartis, M., D'Eramo, F. J., Giménez, M., Coniglio, J. E. 2018. Crustal structure in high deformation zones: insights from gravimetric and magnetometric studies in the Guacha Corral shear zone (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South American Earth Science, 82: 261-263.

Radice, S., Pinotti, L.P., Maffini, M.N., Campanella, O., Ducart, D.F., Coniglio, J., Demartis, M., D'Eramo, F.J., 2017. Lithological and mineral mapping of devonian Cerro Áspero batholith, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina, using ASTER data. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 74 (3): 395-407.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. Journal South American Earth Science 15: 59–78.

Ramos, V.A., Escayola, M., Mutti, D. y Vujovich, G.I. 2000. Proterozoic Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. En Dilek, Y., Moores, E. (eds.) Ophiolites and Oceanic Crust: New insights from Field Studies and Ocean Drilling Program. Geological Society of America, Special Paper 349: 331–349.

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. En: Pankhurst,

R.J., Rapela, C.W. (eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 181–217.

Roser BP, Korsch RJ (1988). Provenance Signatures of Sandstone Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function-Analysis of Major Element Data. *Chem Geol* 67(1–2):119–139.

Rossi, J.M., Willner, A.P. y Toselli, A.J., 2002. Ordovician metamorphism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, Northwestern Argentina. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 225-242, Tucumán.

Rutter, M. J., Wyllie, P. J., 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 Kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 331: 159-160.

Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi, J.N. y Toselli, A.J., 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 5(1): 21-32.

Sato, A., Gonzáles, P., y Llambías, E., 2003. Evolución del Erógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 487-504 p.

Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J., 2002. The Ordovician of the Sierra de San Luis: Famatinian magmatic arc and low to highgrade metamorphism. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16, 327-346, Tucumán.

Sato, AM, González, PD, & Llambías, EJ. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(4), 487-504.

Sawyer, E. 2008. *Atlas of Migmatites*. The Candian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canadá. 371 p.

Semenov, I., Weinberg, R.F., 2017. A major mid-crustal decollement of the Paleozoic convergent margin of western Gondwana: The Guacha Corral shear zone, Argentina. *Journal of Structural Geology* 103, 75-99.

Semenov, I., Weinberg, R.F., Taylor, R.J., Jourdan, F., 2019. Prolonged movement on a >10Km-wide thrust during early Paleozoic orogens in the Gondwana margin of NW Argentina. *Tectonics*, 38.

Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks*. John Wiley & Sons, New York, 444 pp.

Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R.D., Wemmer, K., López de Luchi, M., Frei, R., Presnyakov, S. y Guerreschi, A.B. 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *Internacional Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 99: 1199–1226.

Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miró, R. y Northrup, C.J., 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764.

Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, P., 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization. 148 p. (Inédito).

Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, E., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142: 259–281.

Steenken, A., López de Luchi, M., Martínez Dopico, C., Drobe, M., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2010. The Neoproterozoic-early Paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas: an overview *International Journal of Earth Sciences* 100: 465–488.

Steenken, A., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K. & Pawlig, S. 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7, 1171–1195.

Steenken, A., Siegesmund, S, López de Luchi, M., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: Implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163(6):965-982.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.

Tibaldi, A., Demichelis, A., Fagiano, M., Otamendi, J. y Rabia, O. 2014. Las rocas máficas del Paleozoico inferior de las sierras de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. 153-169.

Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Gromet, L.P. y Demichelis A.H. 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 172–187.

Tickyj, H., Llambías, E.J. y Melchor, R.N., 2002. Ordovician rocks from La Pampa province, Argentina. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 257-266, Tucumán.

Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1999. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:160-163, Salta.

Toselli, A., Sial, A. y Rossi de Toselli, J. 2002. Ordovician Magmatism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, NW. En Aceñolaza, F.G. (Ed) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 313–326. Tucumán.

Toselli, A.J. 2010. Elementos básicos de petrología ígnea. *Micelánea* 18. INSUGEO.

Urgo, M. M., 2005. Geología y petrología de la región sur de la Sierra de La Estanzuela. Tesis de Licenciatura en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis. 52 p. Inédito.

Vernon, R., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 594 p., United Kingdom.

Villar, L. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultramáficas de la república Argentina y su significado metalogénico. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica. Actas 3: 135–156.

Von Gosen, W. y Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258, London.

Werner, C.D. 1987. Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high-metamorphic complexes. In: Gerstenberger, H. (Ed.), Contribution to the geology of Saxonian granulite massif (Sächsisches Granulitgebirge). Z \square -Mitteilungen, 133: 221–250.

Whitmeyer, S.J. and Simpson, C., 2004. Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. Tectonics, 23(1): TC1005, doi: 10.1029/2003TC001542.

Whitmeyer, S.J. y Simpson, C., 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern sierras Pampeanas, central Argentina. Journal Structural Geology, 25: 909-922.

Wimmenauer, W., 1984. Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. Fortschrittder Mineralogie 62, 69–86

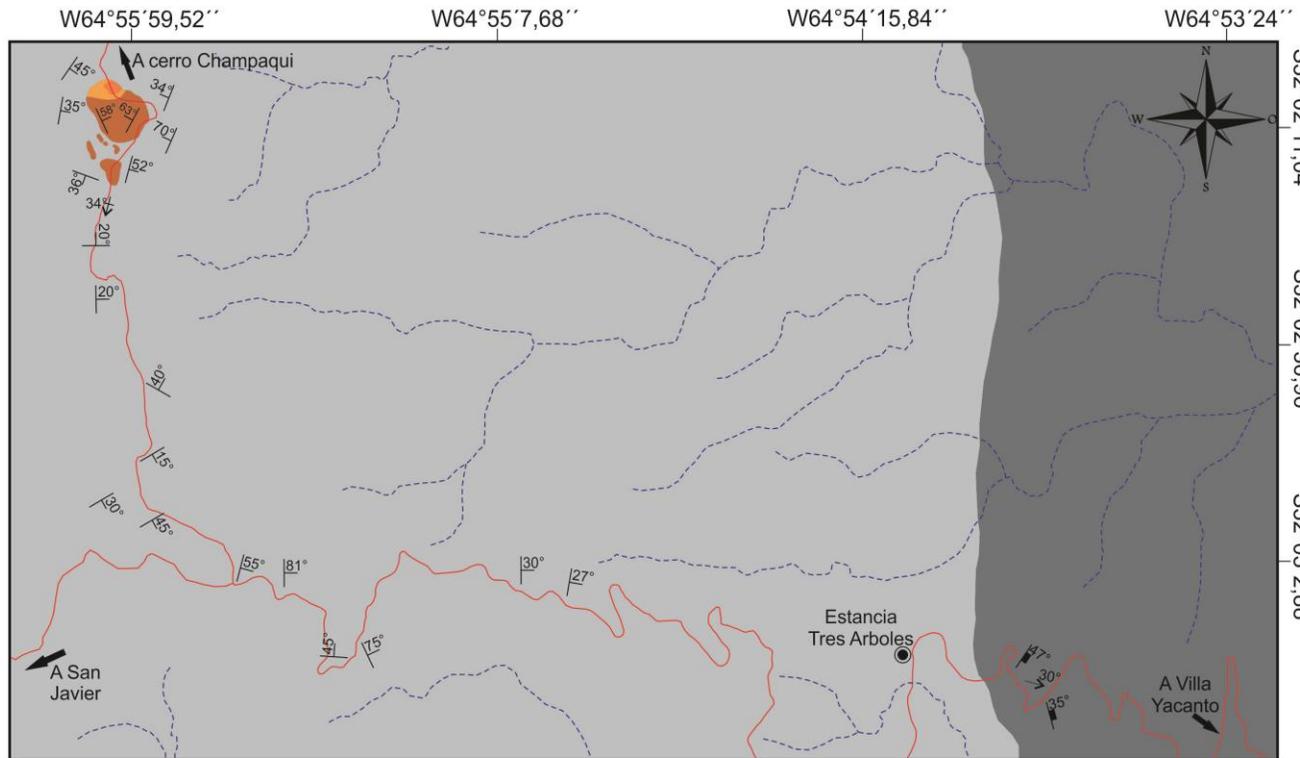
Winkler, H. G. F., 1978. Patogénesis de roca metamórficas. H. Blume Ediciones, 346 p., Madrid.

Winter, J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, 697 p.

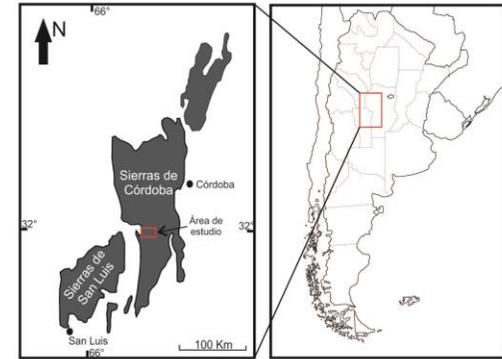
Zimmermann, U. 2005. Provenance studies of very low to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina. In Terrane processes at the margins of Gondwana (Vaughan, A.; Leat, P.; Pankhurst, R.; editors). Geological Society London, Special Publication 246: 381-416.

Anexo I

Mapa petrológico-estructural del *footwall* de la faja de cizalla Guacha Corral, en el extremo norte de la Sierra de Comechingones



0 200 400 600 800
Metros
Escala numérica 1:20000

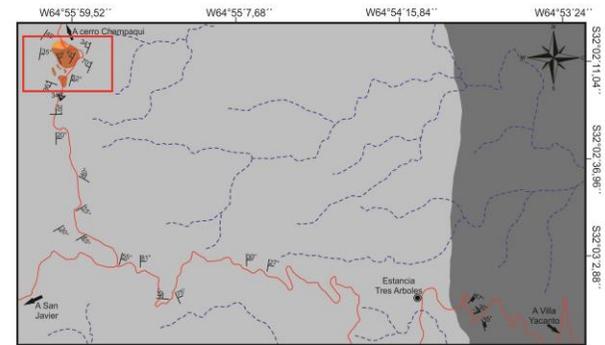
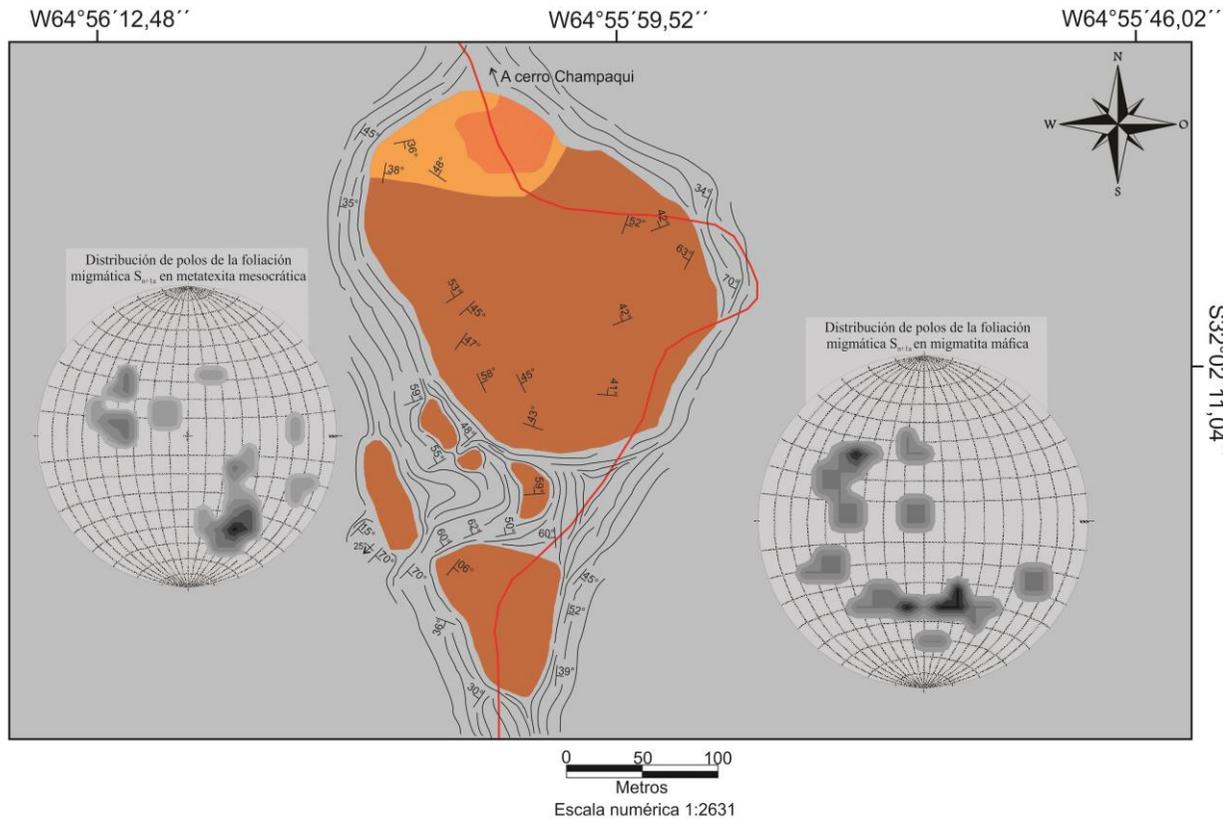


Referencias

- Faja de cizalla Guacha Corral
- Migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt
- Migmatita máfica con incremento de leucosoma
- Migmatita máfica
- Metatexita estromatítica mesocrática
- Foliación migmática S_{n+1a}
- Foliación milonítica S_{n+2}
- Orientación de eje de pliegue P_1
- Lineación Milonítica L_{n+2}
- Líneas de escurrimiento
- Caminos rurales

Anexo II

Mapa petrológico-estructural de detalle de las migmatitas máficas del sector Cerro Los Linderos, norte de la Sierra de Comechingones, Córdoba



Referencias

- Migmatita máfica con incremento en el porcentaje de porfiroblastos de Grt
- Migmatita máfica con incremento de leucosoma
- Migmatita máfica
- Metatexita estromatítica mesocrática
- Foliación migmatítica S_{n+1a}
- Traza de foliación migmatítica S_{n+1a}
- Orientación eje de pliegue P_2
- Camino rural