



Universidad Nacional de Río Cuarto

Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales

Departamento de Geología

Tesis de Licenciatura

**Análisis petrológico y estructural del
segmento austral de la Faja de
Cizalla Las Lajas en las
inmediaciones del Cerro El Potrero
Sur, Sierra de Comechingones,
provincia de Córdoba**

María Paula Benito

Directora:

Dra. Alina M. Tibaldi

Co-director:

Dr. Eber A. Cristofolini

-2019-

ÍNDICE:

AGRADECIMIENTOS.....	E
RESUMEN.....	G
I. GENERALIDADES.....	1
A. INTRODUCCIÓN:	3
B. OBJETIVOS:	3
1. Objetivos generales:.....	3
2. Objetivos específicos:.....	3
C. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO:.....	4
D. MATERIALES Y MÉTODOS:	5
1. Etapa de gabinete inicial:	5
2. Etapa de campo:	6
3. Etapa de laboratorio:.....	8
4. Etapa de gabinete final:.....	8
II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL:.....	11
A. LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS EN EL ÁMBITO DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS:.....	13
B. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA:.....	15
C. LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS EN EL ÁMBITO DE LA SIERRA DE COMECHINGONES:...	19
D. ANTECEDENTES ESPECÍFICOS DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:.....	23
III. ASOCIACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS DEL SEGMENTO AUSTRAL DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:.....	29
A. INTRODUCCIÓN:	31
B. ASOCIACIÓN MILONÍTICA:	32
1. Asociación milonítica derivadas de mármoles:	32
a) Protomilonitas derivadas de mármoles:	33
b) Milonitas derivadas de mármoles:	38
c) Ultramilonitas derivadas de mármoles:.....	41
2. Asociación milonítica derivadas de gneises y esquistos:	44
3. Asociación milonítica derivadas de granitoides:	50

4. Asociación milonítica derivadas de anfibolitas:	57
C. ASOCIACIÓN CATACLÁSTICA:	60
1. Asociación cataclástica derivadas de mármoles:	60
a) Cataclastitas no cohesivas:	62
b) Cataclastitas cohesivas:	65
(1) <i>Protocataclastita derivadas de protomilonitas, milonitas, ultramilonitas de mármol y de cataclastitas previas:</i>	65
(2) <i>Cataclastitas derivadas protomilonitas, milonitas a ultramilonitas de mármoles:</i>	71
IV. ESTRUCTURA DEL BASAMENTO METAMÓRFICO DEL SEGMENTO AUSTRAL DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:	77
A. INTRODUCCIÓN:	79
B. ESTRUCTURAS PLANARES:	79
1. Estratificación sedimentaria (S_0 ?):	80
2. Foliación metamórfica (S_1):	80
3. Foliación milonítica (S_2):	81
a) Foliación milonítica (S_{2a}):	81
b) Foliación de crenulación (S_{2b}):	83
4. Foliación cataclástica (S_3):	84
C. ESTRUCTURAS LINEARES:	86
1. Lineación mineral y lineación de estiramiento mineral (L_{2a}):	86
2. Lineación de intersección (L_{2b}):	87
D. PLEGAMIENTOS:	88
1. Pliegues de ejes axiales orientados N-S (P_2):	88
2. Pliegues de ejes axiales orientados E-O (P_3):	91
3. Plegamientos de interferencia:	94
E. ESTRUCTURAS PRISMÁTICAS:	95
V. DISCUSIÓN:	99
A. INTRODUCCIÓN:	101
B. CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS TECTO-METAMÓRFICOS DE ÁREA DE ESTUDIO: ..	101

1.	Metamorfismo regional dinamo-térmico M_1 :	101
2.	Metamorfismo dinámico en condiciones dúctiles M_2 :	102
a)	Condiciones termo-barométricas del metamorfismo M_2 :	102
b)	Estructuras y cinemática asociadas al metamorfismo M_2 :	108
3.	Metamorfismo dinámico en condiciones frágiles-dúctiles M_3 :	111
a)	Condiciones termo-barométricas del metamorfismo M_{3a} y M_{3b} :	111
b)	Estructuras asociadas al metamorfismo M_3 :	114
C.	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA GENERAL PARA EL ÁREA DE ESTUDIO:	116
D.	CONSIDERACIONES FINALES ACERCA DE LA CINEMÁTICA DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:	121
VI.	CONCLUSIÓN:	125
VII.	BIBLIOGRAFÍA:	129
VIII.	ANEXOS:	145
IX.	FICHAS DE DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA:	161

AGRADECIMIENTOS:

En este apartado comenzaré agradeciendo a la Universidad Nacional de Río Cuarto (y a mi país) por brindarme la inmensa posibilidad de realizar mis estudios de grado de manera gratuita. Además, le agradezco a la Dra. Alina Tibaldi y Dr. Eber Cristofolini, mis directores de tesis, quienes me han guiado en todo este último tramo de la carrera, y considerado como parte de un equipo. Ambos son unos grandes, académica y personalmente.

Le agradezco a todos los docentes del departamento de geología, con quienes tuve el grato placer de formarme académicamente, con una profunda pasión en lo que cada uno enseña. También, quiero hacer amplio mi agradecimiento a todos los estudiantes de geología con quienes compartí mis estudios, quienes me han regalado millones de buenos recuerdos para esta etapa de mi vida.

Por otra parte, les tengo que agradecer a todas aquellas personas que no se relacionan directamente con mi formación académica, pero que hacen de mi pilar fundamental. En primer lugar tengo que agradecerles a mis viejos, que sin el hogar y el amor que me han brindado todos los días este camino hubiera sido muy difícil. Ustedes dos me han dado la curiosidad, el entusiasmo, la fuerza y el apoyo durante toda mi vida para ser yo misma. Gracias completamente por todo eso. Le agradezco infinitamente a Euge mi hermana/amiga/colega, la mejor guía y compañía que puedo tener en la vida. Gracias por prestarme millones de horas y estar siempre dispuesta para todo lo que te pido, siempre nuestras charlas van a ser el mejor cable a tierra. A mis dos abuelas: Porota y Luisa, seguramente ustedes no entiendan muchas de las cosas que estudio, pero nunca les ha sido un impedimento a la hora de desearme la más dulce suerte y apoyo. A todos mis primos y tíos, quienes me escuchan con interés y debatimos acerca de lo que estudio y me apasiona. Particularmente, le agradezco a Agu, Caro y Marta quienes me dan millones de mimos como una reina.

En segundo lugar le agradezco a Joaco, uno de los mejores regalos que me ha dado la carrera. Gracias por permitirme ser yo misma y quedarte a mi par en cada decisión que tomo. Sos mi gran compañero/amigo/colega en la vida.

En tercer lugar debo agradecerles a todos los amigos que me ha dado el camino, quienes me regalan millones de momentos de distensión que me llenan el corazón con alegrías y hermosas anécdotas compartidas. Por un lado, le agradezco al grupo de mujeres más dulces, fuertes, valientes y un poco locas; que jamás me sueltan la mano: Luchi, Simo, Agus, Car, Vanchi, Mica y Abi. Por otro lado, le agradezco al grupo de hermanos que me ha regalado la geología: Jime, Marucha, Lei, Mica, Pachi, Lu, Damián, Ariel y Emi. Sin todos ustedes en cada día de cursado, almuerzo en la universidad y viaje; no hubiera sido lo mismo. Ustedes me han alegrado, soportado, acompañado y dado muchísimo amor desde el primer día del cursillo.

Gracias a todos ustedes, y a los que desde arriba me cuidan.

RESUMEN:

El área de interés de la presente contribución se ubica en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, donde se halla inmerso el segmento austral de la faja de cizalla Las Lajas en la región aldeaña al cerro El Potrero Sur. Esta zona de deformación transforma casi totalmente el basamento cristalino, objeto de estudio del presente escrito.

A partir del análisis petrológico en el área de estudio, se han reconocido las siguientes asociaciones lito-estratigráficas: asociación milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles, asociación milonítica (*s.l.*) derivada de esquistos-gneises, asociación milonítica (*s.l.*) derivada de anfibolita, asociación milonítica (*s.l.*) derivada de granitoides y asociación cataclástica (*s.l.*) derivada de milonitas de mármoles. La asociación milonítica (*s.l.*) derivada de esquistos-gneises corresponde a la litología más abundante en el área de estudio, donde las milonitas (*s.l.*) restantes quedan relegadas a afloramientos interdigitados por el primer litotipo. Particularmente, el núcleo del cerro El Potrero Sur, corresponde a secuencias plegadas de milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles y de anfibolitas. En los niveles superiores del cerro, se reconocen intercalaciones en forma de escamas correspondiente a la asociación lito-estratigráfica cataclástica (*s.l.*) derivada de mármoles.

Por otro lado, a partir del análisis estructural del basamento inmerso en la región, se definieron como estructuras relicticas la estratificación sedimentaria (S_0 ?) y foliación metamórfica (S_1). Sobreimpuestas a estas últimas, se encuentran aquellas estructuras vinculadas a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas. En primer lugar, se determinó como estructura penetrativa a toda escala a la foliación milonítica (S_2), caracterizada por una fábrica anastomosada tipo S-C. Sobre estos planos de foliación se desarrollan las lineaciones minerales, de estiramiento y de intersección (L_2). A la vez todas estas estructuras se encuentran deformadas por los plegamientos (P_2 y P_3), diferenciados en dos categorías según la disposición espacial de sus ejes axiales. Por último, se sobreimpone de manera localmente penetrativa la foliación cataclástica (S_3).

Mediante el análisis petrológico y estructural, se pone en evidencia que el basamento aldeaño al cerro El Potrero Sur es el resultado de tres eventos metamórficos-deformacionales. En una primera instancia se reconoce el evento metamórfico regional dinamo-térmico M_1 , el cual se asocia al Ciclo Orogénico Pampeano y da lugar a los protolitos de las asociaciones miloníticas (*s.l.*), que corresponden a secuencias de esquistos, gneises, mármoles y anfibolitas estabilizadas en facies anfibolita. Durante el Ciclo Orogénico Famatiano ocurre un evento ígneo asociado a la intrusión de granitoides (tonalitas biotíticas y leucogranitos). Posteriormente, se desarrolla en la región el primer evento metamórfico dinámico vinculado a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas denominado como M_2 , con el cual se generan las secuencias de milonitas (*s.l.*) estabilizadas en facies de anfibolita hasta subesquistos verdes (amplio rango termo-barométrico determinado por el comportamiento reológico diferencial de los protolitos).

Coetáneamente se genera el evento deformacional D_2 en condiciones dúctiles, con el cual se superponen a las estructuras previas, la foliación milonítica S_2 penetrativa a toda escala con una fábrica S-C característica, además de las lineaciones L_2 y plegamientos P_2 - P_3 . Finalmente se desarrolla el evento metamórfico M_3 asociado al último registro de actividad de la faja de cizalla Las Lajas en la zona de estudio, que da lugar a la asociación cataclástica (*s.l.*) en condiciones de diagénesis a sub-superficiales. A la vez, se genera el evento deformacional D_3 en condiciones frágiles-dúctiles, que da lugar a la foliación penetrativa S_3 y al entramado de microfracturas rellenas que caracteriza a la asociación cataclástica (*s.l.*). De este modo, la edad en que posiblemente actúa la faja de cizalla Las Lajas podría restringirse desde el Ciclo Orogénico Famatiniano al Achaliano, y habría funcionado a través de pulsos graduales y térmicamente continuos de ascenso del bloque de basamento y estabilización en condiciones progresivamente más superficiales. Además, la cinemática de esta zona de deformación es inversa con dirección de transporte general hacia el O, y con una leve componente de rumbo variable entre sinistral y dextral. Por último, se arribó que la modificación parcial en la orientación del elipsoide de deformación (que da lugar a las distintas disposiciones espaciales de las estructuras identificadas en el área de estudio), podría responder a dos mecanismos: al paso desde un régimen de cizalla sub-simple a uno de cizalla simple, o bien a un régimen regional de cizalla transpresiva con extrusión oblicua.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

I. GENERALIDADES:

A. INTRODUCCIÓN:

El presente trabajo titulado “Análisis petrológico y estructural del segmento austral de la faja de cizalla Las Lajas en las inmediaciones del cerro El Potrero Sur, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba” concierne al escrito correspondiente a la tesis de licenciatura enmarcada dentro del plan de estudio de la carrera “Licenciatura en Geología” desarrollada en la Universidad Nacional de Río Cuarto, a partir de la cual se accede al título de grado de “Licenciada en Geología”.

Específicamente en esta tesis se presenta un estudio petrológico-estructural detallado de las litologías involucradas dentro de la faja de cizalla Las Lajas, ubicada en el extremo austral de la Sierra de Comechingones. Cabe distinguir que mediante el desarrollo de la misma, se brindan nuevos aportes substanciales a la cartografía, petrogénesis, condiciones metamórficas y mecanismos de deformación involucrados en la evolución de dicha faja de deformación. Con estos avances se alcanza un conocimiento más acabado del accionar de la faja de cizalla Las Lajas a lo largo del tiempo, además de enmarcar los resultados obtenidos a la evolución regional propuesta por distintos autores para las Sierras Pampeanas de Córdoba.

B. OBJETIVOS:

1. OBJETIVOS GENERALES:

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en desarrollar un estudio estructural y petrológico detallado del basamento cristalino aflorante en la zona adyacente al cerro El Potrero Sur, dentro de la faja de cizalla de Las Lajas, en el sector austral de la Sierra de Comechingones. Para tal fin, se pretende elaborar un mapa geológico del área a escala 1:5.000, además de una sección petro-estructural en detalle. En estas últimas, quedan representados e integrados todos los resultados petro-estructurales obtenidos en esta investigación, y a partir de los cuales se busca presentar nuevas evidencias que permitan dilucidar acerca de los procesos de deformación asociados a la faja de cizalla de Las Lajas en el marco evolutivo regional de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

Los objetivos específicos que están comprendidos en la presente tesis, se enumeran a continuación:

- Realizar una caracterización petrológica y estructural de la zona; diferenciando, clasificando y delimitando los diferentes productos litológicos.
- Confeccionar un mapa geológico general a escala 1:5.000 y secciones de detalle, para exponer con claridad las relaciones de campo entre los diferentes tipos litológicos.

- Distinguir, delimitar, cartografiar y determinar la distribución, tipos y zonación de las diferentes fajas de deformación y de las zonas de fallas que se presentan en la zona.
- Caracterizar y clasificar las distintas variedades litológicas, poniendo énfasis en determinar las asociaciones minerales en paragénesis que estén ligadas a las fábricas metamórficas y/o tectónicas.
- Ajustar la caracterización petrológica de las rocas de la serie milonítica y cataclástica, mediante un estudio detallado de secciones delgadas.
- Mediante el análisis petrográfico y microestructural en lámina delgada de las litologías presentes, se proyecta determinar las condiciones metamórficas bajo las cuales evolucionaron estos productos litológicos y analizar los mecanismos de deformación y su variación durante la evolución geológica de la zona.
- Examinar la deformación mesoscópica mediante el relevamiento y tratamiento estadístico de datos de foliaciones, lineaciones, indicadores cinemáticos; tendientes a dilucidar la cinemática de las fajas de cizallas en su conjunto.
- Examinar y relevar la deformación relacionada a las fases de plegamiento de mega y meso-escala que presenta la zona, con el fin de conocer su relación con el accionar de la faja de cizalla Las Lajas.
- Reconstruir la evolución geológica de la zona, sin perder de vista el marco geológico regional correspondiente a las Sierras Pampeanas.
- Elaborar el presente informe final en el cual se sintetiza e integra el conjunto de la información relevada y analizada.

C. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO:

El área de estudio se ubica en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, en los alrededores del cerro El Potrero Sur, abarcando al basamento cristalino próximo al puesto El Potrero y las canteras Las Vertientes, en pedanías a la estancia Las Lajas (Figura I.1.b). La zona pertinente, se sitúa a aproximadamente 8 km al norte de la localidad de Achiras (Figura I.1.a), en la provincia de Córdoba dentro del contexto de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales. Más precisamente, la región de interés queda comprendida entre las latitudes sur de 33°05'58,2'' y 33°06'29,3'' y entre las longitudes oeste de 64°58'24,25'' y 64°57'36,2'', ocupando una superficie aproximada de 0,5 km² (Figura I.1.c).

Para acceder al área desde la localidad de Río Cuarto, se debe transitar unos 48 km por la ruta Provincial número 30 hasta llegar a la entrada de la Estancia Monte Guazú, desde allí se debe circular aproximadamente 14 km a través de una antigua huella minera, accediendo al límite este de la zona de trabajo.

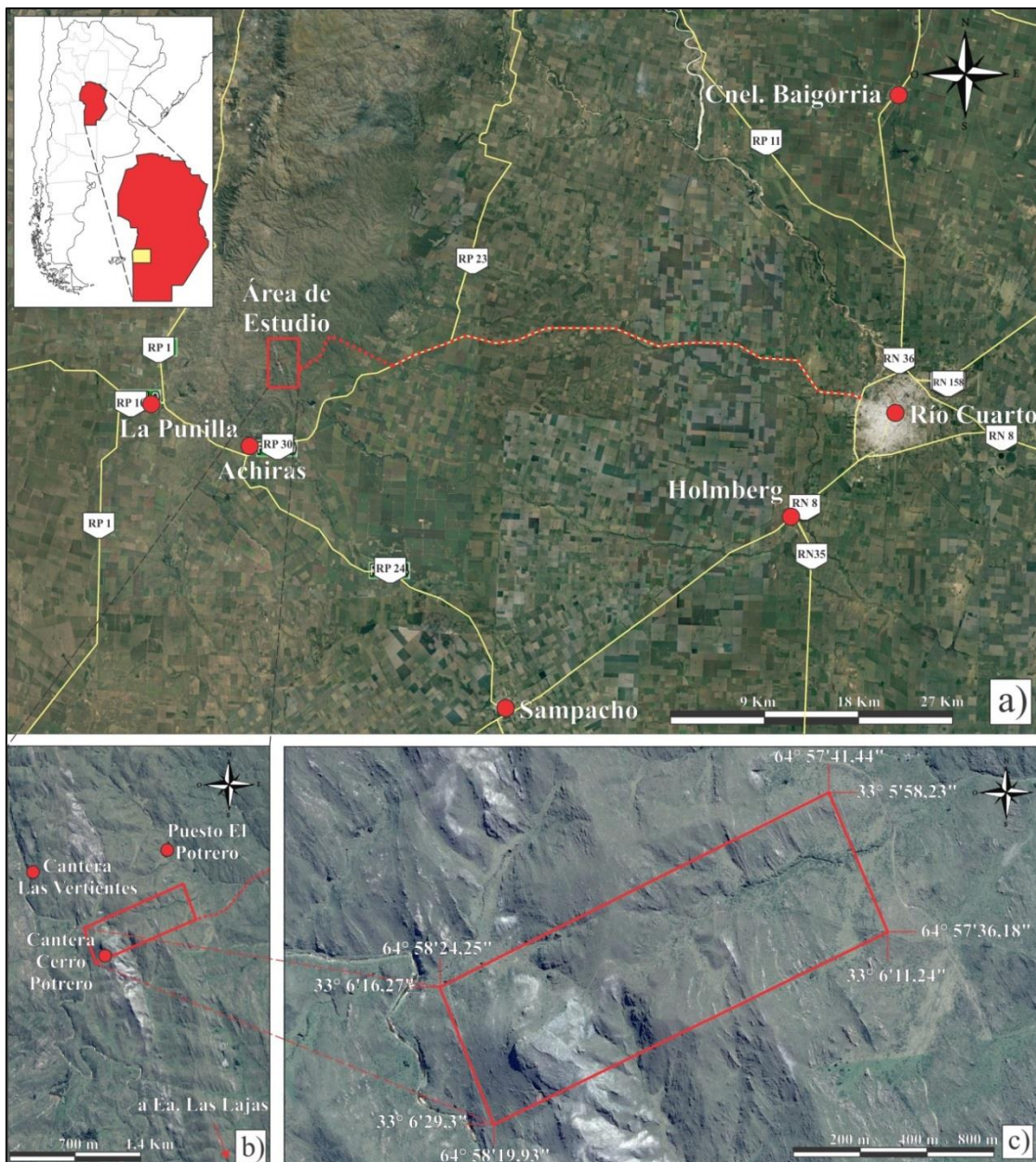


Figura 1.1: Ubicación geográfica y vías de acceso del área de estudio. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth, el recuadro rojo corresponde al área de estudio.

D. MATERIALES Y MÉTODOS:

Para cumplimentar los objetivos planteados, la metodología de trabajo a seguir fue dividida en cuatro etapas de acuerdo a los métodos convencionales de investigación geológica orientados al estudio del basamento cristalino. Estas etapas son detalladas a continuación.

1. ETAPA DE GABINETE INICIAL:

Durante el gabinete inicial se procedió a la recopilación de antecedentes bibliográficos regionales y locales específicos del área de estudio, como así también al análisis de bibliografía concreta para ajustar las metodologías de relevamiento geológico-estructural, estudios petrológicos, presentación y análisis de datos estructurales. Del mismo modo, se efectuó el análisis de fotografías aéreas convencionales a escalas 1:20.000, y se analizaron imágenes

satelitales multispectrales del sensor ASTER estándar. El procesamiento digital de las imágenes mencionadas se realizó a través del software ENVI 4.7®; generando algebras de bandas, composiciones RGB, imágenes sintéticas y análisis de componentes principales (ver Kalinowski y Oliver, 2004).

Cabe distinguir que las composiciones que permiten discriminar mejor las distintas litologías a partir de sus respuestas espectrales, se consideran a aquellas propuestas por Abdelsalam y Stern (1996; R: 4/1; G: 3/1; B: 12/14; Figuras I.2.a y I.2.b), Abrams *et al.*, (1991; R: 4/7; G: 4/3; B: 2/1; Figura I.2.c), Rowan y Mars (2003; R: 7; G: 4; B: 2; Figura I.2.d) y Sultan *et al.*, (1986; R: 4/7; G: 4/1; B: 2/3 x 4/3; Figura I.2.e). En todas estas discriminaciones para mapeo (Figura I.2), es posible identificar los límites aproximados de la faja de cizalla Las Lajas, la cual atraviesa la región austral de la Sierra de Comechingones en sentido NO-SE. De aquí es posible denotar que la totalidad del área de trabajo, queda emplazada en esta faja de deformación. También, a partir de las composiciones de Sultan *et al.*, (1986) y de Abdelsalam y Stern (1996; Figuras I.2.a y I.2.e), se identificó en tonalidades azules los afloramientos de rocas carbonáticas, los cuales se ubican en centro del área de estudio.

Consecuentemente, todos los procedimientos anteriores tuvieron como finalidad facilitar la confección de mapas preliminares a diferentes escalas, los cuales sirvieron de apoyo para diseñar la sistemática del relevamiento en terreno y para la elaboración de la cartografía final. Estos procedimientos se confeccionaron mediante la utilización del software Corel DRAW 15®.

Como base bibliográfica se disponen, entre los más destacados, los siguientes antecedentes: Otamendi (1995), Otamendi *et al.*, (1996), Sims *et al.*, (1997), Otamendi *et al.*, (2000), Fagiano y Martino (2002), Martino (2003), Otamendi *et al.*, (2004), Otamendi *et al.*, (2014), Cristofolini *et al.*, (2015; 2016; 2017). En estos trabajos se presenta la cartografía geológica de base para iniciar cualquier proyecto en la región centro-sur de la Sierra de Comechingones.

2. ETAPA DE CAMPO:

El trabajo de campaña se basó en la cartografía geológica preliminar elaborada en el gabinete inicial, además de utilizarse las cartografías geológicas generales y específicas ya existentes para la zona (Otamendi, 1995; Otamendi *et al.*, 2000; Fagiano, 2007; Otamendi *et al.*, 2004; Cristofolini *et al.*, 2016). El relevamiento de campo se concretó, utilizando como estrategia, atravesar la zona en dos secciones E-O para así aumentar el detalle en la escala de mapeo y en los datos petro-estructurales. A la vez en esta etapa, se apoyó en la interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satelitales. Posteriormente las observaciones geológicas realizadas en campo, se volcaron sobre la cartografía preliminar previamente elaborada.

Durante el relevamiento de campo se pretendió cubrir los siguientes aspectos: 1- reconocer y ajustar las unidades y complejos litológicos ya definidos para la zona; 2- describir

las relaciones de campo y la distribución areal de las distintas litologías, principalmente la distribución de rocas miloníticas y cataclásticas; 3- tomar datos petrológicos de campo; 4- realizar un muestreo sistemático, con el fin de desarrollar estudios petrográficos y microestructurales; 5- relevar las diferentes estructuras a escala mesoscópica; 6- efectuar mediciones de la orientación espacial de las estructuras identificadas.

Cabe destacar que para el estudio petrológico-estructural integral, se focalizó en los procesos metamórficos y deformacionales frágiles-dúctiles, en sus productos rocosos y las estructuras asociadas (rocas miloníticas y cataclásticas, foliaciones, lineaciones, plegamientos e indicadores cinemáticos), siguiendo metodologías e interpretaciones generales vertidas por Turner y Weiss (1963), Nicolas y Poirier (1976), Sibson (1977), Paterson (1978), Simpson y Schmidt (1983), Chester y Logan (1986), Groshong (1988), Mitra (1992), Hanmer y Passchier (1991), Scholz (1992), Passchier y Trouw (1996), Vernon (2004), entre otros.

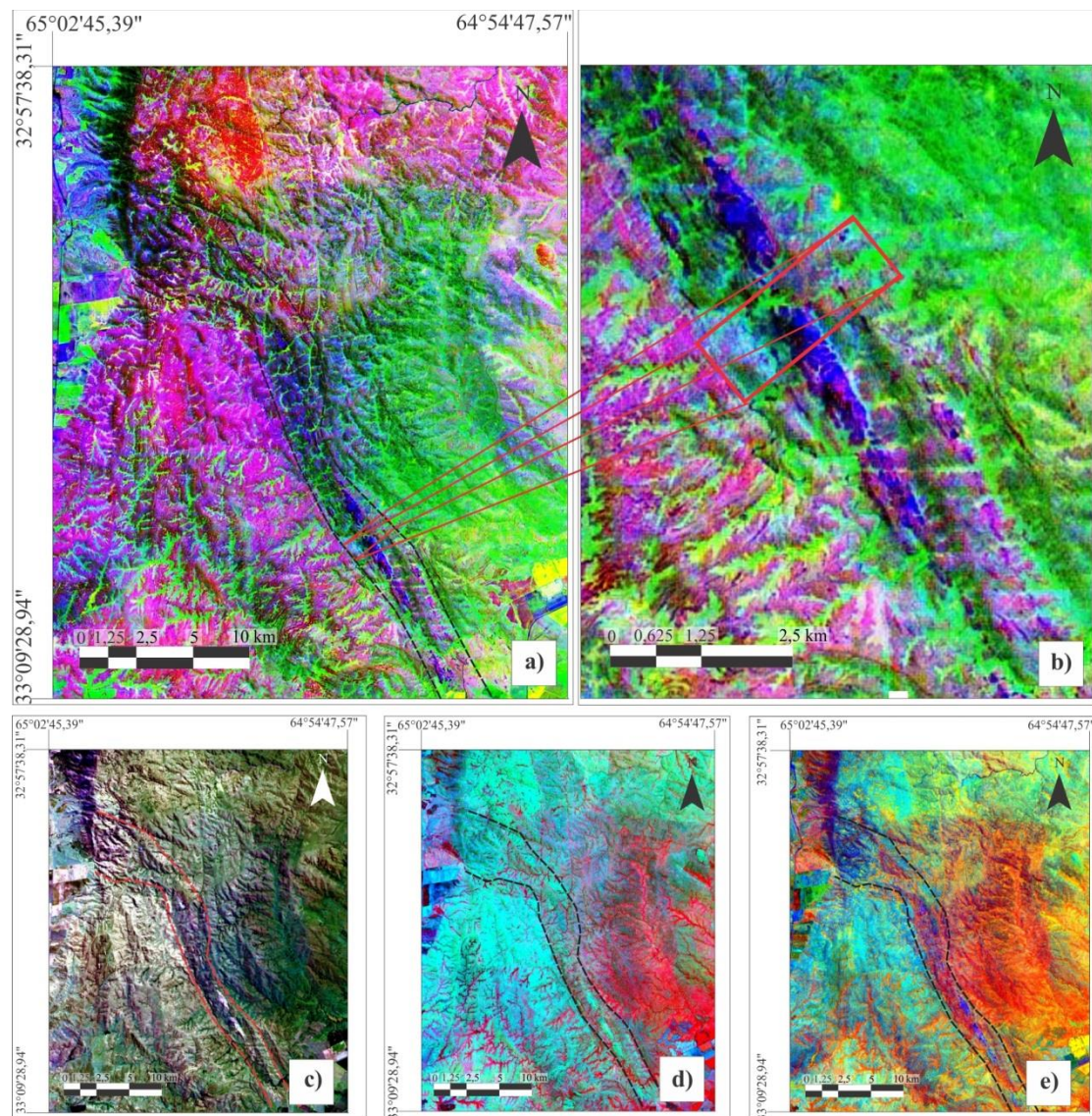


Figura 1.2: Resultados del procesamiento de imágenes satelitales, para la región de la faja de cizalla Las Lajas en el ámbito de la Sierra de Comechingones australes. a) Composición RGB propuesta para discriminación de mapeo por Abdelsalam y Stern (1996; R: 4/1; G: 3/1; B: 12/14). El recuadro rojo corresponde al área pertinente del

presente escrito. **b)** Detalle de la figura a) para la faja de cizalla Las Lajas segmento Sur. El recuadro rojo corresponde al área pertinente del presente escrito. **c)** Composición RGB propuesta para discriminación de mapeo por Rowan y Mars (2003; R: 7; G: 4; B: 2). **d)** Composición RGB propuesta para discriminación de mapeo por Abrams et al., (1991; R: 4/7; G: 4/3; B: 2/1). **e)** Composición RGB propuesta para discriminación de mapeo por Sultan et al., (1986; R: 4/7; G: 4/1; B: 2/3 x 4/3).

3. ETAPA DE LABORATORIO:

El trabajo de laboratorio consistió principalmente en la confección tanto de secciones delgadas, como de secciones macroscópicas de detalle, de los tipos litológicos muestreados durante la etapa de campo. Para la elaboración de las mismas se utilizó la infraestructura y equipamiento del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto, la cual dispone de sierras diamantadas, devastadora y materiales de pulido (abrasivos, discos de pulido, etc.) necesarios para el procedimiento.

A partir de las secciones delgadas, se analizaron e interpretaron los rasgos petrográficos y estructurales identificados bajo microscopio binocular de luz polarizada (criterios propuestos por Passchier y Trouw, 1996; Selley, 1983; Winter, 2001), en conjunto con los datos relevados en las diferentes etapas de campo utilizando lupa de mano. En dicho análisis, para cada litolipo de la serie de milonítica y cataclástica se procedió a: 1) determinar la composición mineralógica de la matriz y porfiroclastos o fenoclastos, 2) describir las diferentes relaciones texturales, fábricas y microestructuras, 3) definir las distintas asociaciones paragenéticas minerales del área estudio, esencialmente aquellas ligadas a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas.

Por otro lado, los datos estructurales relevados en campo, se procesaron mediante el uso de software como StereoNet 3.2® y planillas de cálculo Excel®. Los polos de las estructuras planares, lineales, prismáticas y plegamientos; fueron proyectados en el hemisferio inferior, con el propósito de determinar los dominios estructurales existentes en la zona.

Asimismo, después de cada campaña se continuó con la reinterpretación de las imágenes satelitales, fotografías aéreas y mapas preliminares; teniendo en cuenta que las tareas de campo permiten corroborar y en algunos casos modificar las hipótesis planteadas en las etapas anteriores.

4. ETAPA DE GABINETE FINAL:

En esta fase se efectuó la integración de toda la información y su síntesis, enmarcándolo en el contexto geológico regional correspondiente a las Sierras Pampeanas proporcionado por los antecedentes bibliográficos.

Para ello se procedió a la digitalización y tratamiento de datos, mediante la utilización de software como ArcGIS 10.2.1®, Google Earth Pro®, Global Mapper 13® y Corel DRAW 15®; para la confección a escala adecuada del mapa geológico final y de la sección petro-estructural. También se elaboraron diferentes esquemas, diagramas o modelos representativos; considerados como útiles herramientas para comprender mejor los procesos acaecidos.

Del análisis mineralógico, textural y microestructural realizado en los diferentes litotipos; se evaluaron las condiciones de presión y temperatura para estimar el grado y facies de los diferentes eventos metamórficos, por los cuales han evolucionado las rocas asociadas a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas en su segmento austral. Además mediante el estudio estructural se determinaron los sucesivos eventos de deformación, que actuaron a través de diferentes mecanismos de deformación, para dar lugar a las estructuras analizadas en las etapas anteriores. Por otro lado, se determinó la cinemática de la faja de cizalla Las Lajas y realizó una aproximación de la evolución en la disposición espacial de los esfuerzos en el área de estudio. Finalmente, se procedió a redactar el presente manuscrito de la tesis de licenciatura, donde se sintetiza la información obtenida en todas las etapas de investigación.

CAPÍTULO II
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL:

A. LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS EN EL ÁMBITO DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS:

En este apartado se pretende contextualizar el área de estudio dentro de la provincia geológica en la que se encuentra inmersa, la cual corresponde a las Sierras Pampeanas. Esta unidad morfoestructural se extiende en el sector central y noroeste de Argentina entre los 26° y los 33° de latitud sur y los 64° y 68° de longitud oeste (abarcando aproximadamente 125.000 km²). Hacia el norte las Sierras Pampeanas limitan con la Puna, la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara; al este y sur, con la llanura Chaco-Pampeana; mientras que al oeste, con la Precordillera y el Sistema de Famatina.

Las Sierras Pampeanas fueron definidas por primera vez por Stelzner (1875), posteriormente ratificadas y complementado su análisis en trabajos de Bodenbender (1895), Rasmuss (1916) y Beder (1922). De este modo, con tal denominación, se comprende a un conjunto de extensos cordones montañosos conformados por un basamento cristalino plutónico-metamórfico precámbrico-eopaleozoico, los cuales están rodeados de amplias planicies que conforman valles longitudinales (Stelzner, 1885; en Miro, 1999). Dichas serranías están relacionadas a bloques fallados con buzamientos de alto ángulo y de rumbos preferenciales submeridianos, los cuales han sufrido un basculamiento hacia el este generando así una morfología asimétrica con laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas (Gonzales Bonorino, 1950; en Miro, 1999).

Varios autores han realizado diferentes subdivisiones de esta región morfoestructural, siguiendo distintos criterios a través del tiempo. La primera división de las Sierras Pampeanas fue realizada por Caminos (1979) de acuerdo a sus asociaciones lito-estratigráficas, diferenciando así una Faja Oriental y una Faja Occidental (Figura II.1). De este modo, las Sierras Pampeanas Orientales comprenden: en Tucumán a las Sierras de Quilmes, Cumbres Calchaquíes, Sierras de Aconquija; en Catamarca a las Sierras de Chango Real, Capillitas, Belén, Sierras de Ancasti y Ambato; en La Rioja a las Sierras de Velazco, Los Llanos, Malazán, Chepes y Ulapes; en Santiago del Estero a las Sierras de Guayasán, Ambargasta y Sumampa; en Córdoba a las Sierras Norte, Chica y Grandes; y por último a las Sierras de San Luis. Por otro lado, las Sierras Pampeanas Occidentales comprenden: en Catamarca a las Sierras de San Buenaventura y Sierras de Fiambalá; en La Rioja a las Sierras de Toro Negro, Cumichango, Umango, Maz; y en San Juan a las Sierras de Valle Fértil y La Huerta, Pie de Palo y Valdivia.

Posteriormente, Ramos (1999) propone la división de las Sierras Pampeanas en dos provincias geológicas: las Sierras Pampeanas Orientales (que incluye a las Sierras de Córdoba en su totalidad y segmento oriental de las Sierras de San Luis) y las Sierras Pampeanas

Occidentales (que abarca las serranías de Tucumán, Catamarca, La Rioja y el segmento occidental de las Sierras de San Luis).

Finalmente y luego de aunar las propuestas emitidas para la caracterización de las Sierras Pampeanas, Miró (1999) las divide en tres grandes regiones en base de sus asociaciones litológicas, magmáticas y tectónicas; que de este a oeste son: las Sierras Pampeanas *s. strictu* (la cual comprende la porción oriental de las serranías de Tucumán, Catamarca, Santiago del Estero y San Luis, además de las Sierras de Córdoba), las Sierras Famatinianas (que incluye un extenso sistema de serranías en Salta, Catamarca, Tucumán, La Rioja, San Juan y San Luis) y por último las Sierras Pampeanas Occidentales (que abarca las sierras occidentales de Catamarca, La Rioja, San Juan -Pie de Palo, Valle Fértil, La Huerta—y Mendoza -cerro Salinas-).

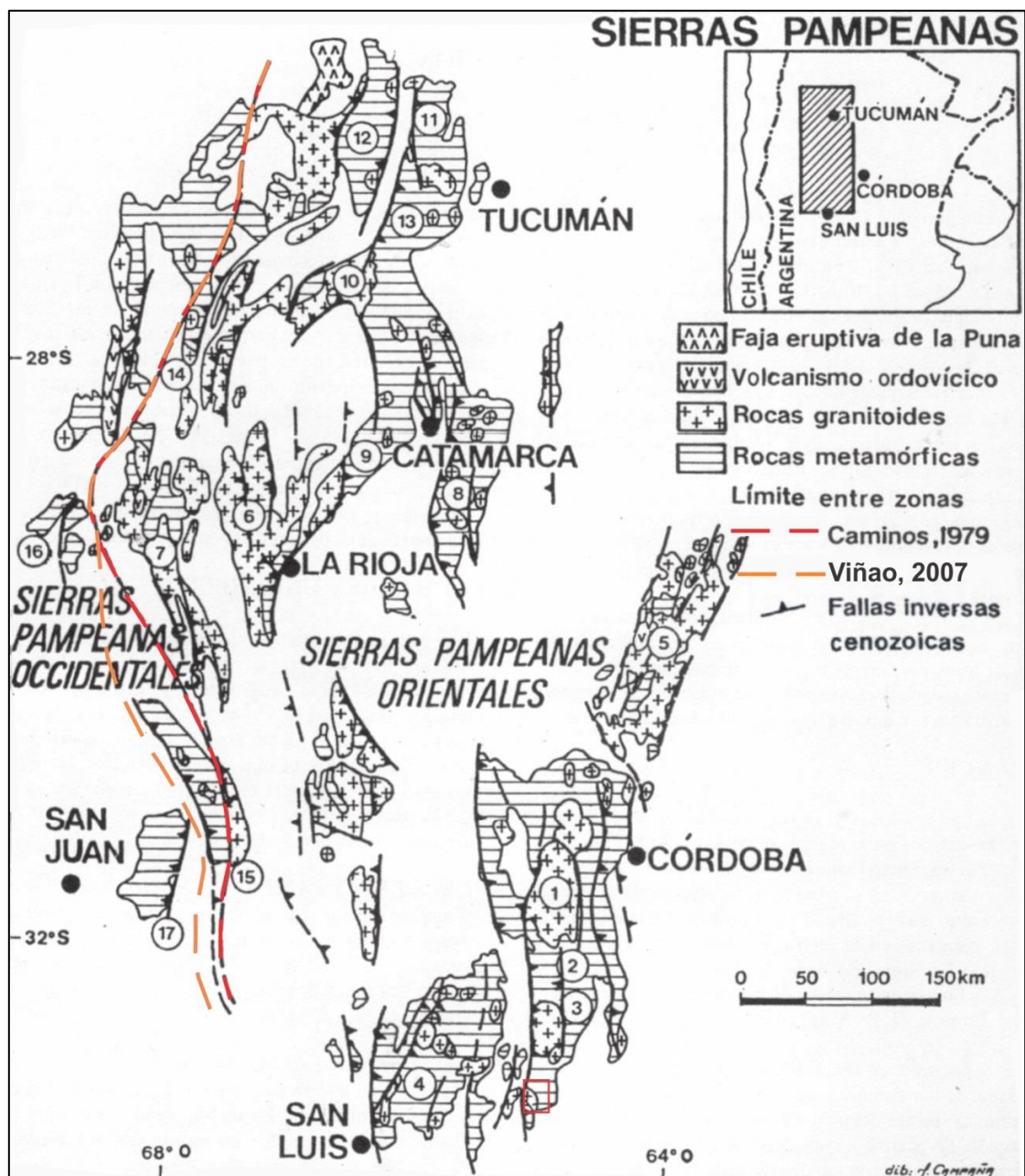


Figura II.1: Mapa geológico general de la provincia de las Sierras Pampeanas modificado de Caminos (1979), donde se reconocen las dos fajas propuestas por el autor. En la imagen se encuentran delineados los límites para la

serranía de Valle Fértil propuestos en principio por Caminos (1979) y modificado por Viñao (2007). Se indica con un recuadro rojo la zona que comprende el presente escrito. 1) Batolito de Achala; 2) Sierras de Córdoba; 3) Batolito Cerro Áspero; 4) Sierras de San Luis, batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas; 5) Sierras del Norte de Córdoba; 6) Sierra de Velasco; 7) Sistema de Famatina; 8) Sierra de Ancasti; 9) Sierra de Ambato; 10) Batolito de Capillitas; 11) Cumbres Calchaquíes; 12) Sierra de Quilmes; 13) Sierra de Aconquija; 14) Sierra de Fiambalá; 15) Sierra de Valle Fértil; 16) Sierras de Toro Negro y Cuminchango; 17) Sierra de Pie de Palo.

El área de estudio pertinente en este trabajo, queda involucrada en las Sierras Pampeanas Orientales según los criterios de Caminos (1979) y Ramos (1999), o bien en las Sierras Pampeanas *s. strictu* definidas por Miró (1999). A la vez a este grupo de serranías, se las subdivide denominando su porción más oriental como Sierras Pampeanas de Córdoba. Esta última, para Martino y Guerreschi (2014) está integrada por un sector central (Sierras de Córdoba) y un sector norte (Sierra Norte). La faja de cizalla Las Lajas queda emplazada específicamente dentro de las Sierras de Córdoba (Figura II.2).

B. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA:

En cuanto a la evolución específica de las Sierras de Córdoba, han existido diferentes hipótesis respecto a qué eventos metamórficos, deformacionales y estructurales configuraron la geología actual de esta región (los cuales a continuación serán designados con las letras M, D y S respectivamente; y seguidos por un número arábigo para expresar el orden cronológico de los mismos). De este modo, dependiendo del autor que se analice, los eventos difieren en edad y número de ellos involucrados. A continuación, se pretende realizar una breve reseña de la evolución de estas serranías, destacando los sucesos anteriormente mencionados.

Para comenzar, el evento tectono-térmico más antiguo que se registra en Sierra de Córdoba, acaeció durante el Neoproterozoico (~1000-800 Ma; Cingolani y Varela, 1975) y fue definido como Fase Tectónica Orogénica Inicial D₁ por Dalla Salda (1984).

Posteriormente, entre el Ediacariano y el Cámbrico inferior (~580-520 Ma) se desarrolla el acontecimiento que estabiliza y estructura estas serranías, denominado como Ciclo Orogénico Pampeano por Aceñolaza y Tosselli (1976) en el noroeste argentino, y establecido por Dalla Salda (1984, 1987) como la Primera Fase del Cinturón Móvil D₂ (Linares y Latorre, 1973; Cingolani y Varela, 1975; Linares y Cordani, 1976; Gordillo y Lencinas, 1979; Dalla Salda, 1984; Demange *et al.*, 1993). En las Sierras de Córdoba, este evento queda representado por un basamento metamórfico poli-deformado del Cámbrico inferior (~535–520 Ma; Bonalumi, 1988; Kraemer *et al.*, 1995; Baldo *et al.*, 1996; Rapela *et al.*, 1998b; Sims *et al.*, 1998; Martino, 2003; Simpson *et al.*, 2003; Demartis *et al.*, 2011), producto de la transformación de depósitos asociados a una cuenca sedimentaria y equivalente a la Formación Puncoviscana del noroeste argentino (Aceñolaza y Toselli, 1976; Aceñolaza *et al.*, 1983; Willner, 1990; Piñán Llamas y Simpson, 2006; Martino *et al.*, 2009; Martino y Guerreschi, 2014).

Litológicamente, este basamento se encuentra constituido principalmente por migmatitas y gneises; y en menor medida se determinaron esquistos, mármoles, anfibolitas,

cuarcitas y fajas discontinuas de rocas máficas y ultramáficas (Figura II.2). Estas unidades metamórficas presentan paragénesis equilibradas en facies de anfibolitas a granulita (Gordillo y Lencinas, 1979; Otamendi *et al.*, 1998; Otamendi y Patiño Douce, 2001; Tibaldi *et al.*, 2014). La única variación litológica notable dentro de las Sierras de Córdoba, es el conjunto de rocas que afloran en la Sierra de Pocho (Figura II.2), estabilizadas en facies de esquistos verdes (Stelzner, 1875 en Bonalumi *et al.*, 1999).

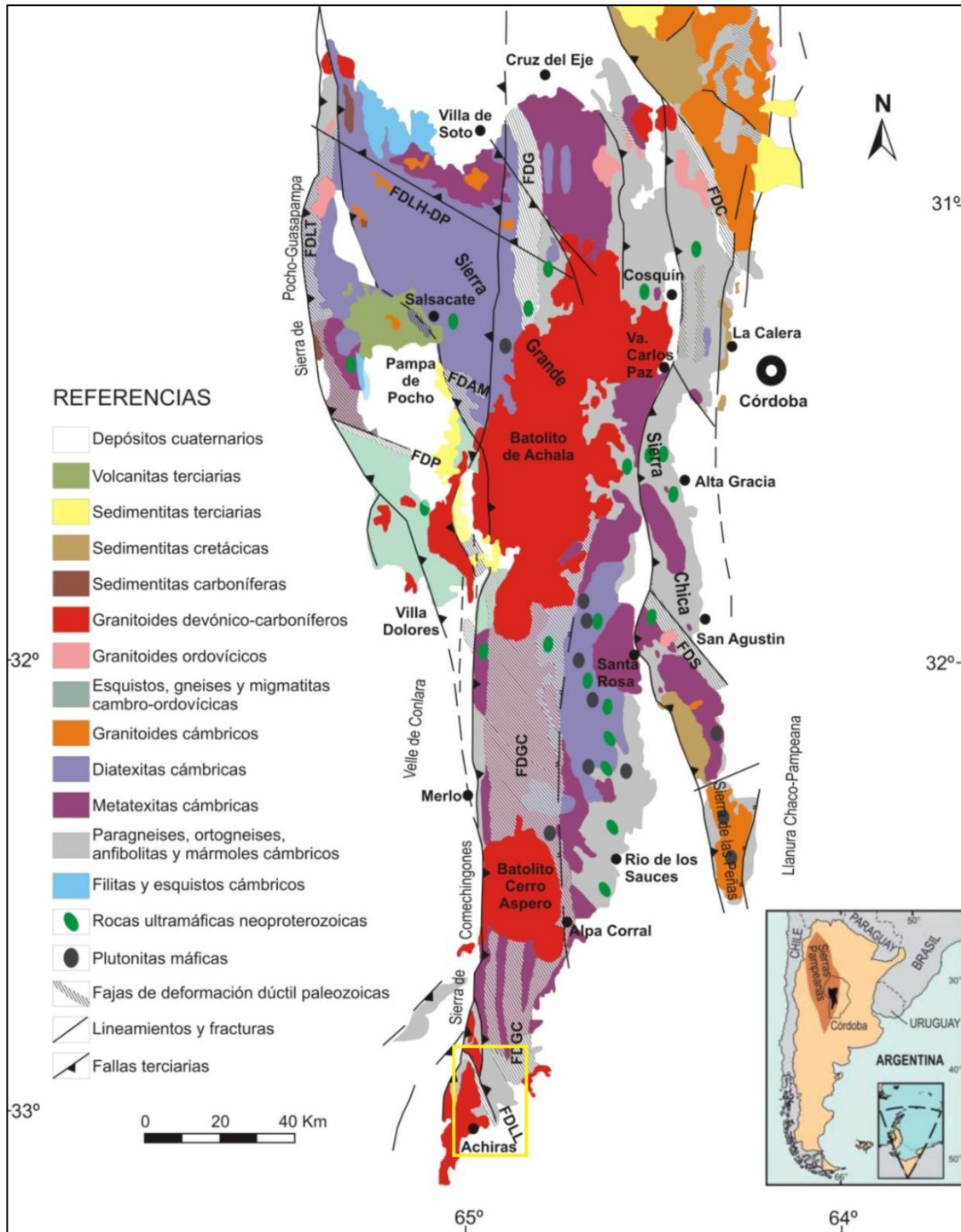


Figura II.2: Mapa geológico de las Sierra de Córdoba modificado de Radice (2015). Se indica con un recuadro amarillo la zona abarcada por la faja de cizalla Las Lajas (FDLL). EBT: Esquistos Bandeados Tuclame, FDG: faja de deformación Guamanes, LF: plutón La Fronda, SCT: Sierra de Cuniputo-Totoralejo, FDC: faja de deformación

Carapé, FDLT: faja de deformación Los Túneles, FDLH-DP: faja de deformación La Higuera-Dos Pozos, CG: Cumbre de Gaspar, CVP: Complejo Volcánico Pocho, EGM: Esquistos y Gneises Mojigasta, FDS: faja de deformación Soconcho, FDGC: faja de deformación Guacha Corral, GSC: Grupo Sierra de los Cóndores, FDLL: faja de deformación Las Lajas.

El Ciclo Orogénico Pampeano se asocia al desarrollo de procesos metamórficos subsecuentes. El primer evento metamórfico (~535-530 Ma; Baldo *et al.*, 2014) registrado en las Sierras de Córdoba es de carácter regional en condiciones de grado medio y presiones relativamente altas, denominado M₁ (Gordillo y Lencinas, 1979; Baldo, 1992; Rapela *et al.*, 1998), identificado a partir de estructuras S₁ y litologías preservadas a modo de *resisters* en las rocas migmáticas. Asociado al mismo, se emplazan los granitoides calcoalcalinos G_{1a} (Rapela *et al.*, 1998).

Consecutivamente suceden dos eventos denominados M₂ y M₃, coincidentes con el clímax del metamorfismo registrado en Sierras de Córdoba (~533-520 Ma; Siegesmund *et al.*, 2010). La diferenciación de los eventos radica en las condiciones de presión y temperatura, desarrollándose en el evento M₃ una descompresión adiabática (Rapela *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi y Patiño Douce, 2001; Fagiano *et al.*, 2008; Guerreschi y Martino, 2008, 2014). Actuando en conjunto con el evento M₂, se desarrolla la foliación metamórfica S₂ regionalmente penetrativa, la cual es obliterada por la foliación metamórfica S₃ coetáneas al evento M₃. Estas foliaciones metamórficas resultan de fases de plegamientos y replegamientos progresivos con vergencia al oeste (Gordillo, 1984; Kraemer *et al.*, 1995; Guerreschi y Martino, 1998; Rapela *et al.*, 1998b; Martino *et al.*, 1999; Otamendi *et al.*, 1999; Guerreschi y Martino, 2008; Tibaldi *et al.*, 2018).

Finalizando el orógeno Pampeano, la asociación metasedimentaria fue intruida en relación tardía respecto al pico metamórfico, por cuerpos graníticos peraluminosos G_{1b} (Rapela *et al.*, 1998) generados a partir de la anatexis generalizada (Figura II.2; Gordillo, 1958; Cingolani y Varela, 1975; Demange *et al.*, 1993).

Este basamento cristalino ediacariano-cámbrico, en principio ha sido interpretado como la raíz profunda de un orógeno antiguo, actualmente exhumado (Gordillo y Lencinas, 1979; Gordillo, 1984). Al presente, Ramos *et al.*, (2014) han agrupado las distintas hipótesis acerca de la evolución de este ciclo en tres líneas principales de interpretación, las cuales se pueden resumir como: - la presencia de un margen acrecional contra el cratón del Río de la Plata, en el cual colisiona una dorsal sísmica activa (Gromet y Simpson, 2000); - la presencia de un margen acrecional contra el cratón de Kalahari, en el cual colisiona una dorsal sísmica activa y posteriormente se desplaza por una falla transformante hacia el cratón del Río de La Plata (Rapela *et al.*, 2007); - la presencia de un margen acrecional contra el cratón del Río de la Plata, en el cual colisiona en una primera instancia un arco isla y posteriormente un terreno alóctono denominado Pampia (Escayola *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2010).

En cuanto a la evolución de las Sierras de Córdoba desde el Cámbrico superior, durante el Ordovícico e involucrando el Silúrico inferior (~495-440 Ma), queda determinado por las manifestaciones del Ciclo Orogénico Famatiniano. Este evento magmático, metamórfico y deformacional definido por Aceñolaza y Tosselli (1976), se relaciona directamente con la restauración de un extenso margen de subducción asociado a un cinturón plutónico-volcánico, el cual se sobre impone al basamento cristalino conformado anteriormente que constituía para este periodo el protomargen occidental del paleocontinente Gondwana (Ramos *et al.*, 2010).

En la región de las Sierras de Córdoba, el ciclo queda representado por un magmatismo desplazado hacia el antepaís respecto al arco volcánico, ubicado en las Sierras Pampeanas Famatinianas (Otamendi *et al.*, 2008, 2009). Este magmatismo presenta edades cámbricas superiores a ordovícicas medias (~495 Ma-459 Ma; Ducea *et al.*, 2010; D'eraimo *et al.*, 2014) y es denominado G₂ por Rapela *et al.*, (1998). Se caracteriza por disponer una composición TTG (trondjhemitas-tonalitas-granodioritas) rica en aluminio (Figura II.2; Rapela *et al.*, 1998).

En el Ordovícico superior (~465 Ma) ocurre la fase orogénica Oclóyica del ciclo Famatiniano (Turner y Méndez, 1975), asociada a la colisión del terreno alóctono Cuyania. Esta fase, implica la culminación del magmatismo asociado al arco volcánico famatiniano, además de imbricar y exhumar diferencialmente el basamento cristalino de las Sierras de Córdoba. Esta estructuración se produce a partir de una serie de megacizallas de deformación (Figura II.2) de cinemática inversa con vergencia al oeste y asociadas a plegamientos (Martino, 2003; Astini y Dávila, 2004; Astini *et al.*, 2007; Otamendi *et al.*, 2009; Cristofolini *et al.*, 2010; Mulcahy *et al.*, 2011; Cristofolini *et al.*, 2014). La deformación asociada a la fase Oclóyica del Ciclo Orogénico Famatiniano (Martino *et al.*, 1994) es determinada como D₃ por Dalla Salda (1984, 1987) coetánea con el evento metamórfico M₄ de (Guereschi y Martino, 2014). Este metamorfismo de carácter retrogradante en facies anfíbolita a esquistos verdes, produce la milonitización de diferentes porciones del basamento con una característica foliación milonítica S₄.

La evolución en las Sierras de Córdoba, posterior a estos dos ciclos orogénicos principales, inicia con un importante evento magmático en el Devónico inferior (413 Ma) que se extiende hasta el Carbonífero (Baldo *et al.*, 2014), el cual ha sido denominado como G₃ por Rapela *et al.*, (1998). Este último se asocia al emplazamiento de cuerpos ígneos graníticos ricos en potasio; de grandes volúmenes tales como el batolito de Achala y el batolito del Cerro Áspero, además de pequeños plutones como Serrezuela, Capilla del Monte, entre otros (Figura II.2; Rapela *et al.*, 1998; Dorais *et al.*, 1997; Lira y Sfragulla, 2014; Pinotti *et al.*, 2014). Conjuntamente con el emplazamiento de estos cuerpos ígneos se genera un metamorfismo de contacto denominado M₅ (Fagiano, 2007; Radice, 2015). Cabe distinguir que estos eventos magmáticos, en parte coinciden con un segundo periodo de actividad de las fajas miloníticas acaeció durante el Devónico medio a superior (~365-373 Ma).

Por estas razones algunos autores han propuesto la existencia de un Ciclo Orogénico denominado Achaliano (Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999), correlacionando este último la colisión y amalgamación del terreno Chilenia al margen occidental de Gondwana (Ramos *et al.*, 1984), mientras que otra línea de interpretación postula que son cuerpos ígneos asociados a una etapa post-orogénica del ciclo Famatiniano (Aceñaloza y Toselli, 1976; Llambías *et al.*, 1984; González Bonorino y Llambías, 1996; Rapela *et al.*, 1999).

Durante el Carbonífero y Pérmico se desarrolló el ciclo Gondwánico reiniciándose la subducción del margen suroccidental de Gondwana. Este periodo coincide con la depositación en las Sierras de Córdoba de sedimentitas continentales correspondientes al Grupo Paganzo (Figura II.2; Bodenbender, 1911; Salfity y Gorustivich, 1984; Ramos, 1999).

Para el Cretácico comienza en la región de interés, un régimen extensional ligado a la apertura del Océano Atlántico Sur. Estos esfuerzos se observan en el desarrollo del Sistema de Rift Pampeano Central (Salfity y Marquillas, 1994), los cuales son rellenados por sedimentitas continentales tipo estratos rojos de sin-rift asociado a derrames de basaltos alcalinos interdigitados (Figura II.2).

En el Cenozoico con la evolución del ciclo Ándico, las Sierras de Córdoba fueron afectadas por una inversión tectónica con la dominancia de esfuerzos compresivos en dirección E-O generados por este orógeno acrecional. A partir del Mioceno (~18-12 Ma) con la subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández, se produce la subhorizontalización de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Ramos *et al.*, 2002). Este proceso da lugar a la migración del arco volcánico y del frente orogénico hacia intraplaca. De este modo se registra actividad volcánica durante el Plioceno (~10-2 Ma) en las Sierras de Córdoba (Volcanismo de Pocho, Figura II.2), la cual cesa hacia los 1,9 Ma con el actual *gap* volcánico en estas latitudes (Ramos *et al.*, 2002). Estos fenómenos generan la configuración actual de estas serranías como un antepaís fragmentado, elevado y basculado por fallas inversas que aprovechan antiguas líneas de debilidad tales como suturas entre terrenos y zonas de cizallas (Toselli *et al.*, 1985; Ramos 1999), rodeado por cuencas intermontanas en las cuales se depositan potentes secuencias clásticas continentales.

C. LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS EN EL ÁMBITO DE LA SIERRA DE COMECHINGONES:

Retomando la clasificación de las Sierras Pampeanas de Córdoba mencionada en los apartados anteriores (ver Apartado II.A.), la región está integrada por un sector central (Sierras de Córdoba) y un sector norte (Sierra Norte; Martino y Guerreschi, 2014). Por su parte las Sierras de Córdoba pueden diferenciarse en tres cordones montañosos principales: Sierra Chica, que comienza al norte con la sierra de Masa y culmina al sur con la Sierra de las Peñas; Sierra Grande o de Achala, al oeste de la anterior, la cual continúa hacia el sur denominándose como

Sierra de Comechingones; y Sierra de Pocho como las estibaciones más occidentales (Figura II.2; Gordillo y Lencinas, 1979). El área de interés del presente escrito se encuentra inmersa dentro de la Sierra de Comechingones (Figura II.3).

En el sector sur de la Sierra de Comechingones, las secuencias cristalinas son agrupadas en dos complejos lito-estratigráficos que exhiben historias evolutivas contrastadas, evidenciadas en las paragénesis minerales y estructuras de sus principales unidades litológicas, conocidos formalmente como: Complejo Achiras y Complejo Monte Guazú (Figura II.3; ver Nullo *et al.*, 1995; Otamendi, 1995; Otamendi *et al.*, 1996; Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi *et al.*, 2004; Fagiano, 2007). Es imprescindible destacar que entre ambos complejos se reconoce una zona de deformación localizada, correspondiente a la faja de cizalla Las Lajas, siendo esta el área de estudio del presente trabajo. La última, corresponde a una discontinuidad estructural de escala regional, ya que pone en contacto y provoca el corrimiento de las secuencias del Complejo Monte Guazú sobre las del Complejo Achiras (Otamendi *et al.*, 1996; Martino, 2003; Otamendi *et al.*, 2004; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2015; Cristofolini *et al.*, 2017a).

Por estas razones, en este apartado se pretende realizar una breve síntesis de las principales características geológicas de estos dos complejos mencionados, para así contextualizar el basamento cristalino específico en el cual se encuentra inmersa la faja de cizalla Las Lajas.

i. Complejo Monte Guazú:

El complejo Monte Guazú definido por Otamendi (1995), corresponde a la unidad lito-estratigráfica de mayor distribución areal en el sur de la Sierra de Comechingones (Figura II.3). Se extiende desde el sur del batolito Cerro Áspero hasta truncarse su borde sur por la falla Las Lajas y la faja de cizalla homónima (Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi *et al.*, 2004; Fagiano, 2007).

El complejo Monte Guazú está integrado por una asociación metamórfica estabilizada en facies de anfíbolita. Dentro de esta asociación se identifican ortogneises tonalíticos, granodioríticos y graníticos, hallándose de manera subordinada ortogneises gábricos. A la vez, la secuencia también incluye metamorfitas paraderivadas dominadas por gneises, migmatitas, esquistos, mármoles y anfíbolitas. Estas rocas derivan de sedimentos sílicoclásticos interdigitados con escasas calizas y pequeños cuerpos ígneos de composición básica e intermedia. Cabe distinguir que estas rocas se encuentran afectadas por la faja de cizalla Guacha Corral y Las Lajas, dando lugar a productos litológicos de la serie milonítica (Otamendi *et al.*, 2000; Fagiano *et al.*, 2005; Cristofolini *et al.*, 2017a).

La evolución textural y mineralógica de los diferentes tipos litológicos, ha permitido diferenciar dos ciclos metamórficos que afectan a estas litologías. El primer evento metamórfico es dinamo-térmico regional en facies anfíbolita, que da lugar a una foliación metamórfica S₁.

Posteriormente se da un segundo evento metamórfico dinámico de retrogrado, el cual oblitera las estructuras generadas anteriormente, y da lugar a una segunda foliación milonítica S_2 , la cual es continuada por una última deformación relacionada con una foliación milonítica S_3 (Otamendi *et al.*, 1996; Fagiano *et al.*, 2005).

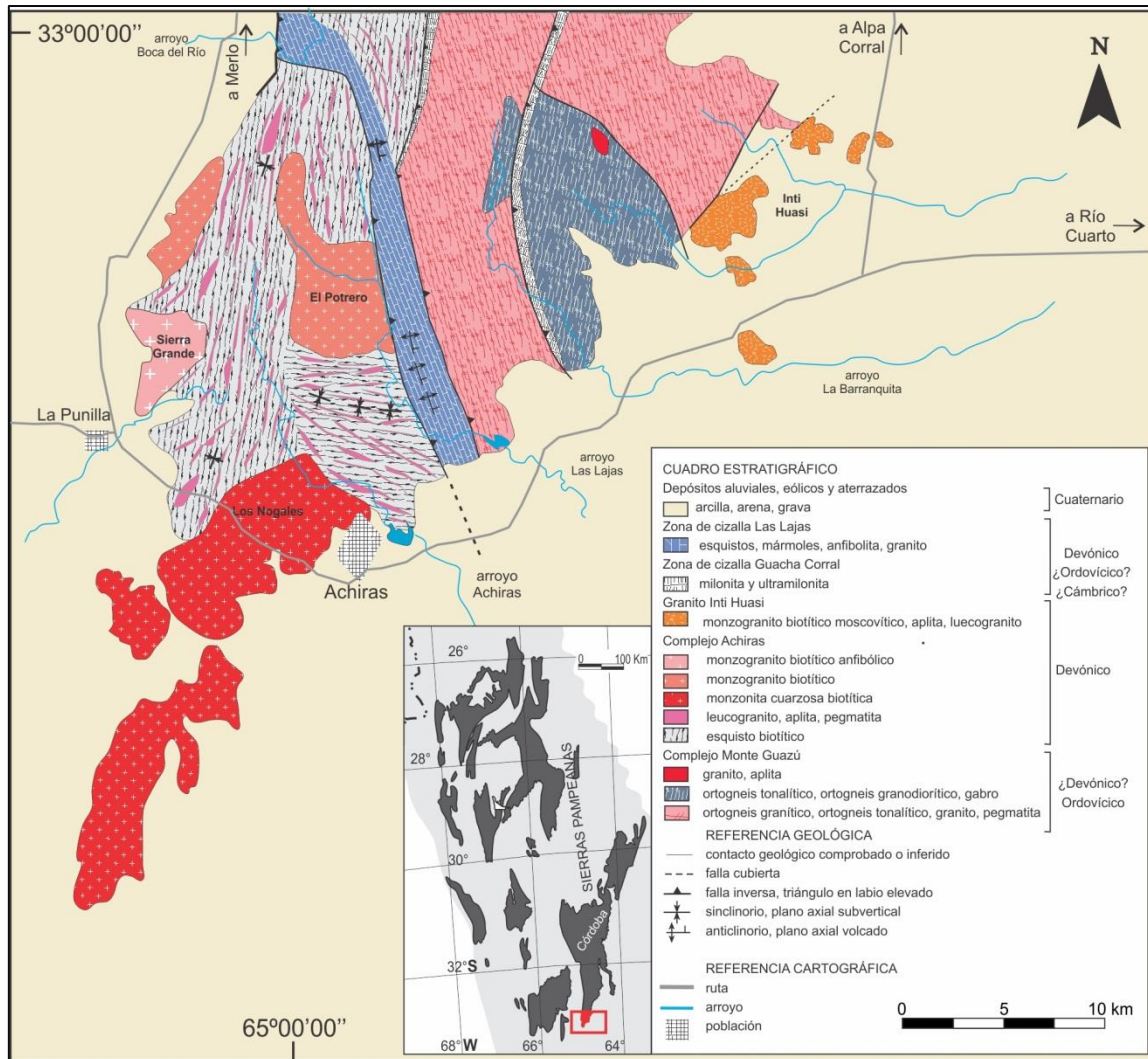


Figura II.3: Mapa lito-estratigráfico simplificado del extremo sur de la Sierra de Comechingones. Modificado de Otamendi (1995), Fagiano (2007) y Otamendi *et al.*, (2014). Se representan los diferentes complejos litológicos, las fajas de deformación presentes y las estructuras regionales.

ii. Complejo Achiras:

El Complejo Achiras propuesto por Otamendi (1995), aflora en el extremo sur de la Sierra de Comechingones (Figura II.3), donde la faja de cizallas Las Lajas corta y separa al complejo en dos segmentos (Fagiano, 2007; Otamendi *et al.*, 2014). En el límite septentrional, el segmento norte del Complejo Achiras, las litologías se acuan debajo del bloque hundido de la falla cenozoica que levanta la Sierra de Comechingones (Fagiano, 2007). En cambio, el contacto noreste del segmento sur del Complejo Achiras corresponde a un límite tectónico con la faja de cizalla mencionada.

Este complejo está constituido por tres unidades litológicas (Figura II.3): la Unidad India Muerta, constituida por metamorfitas y diques leucograníticos y sienograníticos; la Unidad Los Nogales conformada por tres plutones (Los Nogales, Sierra Grande y El Potrero) de monzogranitos, sienogranitos, monzonitas, y expresiones subordinadas de tonalitas, dioritas y leucogranitos; y por último, la Unidad Sierra Grande que abarca un único plutón de composición monzogranítica (Otamendi, 1995; Otamendi *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2017a). Estas unidades evidencian que dicho complejo evolucionó en condiciones de facies de anfibolita alta, con anatexis generalizada (Otamendi *et al.*, 2000, Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2017a).

Litológicamente, en las metamorfitas de la Unidad India Muerta dominan ampliamente esquistos biotíticos, y en menor medida comprende diatexitas, anfibolitas y mármoles; estas derivan respectivamente de protolitos sedimentarios silicoclásticos intercalados con escasos lentes concordantes de rocas calcosilicáticas y carbonáticas (Otamendi *et al.*, 2000; Cristofolini *et al.*, 2017a).

En el Complejo Achiras se han distinguido tres fases progresivas de deformación, asociadas únicamente al Ciclo Orogénico Famatiniano. Concomitante con el clímax metamórfico se genera la foliación esquistosa denominada S_1 , el cual es transpuesta por una esquistosidad de corte S_2 que oblitera la foliación precedente, y finaliza con una tercera deformación que sobre impone a las anteriores como una estructura cataclástica frágil S_3 (Otamendi *et al.*, 1996).

Cabe distinguir que la evolución petrológica de este complejo, se relaciona mejor con las Sierras de San Luis que con las Sierra de Comechingones (Otamendi, 1995; Otamendi *et al.*, 1996). Esto se debe, a que las condiciones de metamorfismo obtenidas para este complejo por Otamendi *et al.*, (1998), indica que la evolución petrológica ocurrió en un nivel cortical más alto que en otras áreas de la Sierra de Comechingones (Gordillo, 1984). Sumado a esto, las dataciones radimétricas para la anatexis y metamorfismo en las Sierras de Córdoba son de 520 ± 5 Ma (Rapela y Pankhurst, 1996; Rapela *et al.*, 1998; Tibaldi *et al.*, 2008), mientras que para el magmatismo cortical del Complejo Achiras y de las Sierras de San Luis varía entre 410 a 386 Ma (Stuart-Smith *et al.*, 1996).

Ahora bien, comparando los distintos eventos propuestos por Otamendi *et al.*, (1996) para los Complejos Monte Guazú y Achiras, con los dominios tectónicos analizados en el apartado anterior (ver apartado II.B), es posible denotar que los primeros autores asocian únicamente al Ciclo Orogénico Pampeano D_2 (Dalla Salda, 1984; 1987) el evento deformacional que da lugar a la foliación metamórfica S_1 en el Complejo Monte Guazú. Posteriormente, durante el Ciclo Orogénico Famatiniano D_3 (Dalla Salda, 1984; 1987), se generarían todas las fases distinguidas en el Complejo Achiras, mientras que se originan a las foliaciones miloníticas S_2 y S_3 del Complejo Monte Guazú (Otamendi *et al.*, 1996).

D. ANTECEDENTES ESPECÍFICOS DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:

Antes de comenzar a caracterizar concretamente la faja de cizalla Las Lajas, se considera pertinente realizar una sinopsis de los tipos de fajas de deformación de las Sierras Pampeanas de Córdoba reconocidas por Martino (2003). Este autor divide a las anteriores, según sus características más salientes, en cuatro grupos de significado tectónico específico:

- Fajas transcurrentes dextrales paralelas al arco precámbrico-cámbrico: Estas fajas estarían probablemente relacionadas con la subducción pampeana aproximadamente a los 535 Ma.
- Fajas de desenraizamiento del orógeno Pampeano cámbrico: Se trataría de fajas que están ligadas a las etapas contraccionales póstumas de la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana (Kraemer *et al.*, 1995; Rapela *et al.*, 1998a; Ramos, 1995; 1999) y al comienzo de la subducción Famatiniana (~490-470 Ma; Rapela *et al.*, 1998b). Poseen cinemática inversa dominante con movimientos subordinados dextrales. El metamorfismo dinámico habría comenzado a producirse en condiciones de facies de anfibolitas, para evolucionar a facies de anfibolitas bajas-esquistos verdes (Martino *et al.*, 2003). Estas fajas de desenraizamiento tienen la característica de cabalgar bloques de mayor grado metamórfico sobre los de menor grado.
- Fajas de imbricación regional: Estas zonas de deformación habrían afectado a las Sierras de Córdoba y San Luis. Se trata de grandes cabalgamientos que son límites de bloques que determinan dominios de distinta edad. Así de este a oeste se identifican: dominio precámbrico-cámbrico (ígneo), dominio cámbrico (metamórfico, de grado alto a medio) y dominio ordovícico (metamórfico, de grado alto a medio). Estas fajas tienen una cinemática inversa pura, además de presentar edades entre ordovícicas superior a silúricas inferior que reflejaría la intensa contracción de la fase Oclóyica.
- Fajas contraccionales Achalianas: Estas fajas de deformación son las menos desarrolladas y reactivan a fajas anteriores. Presentan una cinemática inversa con una componente menor transcurrente dextral. Son límites tectónicos que ponen en contacto bloques con historias deformacionales y térmicas distintas. Tectónicamente, estas fajas contraccionales Achalianas registran una actividad deformacional hasta el Devónico inferior. Posteriormente, se registra una reactivación importante o el desarrollo de nuevas fajas de deformación alrededor del límite Devónico-Carbonífero.

Para Martino (2003) la faja de cizalla Las Lajas pertinente para este escrito, es clasificada como una faja de deformación contraccional Achaliana, al ser un contacto estructural entre complejos lito-estratigráficos, donde se cabalga el Complejo Monte Guazú sobre el Complejo Achiras tal como se precisó en el apartado anterior (ver apartado II.C; Otamendi *et*

al., 1996; Martino, 2003; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2015; Cristofolini *et al.*, 2017a).

Particularmente esta zona de deformación, fue originalmente definida por Otamendi *et al.*, (1996), y posteriormente denominada como faja de cizalla Las Lajas a partir de la propuesta de Sims *et al.*, (1997). En lo que concierne a la extensión de la misma, posee límites que han variado a lo largo del tiempo. En un principio se consideró que la faja presentaba aproximadamente de 20 km de largo (Otamendi *et al.*, 1996); sin embargo, Cristofolini *et al.*, (2017a) extendieron los límites de la faja reconociendo el efecto de la misma sobre las rocas del cerro Áspero ubicado en el extremo sur y en la sierra La Aguada en el extremo norte, abarcando en total más de >35 km de largo según el rumbo. En cuanto a la potencia de la faja, presenta una variación entre 2,5 m en el segmento septentrional hasta 1,5 km en su segmento austral. También, se dispone con un rumbo general NO-SE y buzamiento dominante del plano general de cizalla de 48° al NE (Figura II.4; Martino, 2003; Cristofolini *et al.*, 2017a).

Esta zona de deformación queda restringida por límites transicionales al este, afectando de manera localizada a las metamorfitas del Complejo Monte Guazú; en cambio, muestra límites netos al suroeste en el contacto con las secuencias del Complejo Achiras. Este último límite, concuerda con una zona de falla frágil (N 348°/56° E) del orden de decenas de metros de espesor y de naturaleza inversa (falla Las Lajas), donde las rocas exhiben una intensa trituración dando lugar al desarrollo de fajas de cataclasitas. En tanto que hacia el sur la falla Las Lajas se extiende bajo la cubierta cuaternaria donde se intersecta con el sistema de fallas Las Lagunas-Sampacho (Cristofolini *et al.*, 2017a).

La faja de cizalla Las Lajas corresponde a una zona de alta deformación producto de un metamorfismo dinámico donde es posible reconocer zonas discretas de deformación dúctil (con subzonas de milonitización que localmente alcanzan la ultramilonitización), además de fragmentos concentrados de deformación frágil (Otamendi *et al.*, 2004). De este modo, la faja de cizalla se encuentra constituida principalmente por milonitas, protomilonitas, ultramilonitas y esquistos miloníticos cuyos protolitos correspondían a esquistos micáceos, gneises, mármoles, anfibolitas, lentes de granitos con Grt+Tur, escasos cuerpos máficos y ultramáficos serpentinizados (Figura II.4; Otamendi *et al.*, 2004; Cristofolini *et al.*, 2017a).

Dentro de la faja de cizalla se reconocen cambios de texturas-paragénesis, del grado de retrabajo de los protolitos y del desarrollo de un dominio litológico de rocas miloníticas (*s.l.*); lo que permite delimitar dos segmentos: uno norte y otro sur (Cristofolini *et al.*, 2017a). Dentro del segmento sur se encuentra inmersa el área de estudio que incumbe este trabajo (Figura II.4). Las rocas del segmento norte muestran predominantemente paragénesis establecidas en facies de anfibolita baja a esquistos verde, en tanto que las del segmento sur revelan paragénesis retrogradadas en facies de esquistos verde baja (Cristofolini *et al.*, 2017a). Dominantemente las asociaciones minerales estables responden a la coexistencia de Chl+Ms±Bt en aquellas

milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos, y las asociaciones Tal+Flo+Cal/Dol o Tre+Flo+Cal/Dol en aquellas milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles (Otamendi, 1995). Comparativamente los productos litológicos del segmento sur, muestran que la deformación fue mucho más intensa y aún más generalizada que en el tramo norte, pero actuó bajo condiciones térmicas menores (350 a 450 °C; Cristofolini *et al.*, 2017a).

En cuanto a las estructuras estudiadas por Cristofolini *et al.*, (2017a), estas litologías exhiben de manera generalizada y penetrativa a toda escala una foliación milonítica, de rumbo variable entre 342° N a 018° N, además de disponer un buzamiento entre 55° E y 70° E. Este rasgo planar define la matriz de las rocas miloníticas (*s.l.*), manifestada por la alternancia de bandas de geometría anastomosada. Sobre los planos de foliación, los autores mencionados reconocen una lineación mineral dada por la reorientación y recristalización de filosilicatos (Bt+Ms+Chl), inosilicatos (Act+Hbl) o bien cuarzo en finas cintas. Esta fábrica lineal presenta una dirección de inmersión entre 075° N a 115° N, e inmersión entre 45° E y 65° E. Además, se han definido pliegues de primer orden de tipo asimétricos, que presentan plegamientos de segundo orden intrafoliares asimétricos. Los ejes de estas estructuras tienen a orientarse en dirección S-SE e inmersión entre 15° y 26° en igual sentido, con vergencia hacia el SO aproximadamente. También se han reconocido *boudines* de escala centimétrica (mayores de 60 cm de cuello a cuello) tanto en milonitas como en protomilonitas. Por último, Cristofolini *et al.*, (2017a) han demostrado que el conjunto de fábricas de deformación y estructuras que muestra la faja de cizalla Las Lajas, permite clasificarla como una zona de deformación dúctil-frágil que actuó bajo un régimen no coaxial con cinemática inversa dominante y con vergencia al O.

La edad de la actividad de la faja de cizalla Las Lajas no se ha resuelto aún con precisión y sigue siendo un punto a dilucidar. Sin embargo, debido a la relaciones de campo, se ha establecido que la actividad de la faja precede y continúa activa, después de que se generara la anatexis y el plutonismo de la Unidad Los Nogales del Complejo Achiras (datado por U/Pb en circón con edad de 382 ± 6 Ma; Stuart-Smith *et al.*, 1999), evidenciado por la orientación de una foliación penetrativa postmagmática dentro de los granitoides y paralela a alineación de la faja pertinente (Sims *et al.*, 1997; Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofonili *et al.*, 2017a). De este modo, Cristofolini *et al.*, (2017a) sugieren que la faja registra un evento de deformación temporalmente progresivo, y aunque no se descarta que el inicio de su actividad pueda asociarse a tiempos pre-Devónicos (Chernicoff y Ramos, 2003; Otamendi *et al.*, 2004), actualmente solo se puede vincular con la orogénesis Achaliana.

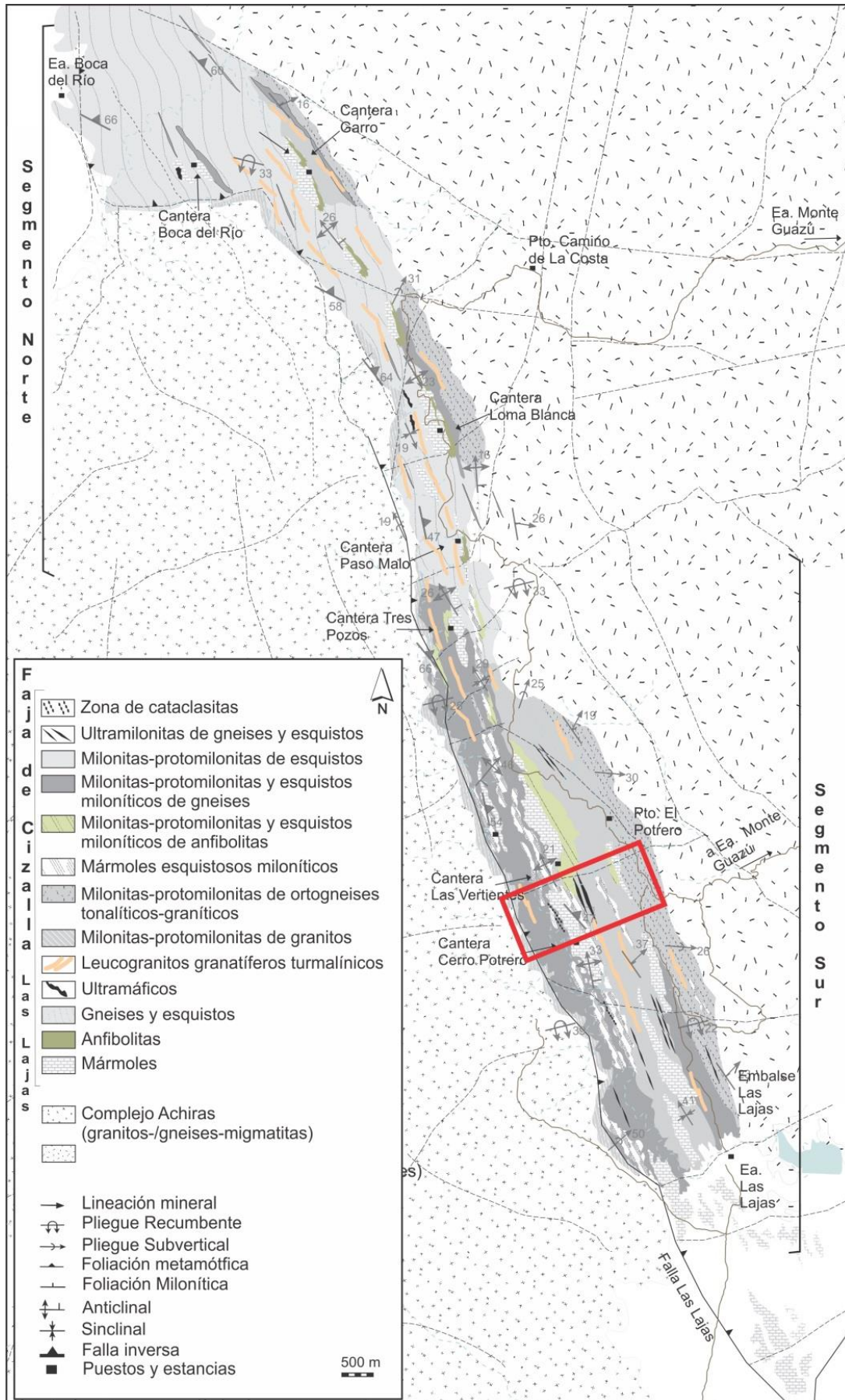


Figura II.4: Mapa petro-estructural de la faja de cizalla Las Lajas. Modificado de Cristofolini et al., (2016). Se representan en detalle las diferentes litologías y estructuras involucradas en la faja de deformación. Dentro del recuadro de color rojo, se encuentra el área de interés del presente escrito.

CAPÍTULO III

ASOCIACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS DEL SEGMENTO AUSTRAL DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS

III. ASOCIACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS DEL SEGMENTO

AUSTRAL DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:

A. INTRODUCCIÓN:

La faja de cizalla Las Lajas muestra su mayor expresión espacial en el segmento sur, donde transforma casi totalmente las rocas del basamento, generando así secuencias continuas y potentes de milonitas con más de 2000 m de longitud y más de 500 m de potencia (*s.l.*; Cristofolini *et al.*, 2016). Es así como el basamento pre-Carbonífero aledaño al Cerro El Potrero Sur, se encuentra afectado completamente por esta faja de deformación. Por lo tanto, para la descripción petrológica del basamento mencionado, se han definido asociaciones lito-estratigráficas, agrupando bajo este criterio distintas rocas reconocidas en el área. Esta clasificación cobra interés para una mayor facilidad en el mapeo, estudio y descripción del basamento involucrado. En la Tabla III.1 se presentan las asociaciones pertinentes.

Asociación Milonítica (s.l.)	Derivadas de mármoles	Protomilonitas		
		Milonitas		
		Ultramilonitas		
	Derivadas de gneises y esquistos	Milonitas		
		Ultramilonitas		
	Derivadas de granitoides	Granitoides S-C		
		Protomilonitas		
		Milonitas		
		Ultramilonitas		
	Derivadas de anfibolitas	Ultramilonitas		
	Asociación Cataclástica (s.l.)	Derivadas de mármoles	No cohesivas	Harina de falla
				Brecha de falla
		Cohesivas	Protocataclastitas	
			Cataclastitas	

Tabla III.1: Asociaciones lito-estratigráficas identificadas en el área de estudio.

Antes de comenzar las descripciones es preciso rescatar que, en la faja de cizalla, la deformación es discreta. Esto se debe a la concentración heterogénea de los esfuerzos dentro de zonas planares que acomodan el movimiento de los bloques relativamente rígidos. Además, la deformación depende fuertemente del litotipo y de la estructura original de la roca en la que se desarrollan las fajas de cizalla (Paschier y Trow, 2005). Por estas razones, es que una asociación milonítica o cataclástica, puede pasar a escala macroscópica de forma transicional, desde el

protolito con escasa deformación, hasta dar lugar a distintos productos miloníticos (*s.l.*) o cataclásticos (*s.l.*) relacionados genética y espacialmente.

A continuación en los apartados siguientes, se presenta la caracterización de las asociaciones anteriormente definidas. Para ello, se aunaron las descripciones litológicas realizadas en las etapas de campo y laboratorio (ver Apartado I.D.2 y Apartado I.D.3), donde las rocas fueron analizadas a distintas escalas: macroscópicamente se estudiaron mediante lupa, durante el relevamiento de campo y a partir de muestras de mano; además microscópicamente, se describieron a partir de secciones delgadas bajo microscopio binocular de luz polarizada. Cabe distinguir que la clasificación del tamaño de grano utilizada es: muy fino (<0,05 mm), fino (0,05-1 mm), medio (1-5 mm) y grueso (>5 mm); mientras que las abreviaturas utilizadas para los minerales corresponden a Kretz (1983).

B. ASOCIACIÓN MILONÍTICA:

1. ASOCIACIÓN MILONÍTICA DERIVADAS DE MÁRMOLES:

La asociación lito-estratigráfica milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles aflora predominantemente en el sector oeste del área de estudio, mientras que en el sector este se identifican únicamente escasos bancos (ver Anexo VIII.1). Estos productos litológicos tienden a quedar relegados en relación a las restantes asociaciones, encontrándose intercalados de modo saltuario (Figura III.1.d). Además, conjuntamente con las milonitas derivadas de anfibolitas, conforman el núcleo del Cerro El Potrero Sur (ver Anexo VIII.2). En campo se identifican por conformar bancos tabulares de coloración gris a blanquecina, con tendencia a orientarse NNE-SSO (Figura III.1.a, b y c).

Litológicamente esta asociación presenta una deformación heterogénea. Esta aseveración, se fundamenta al reconocer sectores con mayor concentración de la deformación; que lateralmente pasan a litones preservados ante la misma. Debido a esto, se denota de escala métrica a centimétrica la variación entre protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. Cabe distinguir que estos litotipos, en sectores muestran zonas con silicificaciones; además de diques de cuarzo, los cuales se hallan con plegamientos desmembrados y morfologías sigmoides (Figura III.1.h).

Pervasivamente las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles presentan a toda escala un bandeo milonítico de espesor variable entre 0,075 a 20 mm (Figura III.1.e y f), con una microfábrica anastomosada en patrón S-C manifestada principalmente por la orientación de los carbonatos de la matriz. Sobre los planos de esta foliación se desarrolla una lineación mineral. A la vez, esta estructura planar tiende a desarrollar plegamientos intrafoliales a diversas escalas y de múltiples morfologías (Figura III.1.b, c y g).

Debido a las importantes variaciones litológicas determinadas dentro de la presente asociación lito-estratigráfica, se diferenciaron las descripciones petrográficas a escala

microscópica entre protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. A continuación se presentan los análisis mencionados.

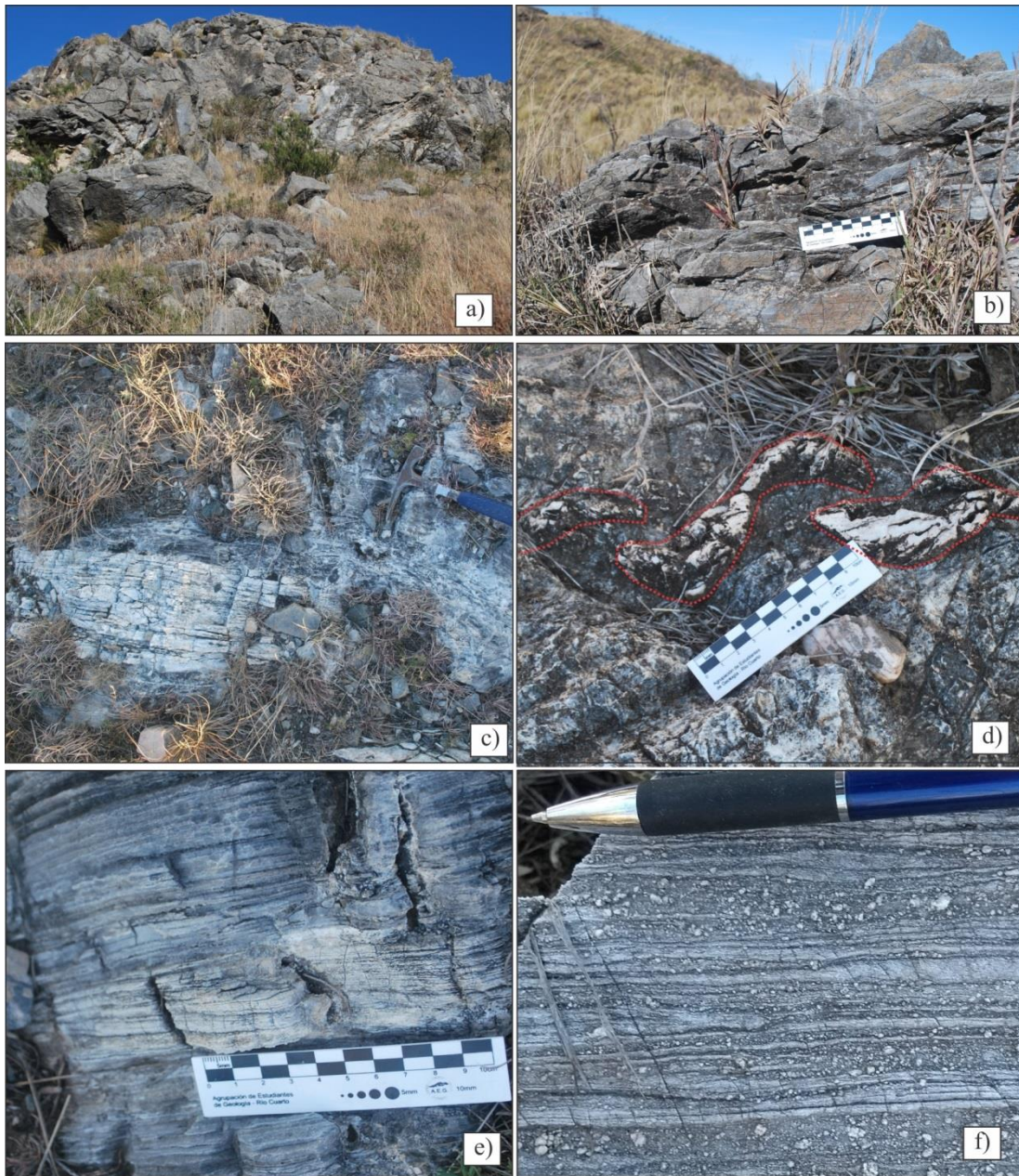


Figura III.1: Fotografías macroscópicas y mesoscópicas de la asociación milonítica (s.l.) derivada de mármoles. a) Fotografía mesoscópica de bancos tabulares de milonitas (s.l.) derivadas de mármol de coloración grisácea. b) Fotografía macroscópica de un banco de milonitas (s.l.) derivadas de mármol de coloración grisácea con foliación milonítica. c) Fotografía macroscópica correspondiente a la intercalación de milonitas (s.l.) derivadas de mármoles con protomilonitas derivadas de leucogranitos. d) Fotografía macroscópica de los diques de cuarzo con plegamientos desmembrados y morfologías sigmoides. e) Fotografía macroscópica que muestra el bandeado milonítico fino en ultramilonitas de mármol. f) Fotografía macroscópica correspondiente a la foliación milonítica con abundantes porfiroclastos en milonita-ultramilonita de mármol. Escalas: piqueta 30 cm, escalímetro 10 cm, portaminas 14,5 cm.

a) Protomilonitas derivadas de mármoles:

Las protomilonitas derivadas de mármoles se caracterizan por presentar una textura porfiroclástica, donde la matriz presenta en sección delgada un patrón textural granoblástico, en el cual se encuentran inmersos abundantes porfiroclastos compuestos por calcita y dolomita

dominantemente; y subordinadamente brucita, dióxido y minerales opacos. Esta litología presenta un bandeo milonítico de espesor variable entre 0,175 a 20 mm, caracterizado por un patrón anatomosado tipo S-C evidenciado por la orientación en la matriz de cristales de calcita, dolomita y tremolita (Figura III.2.a).

La matriz de las protomilonitas se presenta con un tamaño de grano muy fino a medio que varía entre 0,01 a 1,75 mm. Esta matriz, queda determinada por la alternancia de bandas granoblásticas. En sectores dominan granos de tamaño muy fino a fino con abundantes parches de óxidos de hierro pardos-rojizos; compuestos por dolomita, y en menor medida calcita, cuarzo, mica blanca, brucita y minerales opacos. Estos sectores, transicionalmente pasan a conformar bandas caracterizadas por un tamaño de grano fino a medio, de relativamente mayor abundancia de porfiroclastos; conformados por calcita predominantemente, y de manera subordinada por dolomita, tremolita, mica blanca, cuarzo, brucita y minerales opacos. Este bandeo representa zonas intensamente deformadas con mayor reducción del tamaño de grano, interdigitándose con microlitones donde se conserva parcialmente la fábrica original de la roca, con menor tasa de deformación y recrystalización.

Dispersos en la matriz anteriormente descrita, se identifican abundantes porfiroclastos correspondiente a cristales de tamaño fino a grueso que varían entre 0,125 a 5,5 mm. Los porfiroclastos pueden ser monominerales compuestos de calcita, dolomita, y en menor medida dióxido (Figura III.2.g); o bien, poliminerales compuestos por calcita, dolomita, brucita y minerales opacos (Figura III.2.c). Estos porfiroclastos, conforman indicadores cinemáticos de morfologías tipo sigmas predominantemente, mientras que de manera subordinada exhiben formas tipo deltas o complejas. Los anteriores, muestran colas asimétricas con sombras de presión donde recrystaliza calcita, dolomita, tremolita, cuarzo y mica blanca.

Cabe distinguir que en esta litología se reconocieron microfracturas rellenas (semejante a microfracturas rellenas tipo 2.A; ver Anexo VIII.4) tabulares de bordes sinuosos con límites difusos y espesor variable entre 0,05 a 1,8 mm (Figura III.2.c). Las mismas se orientan predominantemente subparalelas a la estructura de la roca (bandeo milonítico con patrón S-C), y de manera subordinada transversales a la estructura mencionada. Exhiben un relleno determinado por finos cristales de calcita, dolomita, cuarzo y minerales opacos; además de abundantes parches de óxidos de hierro.

La composición mineralógica de la roca queda determinada por la asociación $Cal+Dol\pm Qtz\pm Tre\pm Brc\pm Wmca\pm Op\pm Zr$ en la matriz, mientras que los porfiroclastos corresponden a $Cal+Dol\pm Brc\pm Di$. De este modo, la asociación paragenética dominante en las protomilonitas derivadas de mármoles se encuentra dada por $Cal+Dol\pm Qtz\pm Tre$, mientras que de manera localizada se desarrolla estable la asociación paragenética $Cal+Dol\pm Qtz\pm Wmca(Phl?)$. Por lo tanto esta litología exhibe asociaciones paragenéticas que

demuestran estabilidad en facies esquistos verdes media, y una paragénesis retrograda que indica condiciones de facies esquistos verdes baja.

Descripciones de los minerales:

Calcita: Este mineral en la matriz de las protomilonitas se muestra como abundantes cristales de morfologías anhedralas con bordes irregulares, por lo general ameboidales y de menor abundancia poligonales. El tamaño de los mismos varía desde muy fino a medio, menores a 0,01 hasta 1,75 mm. Se caracteriza por presentar maclado polisintético de tipo I y II, de los cuales varía en sectores la dominancia de uno por sobre el otro. A la vez los cristales de calcita se muestran con extinción homogénea a ondulosa, y abundante alteración a argilominerales, la cual les confiere un aspecto terroso. Por último, se identifican pequeñas inclusiones goticulares de cuarzo; a la vez que finos cristales de calcita conforman inclusiones en granos de dolomita. Los porfiroclastos de calcita se han diferenciado como monocristalinos, o bien policristalinos. El primer tipo de porfiroclastos corresponde a granos de morfologías anhedralas, de bordes irregulares y de tamaño fino a grueso que varía entre 0,13 a 5,5 mm. Estos porfiroclastos se caracterizan por presentar maclado polisintético tipo I y II predominante, y tipo III (Figura III.2.g) y IV subordinados. El maclado se halla acuñado hacia el borde de los cristales, fuertemente flexurado y también muestra abundantes maclados mecánicos tipo *kinking* (Figura III.2.g). De este modo, estos porfiroclastos se reconocen con extinción homogénea, ondulosa, en damero y plumosa (Figura III.2.h). Además estos cristales presentan abundante alteración a argilominerales que les confiere un aspecto terroso, a la vez que muestran inclusiones de cristales de cuarzo, tremolita, circón y minerales opacos. Por último, estos porfiroclastos conforman indicadores cinemáticos tipo sigmas de colas asimétricas, que muestran sombras de presión con recristalización de calcita, dolomita, tremolita y cuarzo; y son visibles microtexturas tipo manto-núcleo. Los porfiroclastos policristalinos, diferenciados como monominerálicos o poliminerálicos, varían de tamaño fino a medio entre 0,125 a 1,5 mm. En los mismos, los cristales de calcita se encuentran intercreciendo con cristales de dolomita, brucita y minerales opacos, a la vez que son rodeados por parches de óxidos de hierro. Por lo general, estos porfiroclastos generan indicadores cinemáticos tipos deltas predominantemente y tipo sigmas en menor medida, donde recristaliza calcita y dolomita, mostrando así microtexturas tipo manto-núcleo.

Dolomita: En la matriz los cristales de dolomita exhiben morfologías anhedralas, con bordes irregulares y de tamaño fino que varía entre 0,025 a 0,5 mm. Estos muestran un maclado polisintético tipo I y II, el cual se encuentra flexurado y acuñado hacia el borde. Además, en estos granos se distinguen inclusiones de pequeños cristales de calcita subhedralas. Los porfiroclastos de dolomita se han diferenciado como monocristalinos, o bien policristalinos. El primer tipo de porfiroclastos poseen morfologías anhedralas, con bordes irregulares a aserrados y tamaño medio a grueso que varía entre 1,175 hasta 5,675 mm. Los cristales se identifican con

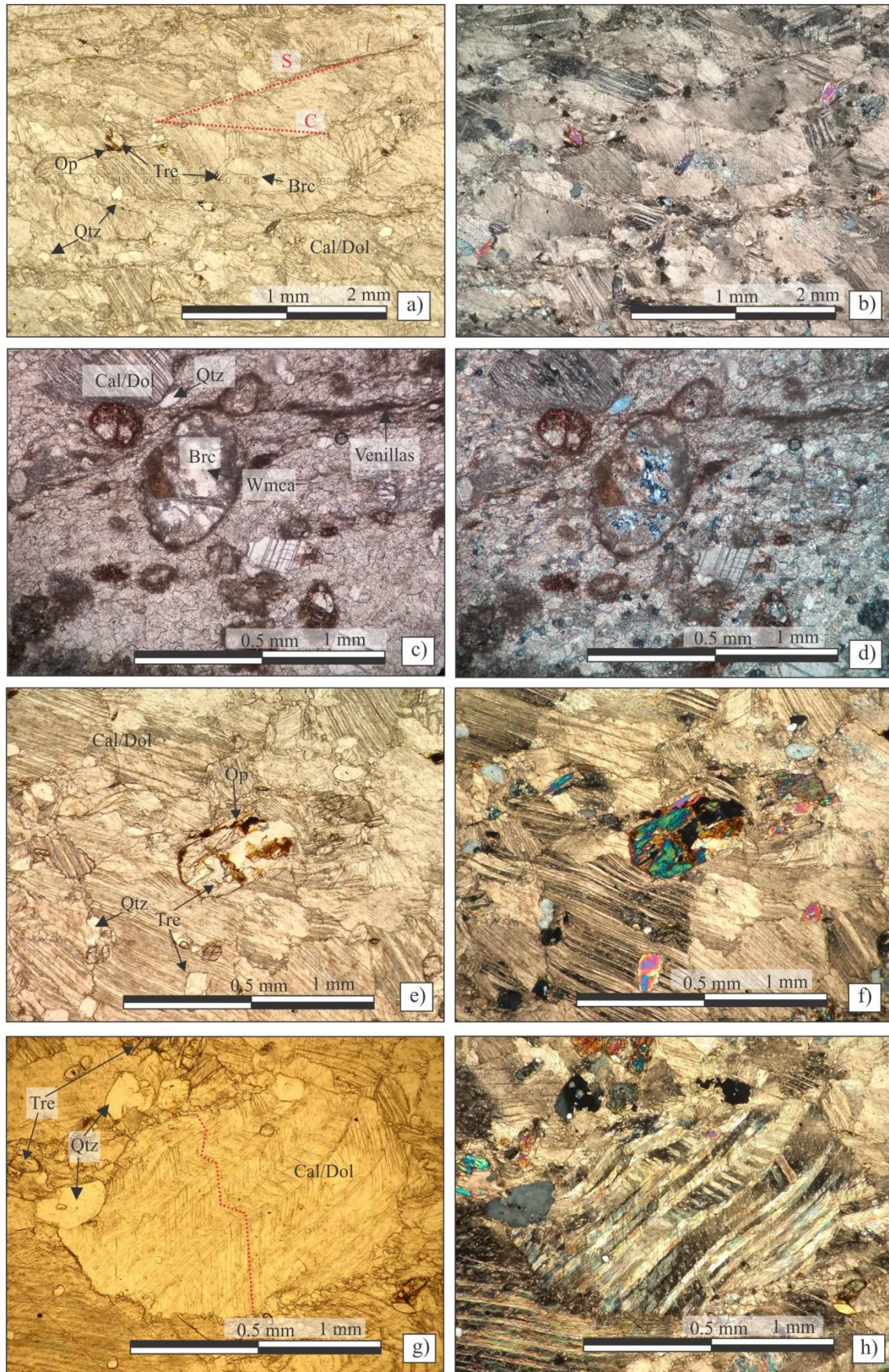


Figura III.2: Fotografías microscópicas de protomilonitas derivadas de mármoles. a) Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota el patrón anatomosado tipo S-C en la matriz de las protomilonitas derivadas de mármol. b) Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura a). c) Microfotografía a nicols paralelos, en la cual se identifica un porfiroclasto policristalino poliminerálico compuesto por brucita y mica blanca. Alrededor se disponen parches de óxidos de hierro, y microfracturas rellenas paralelas a la estructura de la roca. d)

Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura c). e) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se identifica un cristal de tremolita recrystalizando en la matriz de la roca. f) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura e). g) Microfotografía a nicoles paralelos, con un porfiroclasto de calcita/dolomita, el cual dispone un maclado polisintético tipo III, flexurado. h) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura g), en donde se identifica la extinción plumosa del porfiroclasto.

maclado polisintético correspondiente al tipo I y tipo II, el cual se acuña hacia el borde. Además, los porfiroclastos conforman indicadores cinemáticos tipo sigmas de colas asimétricas, que muestra sombras de presión con recrystalización de calcita y dolomita. En cuanto a los porfiroclastos policristalinos, a su vez se diferencian como monominerálicos o poliminerálicos, los cuales varían de tamaño fino a medio entre 0,125 a 1,5 mm. En los mismos, los cristales de dolomita se hallan intercreciendo con cristales de calcita, brucita y minerales opacos, a la vez que son rodeados por parches de óxidos de hierro. Por lo general, estos porfiroclastos generan indicadores cinemáticos tipos deltas predominantemente y tipo sigmas en menor medida, de colas asimétricas donde recrystaliza calcita y dolomita, y muestran microtexturas tipo manto-núcleo.

Cuarzo: Se encuentra en la matriz como pequeños cristales anhedralos muy finos a finos que varían entre 0,02 a 0,275 mm; y tienden a crecer de manera intercrystalina, o bien de formas ameboidales. Se caracterizan por presentar extinción homogénea, ondulosa a en damero. Cabe distinguir, que este mineral también conforma inclusiones en cristales de calcita, y muestra morfologías anhedralas de hábito goticular, a la vez que presenta inclusiones de minerales opacos.

Tremolita: Se halla en la matriz como escasos granos con morfologías subhedralas, de hábito prismático con bordes aserrados y tamaños muy fino a fino que varían entre 0,04 a 0,6 mm (Figura III.2.e). Los cristales de tremolita se caracterizan por presentar flexuras y microplegamientos tipo *kinking*. También este mineral tiende a recrystalizar en las sombras de presión de los porfiroclastos. Por último, cabe mencionar que los granos de tremolita conforman inclusiones muy finas en cristales de calcita.

Brucita: Los cristales de brucita se presentan en la matriz con morfologías anhedralas y tamaño muy fino a fino que varía entre 0,05 a 0,75 mm. Se distinguen por mostrar granos de hábito fibroso a acicular con extinción ondulosa. En cuanto a los porfiroclastos de brucita se caracterizan por ser policristalinos poliminerálicos de tamaño fino, aproximadamente de 0,15 mm. Estos se identifican como cristales de formas anhedralas, con hábito fibroso y extinción ondulosa; que conforman indicadores cinemáticos tipos deltas de colas asimétricas, donde recrystaliza calcita y dolomita. Cabe distinguir que estos porfiroclastos tienden a estar rodeados por parches de óxidos de hierro.

Mica blanca: En la matriz se exhibe como cristales muy finos a finos menores de 0,0175 mm y hasta 0,3 mm, con morfologías subhedralas de hábito laminar y bordes aserrados a irregulares. Este mineral tiene a rodear los porfiroclastos y formar parte de las sombras de presión.

Diópsido: Se encuentran como finos porfiroclastos de aproximadamente 0,17 mm a 0,25 mm, de morfologías anhedralas y con un leve pleocroísmo de verde pálido a incoloro. Dan

lugar a indicadores cinemáticos predominantemente tipo deltas, y en menor medida de formas complejas, con colas asimétricas donde recrystaliza calcita y dolomita. Se hallan alterados a óxidos de hierro de coloración parda.

Minerales opacos: Conforman en la matriz abundantes cristales de morfologías anhedras a euhedras (de sección con forma cuadrada), con tamaño de grano muy fino a fino de 0,01 a 0,25 mm y algunos granos muestran una coloración parda. Este mineral, a la vez da lugar a inclusiones en cristales de calcita y cuarzo.

Circón: Se hallan conformando inclusiones en cristales de calcita, como muy finos granos que varían entre 0,01 a 0,04 mm de morfologías anhedras a subhedras.

b) Milonitas derivadas de mármoles:

Las milonitas derivadas de mármoles se caracterizan por una textura porfiroclástica, las cuales muestran en sección delgada una matriz definida por la alternancia de bandas granoblásticas que rodean a los porfiroclastos de calcita/dolomita y brucita. La estructura de esta litología responde a un bandeo milonítico de potencias variables entre 0,125 a 7,25 mm, con un patrón anastomosado tipo S-C denotado por la orientación de los cristales de calcita/dolomita, brucita y mica blanca (Figura III.3.a).

La matriz de las milonitas posee textura granoblástica con un tamaño de grano muy fino a fino, que varía entre 0,05 a 0,5 mm. En la misma se puede diferenciar la alternancia entre bandas de relativamente menor espesor (entre 0,125 y 5 mm) compuestas por calcita/dolomita, brucita y minerales opacos; y bandas de mayor espesor (entre 6,25 y 7,25 mm) formadas por calcita/dolomita, mica blanca y minerales opacos. De este modo, es posible reconocer la alternancia de sectores relativamente más deformados con mayor reducción del tamaño de grano, que limitan sectores de menor deformación.

Inmersos en la matriz, se identifican porfiroclastos de tamaño fino a medio que varían entre 0,06 hasta 4,57 mm, tanto poliminerálicos como monominerálicos, compuestos por cristales de calcita/dolomita y brucita (Figura III.3.c, e y g). Estos tienden a presentarse formando indicadores cinemáticos tipos sigmas y deltas, que muestran colas asimétricas. Cabe destacar, que en ocasiones los porfiroclastos exhiben microtexturas tipo manto-núcleo, debido a la incipiente recrystalización de calcita/dolomita y brucita, como también la formación de subgranos por migración de borde de grano.

Es preciso mencionar que en esta litología se distinguen finas microfracturas rellenas (semejantes a las microfracturas rellenas tipo 2.A, ver Anexo VIII.4) de texturas masivas, tabulares con bordes sinuosos de límites netos a irregulares, y espesores menores a 0,1 mm (Figura III.3.c). Estas venillas se orientan de manera subparalela a oblicua, respecto a la estructura de la roca (bandeo milonítico con patrón S-C). Se muestran rellenas por fragmentos de calcita/dolomita y abundantes parches de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza.

La composición mineralógica de la roca se encuentra dada por una matriz de Cal/Dol±Brc±Wmca±Op y porfiroclastos de Cal/Dol±Brc. De este modo, la asociación paragenética dominante en la matriz corresponde a Cal/Dol±Wmca(Phl?). Por lo tanto, esta litología exhibe asociaciones paragenéticas que demuestran estabilidad en facies de esquistos verdes baja.

Descripciones de los minerales:

Calcita/Dolomita: Estos minerales se disponen en la matriz como granos de morfologías anhedras, por lo general ameboidales, de tamaño muy fino a medio, que varían entre menos de 0,01 y 0,25 mm. Se caracterizan por presentar extinción homogénea, ondulosa a en damero. En estos cristales se identifica un maclado polisintético tipo I dominante y tipo II subordinado, acuñado hacia el borde. Debido a la abundante alteración a argilominerales, los granos de calcita/dolomita adquieren aspecto terroso. Los porfiroclastos se pueden diferenciar como monocristalinos o policristalinos. Los primeros se muestran compuestos exclusivamente por calcita/dolomita, de morfologías anhedras típicamente ameboidales, y con tamaños finos a medios que varían entre 0,55 mm a 1,5 mm. Estos porfiroclastos muestran extinción homogénea, ondulosa, en damero a plumosa (Figura III.3.h); además de reconocerse en los bordes una incipiente recristalización de subgranos a granos (de calcita/dolomita). También estos cristales muestran un maclado polisintético tipo I y II predominante, además de tipo III y IV subordinados (Figura III.3.c, e y g). Este maclado se exhibe flexurado (Figura III.3.g) y acuñado hacia el borde o hacia el centro. Los porfiroclastos generan indicadores cinemáticos tipo sigmas de colas asimétricas donde recristaliza brucita y calcita/dolomita, y muestran microtexturas tipo manto-núcleo. En cuanto a los porfiroclastos policristalinos, se pueden subdividir como monominerálicos o bien poliminerálicos, compuestos por calcita/dolomita y brucita. En estos los cristales de calcita/dolomita se caracterizan por morfologías anhedras y tamaño fino a medio que varía entre 0,2 mm y 1,5 mm. También estos granos, muestran un maclado polisintético tipo II dominante, y tipo III subordinado. Las maclas se disponen flexuradas, acuñadas hacia el borde, o bien con maclado mecánico tipo *kinking*. De este modo, este mineral dispone extinción homogénea, ondulosa, en damero y plumosa. Por último, los porfiroclastos generan indicadores cinemáticos tipo deltas y sigmas de colas asimétricas donde recristaliza brucita y calcita/dolomita, y muestran microtexturas tipo manto-núcleo.

Brucita: Conforman en la matriz agregados cristalinos de tamaños muy finos a medios entre 0,02 a 2,875 mm y morfologías anhedras. Presentan crecimiento intercrystalino generando bandas elongadas según la estructura de la roca (bandeado milonítico con patrón S-C). Estos granos se caracterizan por disponer extinción ondulosa. A la vez este mineral conforma porfiroclastos, los cuales se dividen como monocristalinos o policristalinos. Los primeros se muestran compuestos exclusivamente de brucita de tamaño medio que varía entre 1,125 a 4,125 mm, con morfologías anhedras y de hábito fibroso. Estos cristales de brucita exhiben una

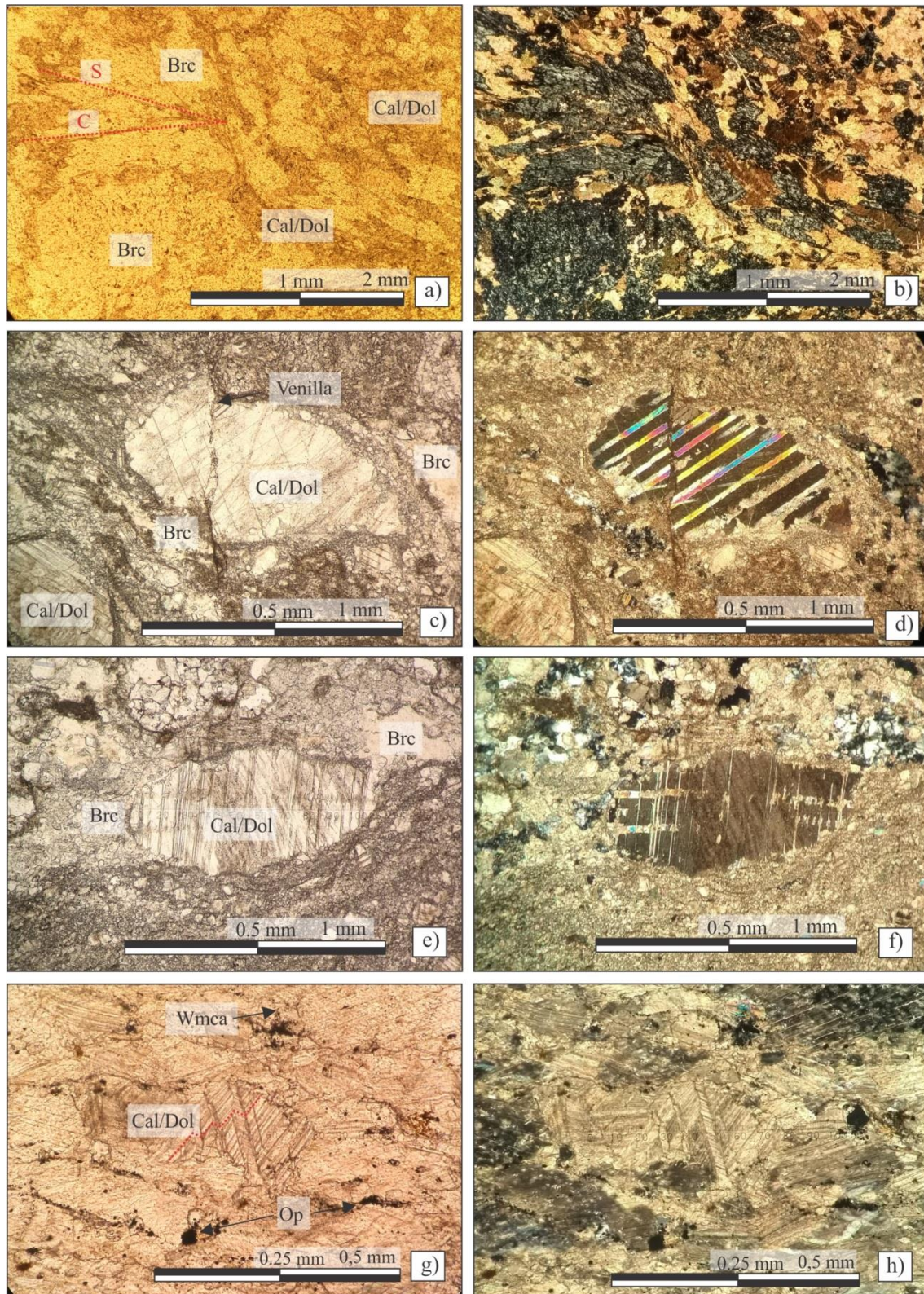


Figura III.3: Fotografías microscópica de milonitas derivadas de mármoles. *a)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota el patrón anatomosado tipo S-C en la matriz de las milonitas derivadas de mármol, y la recrystalización de brucita y calcita. *b)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura a). *c)* Microfotografía a nicols paralelos, en la cual se identifica un porfiroclasto compuesto por calcita/dolomita, con maclado polisintético tipo II, además de estar segmentado y desplazado por una microfractura rellena. *d)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura c). *e)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se identifica un porfiroclastos de calcita/dolomita, con maclado polisintético tipo IV. *f)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura e). *g)* Microfotografía a nicols paralelos, con un porfiroclasto de calcita/dolomita, el cual dispone un maclado polisintético tipo I y abundantes flexuras. *h)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura g), donde se puede identificar la extinción plumosa del porfiroclasto.

extinción ondulosa característica. Por último, los porfiroclastos monocristalinos generan indicadores cinemáticos tipo deltas de colas asimétricas donde recrystaliza brucita y calcita/dolomita. En cuanto a los porfiroclastos policristalinos, se identifican poliminerálicos compuestos por calcita/dolomita y brucita. En estos porfiroclastos, los cristales de brucita muestran tamaños finos a medianos que varían entre 0,17 hasta 2,875 mm, de morfologías anhedral y hábito fibroso. Característicamente estos cristales disponen de extinción ondulosa. Así, los porfiroclastos policristalinos poliminerálicos generan indicadores cinemáticos tipo deltas y sigmas, de colas asimétricas donde recrystaliza brucita y calcita/dolomita, y muestran una microtextura tipo manto-núcleo.

Mica blanca: Se presenta en la matriz como muy finos cristales de aproximadamente 0,01 mm, con morfologías subhedral de hábito laminar y bordes aserrados a irregulares.

Minerales opacos: Estos cristales se disponen en la matriz como muy finos a finos cristales de 0,025 a 0,1 mm, de morfologías anhedral, donde algunos granos muestran una coloración parda.

c) **Ultramilonitas derivadas de mármoles:**

Las ultramilonitas derivadas de mármoles se caracterizan por una textura porfiroclástica, que en sección delgada presenta una matriz granoblástica en donde se encuentran inmersos escasos porfiroclastos de calcita/dolomita. La estructura de la roca responde a un bandeado milonítico de espesor variable entre 0,075 a 10 mm. Además esta litología presenta un patrón anastomosado tipo S-C denotado por la orientación de cristales de calcita/dolomita y tremolita (Figura III.4.a).

La matriz de las ultramilonitas se encuentra definida por un mosaico pseudopoligonal compuesto por calcita/dolomita, cuarzo, mica blanca, tremolita, brucita y minerales opacos; de grano muy fino a fino que varían entre 0,01 a 0,5 mm. Esta matriz se encuentra definida por la alternancia de bandas sinuosas diferenciadas por presentar sectores intensamente deformados con mayor reducción del tamaño de grano; que limitan con microlitones de menor deformación, relativamente de mayor tamaño de grano y mayor concentración de porfiroclastos.

En cuanto a los porfiroclastos inmersos en la matriz, se diferencian según sean monocristalinos o policristalinos (tanto poliminerálicos como monominerálicos; Figura III.4.c, d, e y f). Estos se identifican de tamaño fino a medio que varía entre 0,06 a 2,5 mm, compuestos por calcita/dolomita, cuarzo y brucita. Los mismos tienden a conformar indicadores cinemáticos en formas de sigmas, deltas y complejos; que muestran colas asimétricas con sombras de presión donde recrystaliza calcita/dolomita, tremolita y cuarzo. Es preciso mencionar que los porfiroclastos de calcita/dolomita exhiben microtexturas tipo manto-núcleo.

Cabe distinguir que la roca se encuentra disectada por abundante cantidad de microfracturas rellenas. Estas se diferencian en dos tipos según las características

predominantes. El primero de estos, corresponde a microfracturas rellenas o venillas (semejantes a las microfracturas rellenas tipo 2.A, ver Anexo VIII.4) de espesor variable entre 0,025 a 0,75 mm con bordes curvos o rectos, límites difusos, rellenas con calcita/dolomita y parches de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza. Estas se orientan de manera subparalelas u oblicua a la estructura de la roca (bandeado milonítico con patrón S-C).

El segundo tipo de venillas muestran mayor espesor, entre 0,075 a 0,375 mm, con bordes irregulares y límites sinuosos. Estas exhiben un relleno masivo dado por un mosaico de cristales muy finos a finos de calcita/dolomita (semejantes a las microfracturas rellenas tipo 2.B, ver Anexo VIII.4). Al igual que las anteriores, tienden a orientarse de forma subparalelas u oblicua a la estructura de la roca (bandeado milonítico con patrón S-C).

Para finalizar, la asociación mineralógica identificada en estas rocas corresponde a una matriz definida por $Cal/Dol \pm Qtz \pm Wmca \pm Tre \pm Brc \pm Op$ con porfiroclastos de $Cal/Dol \pm Qtz \pm Brc$. De este modo, la asociación paragenética dominante en la matriz se encuentra dada por $Cal/Dol \pm Qtz \pm Wmca(Phl?)$, mientras que de manera subordinada se desarrolla metaestable la asociación paragenética de mayor grado metamórfico $Cal/Dol \pm Qtz \pm Tre$. Por lo tanto esta litología exhibe asociaciones paragenéticas que demuestran que la roca estuvo estable en facies de esquistos verdes media, pero domina la paragénesis retrograda en condiciones de facies esquistos verdes baja.

Descripciones de los minerales:

Calcita/Dolomita: Se dispone en la matriz de la roca como granos muy finos a finos menores a 0,01 hasta 0,5 mm, con morfologías anhedras por lo general ameboidales a poligonales, dando lugar a puntos triples. Se caracterizan por presentar maclas polisintéticas tipo I y II dominantes, mientras que de tipo III subordinado. Este maclado se acuña hacia el borde, flexura o genera maclado mecánico tipo *kinking*. Cabe distinguir que la extinción de los cristales varía de homogénea, ondulosa hasta en damero. Además, los cristales disponen un aspecto terroso por alteración a argilominerales, a la vez que en parte son corroídos por parches de óxidos de hierro. Por último, estos minerales tienden a conformar finas inclusiones en cristales de cuarzo. Los porfiroclastos se pueden diferenciar como monocristalinos o policristalinos. Los primeros se muestran compuestos exclusivamente por calcita/dolomita, y quedan definidos como cristales de tamaño fino a medio entre 0,35 a 2,5 mm, de morfologías anhedras típicamente ameboidales. Se identifican por presentar maclado polisintético dominante de tipo II, aunque también se reconocieron de tipo I, III y IV. El maclado se hallan flexurado y acuñado hacia el borde. Los cristales muestran extinción homogénea, ondulosa a en damero; además de reconocerse bordes recrystalizados de subgranos a granos. Estos porfiroclastos generan indicadores cinemáticos tipo sigmas y deltas, con colas asimétricas donde recrystaliza calcita/dolomita y mica blanca. Por último, los porfiroclastos de calcita/dolomita presentan microtexturas de manto-núcleo. En cuanto a los porfiroclastos policristalinos, se diferencian

monominerálicos o poliminerálicos compuestos por calcita/dolomita y brucita. En estos porfiroclastos, los cristales de calcita se hallan de tamaño fino entre 0,08 a 0,17 mm. Se caracterizan por presentar aspecto terroso por la alteración a argilominerales, además de estar rodeados por parches de óxidos de hierro. Además se identifican con una extinción homogénea y ondulosa. De este modo, estos porfiroclastos generan indicadores cinemáticos de formas complejas con colas asimétricas donde recrystaliza calcita/dolomita, y también muestran microtexturas de manto-núcleo.

Cuarzo: En la matriz de la roca los cristales de cuarzo, se caracterizan como escasos, de morfologías anhedralas y de tamaños muy finos que varían entre 0,025 a 0,875 mm. Se identifican por presentar extinción homogénea, ondulosa a en damero; además de reconocerse bordes recrystalizados de subgranos a granos. Este mineral muestra un crecimiento intercrystalino, el cual tiende a elongarse y conformar finas bandas. Por último, los cristales de cuarzo disponen de altas cantidades de finas inclusiones de calcita/dolomita. A la vez este mineral, genera porfiroclastos de morfologías anhedralas y bordes irregulares que dan lugar a indicadores cinemáticos tipo deltas y en menor medida sigmas, de colas asimétricas donde recrystaliza calcita/dolomita y mica blanca. Estos porfiroclastos presentan inclusiones de minerales opacos.

Mica blanca: Se encuentra en la matriz como granos muy finos a finos menores de 0,025 hasta 0,375 mm, de morfologías subhedralas a anhedralas y hábito laminar con bordes irregulares. Tienden a recrystalizar en las sombras de presión de los porfiroclastos, o bien formar agregados minerales con crecimiento de manera intercrystalina y elongados en finas bandas.

Tremolita: Este mineral se dispone de baja abundancia en la matriz de las ultramilonitas como cristales de morfologías subhedralas de hábito prismático y tamaño muy fino que varían próximo a 0,15 mm. Además se caracterizan por presentar flexuras y desarrollar micropliegues tipo *kink-band*.

Brucita: Se muestra en la matriz como agregados cristalinos de morfologías anhedralas y tamaño fino entre 0,06 a 0,15 mm. Este mineral se identifica por disponer una extinción ondulosa. A la vez, los cristales de brucita generan porfiroclastos policristalinos, tanto monominerálicos como poliminerálicos, compuestos por calcita/dolomita y brucita. Estos poseen morfologías anhedralas, tamaño muy fino a fino próximo a 0,04 hasta 0,3 mm y desarrollan extinción ondulosa. De este modo, los porfiroclastos de brucita forman indicadores cinemáticos tipo deltas y de formas complejas, con colas asimétricas donde recrystaliza calcita/dolomita, mica blanca y cuarzo.

Minerales opacos: Se presentan en la matriz como cristales de tamaños finos menores a 0,1 mm predominantemente de morfología anhedrala, aunque también muestran formas euhedralas (de secciones cuadradas a rectangulares). Estos minerales crecen de manera intercrystalina, o bien conforman inclusiones en porfiroclastos de cuarzo.

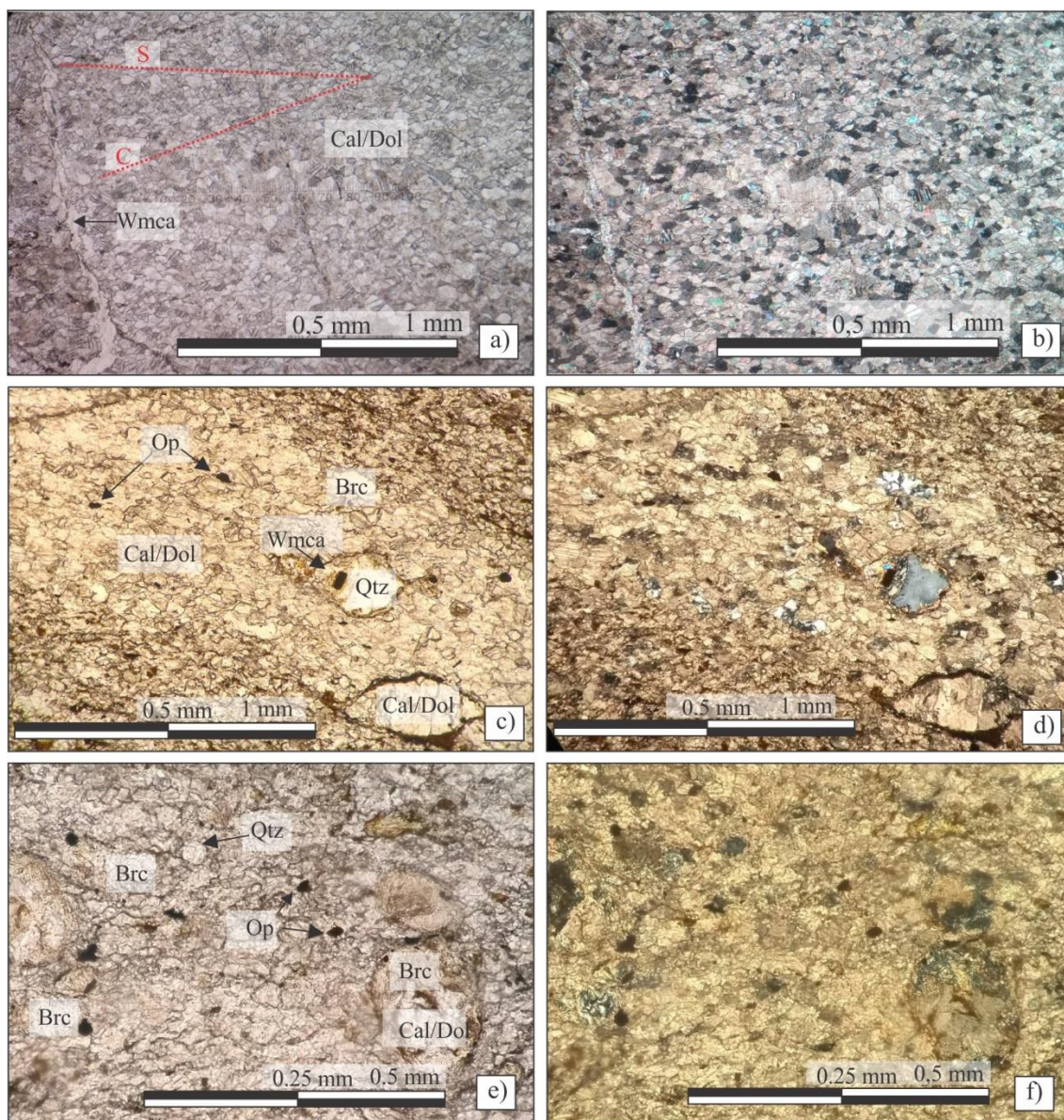


Figura III.4: Fotografías microscópicas de ultramilonitas derivadas de mármoles. a) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se denota el patrón anatomosado tipo S-C en la matriz de las ultramilonitas derivadas de mármol. b) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura a). c) Microfotografía a nicoles paralelos, en la cual se identifican un porfiroclastos, tanto monocristalinos como policristalinos. d) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura c). e) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se identifican porfiroclastos, tanto monocristalinos como policristalinos. f) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura e).

2. ASOCIACIÓN MILONÍTICA DERIVADAS DE GNEISES Y ESQUISTOS:

La asociación lito-estratigráfica milonítica (*s.l.*) derivada de gneises y esquistos, corresponde a aquella más abundante en la zona de estudio (ver Anexo VIII.1). En campo se identifica por conformar bancos tabulares con crestas lajosas y coloración ocre a grisácea-verdosa, los cuales tienden a orientarse elongados en sentido NNE-SSO (Figura III.5.a). Aflora tanto en los sectores este como oeste de la región, precisamente alrededor del Cerro El Potrero Sur (ver Anexo VIII.2). El resto de los litotipos (especialmente miloníticos *-s.l.-* derivados de mármoles y de granitoides) tienden a quedar relegados a escasos afloramientos interdigitados por la asociación pertinente a este apartado, o bien esta última, conforma tabiques dentro de las demás (Figura III.5.c).

Esta asociación lito-estratigráfica presenta una deformación heterogénea, afectando mayormente a ciertos sectores de la roca y conservando litones de menor deformación en otros sectores. Debido a esto, se denota un porcentaje de matriz variable entre 60 % y más de 90 %, dando lugar a milonitas y ultramilonitas respectivamente. A la vez, se reconocieron septos de potencias próximas a 5 m, compuestos por *striped* gneises debido a la segregación composicional (producto del metamorfismo dinámico de alto grado) sumado a la estructura original del protolito (posiblemente un gneis con bandeado metamórfico grueso; Figura III.5.d). Cabe distinguir que en sección delgada, particularmente en ultramilonitas, se distinguió una banda discreta con deformación frágil, que presenta porfiroclastos angulosos con una matriz de abundante sericita y muscovita con agregados policristalinos de cuarzo y plagioclasa.

Estructuralmente estas rocas exhiben una foliación milonítica pervasiva a toda escala, con una microfábrica anastomosada en patrón S-C manifestada por la orientación de los filosilicatos de la matriz. La misma varía desde una esquistosidad milonítica de menos de un 1 mm de espesor, que pasa a un bandeado milonítico composicional de potencias entre 1 y 40 mm (Figura III.5.e; Figura III.6.a). Sobre estos planos de la foliación, se desarrollan lineaciones minerales además de plegamientos intrafoliales (Figura III.6.g), que localmente generan *kink-bands* con una foliación por crenulación localmente penetrativa (Figura III.4.f). Cabe distinguir la presencia de estructuras prismáticas como *boudines* y *pitch and swell* con morfologías sigmoidales a partir de la deformación de bandas granoblásticas ricas en $Qtz \pm Pl \pm Kfs$ (Figura III.5.f y III.7.b).

Las rocas milonitas y ultramilonitas derivadas de protolitos gnéisicos y esquistosos se caracterizan por una textura porfiroclástica, las cuales muestran en sección delgada una matriz determinada por la alternancia de capas granolepidoblásticas interdigitadas con capas granoblásticas. Esta matriz engloba a pequeños porfiroclastos de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, granate y estaurilita; que tienden a ser más abundantes en las bandas granolepidoblásticas.

La matriz de las milonitas y ultramilonitas es de grano muy fino a medio que varía entre 0,05 a 1,25 mm. Esta matriz, se caracteriza por presentar una alternancia entre bandas granoblásticas de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; y bandas granolepidoblástica dada por filosilicatos (biotita, muscovita y clorita), cuarzo plagioclasa y feldespato potásico. De este modo, en las milonitas (*s.l.*) derivadas de protolitos gnéisicos y esquistosos es evidente la interdigitación de bandas intensamente deformadas con mayor reducción del tamaño de grano, que limitan microlitones de menor deformación.

En cuanto a los porfiroclastos de las milonitas, incluidos en la matriz anteriormente descrita, se encuentran conformados por cristales de plagioclasa y feldespato potásico; de tamaños variables desde medios a gruesos, que varían entre 1,75 hasta 5,75 mm. En contraposición, en las ultramilonitas los porfiroclastos se muestran relativamente menos

abundantes, de tamaños que varían entre muy finos a medios, de medidas entre 0,2 hasta 1,25 mm; compuestos por cristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, granate y estauroлита (Figura III.6.f). En ambas rocas, los porfiroclastos tienden a conformar indicadores cinemáticos en formas de sigmas y deltas, que muestran colas asimétricas con sombras de presión donde recrystaliza feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y filosilicatos. Además exhiben microtexturas tipo manto-núcleo, mirmequitas y abundantes inclusiones.



Figura III.5: Fotografías macroscópicas y mesoscópicas de la asociación milonítica (s.l.) derivada de esquistos y gneises. **a)** Fotografía mesoscópica de un banco de milonitas (s.l.) derivadas de esquistos y gneises, de morfologías tabulares con crestas lajosas y coloración grisácea-verdosa. **b)** Fotografía mesoscópica correspondiente a un banco de milonitas (s.l.) derivadas de esquistos y gneises, de morfologías tabulares con plegamientos y coloración ocre. **c)** Fotografía macroscópica donde se muestra la intercalación entre protomilonitas derivadas de leucogranitos y las milonitas (s.l.) derivadas de esquistos y gneises. **d)** Fotografía macroscópica de striped gneises derivadas de esquistos y gneises. **e)** Fotografía macroscópica donde se muestra la esquistosidad milonítica. **f)** Fotografía macroscópica correspondiente a bandas granoblásticas ricas en $Qtz \pm Pl \pm Kfs$ generando plegamientos desmembrados intrafoliales apretados; con una tendencia a evolucionar hacia kink-bands. Escalas: persona 180 cm, punta piqueta 18 cm, escalímetro 10 cm.

La composición mineralógica de las rocas analizadas se encuentra dada por una matriz de Qtz+Bt+Pl+Kfs±Ms±Chl±Zr±Op±Ser, y porfiroclastos de Qtz+Pl+Kfs±Grt±St. De este modo la asociación paragenética dominante es Qtz+Pl+Ms+Chl, mientras que en menor medida se halla estable la asociación mineral dada por Qtz+Pl+Kfs+Bt. De este modo, tanto las milonitas como ultramilonitas derivadas de gneises y esquistos, indican estabilidad paragenética en facies de anfibolita media, y además una asociación retrograda que exhibe condiciones de facies esquistos verdes baja.

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: Los granos de cuarzo dispuestos en la matriz de ambas litologías, se muestran como cristales anhedral que tienden a formar morfologías ameboidales a poligonales, dando lugar a puntos triples. El tamaño de los cristales es fino a medio variando entre 0,05 a 1,25 mm. Presentan extinción en damero, ondulosa a homogénea; además de reconocerse bordes recrystalizados de subgranos a granos. Conforma cintas de cuarzo, que tienden a generar plegamientos de tipo intrafoliales asimétricos (Figura III.6.g). También los cristales de cuarzo, se encuentran formando mirmequitas ligadas al contacto entre cristales de microclino y plagioclasa. Cabe mencionar que algunos cristales de esta fase rellenan fracturas. Asimismo, tanto en las milonitas como ultramilonitas, los cristales de cuarzo conforman escasos porfiroclastos finos a medios de 0,75 a 2 mm con morfologías anhedral y extinción ondulosa, los cuales forman indicadores cinemáticos tipo deltas que desarrollan colas asimétricas donde recrystaliza feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y filosilicatos. A la vez, estos porfiroclastos muestran microtexturas poiquilíticas con abundantes inclusiones de biotita.

Plagioclasa: Se hallan en la matriz tanto de milonitas como ultramilonitas, como finos cristales de 0,1 a 0,55 mm con alteración sericítica, de morfologías anhedral a subhedral. Presenta maclado polisintético el cual se acuña hacia el borde del grano. Cabe mencionar, que este mineral posee mirmequitas de cuarzo, en contacto con cristales de feldespato potásico. A la vez en ambas litologías, este mineral constituye porfiroclastos subhedral de tamaño fino a medio que varía entre 0,5 a 2,25 mm con maclado polisintético. Los mismos, generan indicadores cinemáticos de morfologías en sigmas y deltas con colas asimétricas que muestran recrystalización de muscovita, cuarzo y plagioclasa (Figura III.6.a). Por último, presentan microtexturas manto-núcleo, además de mostrar abundantes inclusiones de biotita, minerales opacos y cuarzo goticular.

Feldespato potásico: Se encuentran en la matriz de milonitas y ultramilonitas, como blastos anhedral de tamaño fino que varían entre 0,1 a 0,75 mm con maclado enrejado (Figura III.7.c). Presentan alteración secundaria argílica y sericítica. Por otro lado los porfiroclastos de feldespato potásico en las litologías en cuestión, se caracterizan por ser cristales anhedral de tamaño grueso a fino que varían entre 0,5 a 5,75 mm. Estos presentan maclado enrejado, y microtexturas de pertitas, mirmequitas de cuarzo y manto-núcleo. Tiende a desarrollar

indicadores cinemáticos en morfología de deltas y menor medida sigmas, con colas asimétricas donde recrystaliza cuarzo, plagioclasa, filosilicatos y feldespato potásico.

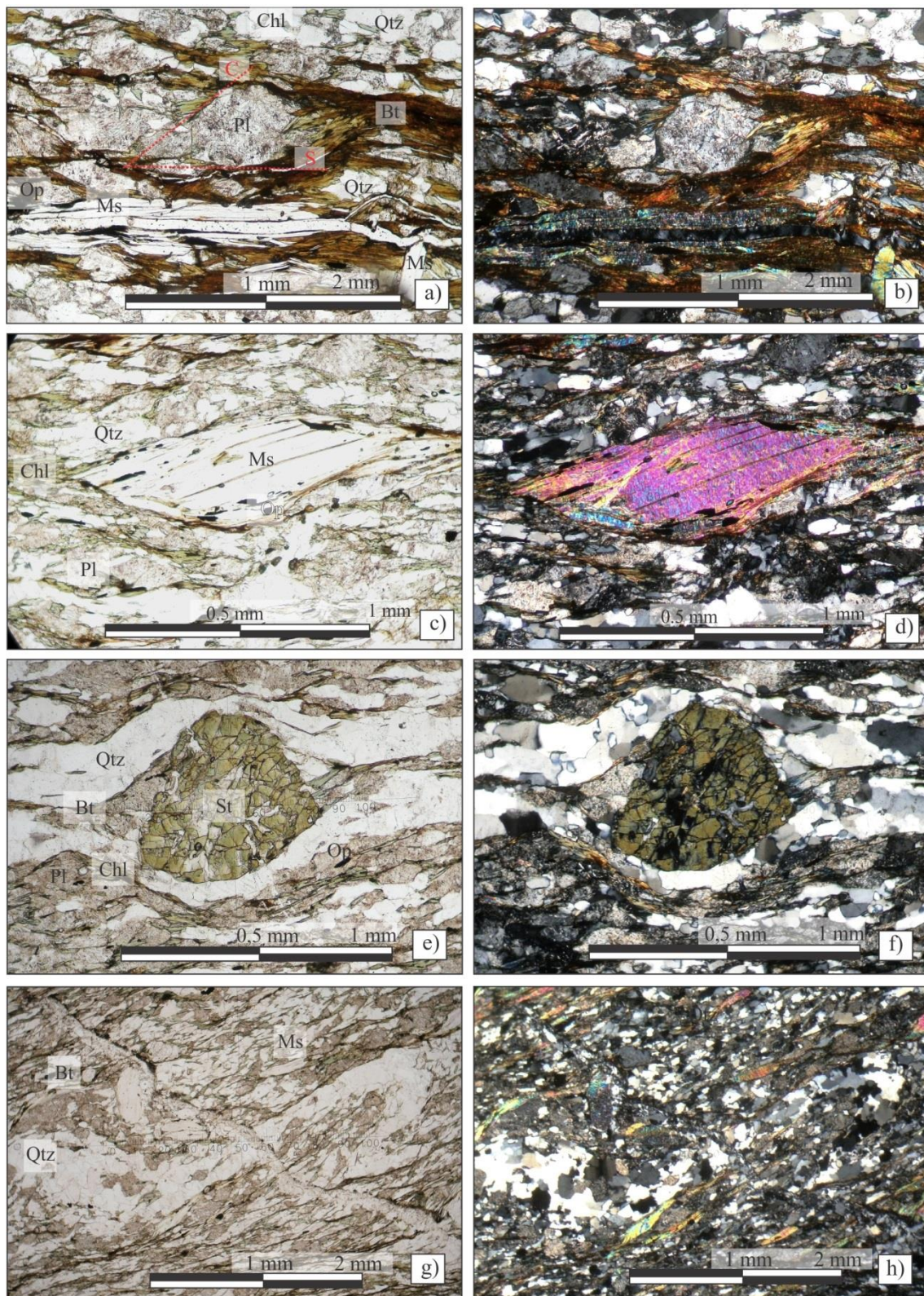


Figura III.6: Fotografías microscópicas de la asociación milonítica (s.l.) derivada de esquistos y gneises. *a)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota la esquistosidad milonítica con patrón anatomosado tipo S-C en la matriz de las milonitas derivadas de esquistos y gneises, además de identificarse un porfiroclasto tipo sigma de plagioclasa. *b)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura a). *c)* Microfotografía a nicols paralelos, en la cual se identifica un porfiroclasto tipo mica fish. *d)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura c). *e)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se identifican un porfiroclasto de

estaurolita conformando un indicador cinemático tipo delta. f) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura e). g) Microfotografía a nicoles paralelos, la cual exhibe una cinta de cuarzo con plegamientos intrafoliales asimétricos. h) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura g).

Biotita: Conforman en la matriz de las milonitas y ultramilonitas, cristales subhedros con bordes aserrados de tamaño fino a mediano que varía entre 0,125 a 1,25 mm, caracterizados por el pleocroísmo desde pardo rojizo a pardo amarillento. Por lo general muestran inclusiones de circón y rutilo (Figura III.7.d), además de observarse a lo largo del clivaje de la biotita crecimiento de minerales opacos y evidencias de desferrización, posiblemente por óxidos de hierro. En ocasiones se identifica la transformación retrogradada de los cristales a clorita (Figura III.7.d). Cabe distinguir que presenta plegamientos de tipo *kinking* (Figura III.7.a).

Muscovita: Se dispone en la matriz de las rocas en cuestión, como cristales de morfologías subhedras de bordes aserrados y tamaño fino que varía entre 0,125 a 0,75 mm. Presentan microplegamientos de tipo *kinking*. En general, la muscovita genera abundantes cristales con morfologías tipo mica *fish* concentradas en las bandas granolepidoblásticas (Figura III.7.d). Estos blastos varían de tamaño fino a medio entre 0,175 a 1,25 mm; y sus bordes se orientan continuando la estructura S-C de la matriz, y también son aserrados. A la vez estos cristales, generan sombras de presión donde recrystalizan agregados policristalinos de cuarzo y filosilicatos. Tienden a presentar inclusiones de circón, clorita, minerales opacos y biotita a lo largo del clivaje de la muscovita.

Clorita: Se presentan en la matriz de las milonitas y ultramilonitas, como finos granos que varían entre 0,075 a 0,375 mm, de morfologías subhedras y bordes aserrados. Exhiben un pleocroísmo desde un verde intenso a verde amarillento y colores anómalos de extinción azules. Se halla reemplazando a biotita por retrogrado (Figura III.7.d), y tienden a presentar inclusiones de minerales opacos y circón, donde este último origina halos pleocróicos. Se encuentra deformado generando micropliegues tipo *kink-band*. Cabe mencionar que algunos granos de esta fase conforman minerales secundarios rellenando fracturas como pequeños cristales anhedros de hábito ameboidal.

Estaurolita: Se dispone en las ultramilonitas como porfiroclastos de morfologías anhedras y tamaños finos entre 0,1 a 0,6 mm concentrados en las bandas granoblásticas, de colores pardos verdosos. Conforman indicadores cinemáticos tipo deltas con colas asimétricas e importantes microfracturas rellenas por cuarzo. Cabe distinguir que presenta inclusiones de circón.

Granate: Se presenta en las ultramilonitas como escasos porfiroclastos subhedros a anhedros, de tamaños finos a medios que varían entre 0,4 a 7 mm y con tonalidades rosadas. Los mismos poseen fracturas e inclusiones de minerales opacos, y tienden a conformar indicadores cinemáticos de morfologías sigmoides con colas asimétricas.

Circón: Se encuentra en la matriz de ambas litologías como muy finos cristales subhedros de aproximadamente 0,025 mm. A la vez que los cristales de circón, conforman

inclusiones en estauroilita, biotita, muscovita y clorita; generando halos pleocróicos en los filosilicatos.

Minerales opacos: Se muestran en la matriz de milonitas y ultramilonitas como pequeños cristales menores a 1 mm y de morfologías euhedras a subhedras. A la vez, conforman inclusiones de formas anhedras y menores a 1 mm alojadas en plagioclasa, granate y paralelas al clivaje de los filosilicatos.

Sericita: Se dispone como inclusión por la alteración de cristales de feldespato potásico y plagioclasa, en granos de morfologías subhedras y de tamaño fino a muy fino menor a 0,5 mm.

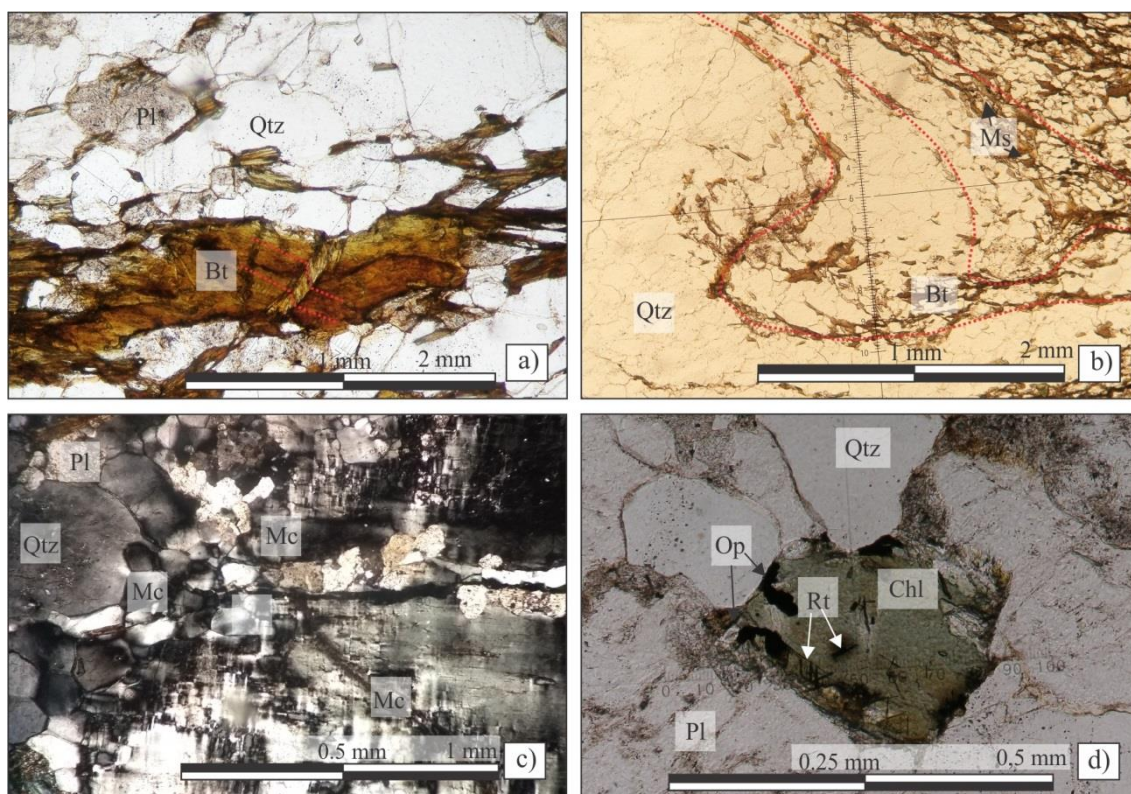


Figura III.7: Fotografías microscópicas de la asociación milonítica (s.l.) derivada de esquistos y gneises **a)** Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota un cristal de biotita con deformación tipo kink-band. **b)** Microfotografía a nicols paralelos de microplegamiento intrafolial de una banda granoblástica tipo inclinado, asimétrico e isópaco. **c)** Microfotografía a nicols cruzados, en la cual se identifican finos cristales de microclino recristalizando en las sombras de presión de un porfiroclasto de similar composición. **d)** Microfotografía a nicols paralelos, donde se identifica el retrogrado de biotita a clorita, donde se conservan finos cristales de rutilo.

3. ASOCIACIÓN MILONÍTICA DERIVADAS DE GRANITOIDES:

En las estribaciones australes de la faja de cizalla Las Lajas, los productos litológicos miloníticos (s.l.) derivados de granitoides se identifican interdigitados dentro de las milonitas (s.l.) derivadas de gneises, esquistos y mármoles. Estos granitoides se muestran dispersos en los sectores este como oeste del área de estudio (ver Anexo VIII.1). Es imprescindible distinguir, que a pesar de la denominación determinada para esta asociación, los granitoides no se hallan totalmente transformados a productos miloníticos; debido a que, de modo subordinado, en sectores es posible identificar el protolito de esta asociación, preservado de la deformación.

Dentro de las demás litologías, los granitoides forman tabiques aislados de longitudes próximas a 200 metros y potencia variable (ver Anexo VIII.2), desde escasos centímetros (menos de 1,5-3 cm) a intercalaciones métricas (aproximadamente de 5 a 30 metros). Los cuerpos de granitoides, se distinguen concordantes con la foliación milonítica de los metasedimentos, además de exhibir evidencias de deformación en conjunto con estos últimos. De este modo, los granitoides muestran plegamientos intrafoliales apretados y asimétricos, los cuales se desmembran. A la vez, generan estructuras prismáticas como *pinch and swell* y *boudines* con morfologías sigmoidales (Figura III.9.e y f).

En esta asociación milonítica derivada de granitoides, se han agrupado a dos tipos de protolitos: en primer lugar y predominantemente leucogranitos; mientras que de manera subordinada, en el sector este del área, se identifican bancos de tonalitas biotíticas. Estas variaciones litológicas restringen el comportamiento de la deformación, variando a escala métrica el producto de la serie milonítica que se genera. De este modo los leucogranitos identificados se reconocen en afloramiento como cuerpos tabulares elongados en sentido NNE-SSO, con coloración rosada clara (Figura III.8.b). Estos bancos concentran la deformación en sus bordes pasando transicionalmente a leucogranitos S-C y protomilonitas, además de conformar de manera subordinada milonitas con potencias de 50 cm a 2 m (Figura III.8.b). Es preciso destacar que estas rocas también presentan abundantes diques de cuarzo, los cuales conforman estructuras prismáticas tipo *pinch and swell* o *boudines*.

Por otra parte, los cuerpos de tonalitas biotíticas se caracterizan en afloramiento por exhibir morfologías bochiformes, elongadas en sentido NNE-SSO, con potencias de 10 m aproximadamente, y coloración ocre a blanquecina (Figura III.8.a). Localmente esta litología presenta variaciones texturales y composicionales; identificándose sectores con menor tamaño de grano y mayor abundancia de biotita, donde relativamente tiende a concentrarse la deformación. De este modo, se generan predominantemente tonalitas S-C y protomilonitas, que lateralmente conforman escasos paquetes centimétricos de milonitas, ultramilonitas y *striped gneises* (Figura III.9.c).

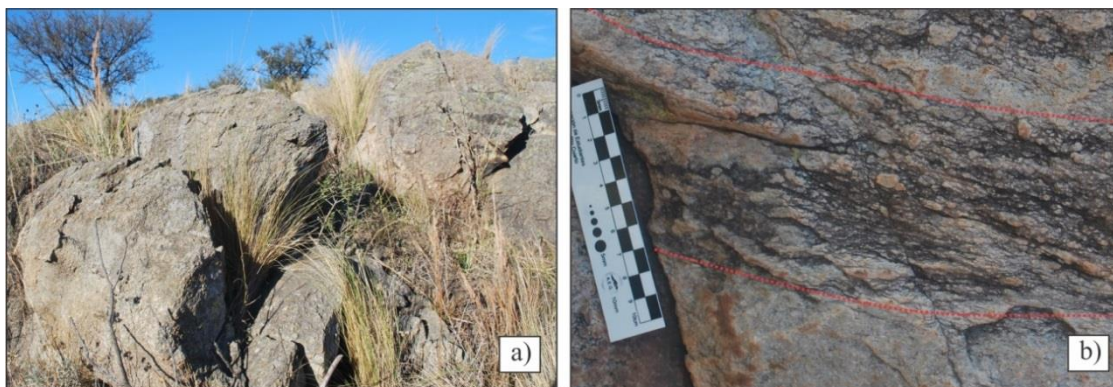


Figura III.8: Fotografías macroscópicas y mesoscópicas de la asociación milonítica (s.l.) derivada de granitoides. **a)** Fotografía mesoscópica de bancos bochiformes de milonitas (s.l.) derivadas de tonalitas biotíticas. **b)** Fotografía

macroscópica que muestra a un banco de leucogranito con una banda centimétrica en la cual se ha concentrado la deformación y generado una protomilonita. Escalas: escalímetro 10 cm.

Las relaciones de campo entre los leucogranitos y tonalitas biotíticas, corresponde a una interdigitación concordante con bordes netos. De este modo dentro de las tonalitas biotíticas, se reconocieron intruídos bancos de leucogranitos de potencias métricas a centimétricas (entre 2 cm a 2 m aproximadamente; Figura III.9.a); los cuales muestran estructuras prismáticas tipo *pinch and swell* o *boudines*.

En cuanto las estructuras que muestra la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de granitoides, se identifica una foliación milonítica penetrativa en sectores, con un patrón anatomosado tipo S-C evidenciado por la orientación preferencial de los filosilicatos y las cintas de cuarzo (Figura III.10.a). Esta foliación varía desde una esquistosidad milonítica de espesor menor a 0,5 mm hasta 3,5 mm; que pasa a un bandeado milonítico fino, de potencias entre 1,5 y 8 mm (Figura III.9.b). Sobre estos planos de la foliación, se desarrollan lineaciones minerales.

Texturalmente las rocas miloníticas (*s.l.*) derivadas de ambos protolitos mencionados, se caracterizan por un patrón granoblástico (en los granitoides S-C), que pasa lateralmente a un patrón porfiroclástico. La matriz de estas últimas rocas, está determinada por la alternancia de bandas granolepidoblásticas con bandas granoblásticas. Inmersos en la matriz se identifican porfiroclastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y granate.

La matriz de las milonitas (*s.l.*) derivadas de ambos protolitos, se presenta con un tamaño de grano muy fino a medio que varía entre 0,025 a 5 mm, y queda definida por bandas granoblásticas de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; que alternan con bandas granolepidoblásticas dada por cuarzo, plagioclasa, filosilicatos (biotita, muscovita y clorita) y feldespato potásico. Es preciso mencionar, que en la matriz de estas rocas se diferencian sectores intensamente deformados con una marcada reducción del tamaño de grano; que limitan con microlitones de menor tasa de deformación y recristalización, conservando parcialmente la fábrica original de la roca (Figura III.10.e y f).

En cuanto a los porfiroclastos inmersos en la matriz de las milonitas (*s.l.*) derivadas de ambos protolitos, se presentan de tamaños medianos, que varían entre 1 a 2,25 mm, con variadas morfologías, normalmente tipos sigmoidales y algunos complejos. Los porfiroclastos conformados por granate son escasos, y muestran un tamaño de grano fino a grueso (0,07 a 0,25 mm) dando lugar a indicadores cinemáticos de formas complejas o tipo deltas, con colas simétricas groseramente desarrolladas. Asimismo se determinan porfiroclastos conformados por feldespato potásico y plagioclasa, de tamaño medio (1 a 2,25 mm) y morfologías tipo sigma de colas asimétricas. Por último, los escasos porfiroclastos de cristales de cuarzo, se caracterizan de tamaño medio a grueso (3,5 a 9 mm) y muestran indicadores cinemáticos tipo sigmas y deltas, con desarrollo de colas asimétricas. Cabe destacar, que en ocasiones estos porfiroclastos exhiben microtexturas tipo manto-núcleo, y en los bordes una incipiente recristalización a subgranos por migración de borde de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo.

Localmente, dentro de las milonitas (*s.l.*) derivadas de leucogranitos aflorantes en el sector oeste del área de estudio, es imprescindible distinguir la presencia de porfiroclastos compuestos por turmalina (Figura III.9.d). Estos cristales, de tamaño medio a grueso (3 a 20 mm), conforman indicadores cinemáticos de morfologías tipo sigmas predominantemente, y de forma subordinada deltas, con colas asimétricas.

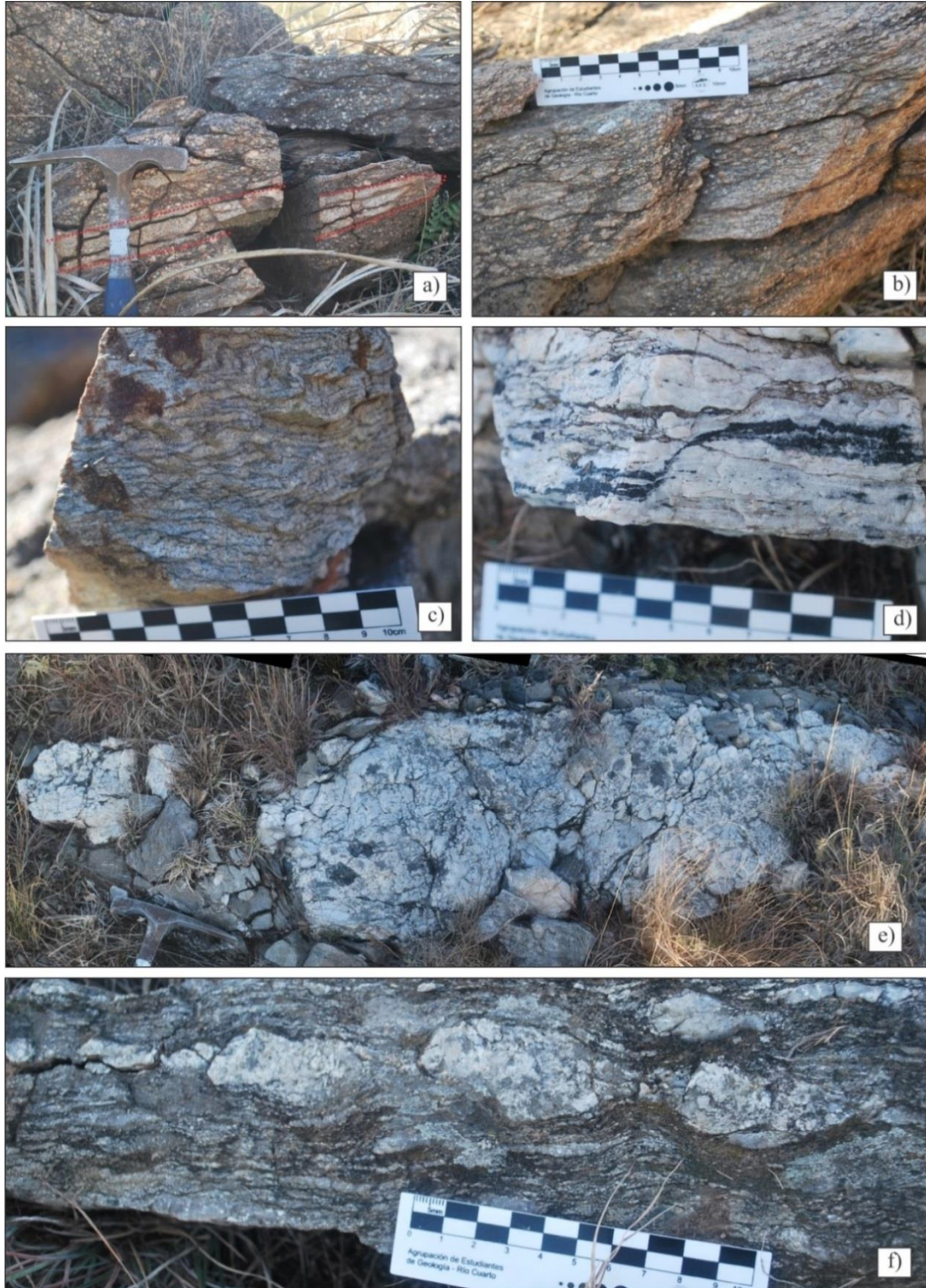


Figura III.9: Fotografías macroscópicas de la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de granitoides. a) Fotografía macroscópica de un banco con boudines centimétricos de protomilonita derivada de leucogranito, interestratificado

dentro de una milonita derivada de la tonalita biotítica. b) Fotografía macroscópica donde se observan un banco con bandeado milonítico. c) Fotografía macroscópica de una muestra de striped gneis derivado de una tonalita biotítica. d) Fotografía macroscópica de cintas de turmalina desmembradas dentro de un leucogranito. e) Fotografía macroscópica de un banco métrico de leucogranito interestratificado dentro de las milonitas (s.l.) derivadas de gneises y esquistos, el cual se encuentra conformando una estructura primática tipo boudines. f) Fotografía macroscópica de un banco centimétrico que muestra silimar relación entre litologías que la figura e). Escalas: piqueta 30 cm con punta de 18 cm, escalímetro 10 cm.

La composición mineralógica de las milonitas (s.l.) derivadas de granitoides, se encuentra dada por una matriz de $Qtz+Pl+Bt+Ms\pm Kfs\pm Chl\pm Tur\pm Ser\pm Ap\pm Zr\pm Op$ y porfiroclastos de $Kfs+Pl+Grt\pm Qtz\pm Tur$. De este modo, la asociación paragenética dominante en la matriz corresponde a $Qtz+Pl+Bt\pm Kfs$; mientras que de manera localizada, se desarrolla estable la asociación paragenética $Qtz+Pl+Chl+Ms$. Por lo tanto esta litología exhibe estabilidad en facies de anfibolita media, y una paragénesis retrograda que indica condiciones de facies esquistos verdes baja.

Descripciones de los minerales:

Cuarzo: Se dispone en la matriz como cristales muy finos a finos, que varían entre 0,025 a 0,575 mm, de morfologías anhedral por lo general ameboidales, y de menor abundancia poligonales (Figura III.10.c). Presentan extinción en damero (Figura III.10.d), ondulosa a homogénea. Además estos cristales conforman mirmequitas (Figura III.10.h), ligadas al contacto entre cristales de feldespato potásico y plagioclasa. También forman cintas, las cuales muestran plegamientos de tipo intrafoliales asimétricos. Asimismo, este mineral genera pequeñas inclusiones goticulares, que crecen sobre la mayor parte de las fases minerales presentes. Los cristales de cuarzo conforman escasos porfiroclastos medios a gruesos, de 3,5 a 9 mm, con morfologías anhedral y extinción ondulosa. Estos constituyen indicadores cinemáticos tipo deltas o sigmas, que desarrollan colas asimétricas.

Plagioclasa: Se halla en la matriz como finos cristales que varían entre 0,2 a 0,5 mm de morfologías anhedral. Se caracterizan tanto por un maclado polisintético acuñado hacia el borde, como también con maclas de dos individuos. Estos cristales exponen alteración argílica a sericítica. A la vez este mineral, tiende a conformar escasos porfiroclastos de tamaños medianos que varían entre 1 a 2,25 mm con morfologías anhedral. Los cristales de plagioclasa exhiben maclado polisintético, el cual se encuentra deformado acuñándose hacia el borde en algunos granos, y hacia el centro en otros. Estos porfiroclastos poseen alteración argílica a sericítica, con crecimiento de placas de muscovita e inclusiones de cuarzo goticular. Además, están relativamente muy deformados y tienden a elongarse, conforman además indicadores tipos deltas y en menor medida sigmas, con colas simétricas a asimétricas donde recristaliza cuarzo y plagioclasa. Por último, los cristales de plagioclasa muestran microtexturas mirmequíticas y localmente microtexturas manto-núcleo.

Feldespato potásico: Este mineral se presenta en dos variedades diferentes: como microclino más abundante, y en menor medida como ortoclasa. Los blastos de microclino, se disponen en la matriz de morfologías anhedral y tamaños finos 0,07 a 0,3 mm, caracterizados

con un maclado enrejado flexurado y alteración argílica, sericítica y crecimiento de placas de muscovita. Los mismos se encuentran con abundantes inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasa. Los porfiroclastos de microclino presentan tamaño fino a medio, que varía entre 0,5 a 1 mm, con morfologías anhedras y se caracterizan por presentar texturas manto-núcleo (Figura III.10.g y h). Por otra parte también se reconoce el desarrollo de micropliegues tipo *kink-band*, mirmequitas de cuarzo y textura poiquilítica con inclusiones de cuarzo goticular. Estos porfiroclastos conforman indicadores cinemáticos de morfologías tipo sigmas con colas asimétricas conformadas por cuarzo, plagioclasa y en menor medida microclino. En cuanto a los cristales de ortoclasa, se presentan en la matriz como pequeños cristales menores a 0,2 mm de morfologías anhedras. En contraposición este mineral, conforma grandes porfiroclastos que varían próximos a 1,9 mm de formas anhedras. Tanto blastos de la matriz como porfiroclastos, se caracterizan por presentar pertitas, mirmequitas de cuarzo y reemplazo por alteración argílica.

Biotita: Se dispone en la matriz como cristales muy finos a finos que varían entre 0,05 a 0,625 mm, de morfologías anhedras a subhedras, bordes aserrados y pleocroísmo de pardo claro a pardo-rojizo. Se caracterizan por presentar crecimiento de cristales opacos a lo largo del clivaje de la biotita, además de mostrar inclusiones de apatito y circón, donde las últimas generan halos pleocróicos. En ciertos productos litológicos tienden a ser retrogradadas a clorita.

Muscovita: Se encuentran en la matriz como cristales anhedros a subhedros, de bordes aserrados y tamaño fino que varía entre 0,125 a 0,625 mm. Presentan inclusiones de circón, biotita y minerales opacos, los últimos orientados paralelos al clivaje del mineral. A la vez, tienden a conformar escasos porfiroblastos con morfologías anhedras tipo mica *fish*, de tamaños finos próximos a 0,5 mm y con bordes aserrados. Se caracterizan por presentar crecimiento de minerales opacos y circón a lo largo del clivaje de la muscovita.

Clorita: Se presentan en la matriz como escasos y finos cristales que varían entre 0,07 a 0,5 mm. La morfología de los granos es anhedra a subhedra, de bordes aserrados y con un característico pleocroísmo de pardo claro a verde intenso, además de extinción de colores anómalos azules. Tiende a reemplazar a biotita.

Granate: Conforman escasos porfiroclastos finos a gruesos, que varían entre 0,07 a 7 mm, de tonalidades rosadas a incoloros, formas subhedras y abundantes fracturas. Estos porfiroclastos se muestran con morfologías complejas a tipo deltas, originando indicadores cinemáticos de colas simétricas parcialmente desarrolladas.

Turmalina: Los cristales de turmalina se reconocen en la matriz de morfologías anhedras a subhedras (de secciones tabulares) y en granos de tamaño fino a grueso entre 0,1 a 5 mm. Se caracterizan por generar cintas de turmalinas (Figura III.9.d). En cuanto a los porfiroclastos conformados por este mineral, se muestran de tamaño medio a grueso, que varía entre 3 a 20 mm, y morfologías anhedras a subhedras (de sección tabular). Estos granos

conforman indicadores cinemáticos tipos sigmas dominantemente, y en menor medida deltas; que disponen colas de recristalización con abundante turmalina.

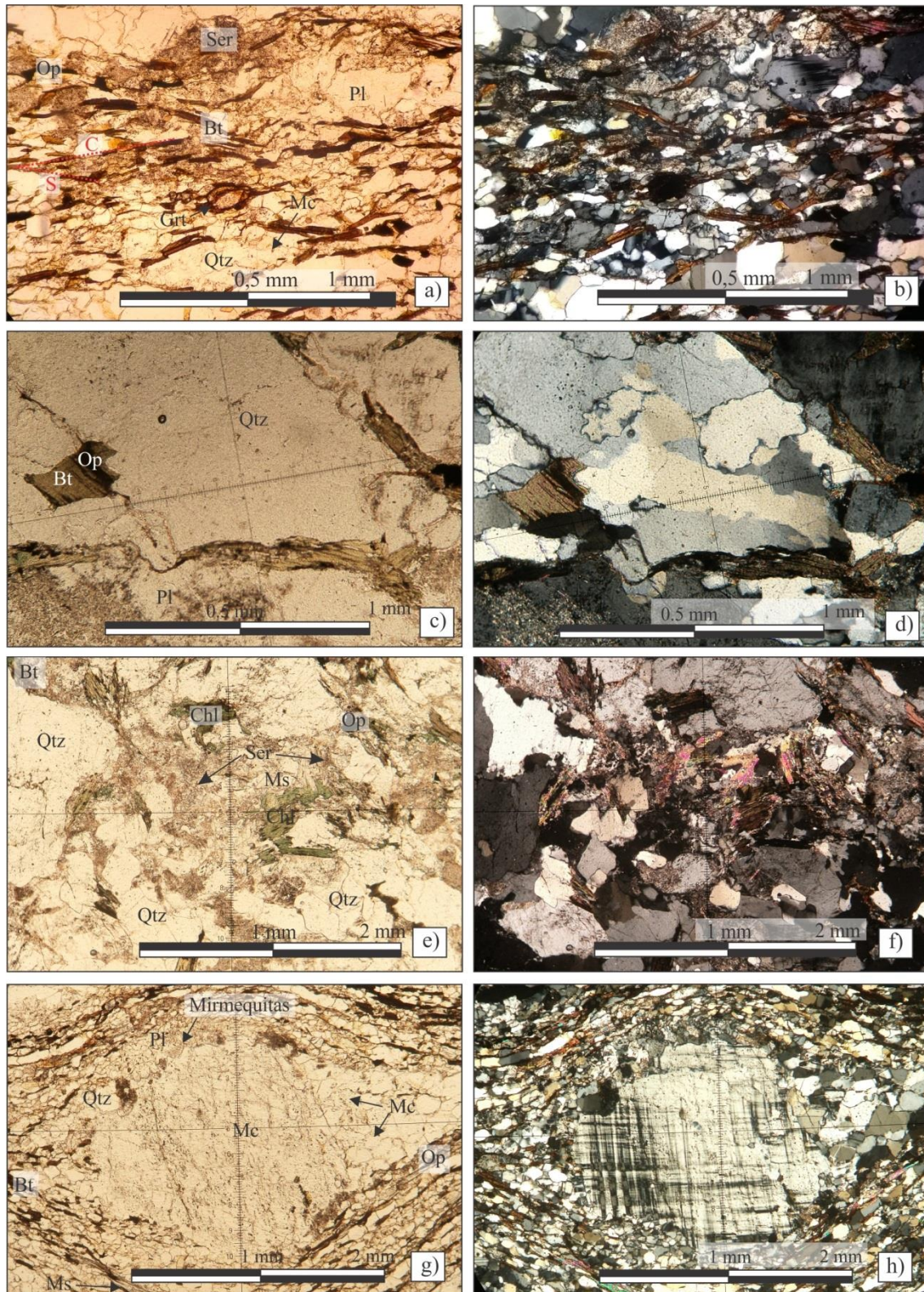


Figura III.10: Fotografías microscópicas de la asociación milonítica (s.l.) derivada de granitoides. *a)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota la foliación milonítica con patrón anatomosado tipo S-C en la matriz de las protomilonitas derivadas de esquistos y gneises. *b)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura *a)*. *c)* Microfotografía a nicols paralelos, en la cual se identifican blastos de cuarzo con bordes recristalizados de subgranos a granos. *d)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura *c)*, en

donde se reconocen los blastos de cuarzo con extinción en damero. e) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se identifica la incipiente fragmentación de los cristales derivados de los granitoides. f) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura e). g) Microfotografía a nicoles paralelos, la cual exhibe un porfiroclasto de microclino con morfología tipo delta, recristalización de microclino en las sombras de presión y mirmequitas en los bordes. h) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura g).

Sericita: Se dispone como inclusiones producto de la alteración de cristales de plagioclasa y feldespato potásico. Exhiben morfologías subhedral y tamaño fino a muy fino, menor a 1 mm.

Apatito: Se reconocen en la matriz como abundantes cristales muy finos a finos, de aproximadamente 0,04 a 0,2 mm, y morfologías subhedral. A la vez conforman inclusiones en biotita.

Circón: Se hallan como cristales muy finos, de aproximadamente 0,1 mm, y morfologías anhedral a subhedral. Conforman granos dispersos en la matriz, o bien inclusiones en cristales de muscovita y biotita desarrollando halos pleocróicos.

Minerales opacos: Se muestran en la matriz como finos cristales, que varían entre 1 mm aproximadamente, y morfologías subhedral; o bien como finas inclusiones de formas anhedral, menores a 0,5 mm, alojadas a lo largo del clivaje de los filosilicatos.

4. ASOCIACIÓN MILONÍTICA DERIVADAS DE ANFIBOLITAS:

La asociación lito-estratigráfica milonítica (*s.l.*) derivada de anfibolitas, se caracteriza por aflorar en el sector noroeste del área de estudio (ver Anexo VIII.1). Conjuntamente con las milonitas derivadas de mármoles, conforma el núcleo del Cerro El Potrero Sur (ver Anexo VIII.2). En campo se identifican como cuerpos en crestas lajosas y coloración verde oscura (Figura III.11.a). Litológicamente estas rocas corresponden a ultramilonitas, con más del 90 % de matriz de grano muy fino.

La estructura dominante de estas litologías corresponde a una esquistosidad milonítica pervasiva a toda escala con espesor variable entre 0,5 a 6,5 mm, la cual dispone una microfábrica anastomosada en patrón S-C denotado por la orientación de los cristales de actinolita y hornblenda (Figura III.11.d y e). Sin embargo, en sectores a escala de campo, el patrón anastomosado de la foliación milonítica no es identificable; en su defecto únicamente se evidencia una esquistosidad planar. A la vez es imprescindible distinguir, la presencia de bandas que tienden a conservarse como microlitones de espesor próximo a 3 mm compuestos por hipersteno, plagioclasa y hornblenda; los cuales son afectados por procesos de *boudinage*, pliegamientos y generan porfiroclastos sigmoidales poliminerálicos (Figura III.11.d y g). La esquistosidad de estas rocas, posee abundantes plegamientos intrafoliales desde escalas métricas a centimétricas (Figura III.11.b y c).

Las ultramilonitas derivadas de anfibolitas se caracterizan por una textura porfiroclástica, que en sección delgada presenta una matriz nematoblástica de grano muy fino. En esta se encuentran inmersos finos porfiroclastos compuestos de hipersteno y plagioclasa.

La matriz de esta roca se encuentra definida por cristales de grano fino menores a 0,25 mm, compuestos por abundante actinolita, hornblenda y plagioclasa. A la vez la matriz, muestra la interdigitación de bandas intensamente deformadas con mayor reducción del tamaño de grano, que limitan con microlitones de menor deformación.

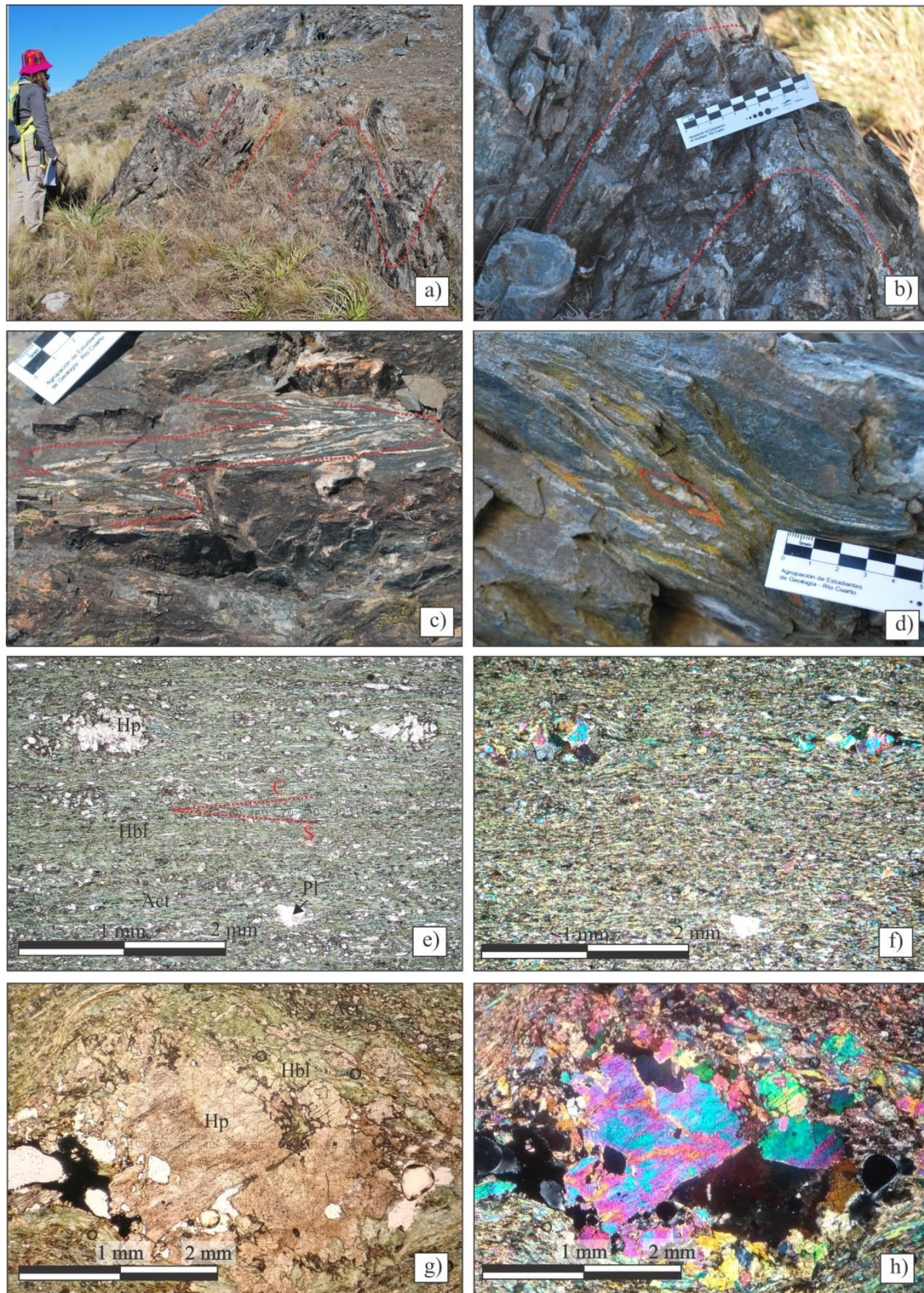


Figura III.11: Fotografías a distinta escala de la asociación milonítica (s.l.) derivada de granitoides. a) Fotografía mesoscópica de bancos de crestas lajosas y coloración verde oscura de ultramilonita derivada de anfibolitas, con secuencia de plegamientos simétricos, inclinados, disarmónicos y chevrón. **b)** Fotografía macroscópica de

plegamiento de la foliación milonítica centimétrico intrafolial. c) Fotografía macroscópica de pliegues parásitos tipo chevrón. d) Fotografía macroscópica de la esquistosidad milonítica con patrón anastomosado en S-C, con boudines sigmoides de los microlitones de Hp+Pl. e) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se identifica el patrón anastomosado S-C de la foliación milonítica, además de porfiroclastos poliminerálicos de colas simétricas. f) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura e). g) Microfotografía a nicoles paralelos, la cual exhibe boudines sigmoides de un microliton de Hp. h) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura g).

Inmersos en la matriz se identifican porfiroclastos de tamaño fino que varía entre 0,25 a 0,625 mm. Estos se diferenciaron tanto monominerálicos como poliminerálicos, compuestos de hipersteno y plagioclasa (Figura III.11.e). Tienden a conformar indicadores cinemáticos de morfologías tipo deltas con colas simétricas, que muestran sombras de presión con recristalización de hornblenda y plagioclasa.

La mineralogía de la matriz se encuentra definida por $Act+Hbl\pm Pl\pm Qtz\pm Op\pm Ser$ con porfiroclastos de $Hp\pm Pl$. En cuanto a la asociación paragenética de esta litología corresponde a $Hbl\pm Pl\pm Qtz$, mientras que como asociación retrogradada y dominante encontramos a $Act\pm Pl\pm Qtz$. De este modo, las ultramilonitas derivadas de anfibolitas demuestran asociaciones paragenéticas estables en facies de anfibolita media, a la vez que exhiben una asociación retrógrada que indica condiciones de facies esquistos verdes baja.

Descripciones de los minerales:

Actinolita: Es el mineral más abundante en esta asociación lito-estratigráfica, que se dispone en la matriz como cristales anhedros a subhedros, de tamaño fino que varía entre 0,165 a 0,8 mm, con hábito fibroso y bordes irregulares. Se caracterizan por presentar un pleocroísmo desde verde intenso a verde muy pálido con fracturas transversales a la mayor elongación.

Hornblenda: Se identifica en la matriz como cristales subhedros a anhedros, con un pleocroísmo desde verde pálido a un verde amarillento y un característico hábito prismático. Se presenta en dos tamaños distintos: como finos granos menores a 0,375 mm y más abundante en la matriz; en contraposición con granos que varían entre 0,25 a 1 mm dispuestos en los microlitones.

Plagioclasa: Conforman en la matriz finos granos que varían entre 0,15 mm, de escasa abundancia y morfología anhedra. Se caracterizan por presentar un maclado polisintético, el cual tiende a acuñarse hacia el borde o flexurarse, así como también generar cintas de plagioclasa. Cabe distinguir que muestran alteración a sericita. A la vez, este mineral constituye porfiroclastos de morfologías anhedrales y tamaño fino que, varía entre 0,3 a 0,5 mm. Además, estos cristales muestran alteración sericítica. Por último, conforman indicadores cinemáticos tipo deltas con colas asimétricas, los cuales se hallan relativamente muy deformados tendiendo a elongarse.

Cuarzo: Se encuentra en la matriz como cristales finos, menores a 0,1 mm, de morfologías anhedras. Tienden a crecer concentrados en las bandas de grano fino, de manera intersticial a los cristales de hornblenda y actinolita. Se muestran con extinción ondulosa a homogénea.

Hipersteno: Este mineral conforma porfiroclastos, los cuales se presentan en dos tamaños distintos: dispersos en la matriz se determinan porfiroclastos de tamaño fino, que varía desde 0,15 a 0,5 mm; mientras que dentro de los microlitones poseen granos de tamaño fino a medio, que varía entre 0,5 a 2,25 mm (Figura III.11.d y g). Estos cristales exhiben un pleocroísmo característico de verde pálido a pardo rosado, en cristales de morfologías anhedras a subhedras y hábito prismático. Los porfiroclastos dispersos en la matriz, corresponden a indicadores cinemáticos monominerálicos policristalinos tipo deltas, de colas simétricas a asimétricas con recristalización de plagioclasa y actinolita.

Minerales opacos: Se reconocen en la matriz como cristales finos de menos de 1 mm con morfologías anhedras.

Sericita: Se dispone como inclusión en cristales de plagioclasa de morfologías subhedras y tamaño fino a muy fino menor a 0,5 mm.

C. ASOCIACIÓN CATACLÁSTICA:

1. ASOCIACIÓN CATACLÁSTICA DERIVADAS DE MÁRMOLES:

La asociación lito-estratigráfica cataclástica (*s.l.*) derivada de mármoles se reconoce en el sector suroeste del área de estudio, en escamas en los niveles superiores del cerro El Potrero Sur intercaladas con las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles (ver Anexos VIII.1 y VIII.2). En campo se caracterizan por conformar bancos potentes de 5 y 30 m con coloración rosada a ocre, que en sectores pasa a negro o gris; determinada por la presencia de abundantes parches de óxidos de hierro en la matriz (Figura III.12.a, b, c y e).

Cabe distinguir que en el contacto entre las cataclastitas (*s.l.*) y milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, las últimas se hallan afectadas por una red de fracturas (venillas) rellenas por muy finos fragmentos de los protolitos con abundantes parches de óxidos de hierro. Estas venillas alcanzan espesores desde 2 a 40 cm (Figura III.12.h y III.15). Transicionalmente estas litologías, tienden a aumentar la densidad de venillas hasta formar cataclastitas (*s.l.*), donde se distingue una textura cataclástica típica diferenciando fenoclastos y matriz.

Dentro de la asociación cataclástica (*s.l.*) derivadas de mármoles, se han agrupado rocas afectadas heterogéneamente por la deformación. De este modo, las rocas cohesivas muestran sectores con mayor porcentaje de matriz (hasta 70 %), que lateralmente pasan a zonas preservadas ante la deformación conformadas por grandes fenoclastos derivados de los protolitos con escasas fracturas rellenas (con porcentajes de matriz hasta 10 %). Es así como se reconocen respectivamente cataclastitas (Figura III.12.e) y protocataclastitas (Figura III.12.f y g), siendo estas últimas las más abundantes. A la vez las rocas anteriores, lateralmente conforman fajas de cataclastitas no cohesivas de rumbo NNE-SSO (Figura III.12.c y d). Entre estas cataclastitas no cohesivas, se diferencian bancos de 50 cm de harinas de falla, con abundante matriz (aproximadamente del 85 %) de grano muy fino y escasos fenoclastos lenticulares. Asimismo, se identifican paquetes de 3 m de brechas de falla, las cuales disponen

fenoclastos angulosos dispersos en la matriz (menor al 60 %). Por último toda la asociación cataclástica (s.l.), presenta silicificaciones y venillas rellenas exclusivamente de sílice, las cuales alcanzan hasta 5 cm de espesor.

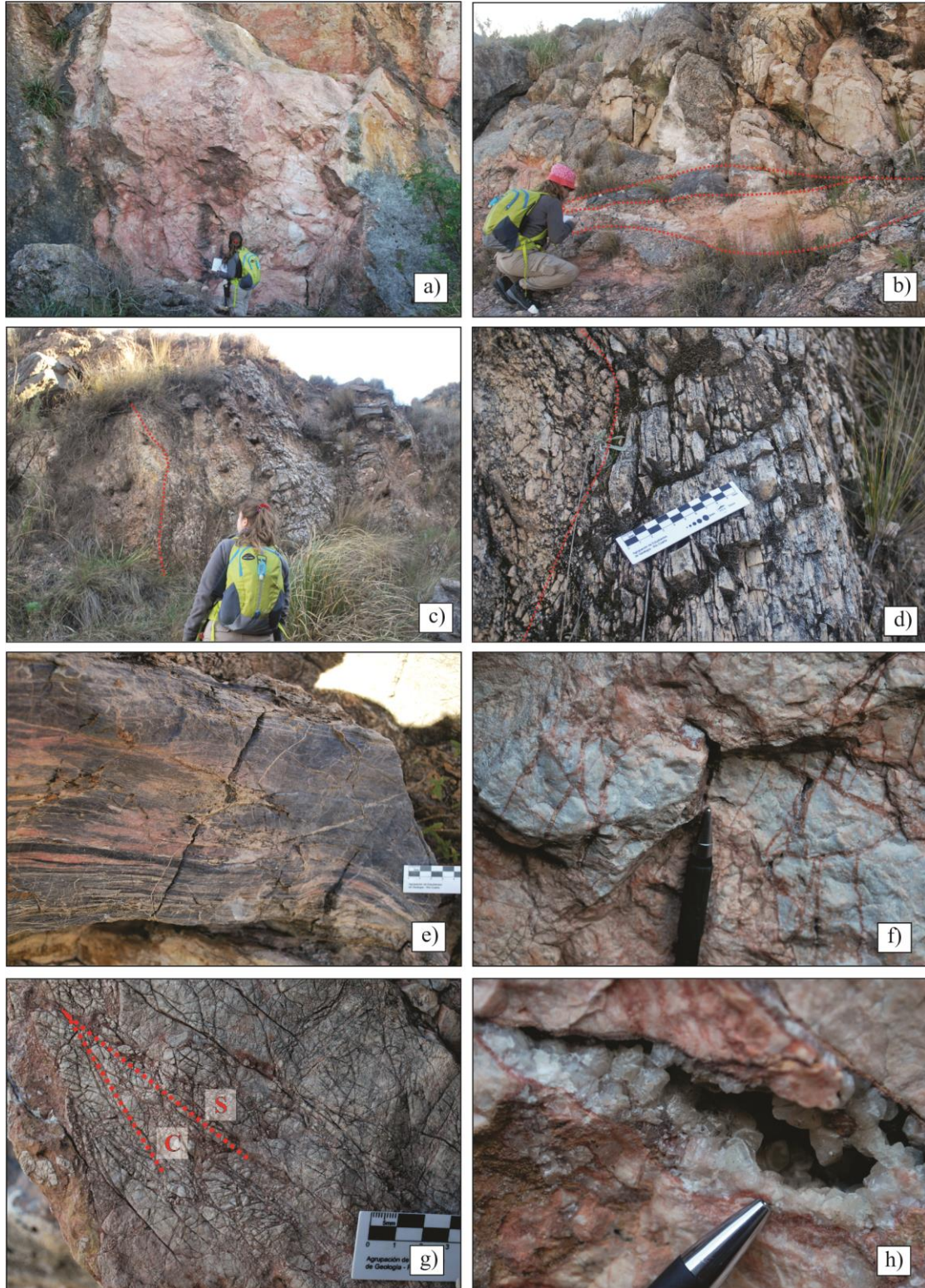


Figura III.12: Fotografías macroscópicas y mesoscópicas de la asociación cataclástica (s.l.) derivada de mármoles. **a)** Fotografía mesoscópica del antiguo frente de una cantera minera, donde se identifican los bancos potente de cataclastitas (s.l.) cohesivas. **b)** Fotografía mesoscópica de un banco de cataclastitas (s.l.), en los cuales es posible reconocer las distintas coloraciones. En línea de punto se distingue un paquete de colotación negra por óxidos de hierro, sobre un banco de harina de falla. **c)** Fotografía mesoscópica correspondiente a un banco brechas

de falla (derecha) con intercalaciones de harina de falla (izquierda). **d)** Fotografía macroscópica donde se observa el detalle de la figura c), en la cual se identifica la tendencia de un patrón anastomosado en las brechas de falla. **e)** Fotografía macroscópica en detalle de la figura b), en la cual se distingue un banco de cataclastitas con coloración negra a rosada por parches de óxidos de hierro, de grano muy fino y foliación cataclástica. **f)** Fotografía macroscópica de una protocataclastita con macrofábrica en patrón de rompecabezas según la fragmentación de los fenoclastos. **g)** Fotografía macroscópica correspondiente a una protocataclastita con macrofábrica anastomosada en patrón S-C denotado por la orientación subparalela de los fenoclastos según sus ejes mayores. **h)** Fotografía macroscópica de fracturas rellenas con crecimiento de tipo crustiforme con cavidades centrales de cristales de calcita/dolomita, dentro de las cataclastitas cohesivas (s.l.), semejante a las microfracturas rellenas tipo I.B (Anexo VIII.3). Escalas: persona 160 cm, escalímetro de 10 cm y portaminas de 14,5 cm.

Cabe distinguir que el protolito de estas rocas, ha sido generalizado como mármoles. Sin embargo, a partir del análisis microscópico, se reconoce que los fenoclastos derivan de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, cuyos protolitos eran mármoles; a la vez, se identifican fenoclastos derivados de cataclastitas (s.l.) previas (Figura III.14.c).

En cuanto a la estructura que disponen estas rocas corresponde a una foliación cataclástica penetrativa localmente, la cual manifiesta una macrofábrica anastomosada en patrón S-C denotado por la orientación subparalela de los fenoclastos según sus ejes mayores (Figura III.12.g), o bien una macrofábrica en patrón de rompecabezas según la fragmentación de los fenoclastos (Figura III.12.g). En contra posición, otros sectores de esta asociación lito-estratigráfica presentan estructuras masivas localmente penetrativas.

Las cataclastitas (s.l.) no cohesivas muestran una textura clástica; mientras que las cataclastitas (s.l.) cohesivas, una cataclástica. Para ambos productos litológicos, la matriz dispone abundantes parches de óxidos de hierro que dan lugar a la típica coloración rosada, ocre o negra.

En los siguientes apartados se pretende realizar la descripción petrográfica de esta asociación, diferenciando las dos series mencionadas de las cataclastitas (s.l.): no cohesivas y cohesivas. Cabe mencionar, que en los Anexos VIII.3 y VIII.4 se han clasificado y diagramado los distintos tipos de microfracturas rellenas (venillas) reconocidos dentro de esta asociación lito-estratigráfica, con el objeto de lograr un mejor entendimiento de las venillas mencionadas en las siguientes descripciones petrográficas.

a) Cataclastitas no cohesivas:

Dentro de la asociación cataclástica no cohesiva, se distinguieron en campo: brechas de falla y harinas de fallas; las cuales afloran como fajas dentro de las cataclastitas cohesivas. A partir del análisis en sección delgada de rocas no cohesivas, se presenta a continuación únicamente la petrografía de las harinas de falla derivadas de protomilonitas de mármoles.

Las harinas de falla se caracterizan en sección delgada por mostrar una textura clástica, con un porcentaje de matriz del 85 % aproximadamente. La matriz de estas rocas, disponen una coloración parda-amarillenta debido a la abundancia de arcillas y parches de óxidos de hierro. En la matriz se hallan dispersos escasos fenoclastos policristalinos compuestos por

calcita/dolomita (Figura III.13.c). La roca muestra una orientación general dada por un patrón anastomosado tipo S-C, debido a la elongación subparalela de los fenoclastos (Figura III.13.a).

La matriz de esta roca se encuentra compuesta por muy finos cristales de arcilla (Arc), calcita/dolomita, cuarzo y brucita que varían entre 0,025 hasta de 0,0875 mm. Esta matriz permite denotar la interdigitación de sectores intensamente afectados por la deformación con mayor reducción del tamaño y la presencia de abundantes arcillas.

En cuanto a fenoclastos inmersos en la matriz, se disponen poseen tamaño de grano variable desde fino a medio entre 0,075 a 4,37 mm (Figura III.13.c). Estos se clasifican como policristalinos monominerálicos compuestos exclusivamente por calcita/dolomita. Muestran morfologías lenticulares de bordes sinuosos y límites corroídos, además de encontrarse rodeados por parches de óxidos de hierro.

La roca presenta un entramado de microfracturas rellenas (venillas) con texturas masivas de los cuales se diferencian dos tipos. El primero corresponde a venillas tipo 2.A (Anexo VIII.4; Figura III.13.g) de morfologías tabulares discontinuas, con bordes irregulares y de espesor variable entre 0,025 a 0,125 mm. Se orientan de manera subparalelas al eje mayor de los fenoclastos. Estas fracturas se encuentran rellenas de fragmentos de calcita/dolomita y abundantes parches de óxidos de hierro de coloración parda-amarillenta. A la vez se reconoce las venillas tipo 2.B (Anexo VIII.4; Figura III.13.e) con texturas masivas, estas son tabulares a lenticulares, con bordes irregulares y espesor variable entre 0,025 a 0,125 mm. A diferencia de las anteriores, se direccionan perpendiculares al eje mayor de los fenoclastos atravesándolos, además de fragmentar matriz y las venillas anteriores. Se muestran rellenos por finos cristales de calcita/dolomita subhedros.

Concluyendo, la mineralogía de la matriz de las harinas de fallas se encuentra definida por $Arc \pm Cc/Dol \pm Qtz \pm Brc \pm Op$ con abundantes parches de óxidos de hierro, donde se hallan inmersos fenoclastos de Cc/Dol.

Descripciones de los minerales:

Arcillas: Los cristales de arcillas corresponden a los minerales más abundantes de la roca, los cuales se disponen de grano muy fino, menores a 0,005 mm. Se caracterizan por disponer una coloración amarillenta.

Calcita/Dolomita: En la matriz los cristales de calcita/dolomita se disponen como un mosaico poligonal, de tamaño muy fino a fino, que varía entre 0,025 y 0,0875 mm, y con morfologías anhedralas. Estos pequeños granos muestran extinción entre homogénea a ondulosa, además de un maclado polisintético tipo I. Por último, se identifican con aspecto terroso por alteración a argilominerales. A la vez, este mineral conforma fenoclastos monocristalinos con un tamaño de grano fino, que varía entre 0,1 a 0,275 mm, y de morfologías anhedralas subredondeadas. El borde de estos fenoclastos es irregular a sutural. Los cristales muestran un maclado polisintético que responde al tipo I, además de aspecto terroso por alteración a

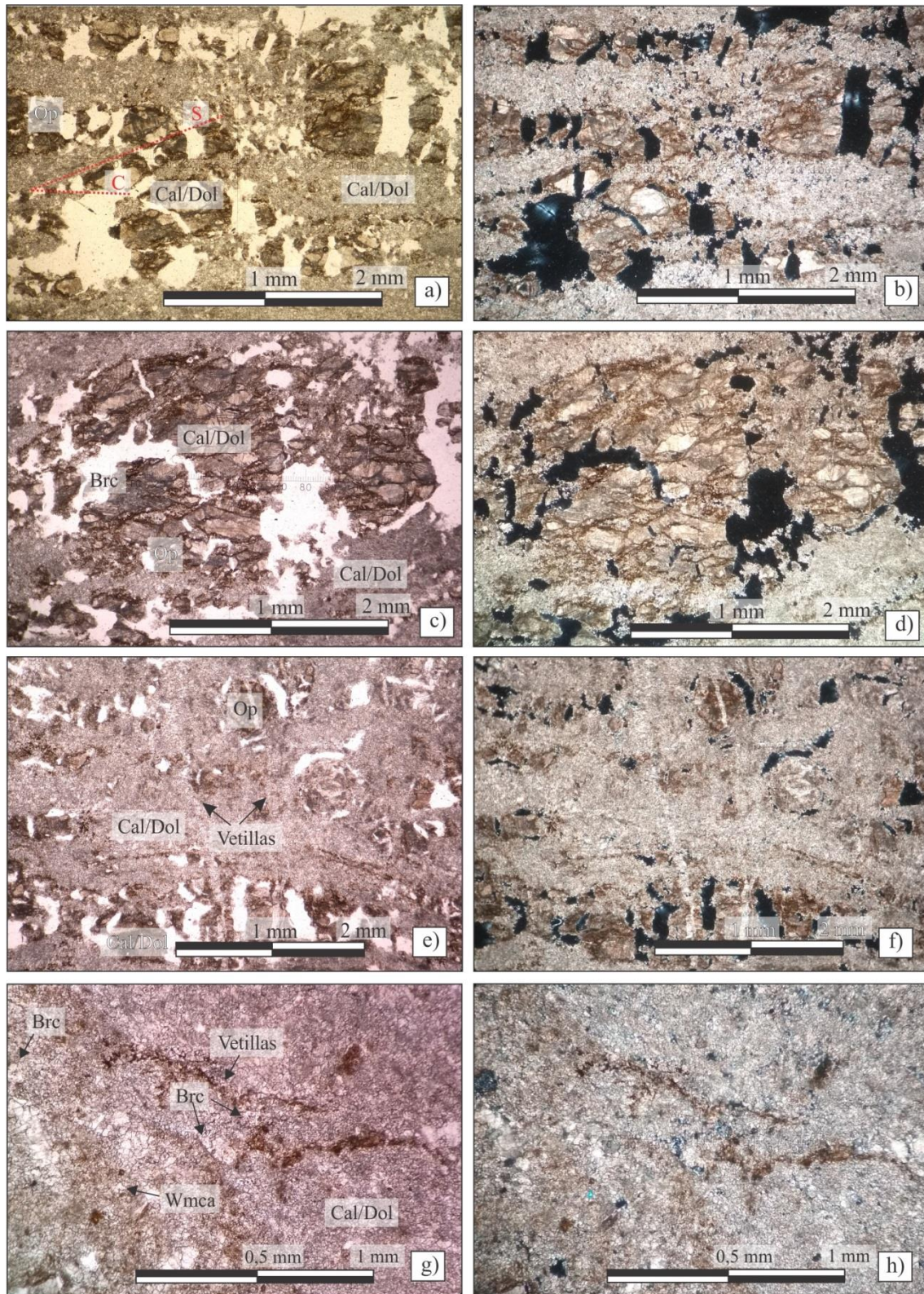


Figura III.13: Fotografías microscópicas de la asociación cataclástica (s.l.) no cohesiva derivada de mármoles. *a)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota el patrón anatomosado tipo S-C por la orientación de los fenoclastos. *b)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura a). *c)* Microfotografía a nicols paralelos, en la cual se identifica un fenoclasto lenticular derivado de protomilonita de mármol. *d)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura c). *e)* Microfotografía a nicols paralelos, donde se identifican las microfracturas rellenas tipo 2.B (Anexo VIII.4) de texturas masivas rellenas por finos cristales de calcita/dolomita subhedros cortando a las microfracturas rellenas tipo 2.A (Anexo VIII.4). *f)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura e). *g)* Microfotografía a nicols paralelos, la cual exhibe una microfractura rellena tipo 2.A de texturas masiva rellena por fragmentos de calcita/dolomita y abundantes parches de óxidos de hierro. *h)* Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura g).

argilominerales. Por último, este mineral se encuentra en fenoclastos policristalinos monominerálicos finos a medios, que varían entre 0,75 a 4,375 mm; los cuales disponen de cristales de calcita/dolomita finos de 0,125 a 0,375 mm y con morfologías anhedras. Los granos presentan maclado polisintético de tipo I y II; acuñado hacia el borde o flexurado. Los cristales se hallan atravesados por abundantes microfracturas rellenas con parches de óxidos de hierro, además de tener un aspecto terroso por alteración a argilominerales.

Cuarzo: Este mineral se dispone en la matriz de morfología anhedra y en granos muy finos, que varía entre 0,015 a 0,04 mm. Estos cristales se caracterizan por presentar extinción homogénea a ondulosa.

Brucita: Los cristales de brucita se presentan en la matriz de manera anhedra como agregados cristalinos de tamaño muy fino a fino, que varía entre 0,03 a 0,15 mm. Se muestran de hábito fibroso y extinción ondulosa, los cuales crecen de manera intercrystalina.

Minerales opacos: Aquellos cristales de minerales opacos se presentan inmersos en la matriz de las cataclastitas no cohesivas, de tamaño de grano muy fino a fino menor de 0,025 hasta 125 mm con de morfologías anhedras y de coloración parda a un pardo-rojizo.

b) Cataclastitas cohesivas:

Dentro de la asociación cataclástica cohesiva, se distinguieron en campo protocataclastitas y cataclastitas. Estos productos litológicos, interdigitan con las cataclastitas no cohesivas. A partir del análisis en sección delgada, se presenta a continuación la petrografía de las rocas cohesivas.

(1) *Protocataclastita derivadas de protomilonitas, milonitas, ultramilonitas de mármol y de cataclastitas previas:*

Las protocataclastitas identificadas en el área de estudio derivan de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas de mármoles; o bien de cataclastitas previas (que muestran fenoclastos derivados asimismo de las milonitas -s.l.-; Figura III.14.c). Las protocataclastitas se caracterizan por presentar en sección delgada una textura cataclástica. El porcentaje de matriz de esta litología posee importantes variaciones locales. Así, sectores exhiben entre 10 hasta 30 % de matriz; mientras que en otras zonas muestra entre el 15 y 60 %, razón por la cual, esta litología se define en parte como cataclastita. La matriz de las rocas se caracteriza por una coloración parda-rojiza debido a abundantes parches de óxidos de hierro, y en menor medida parches de sílice cripto a microcristalina. En la matriz se hallan dispersos abundantes fenoclastos, tanto monocristalinos como policristalinos; compuestos por calcita/dolomita, cuarzo, brucita, mica blanca, minerales opacos y tremolita. La roca muestra una estructura correspondiente a una foliación cataclástica con un patrón anatomosado tipo S-C localmente penetrativo evidenciado por la orientación preferencial de los fenoclastos subparalelos según sus

ejes mayores (Figura III.14.a); además en sectores con escaso porcentaje de matriz, se identifica un patrón en rompecabezas según la fragmentación de los fenoclastos (Figura III.14.e).

La matriz de estas protocataclastitas se encuentra compuesto por muy finos a finos cristales de calcita/dolomita, brucita, cuarzo y minerales opacos menores a 0,025 hasta de 0,15 mm. Es imprescindible distinguir la interdigitación de sectores intensamente afectados por la cataclasis con mayor reducción del tamaño, que limitan con microlitones de menor deformación donde puede distinguirse el protolito.

En cuanto a los fenoclastos inmersos en la matriz, se presentan en tamaño muy fino a grueso que varía desde 0,02 a 60 mm (Figura III.14.g). Estos fenoclastos se diferencian como monocristalinos y policristalinos. Los primeros son monominerálicos y compuestos por calcita/dolomita o cuarzo. En cambio, los fenoclastos policristalinos se subdividieron como monominerálicos o poliminerálicos; compuestos por calcita/dolomita, brucita, cuarzo, mica blanca y tremolita. En general la morfología de los mismos es predominantemente subangulosa, típicamente en forma de cuñas; aunque también se identifican de formas subredondeadas a angulosas. Los bordes de los fenoclastos son rectos o sinuosos, de límites corroídos por parches de óxidos de hierro y con abundante cantidad de microfracturas internas rellenas por los parches mencionados (Figura III.14.g).

Dichas cataclastitas presentan un entramado de fracturas rellenas (venillas), los cuales se manifiestan y dominan heterogéneamente. Las venillas tipo 1, pueden ser caracterizadas con texturas semejantes a crustiformes o en peine (Anexo VIII.3), las cuales a la vez pueden ser subdivididas. El primer tipo de fracturas rellenas con texturas crustiformes son las denominadas 1.A (Anexo VIII.3; Figura III.15.a y b) que corresponden a venillas lenticulares o tabulares, de bordes desde curvos a rectos con límites corroídos, difusos o netos; y espesor variable entre 0,175 a 2,25 mm. Estas se orientan perpendiculares o subparalelas a la estructura principal de la roca (foliación cataclástica) o bien rodeando a fenoclastos, a la vez que se hallan desmembradas y dispersas en la matriz. Tienden a atravesar y fragmentar fenoclastos y matriz. Estas venillas se encuentran rellenas de cristales de calcita/dolomita que crecen desde las paredes de la fractura hacia el centro con textura en peine, sin embargo se reconoce que el crecimiento puede ser en un solo sentido (desde una de las paredes de la fractura; Figura III.15.b) o en dos sentidos encontrados (desde ambas paredes de la fractura; Figura III.15.a). Los cristales de calcita/dolomita disponen finos trenes de inclusiones de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza.

El segundo tipo de fracturas rellenas con texturas semejantes a crustiformes, denominado venillas tipo 1.B (Anexo VIII.3; Figura III.15.c, d y e), corresponde a venillas tabulares de bordes sinuosos con límites netos a difusos y espesor variable entre 0,5 a 0,9 mm. Las mismas se orientan de manera subparalelas a la estructura principal de la roca (foliación cataclástica) o como fragmentos de venillas desmembrados y distribuidos dentro de la matriz o

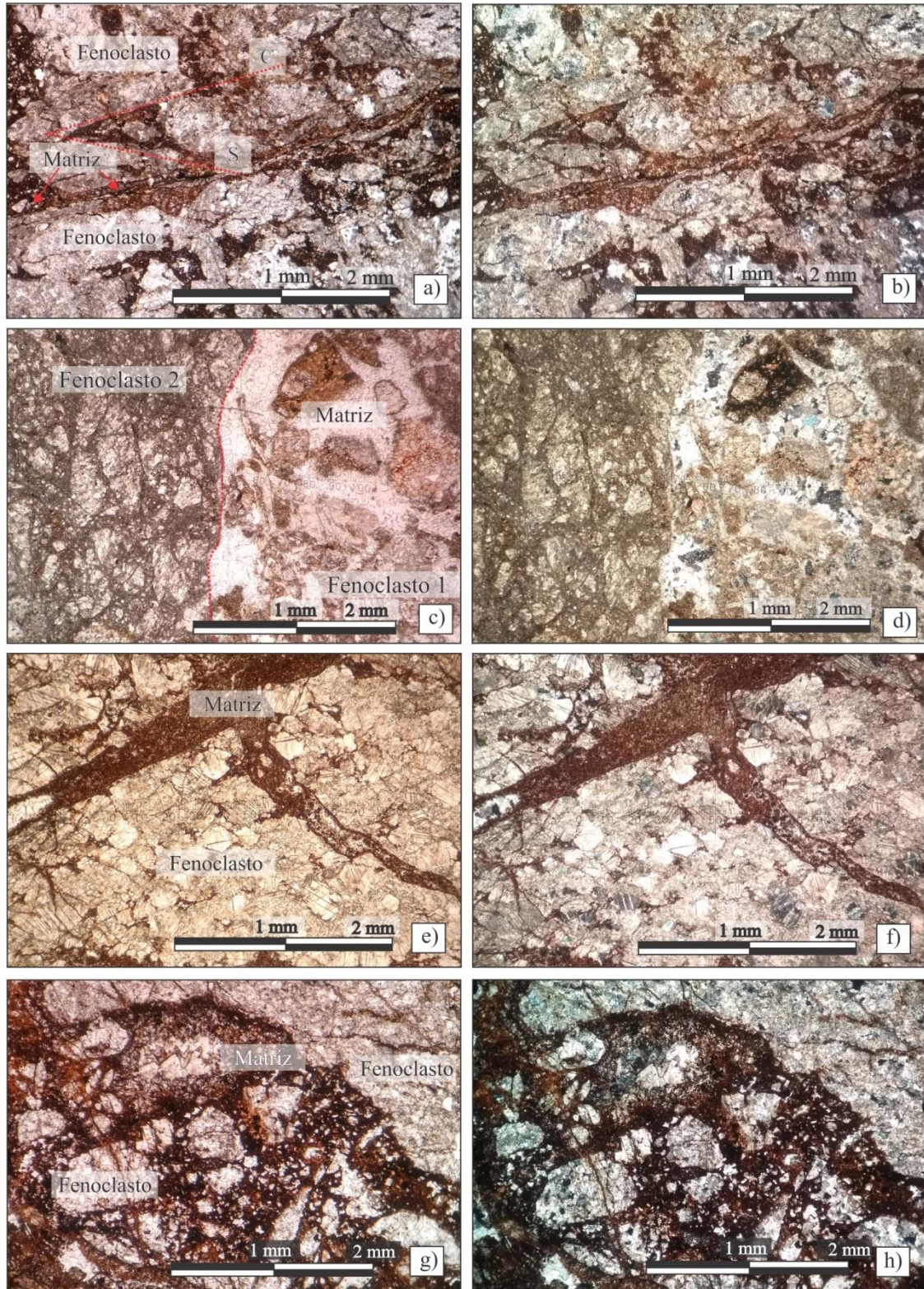


Figura III.14: Fotografías microscópicas de las protocataclastitas derivadas de mármoles. a) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se denota el patrón anatomosado tipo S-C por la orientación de los fenoclastos. b) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura a). c) Microfotografía a nicoles paralelos, en la cual es posible identificar dos tipos de fenoclastos. Así el fenoclasto 1 procede de protomilonitas de mármoles; mientras que el fenoclasto 2, corresponde a una cataclastita derivada de una protomilonita de mármol. d) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura c). e) Microfotografía a nicoles paralelos, donde se identifica el patrón en rompecabezas según la fragmentación de los fenoclastos. f) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura e). g) Microfotografía a nicoles paralelos, la cual exhibe fenoclastos de distintos tamaños, tanto monocristalinos como policristalinos, de morfologías cóncavas-convexas y en menor medida en cuñas. h) Microfotografía a nicoles cruzados correspondiente a la figura g).

de venillas posteriores (Figura III.15.d). Estas atraviesan y fragmentan fenoclastos y matriz. Estas venillas presentan crecimiento de cristales euhedros de calcita/dolomita desde la pared de la fractura y hacia el centro, los cuales muestran bandas de inclusiones debido a la orientación regular de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza. El crecimiento de los cristales, puede diferenciarse ya sea: en dos direcciones (generando venillas de secciones tabulares; Figura III.15.c), o bien en tres direcciones (generando venillas de secciones triangulares; Figura III.15.e). Además, en el centro de las venillas tienden a presentarse grandes cristales anhedral de brucita o calcita/dolomita con inclusiones romboédricas de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza y fragmentos de fenoclastos.

Otro de los tipos de fracturas rellenas, exhiben texturas masivas correspondientes al tipo 2 y son relativamente menos abundantes (ver Anexo VIII.4). Estas a su vez, pueden ser subdivididas en dos tipos. Las venillas tipo 2.A (ver Anexo VIII.4; Figura III.15.f) son tabulares con bordes sinuosos de límites netos a irregulares y de espesores entre 0,025 a 0,875 mm. Estas venillas muestran una orientación predominantemente oblicua a la estructura de la roca (foliación cataclástica), aunque de manera subordinada se alinean subparalelas. Por esta razón, atraviesan microlitones, fenoclastos y matriz. Se encuentran rellenas de fragmentos de calcita/dolomita y abundantes parches de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza.

En cuanto a las venillas tipo 2.B (ver Anexo VIII.4; Figura III.15.g y h) son irregulares y discontinuas, con bordes sinuosos corroídos, y espesores entre 0,08 a 2,2 mm. Estas fracturas rellenas se orientan predominantemente transversales u oblicuas a la estructura de la roca (foliación cataclástica); mientras que de manera subordinada muestran una disposición oblicua a la estructura atravesando fenoclastos y matriz. El relleno de estas venillas, corresponde a un mosaico poligonal de cristales de calcita/dolomita, de morfologías subhedral a anhedral.

Por último, las relaciones entre los distintos tipos de venillas varían en sectores. Es así como en partes de las protocataclastitas, se identifica las venillas de tipo 1 disectando las tipo 2, mientras que en otros sectores se reconoce en relación inversa. Sin embargo, es frecuente encontrar dispersos en las fracturas de tipo 2, fragmentos desmembrados de las venillas tipo 1.B. A su vez, las venillas 2.B tienden a atravesar las 2.A.

Concluyendo, la mineralogía de la matriz de las protocataclastitas se encuentra definida por $Cc/Dol \pm Brc \pm Op$ con abundantes parches de óxidos de hierro y sílice cripto a microcristalina, donde se hallan inmersos fenoclastos compuestos por $Cc/Dol \pm Qtz \pm Brc \pm Wmca \pm Tre$.

Descripciones de los minerales:

Calcita/Dolomita: En la matriz de la roca ocurre como cristales anhedral muy finos a finos, menores a 0,0025 hasta de 0,375 mm. Se muestran totalmente enmascarados por parches de óxidos de hierro, y de aspecto terroso por alteración a argilominerales. Además presentan extinción ondulosa a homogénea, con bordes irregulares y corroídos. Los cristales de

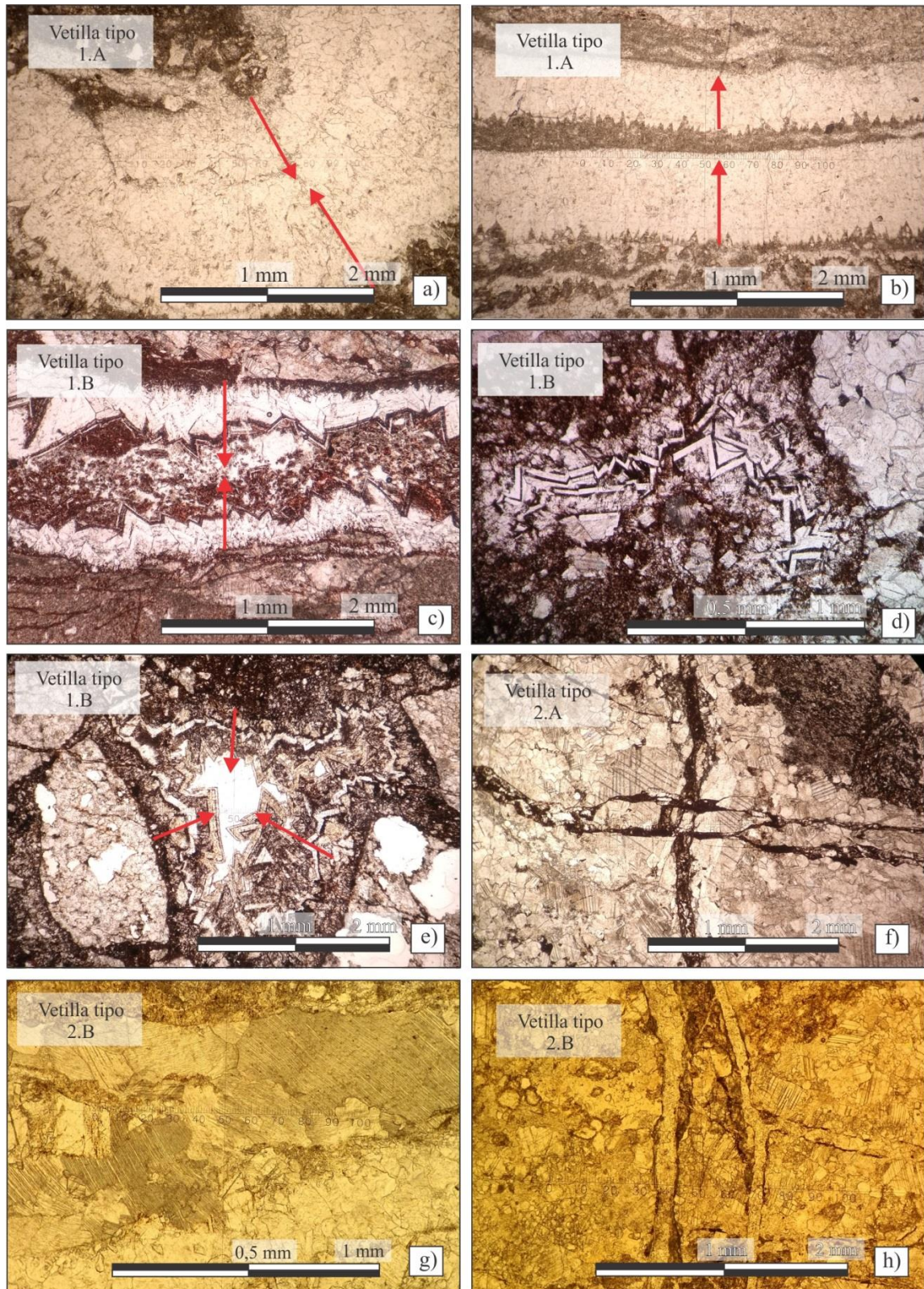


Figura III.15: Fotografías microscópicas de los distintos tipos de microfracturas rellenas (venillas) reconocidos dentro de las protocataclastitas derivadas de mármoles. a) Microfotografía a nicoles paralelos, de las venillas tipo 1.A con dos direcciones de crecimiento (ver Anexo VIII.3) curvadas alrededor de un fenoclasto. b) Microfotografía a nicoles paralelos, de venillas tipo 1.A con dos direcciones de crecimiento (ver Anexo VIII.3). c) Microfotografía a nicoles paralelos, de venilla tipo 1.B (ver Anexo VIII.3) con dos direcciones de crecimiento. d) Microfotografía a nicoles paralelos, de venilla tipo 1.B (ver Anexo VIII.3) desmembrada y conformando parte de la matriz. e) Microfotografía a nicoles paralelos, de venilla tipo 1.B (ver Anexo VIII.3) con tres direcciones de crecimiento. f) Microfotografía a nicoles paralelos, de venilla tipo 2.A (ver Anexo VIII.4) interceptando fenoclastos. g) Microfotografía a nicoles paralelos, de venilla tipo 2.B (ver Anexo VIII.4). h) Microfotografía a nicoles paralelos, de venilla tipo 2.B (ver Anexo VIII.4) interceptando a fenoclastos.

calcita/dolomita en los fenoclastos monocristalinos, se caracterizan por un tamaño de grano muy fino a fino, que varía entre 0,375 a 0,75 mm, con morfologías subhedras (con secciones romboédricas) y anhedras. Se presentan de formas angulosas a subangulosas, en formas de cuñas predominantemente, y en menor medida concoides-cóncavas; de bordes rectos, suturales o irregulares, y límites corroídos con abundantes microfracturas rellenas por óxidos de hierro. Los cristales de calcita/dolomita muestran un maclado polisintético que responden al tipo I y II, el cual se encuentra flexurado y acuñado hacia el borde o hacia el centro de los granos. Además estos minerales presentan extinción homogénea a ondulosa, con finas inclusiones de minerales opacos. Asimismo los fenoclastos policristalinos que varían entre 0,25 a 26 mm, poseen cristales de calcita/dolomita muy finos a medios, que varían entre 0,025 a 2 mm, con morfologías anhedras típicamente ameboidales, de bordes irregulares o suturales y límites corroídos por parches de óxidos de hierro. Estos cristales presentan maclado polisintético de tipo I predominantemente, y de manera subordinada tipo II y III. El maclado se muestra acuñado hacia el borde, flexurado, o bien con maclado mecánico tipo *kinking*. Además, los granos de calcita/dolomita se reconocen con extinción homogénea, ondulosa a en damero; y poseen inclusiones de minerales opacos.

Brucita: Los granos de brucita se presentan en la matriz como agregados cristalinos de crecimiento intercrystalino, de formas anhedras, hábito fibroso, y tamaños desde muy finos a finos, que varían entre 0,03 hasta 0,2 mm. Este mineral se caracteriza por mostrar extinción ondulosa. En cuanto a los fenoclastos policristalinos poliminerálicos de tamaños fino a grueso entre 0,25 a 26 mm, poseen agregados cristalinos de brucita de tamaño fino entre 0,1 a 0,95 mm, de formas anhedras angulosas a subredondeadas y límites irregulares. Tienden a presentar un crecimiento intercrystalino, los cuales se asocian a cristales de mica blanca. Por último, este mineral muestra un hábito fibroso y extinción ondulosa.

Cuarzo: Los cristales de cuarzo se disponen dispersos de forma aleatoria en la matriz de tamaños muy finos a finos, menores a 0,025 hasta de 0,2 mm, con morfologías anhedras redondeadas y con extinción homogénea. A la vez este mineral se presenta en fenoclastos monocristalinos de morfologías anhedras angulosas a redondeadas, y de grano fino que varía entre 0,2 a 0,4 mm. Los bordes de estos cristales son irregulares de límites netos, y se caracterizan por presentar extinción homogénea. Los fenoclastos policristalinos poliminerálicos de tamaños finos a gruesos entre 0,25 a 17 mm, se encuentran compuestos por finos cristales de cuarzo, que varían entre 0,1 a 0,4 mm, de morfologías anhedras subredondeados típicamente ameboidales, que tienden a crecer de manera intercrystalina, y con bordes netos cóncavos-convexos. Además este mineral tiene una extinción homogénea, ondulosa a en damero. Es preciso mencionar que se identificaron en cristales de cuarzo, inclusiones de calcita/dolomita y óxidos de hierro. Por último, en sectores se reconoce la presencia de sílice cripto a microcrystalina conformando parches de crecimiento intercrystalino dentro de la matriz. Estos

granos son de tamaño muy fino a fino menor a 0,005 y hasta 0,125mm, y con extinción ondulosa.

Minerales opacos: Estos minerales se hallan dispersos en la matriz de tamaño muy fino a fino menor a 0,02 mm hasta 0,575 mm de morfologías anhedras subredondeados a euhedras (con secciones cuadradas). Algunos cristales tienden a crecer de manera intercrystalina. A la vez, los minerales opacos forman inclusiones en cristales de calcita/dolomita y mica blanca, dentro de los fenoclastos.

Micas Blancas: Los granos de mica blanca se muestran inmersos en fenoclastos policristalinos poliminerálicos de tamaños finos a gruesos entre 0,25 a 17 mm, como cristales muy finos a finos menores a 0,01 hasta 0,2 mm, de morfologías subhedras a anhedras, con hábito laminar, de bordes aserrados y con extinción ondulosa. Poseen inclusiones euhedras prismáticas de minerales opacos de tamaño muy fino.

Tremolita: Este mineral se encuentra en fenoclastos policristalinos poliminerálicos de tamaños finos a gruesos entre 0,25 a 17 mm, como cristales finos que varían próximos a 0,1 mm. Estos últimos exhiben formas subhedras y hábito prismático con bordes aserrados. Se caracteriza por mostrar microplegamientos tipo *kinking*.

(2) *Cataclastitas derivadas protomilonitas, milonitas a ultramilonitas de mármoles:*

Las cataclastitas derivadas de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas procedentes de mármoles; se caracterizan por presentar en sección delgada una textura cataclástica. En cuanto a la matriz de estas rocas presentan porcentajes con importantes variaciones. Por esta razón, en sectores se identifica porcentajes de matriz desde el 30 al 55 %; mientras que en otras secciones varían entre el 50 a 70 %, con lo cual esta litología se define en parte como protocataclastita. La matriz de las cataclastitas se reconoce con una coloración parda-rojiza, debido a abundantes parches de óxidos de hierro, y en menor medida por parches de sílice cripto a microcristalina. En la matriz se hallan dispersos abundantes fenoclastos tanto monocristalinos como policristalinos; compuestos por calcita/dolomita, cuarzo, mica blanca y brucita. En cuanto a la estructura de esta litología, se puede diferenciar dos tipos: ciertas rocas disponen una foliación cataclástica, mientras que en otras rocas, se identifica una estructura masiva, siendo esta última más dominante. La primera fábrica mencionada se caracteriza por un incipiente patrón anastomosado S-C denotado por la orientación preferencial subparalela de los ejes mayores de los fenoclastos (Figura III.16.a). Además en esta litología es posible identificar un patrón en rompecabezas según la fragmentación de los fenoclastos reconocido en sectores de menor porcentaje de matriz (Figura III.16.e).

La matriz de estas cataclastitas se encuentra compuesta por muy finos y finos cristales, menores a 0,01 hasta de 0,375 mm, de calcita/dolomita y minerales opacos. Es imprescindible

distinguir la interdigitación de sectores intensamente afectados por la cataclasis con mayor reducción del tamaño, que limitan con microlitones de menor deformación donde puede distinguirse el protolito.

En cuanto a los fenoclastos inmersos en la matriz, se disponen de tamaño muy fino a grueso que varía entre 0,025 a 15 mm, los cuales se diferencian como monocristalinos y policristalinos (Figura III.16.c). Los primeros son relativamente más abundantes, monominerálicos y se definieron compuestos por calcita/dolomita, cuarzo o mica blanca. En cambio los fenoclastos policristalinos, se subdividieron como monominerálicos o poliminerálicos compuestos de calcita/dolomita, cuarzo, mica blanca y brucita. En general la morfología de los mismos, varía localmente entre angulosa hasta redondeada, con formas de cuñas a cóncavas-convexas y de bordes rectos a irregulares con límites corroídos (Figura III.16.a). Por último, los fenoclastos generalmente se muestran atravesados por abundantes fracturas internas rellenas con parches de óxidos de hierro.

La roca presenta un entramado de fracturas rellenas (venillas) diferenciadas en dos tipos, los cuales se manifiestan y dominan de forma variable según distintos sectores. El primero tipo de venillas, definidas como tipo 1 (ver Anexo VIII.3), se caracterizan por exhibir texturas semejantes a crustiformes o en peine. A su vez, estas fracturas pueden ser subdivididas, según presenten en el centro de las mismas un cristal (fracturas tipo 1.B) o no (fracturas tipo 1.A). De este modo, las fracturas tipo 1.A (ver Anexo VIII.3), corresponde a venillas lenticulares o tabulares, de bordes rectos, con límites corroídos o irregulares, y de espesor variable entre 0,05 a 0,75 mm. Estas se orientan transversales al eje mayor de los fenoclastos; atravesando y fragmentando tanto fenoclastos como matriz. Estas venillas se encuentran rellenas de cristales de calcita/dolomita que crecen desde ambas las paredes de la fractura hacia el centro, con finos trenes de inclusiones de óxidos de hierro.

En contraposición las venillas tipo 1.B (ver Anexo VIII.3), muestran formas tabulares, de bordes rectos a sinuosos, con límites irregulares, y de espesor variable entre 0,05 a 1,125 mm. Las mismas, se orientan transversales, predominantemente; aunque en menor medida, subparalelas al eje mayor de los fenoclastos. De este modo, tienden a atravesar y fragmentar fenoclastos y matriz. Estas venillas se encuentran rellenas de cristales finos a medios de calcita/dolomita que crecen en morfologías euhedras, desde las paredes de la fractura hacia el centro; y con bandas de inclusiones, debido a la orientación regular de óxidos de hierro. En el centro de la fractura, crecen cristales de calcita/dolomita o cuarzo anhédros de gran tamaño, con inclusiones romboédricas de óxidos de hierro. Cabe distinguir que estas venillas presentan crecimiento de calcita/dolomita desde la pared de la fractura y hacia el centro, ya sea en dos direcciones (generando venillas de secciones tabulares) o bien en tres direcciones (generando venillas de secciones triangulares; Figura III.16.g). Estas últimas se hallan incluidas en los tramos medios de las venillas crustiformes tabulares o están desmembradas en la matriz.

La segunda clase de fracturas rellenas se caracteriza por mostrar texturas masivas, denominadas como tipo 2.A (ver Anexo VIII.4; Figura III.16.c). Estas son tabulares, lenticulares y discontinuas con bordes curvos de límites irregulares, y espesores entre 0,025 a 0,875 mm. Estas se orientan tanto oblicuas como subparalelas a la estructura de la roca (foliación cataclástica); con lo cual atraviesan fenoclastos y matriz. Se encuentran rellenas de fragmentos de calcita/dolomita y abundantes parches de óxidos de hierro de coloración parda-rojiza.

Por último en cuanto a las relaciones entre los distintos tipos de entramados, se identifica que las venillas tipo 1 tienden a interrumpirse unas a otras, o bien hallarse desmembradas dentro de las venillas tipo 2. Además, por lo general las venillas tipo 2 cortan las fracturas tipo 1.

Para finalizar, la mineralogía reconocida en la matriz de las cataclastitas derivadas protomilonitas, milonitas a ultramilonitas de mármoles; se encuentra definida por la asociación mineral correspondiente a Cc/Dol±Op, a la vez que posee abundantes parches de óxidos de hierro y sílice cripto a microcristalina. Además, en la matriz anteriormente definida, se hallan dispersos fenoclastos compuestos mineralógicamente por Cc/Dol±Qtz±Wmca±Brc.

Descripciones de los minerales:

Calcita/Dolomita: Este mineral en la matriz de las cataclastitas, se dispone en muy finos a finos cristales, menores a 0,015 hasta de 0,5 mm, de morfologías anhedras. Se muestran enmascarados por parches de óxidos de hierro, además de tener un aspecto terroso por alteración a argilominerales. Además los granos de calcita/dolomita, presentan extinción homogénea a ondulosa. Los cristales de calcita/dolomita dentro de los fenoclastos monocristalinos, se caracterizan por un tamaño de grano muy fino a medio, que varía de 0,5 hasta 1 mm. Las morfologías distinguidas corresponden a cristales anhedros angulosos a subredondeados, en formas de cuñas o cóncavos-convexos, y de bordes rectos a suturales con límites corroídos. Los cristales se encuentran con maclado polisintético que responde al tipo I y II, este se halla flexurado y acuñado hacia al borde. De este modo, los granos muestran extinción homogénea, ondulosa a en damero. Relativamente son menos abundantes que los fenoclastos policristalinos. Los fenoclastos policristalinos varían entre 0,2 a 10 mm, así aquellos de menor tamaño son monominerálicos; mientras los mayores, poliminerálicos. Estos fenoclastos poseen cristales de calcita/dolomita muy finos a medios, que varían entre 0,025 a 1,7 mm. La morfología de los mismos es anhedra, por lo general ameboidal y de menor abundancia poligonal; con bordes irregulares a suturales y límites corroídos. Presenta un maclado polisintético identificado como tipo I y II predominantemente, y de manera subordinada tipo III. Los cristales se muestran con extinción homogénea, ondulosa a en damero. Por último los granos de calcita/dolomita inmersos en los fenoclastos, exhiben inclusiones de mica blanca y cuarzo.

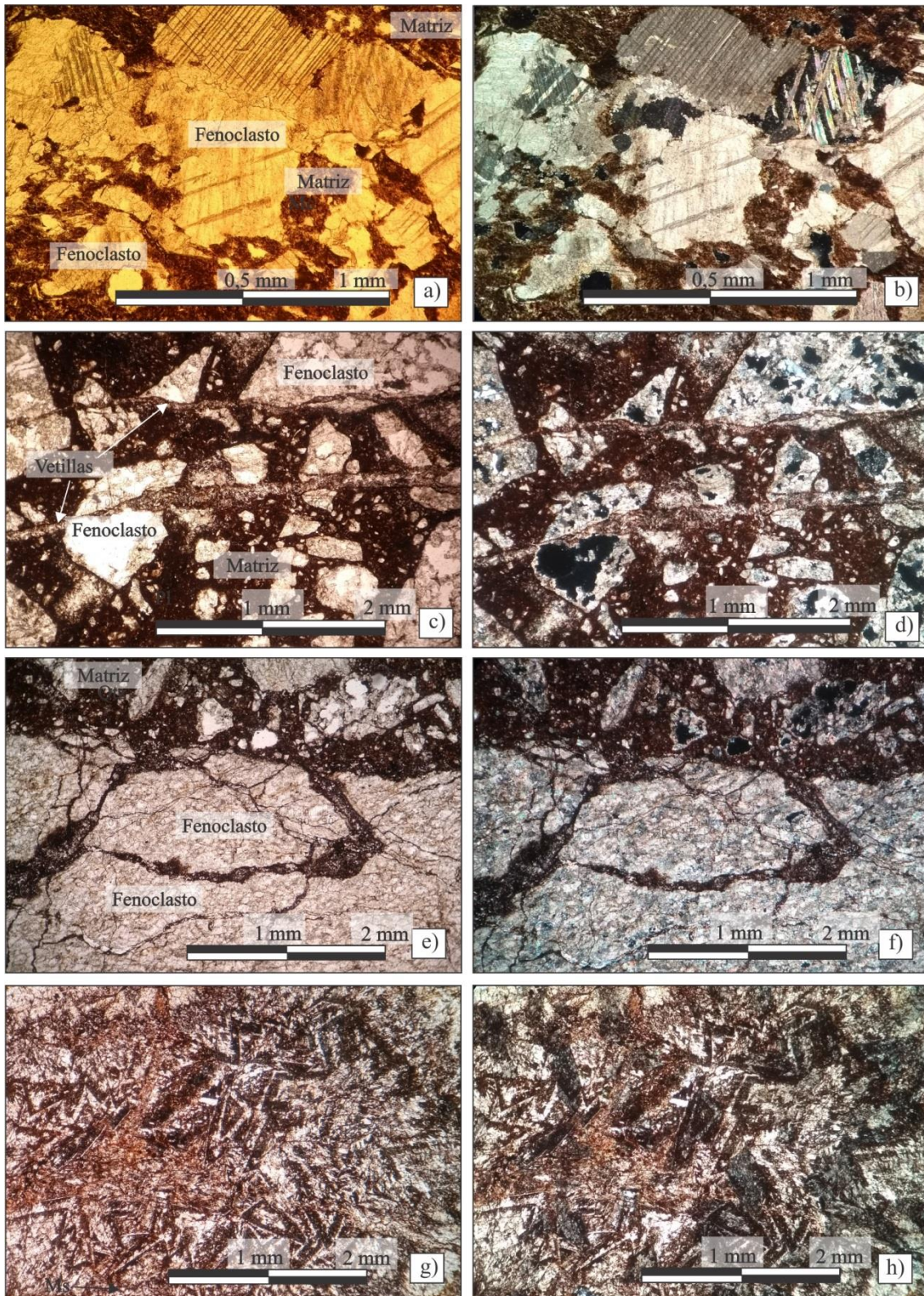


Figura III.16: Fotografías microscópicas de las cataclastitas derivadas de mármoles. a) Microfotografía a nicols paralelos, donde se denota una tendencia de los fenoclastos policristalinos a orientarse subparalelos, además de identificarse su morfologías subangulosas con formas de cuñas a cóncavas-convexas y de bordes irregulares con límites corroídos. b) Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura a). c) Microfotografía a nicols paralelos, en la cual es posible identificar fenoclastos, tanto monocristalinos como policristalinos, de morfologías angulosas en cuñas, con bordes irregulares y límites corroídos. Estos están atravesados por microfracturas rellenas tipo 2.A. d) Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura c). e) Microfotografía a nicols paralelos, donde se identifica el patrón en rompecabezas según la fragmentación de los fenoclastos. f) Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura e). g) Microfotografía a nicols paralelos, en la cual se observa una microfractura rellena tipo 1.B incluida dentro de la matriz, con crecimiento en varias direcciones. h) Microfotografía a nicols cruzados correspondiente a la figura g).

Cuarzo: Los cristales de cuarzo, se dispone en la matriz de las cataclastitas como finos cristales menores a 0,15 mm, de morfologías subhedras y con extinción ondulosa. En cuanto a los fenoclastos monocristalinos compuestos por cuarzo, se caracterizan con tamaños de granos pequeños que varían entre 0,15 a 0,3 mm. La morfología de los mismos es anhedra, diferenciados como angulosos hasta redondeados, con bordes rectos o sinuosos y de límites netos. Se caracterizan por presentar extinción homogénea. A la vez los fenoclastos policristalinos finos a gruesos que varían entre 0,075 a 10 mm, están compuestos de cristales de cuarzo de tamaño muy fino a fino desde 0,025 a 0,8 mm. Estos cristales muestran morfologías anhedras subredondeadas, típicamente ameboidales a cóncavos-convexos, de bordes rectos a suturales, y con límites netos. Tienden a mostrar un crecimiento intercrystalino. Además este mineral tiene extinción homogénea, ondulosa a en damero. Cabe distinguir que los cristales de cuarzo generan inclusiones goticulares en calcita/dolomita dentro de estos fenoclastos. Por último, en sectores se reconoce la presencia de sílice cripto a microcristalina conformando parches de crecimiento intercrystalino dentro de la matriz. Estos granos son de tamaño muy fino a fino menor a 0,005 y hasta 0,125mm, y con extinción ondulosa.

Brucita: Los cristales de brucita se presentan en la matriz como agregados cristalinos de morfologías anhedras y tamaño fino a medio, que varía entre 0,1 a 1,3 mm. Se muestran de hábito fibroso y extinción ondulosa. Por otro lado este mineral, compone fenoclastos policristalinos poliminerálicos de tamaños finos a grueso entre 0,2 a 10 mm. En estos fenoclastos, la brucita conforma agregados cristalinos de tamaño fino entre 0,05 a 0,3 mm. Los cristales se caracterizan por presentar formas anhedras, angulosas a subredondeadas, con hábito fibroso y con límites irregulares corroídos. Tienden a presentar crecimiento intercrystalino con extinción ondulosa.

Mica blanca: Este mineral conforma escasos fenoclastos monocristalinos de tamaño fino, próximo a 0,5 mm; con formas subhedras subangulosas, de hábito laminar y bordes aserrados. Se caracteriza por presentar una extinción ondulosa a homogénea. A la vez los cristales de mica blanca, se encuentran en los fenoclastos policristalinos poliminerálicos de tamaños finos a gruesos, que varían entre 0,2 a 10 mm. Dentro de los últimos, los cristales de mica blanca se hallan dispersos, o bien como inclusiones en calcita/dolomita. El tamaño de estos cristales es muy fino o fino, aproximadamente entre 0,04 a 0,85 mm. Muestran de morfologías subhedras a anhedras con hábito laminar a acicular y bordes irregulares a aserrados, además presentan extinción ondulosa. Disponen de pequeñas inclusiones de minerales opacos euhedros prismáticos.

Minerales opacos: Los minerales opacos se muestran en la matriz de tamaño muy fino a fino entre 0,02 a 0,75 mm de morfologías anhedras subredondeadas. A la vez estos minerales conforman inclusiones en cristales de los fenoclastos.

CAPÍTULO IV

ESTRUCTURA DEL BASAMENTO METAMÓRFICO

DEL SEGMENTO AUSTRAL DE LA FAJA DE

CIZALLA LAS LAJAS

IV. ESTRUCTURA DEL BASAMENTO METAMÓRFICO DEL SEGMENTO AUSTRAL DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:

A. INTRODUCCIÓN:

El basamento cristalino comprendido en la región aledaña al cerro El Potrero Sur, ha sido transformado por la acción de la faja de cizalla Las Lajas, modificando tanto las litologías como estructuras que el mismo presenta. Por esta razón en el área, se hallan los rasgos estructurales preexistentes parcial o totalmente obliterados, por aquellas estructuras generadas durante el metamorfismo dinámico. Estas estructuras ligadas al accionar de la faja de cizalla Las Lajas, se asocian a procesos de cizallamiento y ambientes de variables características reológicas, desde dúctiles a frágiles.

En cuanto las estructuras planares, identificadas dentro del área de estudio, se han determinado las siguientes: estratificación sedimentaria ($S_0?$), foliación metamórfica (S_1), foliación milonítica (S_2) y foliación cataclástica (S_3). A su vez la foliación milonítica S_2 , se encuentra asociada a un conjunto de estructuras lineares definidas como: lineación mineral, de estiramiento y por intersección (L_2). Por último, los rasgos planares y lineales mencionados se encuentran deformados generando secuencias de pliegues (P) de escala centimétrica a decamétrica, además de dar lugar a estructuras prismáticas tipo *boudines* y *pich and swell* de escala centimétrica a métrica.

De este modo, en este capítulo se pretende caracterizar al conjunto de estructuras anteriormente mencionadas. El análisis de las mismas consiste en aunar datos estructurales en tres niveles de observación: microscópico o petrográfico, macroscópico o de campo y meso-megascópico o regional; mediante la identificación y registro de las estructuras en las etapas de gabinete, campo y el análisis detallado en la etapa de laboratorio a partir de las secciones delgadas bajo microscopio binocular de luz polarizada, respectivamente.

Es preciso distinguir que la caracterización de las estructuras se realizó siguiendo los criterios de Hobbs *et al.*, (1981), Mc Clay (1987), Ramsay (1967), Passchier y Trouw (1996, 2005), Holdsworth (2006), entre otros.

B. ESTRUCTURAS PLANARES:

Las estructuras planares identificadas dentro del área de estudio, se pueden clasificar (según el criterio propuesto por Passchier y Trouw, 2005) en rasgos primarios, tal como la estratificación sedimentaria ($S_0?$); y rasgos secundarios inicialmente asociados a un primer evento de metamorfismo regional, que genera la foliación metamórfica (S_1), y luego vinculados a un segundo evento de metamorfismo, en este caso de carácter dinámico ligado a la faja de cizalla Las Lajas, que genera la foliación milonítica (S_2) y la foliación cataclástica (S_3).

La única estructura planar desarrollada de manera penetrativa, en la mayoría de las litologías que conforman el basamento cristalino de la zona en estudio, corresponde a la foliación milonítica (S_2). Caso contrario, la estratificación sedimentaria ($S_0?$) y foliación metamórfica (S_1) se hallan de manera relícticas. Sobreimpuesta de forma póstuma y localmente penetrativa a todos los rasgos anteriores, se reconoce la foliación cataclástica (S_3). A continuación en los apartados siguientes, se desarrolla la caracterización de cada una de las estructuras planares anteriormente mencionadas.

1. ESTRATIFICACIÓN SEDIMENTARIA ($S_0?$):

Este rasgo planar primario relíctico; se infiere a escala mesoscópica por la intercalación rítmica de metamorfitas derivadas de diferentes protolitos sedimentarios. Es así, que la estratificación sedimentaria, queda definida como la superficie horizontal que habría separado los distintos sedimentos (grauvacas, pelitas, calizas y margas) precursores de las actuales metamorfitas durante el momento de su depositación. De este modo, nos referimos al contacto estratal entre milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises, de mármoles y de anfibolitas (Figura IV.1. a y b). Es imprescindible destacar, que la orientación de esta estructura, se encuentra totalmente obliterada debido a la deformación posterior que habría afectado a estos sedimentos.

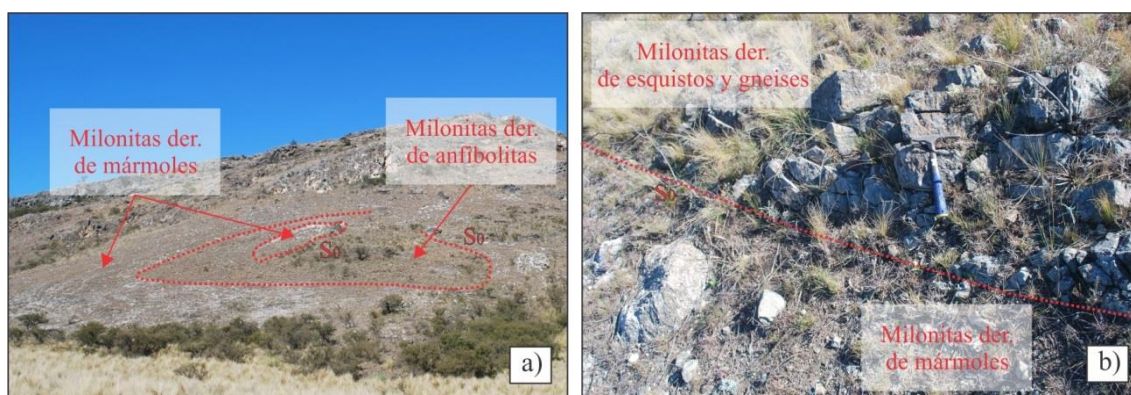


Figura IV.1: Contactos entre metamorfitas derivadas de protolitos sedimentarios diferentes. **a)** Fotografía mesoscópica del contacto plegado entre milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles y milonitas (*s.l.*) derivadas de anfibolitas. **b)** Fotografía macroscópica del contacto deformado entre milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles con aquellas milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises. Escalas: piqueta de 30 cm.

2. FOLIACIÓN METAMÓRFICA (S_1):

Como estructura planar secundaria de carácter relíctico y producto de un metamorfismo regional se define la foliación metamórfica (S_1). Esta estructura se reconoce a partir del bandeo composicional que muestran las parametamorfitas, visible localmente a escala macroscópica y microscópica. Esta estructura sería el resultado del proceso de segregación metamórfica, al que se le sobreimpone la foliación milonítica posterior. De este modo el bandeo composicional metamórfico, da lugar a la alternancia de sectores con distinta competencia, que presentan diferentes respuestas reológicas a la deformación durante el metamorfismo dinámico posterior. Por esta razón en las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos-

gneises (Figura IV.2.a), anfibolitas (Figura III.11. d y g) y mármoles (Figura IV.2.b) se distinguen sectores intensamente deformados, que limitan con microlitones de menor deformación (ver la caracterización del bandeo composicional milonítico correspondiente a cada litología en el Capítulo III). Al igual que la estructura planar S_0 ?, la orientación de la foliación metamórfica S_1 se encuentra, casi en toda el área de estudio, transformada debido a la deformación posterior.

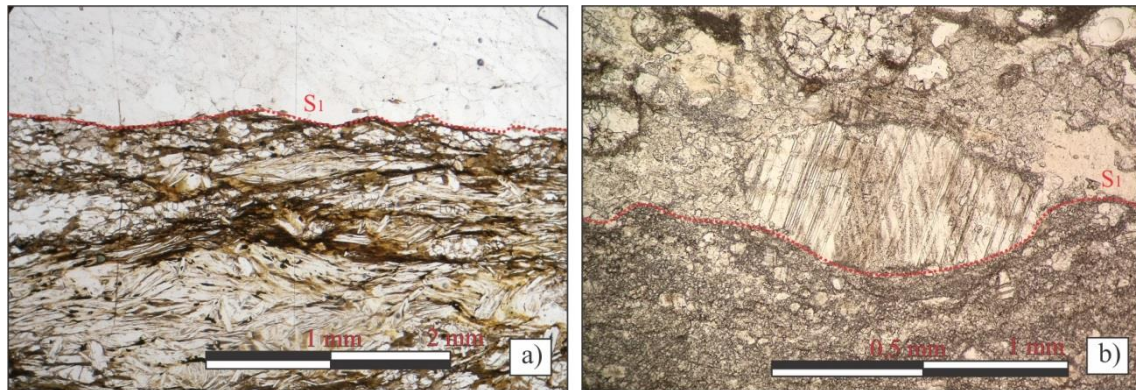


Figura IV.2: Bandeo composicional en milonitas (s.l.) derivadas de rocas metamórficas previas. a) Microfotografía a nicoles paralelos del bandeo composicional (S_1) en una milonita derivada de gneis. En el sector superior se reconoce una banda granoblástica compuesta por cuarzo y plagioclasa, mientras que en el sector inferior se distinguen una banda granolepidoblástica compuesta por filosilicatos, cuarzo y plagioclasa. **b)** Fotografía microscópica a nicoles paralelos del bandeo composicional (S_1) en una milonita derivada de mármol, denotado por una banda granoblástica de calcita/dolomita, brucita y mica blanca; que alterna con una banda granoblástica de calcita/dolomita de grano relativamente más fino.

3. FOLIACIÓN MILONÍTICA (S_2):

Bajo la categoría foliación milonítica (S_2), se han incluido dos estructuras planares secundarias generadas por la actividad de la faja de cizalla Las Lajas en condiciones estructurales dúctiles, las cuales corresponden a la foliación milonítica (S_{2a}) y la foliación de crenulación (S_{2b}).

a) Foliación milonítica (S_{2a}):

La foliación milonítica (S_{2a}) corresponde al principal rasgo planar que muestran las litologías involucradas en el área de estudio; y es caracterizada como penetrativa en la mayor parte del basamento, desde escala mesoscópica a microscópica. La misma queda representada en las asociaciones litológicas correspondientes a milonitas (s.l.) derivadas de mármoles, de esquistos-gneises, de anfibolitas y de granitoides. Debido a la importancia de la foliación milonítica (S_{2a}) en la estructura interna de este basamento, a continuación se abordará la caracterización según cada tipo de litología mencionada.

La foliación S_{2a} en las milonitas (s.l.) derivadas de mármoles se presenta penetrativamente a toda escala como un bandeo milonítico de espesor variable entre 0,075 a 20 mm (Figura III.1.e y f, III.2.a, III.3.a y III.4.a). Además esta foliación, presenta a macro y microescala un patrón anastomosado tipo S-C denotado por la recrystalización y neoformación sin-cinemática, en finas folias que tienden a intersectarse entre sí, de cristales de

calcita/dolomita dominante; y en menor medida por tremolita, brucita y mica blanca. Además este rasgo S-C, puede identificarse ligado a la geometría tipo sigma y delta de porfiroclastos dispersos en la matriz (Figuras III.2.c, e y g; III.3.c, e y g; y III.4.c y e), o bien en diques de cuarzo deformados con morfologías sigmoides (Figura III.1.h). El rumbo dominante de la foliación milonítica en estas rocas es meridional, y de manera secundaria se orientan NE-SO y NO-SE; con buzamiento hacia el E de una intensidad media de 46° , aunque localmente varía desde 12° hasta 90° (Figura IV.3.a).

Las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises, exhiben la foliación milonítica (S_{2a}) penetrativa a toda escala (Figura III.5.e). Este rasgo planar varía localmente desde una esquistosidad milonítica, de menos de un 1 mm de espesor; que pasa a un bandeado milonítico, de potencias entre 1 y 40 mm. Por otro lado, a microescala es posible distinguir un característico patrón anastomosado tipo S-C, manifestado por la recristalización y neoformación de filosilicatos (biotita, clorita y muscovita) en finas folias que tienden a intersectarse entre sí. A la vez, este patrón S-C se reconoce en la morfología de los porfiroclastos tipo sigmas y deltas inmersos en la matriz de la roca (Figura III.6). La orientación general para la foliación S_{2a} en esta asociación lito-estratigráfica, responde a un rumbo meridional predominante, y de manera secundaria se orientan NO-SE y NE-SO. Estos planos disponen de buzamiento hacia el E con una intensidad media de 49° , aunque muestra una importante variación desde 15° a 83° (Figura IV.3.b).

La estructura planar correspondiente a la foliación S_{2a} en las milonitas (*s.l.*) derivadas de anfibolitas, se observa como una fina esquistosidad penetrativa a toda escala, con espesor variable entre 0,5 a 6,5 mm. En esta asociación lito-estratigráfica se distingue a microescala principalmente, un patrón anastomosado tipo S-C denotado por la orientación, en finas folias que tienden a intersectarse entre sí, a partir de la recristalización y neoformación de actinolita y hornblenda (Figura III.11.e). Por otro lado la microfábrica S-C, se manifiesta en la geometría de microlitones sigmoidales (Figura III.11.d y g) y de porfiroclastos tipo delta de hipersteno y plagioclasa dispersos en la matriz. Es imprescindible mencionar que en campo, la tendencia anastomosada de estas milonitas (*s.l.*) se manifiesta localmente, de modo que en sectores estas rocas disponen un patrón planar, donde se desdibuja el patrón anastomosado y se muestran como típicas milonitas esquistosas. Por último, la orientación general de la foliación S_{2a} responde a un rumbo meridional dominante, aunque de manera subordinada se dispone NE-SO y NO-SE, de buzamiento hacia el E con una intensidad media de 47° , con una importante variación desde 4° hasta 90° (Figura IV.3.c).

La última asociación lito-estratigráfica que evidencia rasgos vinculados con la foliación milonítica S_{2a} corresponden a aquellas milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides. En estas rocas, la estructura planar mencionada se manifiesta de forma localmente penetrativa desde escala mesoscópica a microscópica (Figura III.8.b). La foliación S_{2a} varía desde una esquistosidad

milonítica fina, de espesor menor a 0,5 mm hasta 3,5 mm; que alterna a bandeado milonítico fino, de potencias entre 1,5 y 8 mm. Por otra parte estas rocas, evidencian en sectores y a toda escala, un patrón anatomosado tipo S-C debido a la recristalización y neoformación sin-cinemática de filosilicatos (muscovita y biotita) en finas folias, las cuales tienden a intersectarse entre sí (Figura III.10.a). Por otro lado, este patrón S-C es identificado en las formas tipo sigmas y deltas de los porfiroclastos inmersos en la matriz compuestos por granate, feldespatos potásico, plagioclasa y cuarzo. En estas rocas, el rumbo dominante de la foliación milonítica es meridional, y de manera secundaria se orientan NO-SE; con buzamiento hacia el E de intensidad media próxima a 53°, aunque localmente varía desde 19° hasta 72° (Figura IV.3.d).

Para concluir, la orientación general de la foliación milonítica S_{2a} responde a un rumbo meridional dominante, y de manera subordinada NE-SO y NO-SE. El buzamiento de este rasgo planar es predominantemente hacia el E con una intensidad media de 47°, y de importante variación desde 4° hasta 90°. En el Anexo VIII.7 se pueden visualizar las foliaciones miloníticas S_{2a} identificadas según el sector este, centro y oeste del área de estudio.

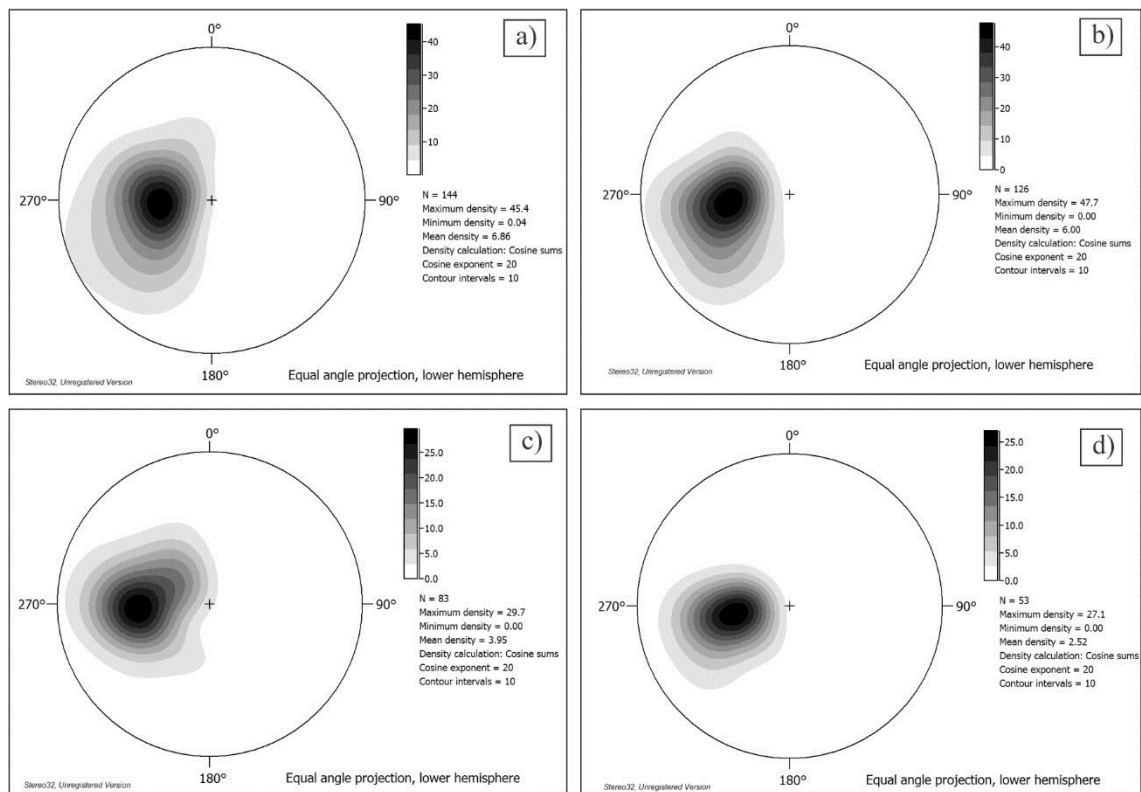


Figura IV.3: Representación estereográfica en la red de Schmidt de la foliación milonítica S_{2a} . a) Densidad de polos de los estructura S_{2a} para las milonitas (s.l.) derivadas de mármoles. b) Densidad de polos de los estructura S_{2a} para las milonitas (s.l.) derivadas de esquistos y gneisses. c) Densidad de polos de los estructura S_{2a} para las milonitas (s.l.) derivadas de anfibolitas. d) Densidad de polos de los estructura S_{2a} para las milonitas (s.l.) derivadas de granitoides.

b) Foliación de crenulación (S_{2b}):

Tal como se mencionó anteriormente, se han determinado dos foliaciones genéticamente relacionadas con la actividad de la faja de cizalla Las Lajas en ambiente

estructural dúctil. Dentro de esta categoría, la foliación de crenulación (S_{2b}), se genera a partir del plegamiento de la foliación milonítica (S_{2a}). La segunda estructura mencionada (S_{2a}), posee plegamientos intrafoliales que evolucionan localmente para dar lugar a la foliación de crenulación (S_{2b} ; Figura IV.4.b). Esta estructura planar se manifiesta a macroescala de forma localmente penetrativa en las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises principalmente (Figura IV.4.a), y en menor medida en plegamientos asociados a las milonitas (*s.l.*) derivadas de anfibolitas.

En cuanto a la orientación calculada para la foliación de crenulación (S_{2b}) en promedio presenta un rumbo NO-SE, con un buzamiento variable entre O y E de intensidad próxima a 65° (Figura IV.4.c). Por lo general, el flanco NE-E es aquel que tiende a ser de menor longitud y crenularse.

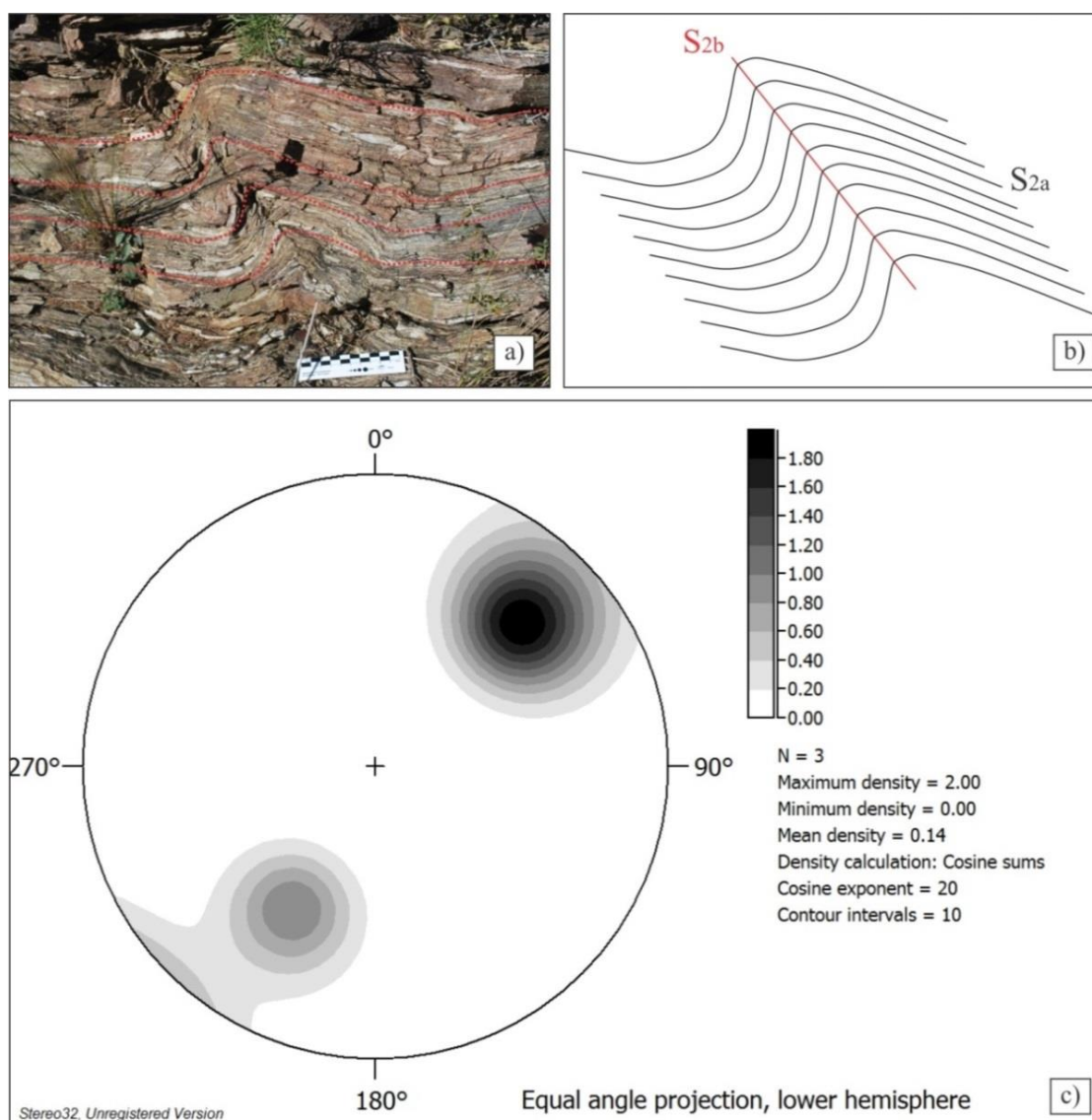


Figura IV.4: Foliación de crenulación S_{2b} . a) Fotografía macroscópica de la foliación milonítica S_{2a} con plegamientos intrafoliales dando lugar a la foliación de crenulación S_{2b} . b) Esquema de figura a), donde el plegamiento de la foliación milonítica S_{2a} genera la foliación de crenulación S_{2b} . c) Representación estereográfica en la red de Schmidt de la densidad de polos de la estructura S_{2b} . Escala de 10 cm.

4. FOLIACIÓN CATACLÁSTICA (S_3):

En el área de estudio la estructura planar denominada foliación cataclástica, se relaciona genéticamente con la actividad de la faja de cizalla Las Lajas; pero a diferencia de las foliaciones anteriores, se vincula a condiciones de ambiente estructural frágil-dúctil. De este modo en la asociación lito-estratigráfica cataclástica cohesiva derivada de milonitas (*s.l.*) de mármol, es posible identificar una foliación localmente penetrativa desde macro a microescala (Figura III.12.g, 13.a y 14.a). Por esta razón, las estructuras previas de las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles son obliteradas por el flujo cataclástico.

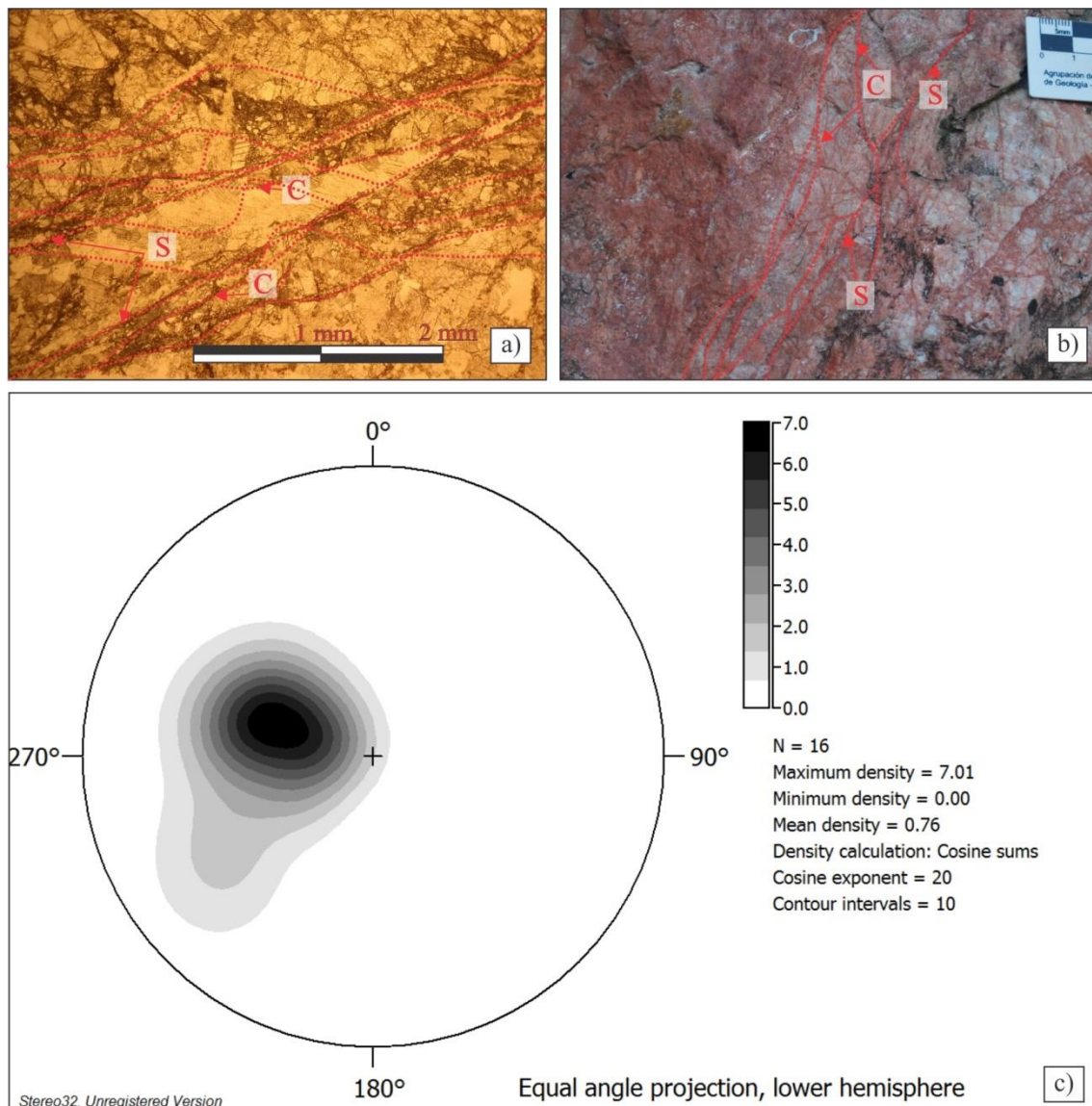


Figura IV.5: Foliación cataclástica S_3 . a) Fotografía microscópica a nicoles paralelos, donde es posible ver la foliación cataclástica con patrón anastomosado tipo S-C localmente penetrativo. b) Fotografía macroscópica que muestra la foliación cataclástica con patrón anastomosado tipo S-C localmente penetrativo. c) Representación estereográfica en la red de Schmidt de la densidad de polos de los estructura S_3 . Escala de 10 cm.

Por otra parte la estructura cataclástica S_3 , se caracteriza a macro y microescala por un incipiente patrón anastomosado tipo S-C, generado durante el inicio de la fragmentación de los protolitos y orientación subparalela de los fenoclastos según sus ejes mayores, delimitando finas

folias de matriz las cuales tienden a intersectarse entre sí (ver la caracterización de la foliación cataclástica correspondiente a cada litología incluida en la asociación pertinente dentro del Capítulo III; Figura IV.5.a y b).

La orientación medida para la foliación cataclástica (S_3), presenta un rumbo N-S predominante, y de forma subordinada NO-SE y NE-SO. El buzamiento de estos planos es hacia el E, con una intensidad media de 39° (Figura IV.5.c).

C. ESTRUCTURAS LINEARES:

Asociados a los planos de foliación milonítica S_2 y vinculadas al metamorfismo dinámico de la faja de cizalla Las Lajas, se desarrolla una serie de estructuras lineares. Estas se han diferenciado como: lineación mineral y lineación de estiramiento mineral (L_{2a}), además de lineación de intersección (L_{2b}). Las dos primeras lineaciones mencionadas, se reúnen bajo la categoría L_{2a} al presentar relación genética y espacial. Esta estructura linear se desarrolla de forma recurrente en la mayoría de las litologías que conforman el basamento cristalino de la zona en estudio. En contraposición, la lineación de intersección (L_{2b}) se manifiesta únicamente a macroescala y de manera local en escasas litologías del basamento. Particularmente se caracterizará cada una de estas lineaciones en los apartados siguientes.

1. LINEACIÓN MINERAL Y LINEACIÓN DE ESTIRAMIENTO MINERAL (L_{2a}):

Las estructuras clasificadas como lineación mineral y lineación de estiramiento mineral (L_{2a}), se desarrollan sobre los planos de la foliación milonítica (S_{2a}). Ambas estructuras se generan a partir de la actividad de la faja de cizalla Las Lajas en un ambiente estructural dúctil. Las lineaciones quedan representada de forma regular a macroescala en las asociaciones litológicas correspondientes a: milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, de esquistos y gneises, de anfíbolitas y de granitoides.

La lineación mineral está ligada al crecimiento sin-cinemático de cristales dispuestos sobre los planos de foliación, con sus ejes mayores orientados siguiendo una dirección preferencial subparalela. Sin embargo, qué mineral recristaliza, varía según cada litología. De este modo en milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, la lineación mineral se denota por el crecimiento subparalelo de cristales de calcita/dolomita. Caso contrario en milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises, la lineación se halla ligada a cristales de biotita, muscovita y clorita. En cuanto las milonitas (*s.l.*) derivadas de anfíbolitas, este rasgo se vincula al crecimiento de cristales de actinolita y hornblenda. Por último, en milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides, la lineación se asocia al crecimiento de muscovita y biotita (Figura III.9.c). Todos estos cristales se presentan de tamaño medio, y muestran formas de ojos elongados (para el caso de anfíboles y calcita/dolomita) o más comúnmente definen escamas elongadas (para el caso de las micas), levemente inclinadas sobre la foliación milonítica (S_{2a}).

En cuanto la lineación mineral de estiramiento, queda identificada por la elongación y recrystalización sin-cinemática en una dirección preferencial de pequeños cristales de cuarzo en milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos- gneises y de granitoides, los cuales se agregan en finas cintas o listones, sobre los planos de la estructura milonítica. Por otro lado, asociado a las milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides, se destacan ojos elipsoidales de plagioclasa y feldespato potásico; cuyos ejes mayores se posicionan siguiendo una orientación preferencial, la cual es también paralela a las lineaciones definidas por filosilicatos e inosilicatos.

Ambas lineaciones L_{2a} se orientan espacialmente de forma paralela, con una dirección de inmersión predominante hacia el E, y de manera subordinada hacia el NE y SE (entre 045° N y 130° N). La intensidad de inmersión promedio es de 41° , con un máximo de 75° y un mínimo de 10° .

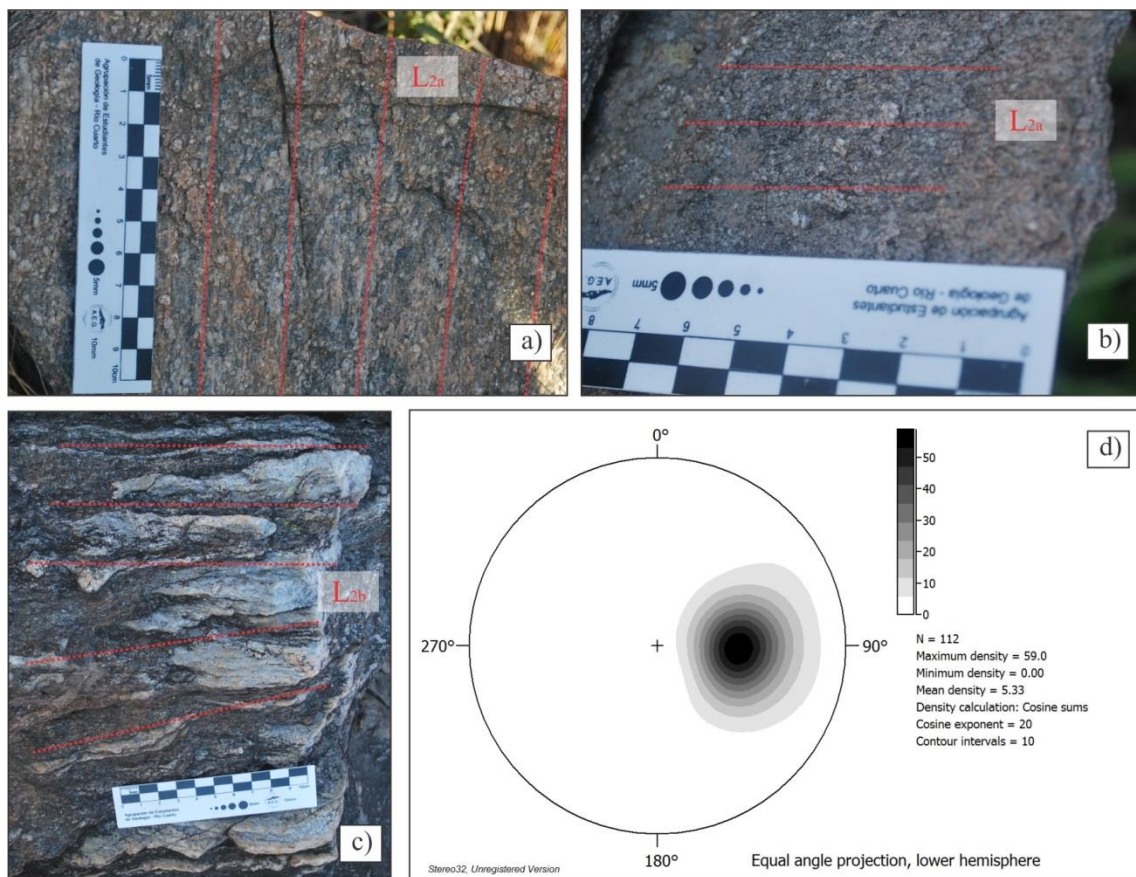


Figura IV.6: Lineación mineral y lineación de estiramiento L_{2a} . a) Fotografía macroscópica que muestra la lineación mineral L_{2a} de muscovita y biotita; y la lineación de estiramiento L_{2a} de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en una protomilonita derivada de un leucogranito. b) Fotografía macroscópica en la que se observa la lineación mineral L_{2a} de muscovita, biotita y clorita; y la lineación de estiramiento L_{2a} de cuarzo en las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises. c) Fotografía macroscópica que muestra la lineación de intersección L_{2b} en las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises, debido a la orientación de las bandas granoblásticas ricas en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. d) Representación estereográfica en la red de Schmidt de la densidad de polos de las lineaciones L_{2a} . Escala de 10 cm.

2. LINEACIÓN DE INTERSECCIÓN (L_{2b}):

Se designa como lineación de intersección L_{2b} , al rasgo linear generado durante la actividad de la faja de cizalla Las Lajas en condiciones estructurales dúctiles.

Característicamente la lineación de intersección L_{2b} , se dispone a macroescala representada en sectores de manera regular, y se distingue únicamente en las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises. La lineación pertinente se define en la confluencia de la foliación milonítica S_{2a} con la foliación de crenulación S_{2b} ; y es denotado por la orientación preferencial de bastones de cristales de cuarzo y plagioclasa concentrados en las bandas granoblásticas (Figura IV.6.c). La orientación de esta lineación coincide con la disposición espacial de los ejes axiales meridionales de los pliegues intrafoliales (P_2 ; ver apartado siguiente IV.D.1); por lo tanto muestra una dirección de inmersión variable desde S a SE, con una intensidad de promedio de 44° (Figura IV.7.a).

D. PLEGAMIENTOS:

La estructura del basamento involucrado en el área de estudio, evidencia una deformación dúctil generalizada, a partir de la cual se desarrollan plegamientos de micro a megaescala. Para su mejor comprensión, los distintos plegamientos descriptos se han categorizado en base a la orientación espacial de sus ejes axiales, definiendo así, dos conjuntos: plegamientos P_2 , cuyos ejes axiales se disponen generalmente N-S; y plegamientos P_3 , los cuales presentan sus ejes axiales orientados parcialmente E-O (Figura IV.7.a). Ambas estructuras son sin-cinemáticas a parcialmente tardío a la generación de la foliación milonítica S_{2a} , debido a que este rasgo planar se halla involucrado en los pliegues relevados; por esta razón la enumeración de pliegues se ha comenzado desde una fase número dos, asociado al mismo evento deformacional que da lugar a la foliación mencionada. En los siguientes apartados se describirá particularmente a cada uno de estos plegamientos.

1. PLIEGUES DE EJES AXIALES ORIENTADOS N-S (P_2):

El primer grupo de plegamientos corresponde a estructuras que varían de escala microscópica a megascópica, y afectan a la mayoría de las asociaciones litológicas presentes en el área de estudio. Estas estructuras disponen en promedio sus ejes axiales orientados meridionalmente, con una dirección de inmersión predominante hacia el N, la cual varía entre 325° y 35° ; mientras que de forma subordinada disponen inmersión hacia el S, variando desde 139° a 180° . En cuanto la intensidad de inmersión media de los ejes axiales, es de 34° en igual sentido a la dirección. Los planos axiales de estas estructuras, presentan buzamientos generales dominantes hacia el E de intensidad promedio de 75° , por lo tanto disponen de vergencia occidental.

Dentro de este conjunto se desarrolla como pliegue de primer orden, una estructura de tipo en vaina de escala decamétrica. Asimismo, como plegamientos de segundo orden y escala métrica, se identifican predominantemente pliegues de geometrías simétricas, inclinadas, de charnelas apretadas y disarmónicos. Por último y de tercer orden, se desarrollan recurrentemente

plegamientos parásitos o bien pliegues intrafoliales, de escala centimétrica, que presentan características geométricas análogas a aquellos pliegues de mayor orden.

De este modo, en la categoría P_2 , queda involucrado el plegamiento principal observado en el área de estudio (ver Anexos VIII.1, VIII.2, VIII.5, VIII.6 y Figura IV.7.g y e), el cual pliega y estructura a todas las asociaciones litológicas presentes en el área. Este plegamiento de escala decamétrica (dimensiones en el plano y, z de aproximadamente 400 m) se ha clasificado de tipo en vaina, debido que responde a una morfología asimétrica elongada meridionalmente (Figura IV.7.b, c y d). El núcleo de este plegamiento coincide con la ubicación del cerro El Potrero Sur, donde la erosión actual deja al descubierto una sección media del tubo de esta estructura (Figura IV.7.g). En la cara norte de esta serranía, se reconocen paquetes de milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles y de anfibolitas conformando superficies elipsoidales cerradas concéntricamente (este plano correspondería a una sección aproximadamente perpendicular al eje axial del pliegue –plano y, z ; Figura IV.7.b), conformando estructuras similares a *eye-folds*. Esta última dispone una elongación del radio en el eje y , aproximadamente similar al radio en el eje z ; por lo cual, siguiendo la clasificación de Alsop y Holdsworth (2006), se consideraría un pliegue en vaina tipo B, de sección semejante a *bull's-eye* ($R' \approx 10$; Figura IV.7.f). Estos tipos de plegamientos son comúnmente producto de procesos de cizalla simple y tienden a presentar secciones transversales asimétricas. Cabe distinguir, que también se identifican pliegues intrafoliales de escala centimétrica-métrica (longitud de onda entre charnela y charnela de aproximadamente 50 cm a 1 m), dentro de la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles que responden a morfologías tipo pliegues en vaina.

A la vez, dentro de la categoría P_2 y ligado a la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de anfibolitas, se reconocen secuencias antiformes-sinformes de escala métrica (longitud de onda entre charnela y charnela de aproximadamente 1 m), los cuales se clasifican según su geometría como simétricos, inclinados, con charnelas angulosas tipo *chevrón* (Figura III.11.a y b). A la vez, estos pliegues son disarmónicos, es decir que presentan abundantes plegamientos parásitos. Estos últimos, poseen escalas centimétricas (longitud de onda entre charnela y charnela aproximadamente de 1 a 3 cm) y morfologías simétricas, inclinadas y de charnelas apretadas tipo *chevrón*. Además los pliegues parásitos, según su disposición dentro de los plegamientos mayores se los puede distinguir como S, M y Z (Figura III.11.c y IV.8.c).

En cuanto la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles, tiende a desarrollar escasos plegamientos que pertenezcan a esta categoría. Sin embargo, aquellos que disponen ejes axiales de orientación meridional, corresponden a pliegues de escala métrica (longitud de onda entre charnela y charnela aproximadamente de 1 m) que morfológicamente se clasifican como:

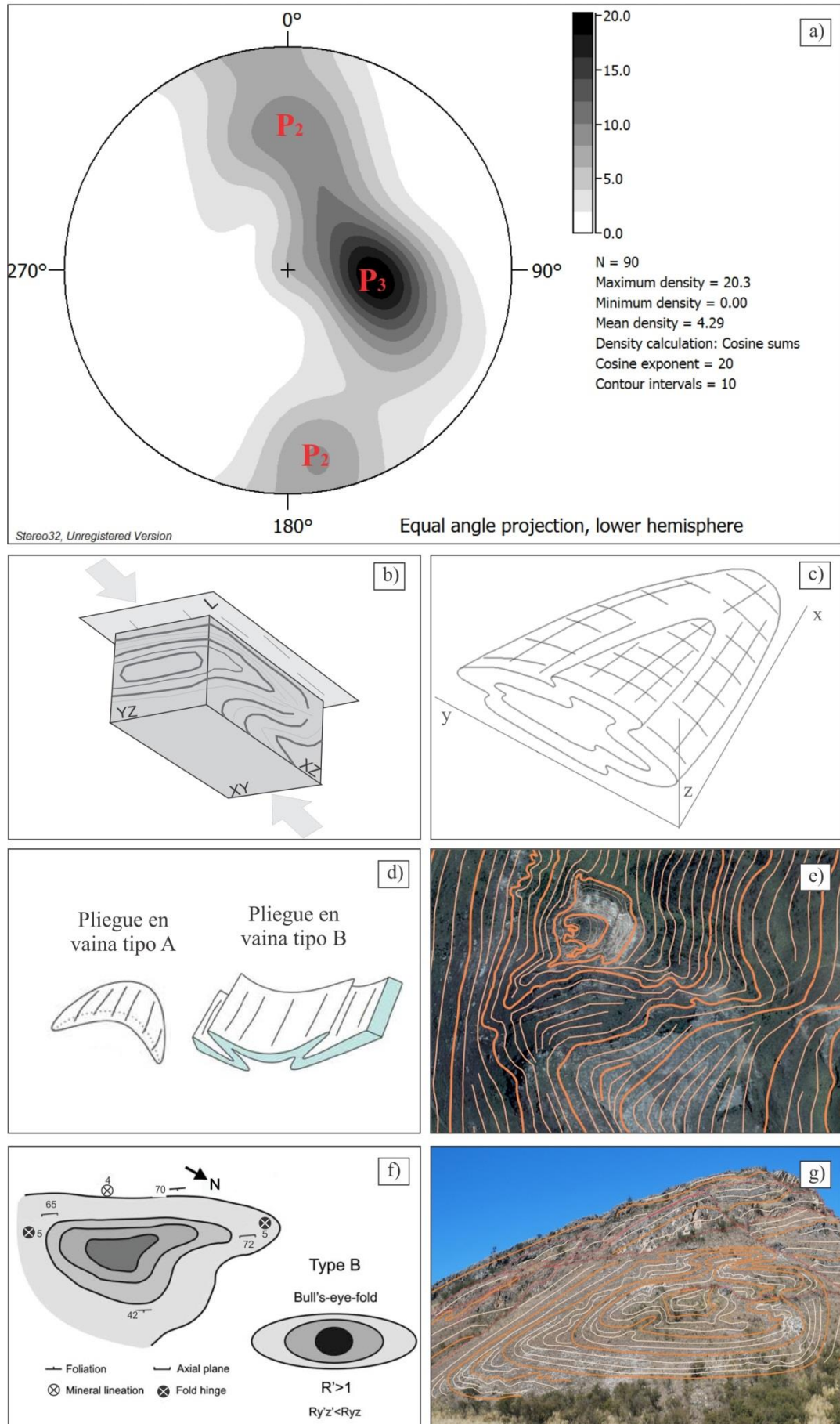


Figura IV.7: Pliegue en vaina del cerro El Potrero Sur. a) Representación estereográfica en la red de Schmidt de la densidad de polos de los ejes axiales de los plegamientos incluidos en el área de estudio, en donde se pueden

diferenciar las dos tendencias de P_2 y P_3 . **b)** Diagrama en caja mostrando las relaciones en tres dimensiones con la orientación inferida para el plegamiento pertinente (modificado de Passchier y Trouw, 1996). **c)** Representación en tres dimensiones de un plegamiento en vaina, y las relaciones de sus ejes orientados según el cerro El Potrero Sur (modificado de Forbes et al., 2004). **d)** Tipos de plegamientos en vaina definidos por Martino y Guerreschi (2014) para las Sierras Pampeanas de Córdoba, posiblemente el pliegue en vaina del cerro El Potrero Sur correspondería al tipo A. **e)** Imagen satelital recortada del Anexo VIII.5, que muestra las líneas de formas del sector del plegamiento en vaina pertinente. **f)** Representación del plegamiento tipo bulls-eye en sección y-z (modificado de Alsop y Holdsworth, 2006) **g)** Fotografía mesoscópica recortada del Anexo VIII.6, que muestra la vista al SE del pliegue en vaina del cerro El Potrero Sur, para comparar con los diagramas presentados.

1) pliegues cónicos, simétricos, recumbentes, isópacos a semejantes, cerrados y disarmónicos con abundantes pliegues parásitos (Figura IV.8.a); o bien 2) pliegues asimétricos, inclinados a policlinales (pliegues en caja), anisópacos, disarmónicos con abundantes pliegues parásitos (Figura IV.8.b). Cabe distinguir, la presencia de secuencias antiformes-sinformes de pliegues intrafoliales centimétricos (longitud de onda entre charnela y charnela de aproximadamente 10 cm), los mismos se identifican de geometrías simétricas, isoclinales, reclinados y semejantes (Figura IV.8.e). Los planos axiales de estos últimos plegamientos intrafoliales, tienden a disponerse subparalelos a la foliación S_{2a} (Figura IV.8.d).

Por último, dentro de la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de esquistos y gneises, se han identificado pliegues intrafoliales de escala centimétrica a milimétrica (longitud de onda entre charnela y charnela de aproximadamente 10 cm a 1 mm) de geometrías asimétricas, reclinadas, apretados, isópacos y disarmónicos con abundantes plegamientos parásitos (Figura IV.4.a y b). Localmente estos pliegues, pueden poseer pequeños desplazamientos en las charnelas, dando lugar a estructuras a semejables ganchos de falla. A diferencia de los pliegues intrafoliales manifestados en milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, los planos axiales de estos pliegues no se hallan paralelos a la foliación S_{2a} ; y dan lugar a la foliación de crenulación S_{2b} , con inmersión del eje axial variable entre S a SE de intensidad media de 44° (Figura III.7.b, IV.4.a y b).

2. PLIEGUES DE EJES AXIALES ORIENTADOS E-O (P_3):

Dentro de la segunda categoría de plegamientos, se han agrupado a estructuras mesoscópicas y macroscópicas, identificadas en las asociaciones litológicas correspondientes a milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles y de esquistos-gneises. La orientación general de los ejes axiales de los plegamientos P_3 es predominantemente E-O, con dirección de inmersión hacia el E que varía entre 40° y 130° . La intensidad de inmersión promedio de los ejes axiales de estos pliegues, es de 46° . De este modo, las lineaciones minerales y de estiramiento (L_{2a}), se orientan parcialmente paralelos a los ejes axiales de los pliegues P_3 . En cuanto a los planos axiales de estas estructuras, disponen de buzamiento general predominantemente hacia el S (vergencia media al N), y en menor medida hacia el N (vergencia media al S); con una intensidad media de 78° .

Cabe distinguir que plegamientos pertenecientes a la categoría P_3 , de primer orden y escalas decamétricas, han sido inferidos a partir del mapa de líneas de forma del área de estudio

aunado a la información de pliegues de menor escala identificados en el terreno (ver Anexo VIII.5). Por otro lado, se han relevado predominantemente plegamientos de segundo orden de escalas métricas-centimétricas, que presentan predominantemente morfologías asimétricas, inclinadas, anisópacos, de charnelas abiertas y disarmónicos, por lo que en sus núcleos tienden a presentar plegamientos menores.

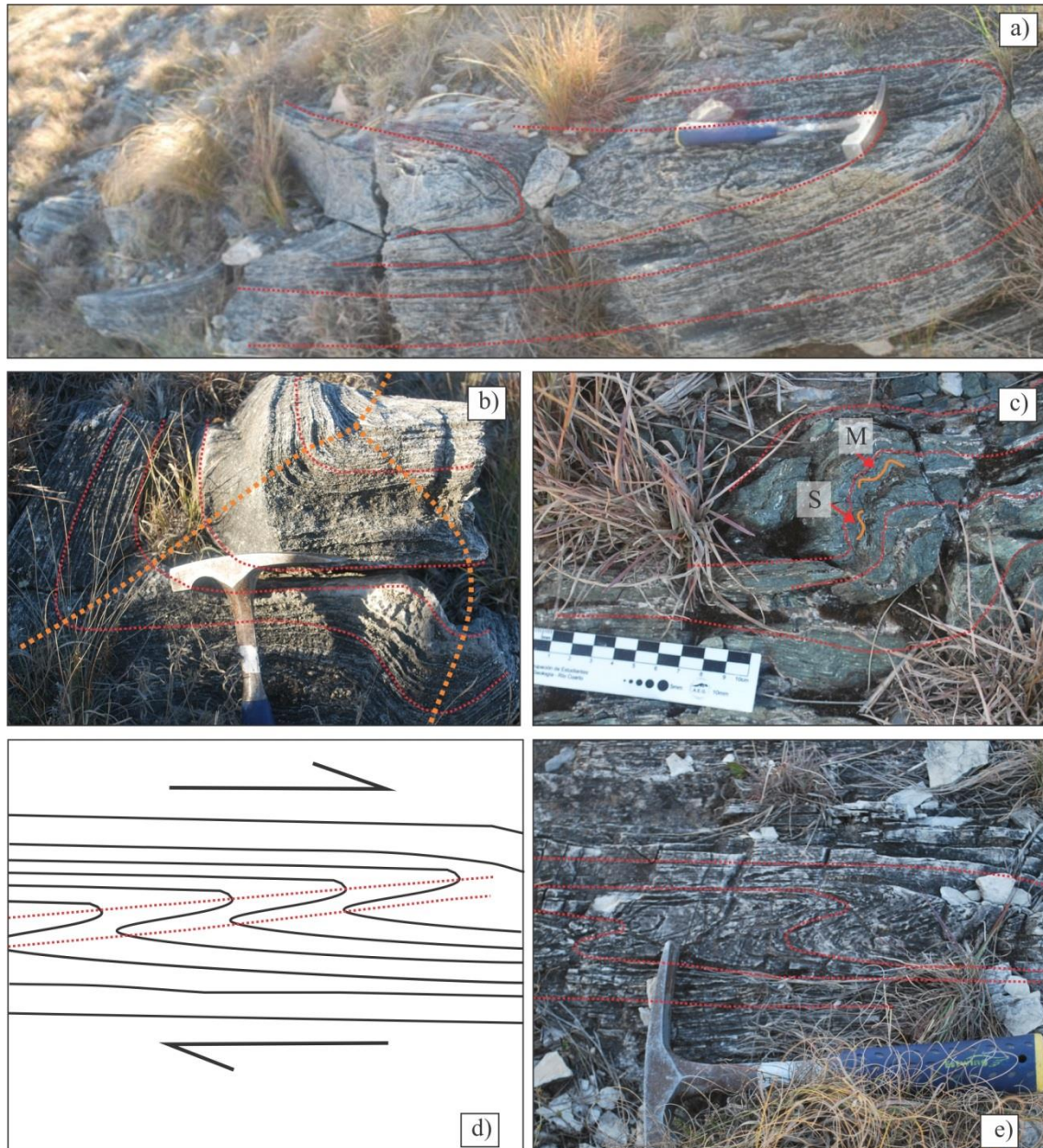


Figura IV.8: Pliegues de orientación del eje axial N-S. **a)** Fotografía mesoscópica de plegamiento métrico en milonitas (s.l.) derivadas de mármoles de geometría cónica, simétrica, recumbente, isópaco, cerrado y disarmónico. **b)** Fotografía macroscópica de plegamiento centimétrico en milonitas (s.l.) derivadas de mármoles de morfología asimétrica, policlinales (pliegues en caja), anisópacos y disarmónico. **c)** Fotografía macroscópica de plegamiento centimétrico en milonita (s.l.) derivada de anfíbolitas simétrica, inclinada, con charnelas abiertas y disarmónicos. Los pliegues parásitos se diferencian en tipo S y M. **d)** Esquema de figura e), de un plegamiento intrafolial de escala centimétrica dentro de milonitas (s.l.) derivadas de mármoles. **e)** Fotografía macroscópica de secuencia antiformal-sinormal de pliegues intrafoliales centimétricos, de geometrías simétricas, isoclinales, reclinados y semejantes. Los planos axiales de estos últimos es subparalelos a la foliación S_{2a} . Escala: piqueta 30 cm, escala de 10 cm.

Las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises, presentan abundantes secuencias antifor-mes-sinfor-mes de plegamientos métricos a centimétricos (longitud de onda entre charnela y charnela de aproximadamente 9 cm hasta 4 m). Estos muestran geometrías que pueden clasificarse predominantemente como asimétricos, inclinados, isópacos a anisópacos, disarmónicos, con ángulos interflancos variables que dan lugar a charnelas apretadas a abiertas (Figura IV.9.e y f). Cabe distinguir que las bandas granoblásticas ricas en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; tienden a conformar pliegues parásitos asimétricos de charnelas muy apretadas hasta desmembradas.

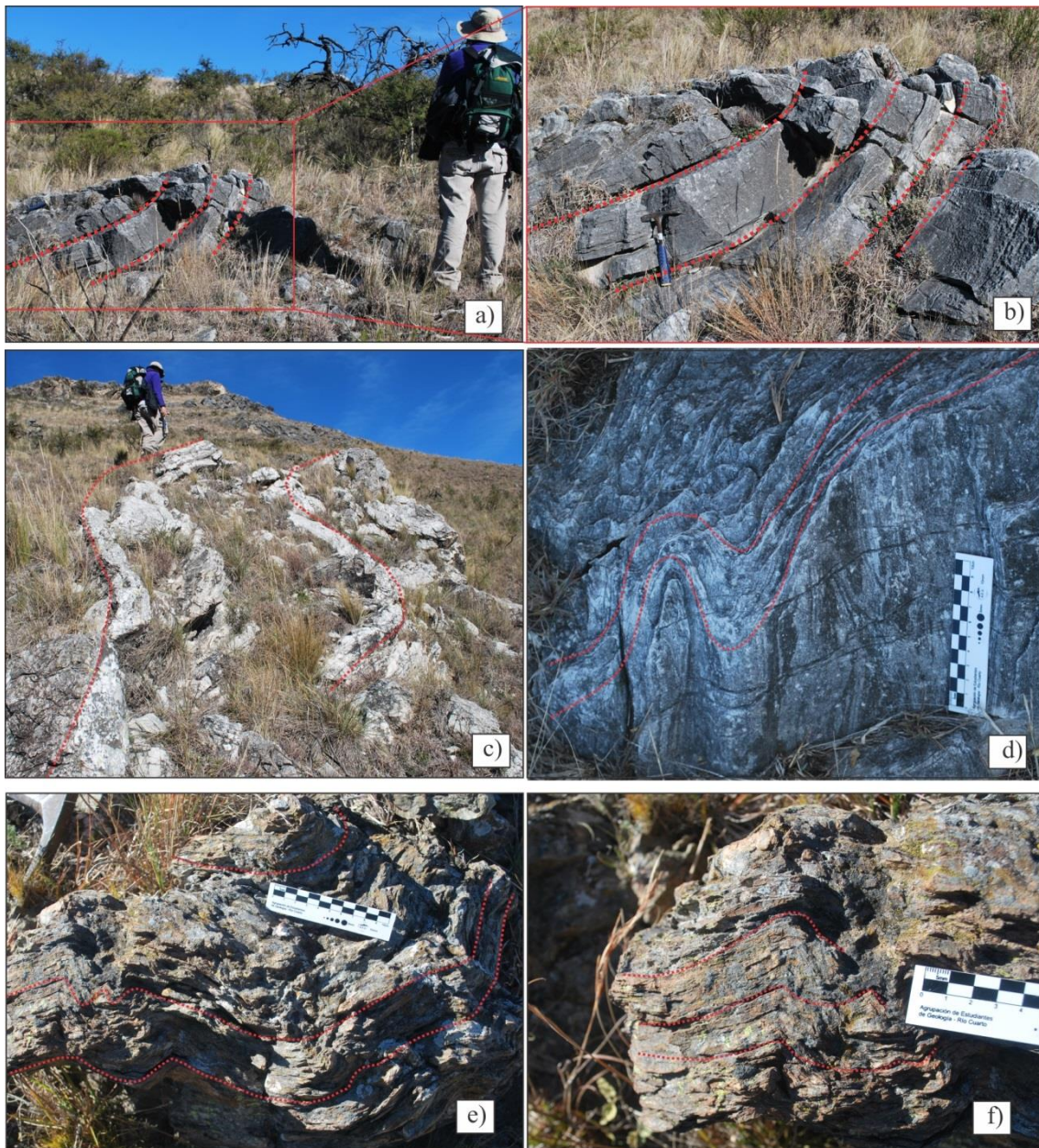


Figura IV.9: Plegamientos con orientación del eje axial E-O. a) Fotografía mesoscópica de un afloramiento de milonitas (*s.l.*) derivadas de mármol, con plegamiento métrico de morfología recumbente e isópaco. **b)** Fotografía macroscópica en detalle de la figura a). **c)** Fotografía mesoscópica de un afloramiento de milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles con una secuencia de plegamientos asimétricos, inclinados, anisópacos, de charnelas abiertas y disarmónicos. **d)** Fotografía macroscópica de una secuencia de plegamientos sinfor-mes-antifor-mes centimétricos de geometrías inclinadas, asimétricas e isópacos en milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles. **e)** Fotografía macroscópica de una serie de plegamientos intrafoliales, asimétricos, inclinados y disarmónicos de escala centimétrica de

milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos-gneises. *f)* Fotografía macroscópica de pliegues centimétricos de geometría asimétrica, inclinada isoclinales y con charnelas apretadas.

Por otra parte, en la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles, se desarrollan abundantes plegamientos de escalas métricas a centimétricas (longitud de onda entre charnela y charnela aproximadamente de 2-9 cm a 5 m) y de múltiples morfologías. Generalizando se los puede clasificar en dos geometrías dominantes: 1) pliegues simétricos, inclinados, anisópacos, similares o semejantes, de charnelas cerradas y disarmónicos con abundantes pliegues parásitos (Figura IV.9.d); y 2) pliegues asimétricos, inclinados o recumbentes, anisópacos, de charnelas abiertas y disarmónicos con abundantes pliegues parásitos (Figura IV.9.a, b y c).

3. PLEGAMIENTOS DE INTERFERENCIA:

En este apartado se pretende analizar brevemente la relación espacial entre los plegamientos analizados; debido a la superposición de las deformaciones P_3 a los plegamientos P_2 pre-existentes. La conjunción de ambas estructuras en el terreno daría lugar a un plegamiento de interferencia. Ramsay (1977) propone una clasificación para pliegues de interferencia, basado en el valor de dos ángulos variables según la orientación de ambos dominios estructurales (α y β ; Figura IV.10.a). De este modo, se pueden obtener 3 tipos de patrones de

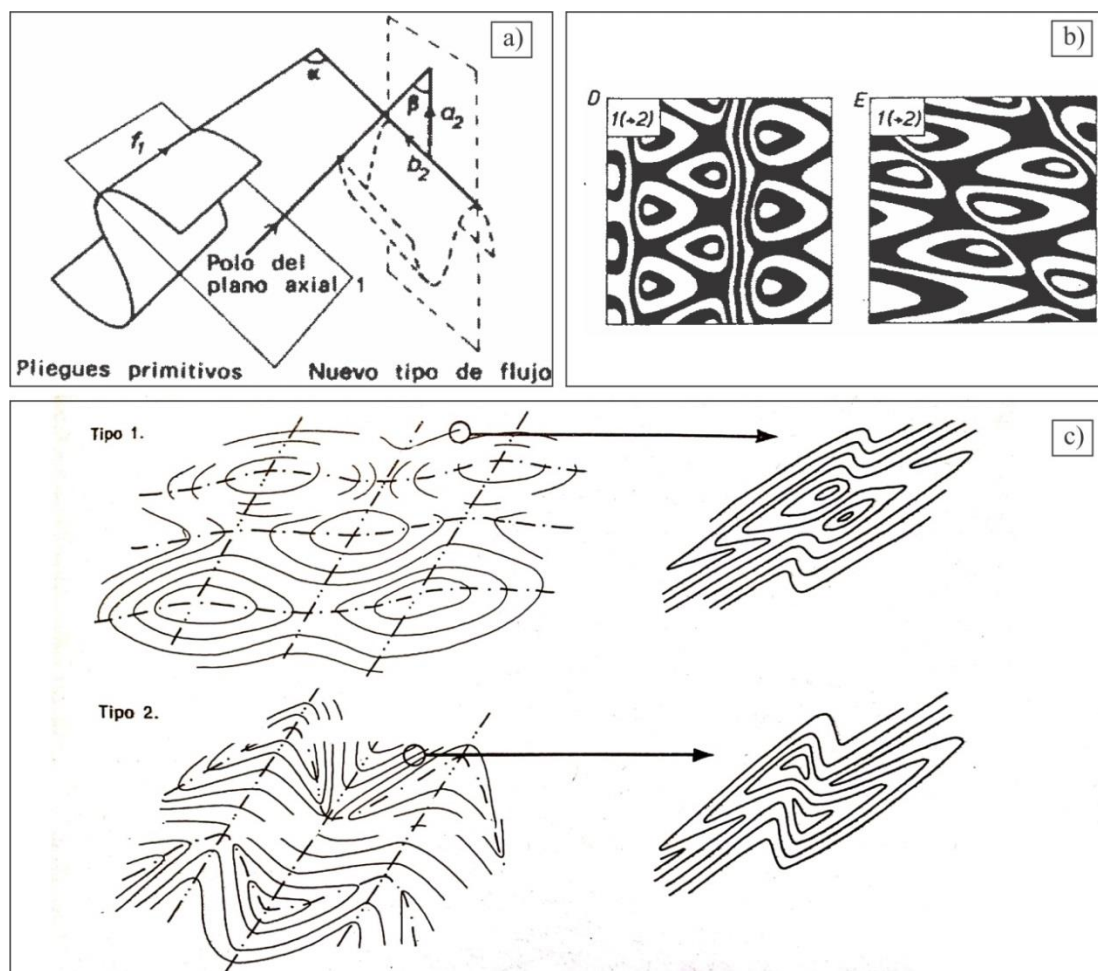


Figura IV.10: Plegamientos de interferencia. a) Esquema representativo del cálculo de los ángulos α y β , de dos dominios estructurales diferentes (Tomado de Ramsay, 1977). b) Esquema tomado de Ramsay (1977), mostrando los

modelos de interferencias para ángulos α y β mayores a 45° . Ambos modelos, serían estructuras de interferencia tipo 1 pasando a tipo 2 (ver esquina superior izquierda). c) Representación del plegamientos tipo 1 y 2, donde se reconocen las líneas de formas en el terreno y las relaciones entre los ejes de los plegamientos (tomado de Ramsay, 1977).

líneas de formas en el terreno, o modelos de interferencias: tipo 1 o en domos y cubetas, tipo 2 o en hongos, y tipo 3 o en zigzag. A partir del mapa de líneas de formas generado para el área de estudio (ver Anexo VIII.5), aunado con el cálculo de los ángulos mencionados ($\alpha \approx 70^\circ$; $\beta \approx 77^\circ$) y con las orientaciones espaciales de los plegamientos P_2 y P_3 ; se infiere que el área de estudio dispone un modelo de interferencia tipo 1 en transición con un modelo tipo 2, ambos típicos de zonas de cizalla (Figura IV.10.b y c).

Esta interferencia podría ser la razón por la cual, el eje del plegamiento en vaina P_2 , no dispone totalmente una orientación igual a las lineaciones minerales y de estiramiento L_{2a} (característica común de pliegues en vaina); ya que los rasgos lineares mencionados se hallarían parcialmente modificados a su orientación por las deformaciones asociadas al plegamiento P_3 .

E. ESTRUCTURAS PRISMÁTICAS:

Bajo esta categoría se han incluido todas aquellas estructuras, reconocidas en el basamento del área de interés, que responden a geometrías prismáticas: *boudines* y *pinch and swell*. Estas estructuras se generan en aquellas asociaciones litológicas que presentan un bandeado composicional milonítico, característica que determina una respuesta heterogénea a la deformación, según las distintas de competencias de cada banda. Las estructuras prismáticas mencionadas se manifiestan de forma penetrativa a macro y microescala, en las asociaciones miloníticas (*s.l.*) derivadas de esquistos-gneises, de anfibolitas y de granitoides.

En las milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos y gneises, los *boudines* y *pinch and swell* quedan conformados por las bandas granoblásticas ricas en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; los cuales alcanzan longitudes que varían entre cuello y cuello de 3 a 15 cm (en la sección paralela al plano x, z). Cabe distinguir que en sección los prismas de las estructuras mencionadas, tienden a adquirir geometrías asimétricas sigmoidales predominantemente, y en menor medida simétricas (Figura IV.11.a y b). Por otro lado, las milonitas (*s.l.*) derivadas de anfibolitas presentan microlitones compuestos hipersteno, plagioclasa y hornblenda; los cuales generan *boudines* y *pinch and swell* simétricos, de longitudes variables desde 3 mm a 7 cm (Figura III.11.d y g).

Es preciso mencionar, que aquellos sectores en donde se identifican intercalaciones de milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides dentro de las milonitas (*s.l.*) derivadas mármoles o derivadas de esquistos y gneises; los tabiques de la primer litología mencionada exhiben evidencias de deformación y generan estructuras prismáticas de *pinch and swell* y *boudines*. De este modo, dan lugar a rasgos prismáticos de morfologías asimétricas tipo sigmoidales predominantemente, de longitudes variables entre cuello y cuello de 6 a 60 cm (en la sección

paralela al plano x, z ; ver la caracterización de milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides en el Capítulo III; Figura IV.11.c, III.9.e y f). Asimismo, los diques de cuarzo identificados en las milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides o derivadas de mármoles, presentar similar deformación (Figura III.1.h).

Por último, la orientación que presentan los ejes de ambas estructuras prismáticas pertinentes, se orienta de forma subparalela a los ejes axiales de los pliegues P_3 , así como también de las lineaciones minerales y de estiramiento L_{2a} . En general los *boudines* y *pinch and swell*, disponen de una inmersión predominante hacia el E, y de manera subordinada hacia el SE; con una intensidad promedio es de 43° , con un máximo de 52° y un mínimo de 20° (Figura IV.11.d).

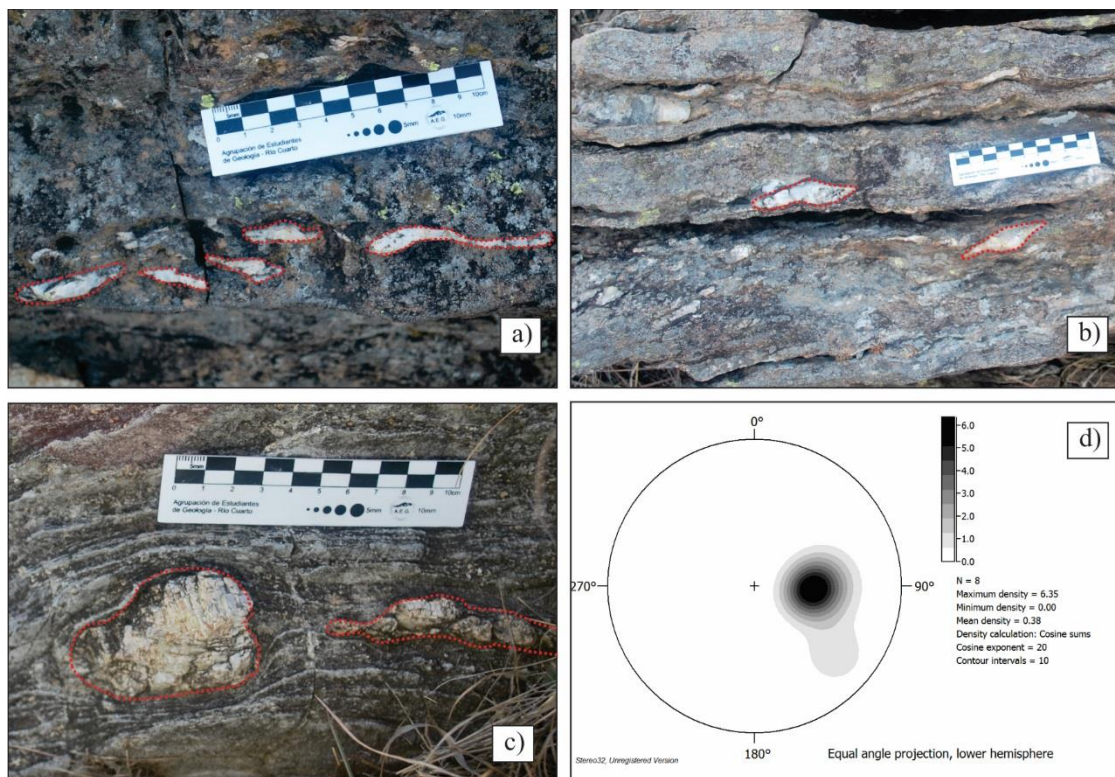


Figura IV.11: Boudines y pinch and swell. **a)** Fotografía macroscópica que muestra las bandas granoblásticas de una milonita (*s.l.*) derivada de esquistos y gneises conformando pequeños boudines asimétricos sigmoides. **b)** Fotografía macroscópica que muestra las bandas granoblásticas de una milonita (*s.l.*) derivada de esquistos y gneises conformando boudines asimétricos sigmoides. **c)** Fotografía macroscópica en la cual se reconocen estructuras de boudin y pinch and swell en una intercalación de milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides dentro de una milonita (*s.l.*) derivadas de mármol. **d)** Representación estereográfica en la red de Schmidt de la densidad de polos de los ejes de los boudines.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

V. DISCUSIÓN:

A. INTRODUCCIÓN:

En este capítulo se presentan las interpretaciones finales, acerca de la evolución geológica del segmento austral de la faja de cizalla Las Lajas, postuladas a partir de los análisis descriptivos expuestos en los capítulos anteriores. Con el fin de cumplimentar los objetivos planteados inicialmente, se desarrollan los siguientes aspectos relacionados a la historia geológica de la región: eventos metamórficos (M), condiciones de presión y temperatura del metamorfismo, eventos de deformación (D), mecanismos de deformación y estructuras relacionadas, cinemática de la faja de cizalla, y por último evolución geológica de la zona. Los análisis finales se enmarcan en el contexto geológico regional correspondiente a las Sierras Pampeanas. Cabe distinguir, que de todos estos aspectos mencionados se enfatizan a aquellos vinculados con la actividad de la faja de cizalla Las Lajas.

B. CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS TECTO-METAMÓRFICOS DE ÁREA DE ESTUDIO:

El basamento cristalino comprendido en la región aledaña al cerro El Potrero Sur, es el resultado de distintos eventos metamórficos (M) asociados a diferentes estadios de deformación (D). Específicamente las asociaciones lito-estratigráficas y estructuras analizadas para el área, registran al menos tres eventos metamórficos diferentes. En primer lugar se genera el metamorfismo M_1 de carácter regional dinamo-térmico. El basamento generado durante M_1 , es afectado posteriormente por dos eventos metamórficos dinámicos asociados a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas, pero en condiciones estructurales disímiles: en principio M_2 en un ambiente estructural dúctil, y posteriormente se impone M_3 en condiciones estructurales frágil-dúctil. A continuación se analizan en detalle las características genéticas de cada uno de estos eventos metamórficos, según las evidencias lito-estratigráficas y estructurales descriptas en los capítulos anteriores.

1. METAMORFISMO REGIONAL DINAMO-TÉRMICO M_1 :

El evento metamórfico dinamo-térmico regional M_1 (Figura V.5), de carácter relíctico y vinculado al estadio de deformación D_1 , queda registrado en el área de estudio a partir del metamorfismo de secuencias de pelitas, grauvacas, calizas puras y margas; que dan lugar a sucesiones de esquistos, gneises, mármoles y anfibolitas respectivamente. Coetáneamente con este evento dinamo-térmico, se genera la foliación metamórfica S_1 .

Tanto las litologías como estructuras derivadas de este evento metamórfico, se hallan casi totalmente obliteradas por la posterior actividad de la faja de cizalla Las Lajas. Por esta razón las metamorfitas anteriormente mencionadas, son transformadas a secuencias de milonitas (*s.l.*). Sin embargo, estas rocas disponen en su fábrica de porfiroclastos, es decir granos de

minerales provenientes de las rocas precursoras que resisten a la deformación sin recrystalizar (Passchier y Trouw, 1996). Razón por la cual, al identificar la composición mineralógica de los porfiroclastos (Tabla V.1), se pueden realizar inferencias parciales acerca de la asociación paragenética de las rocas previas a las milonitas (*s.l.*). Así se establece que el evento metamórfico M_1 actuó en condiciones de grado medio a alto en facies de anfibolitas y en zona variable desde granate a sillimanita.

Asociación milonítica (<i>s.l.</i>)	Porfiroclastos
Derivada de mármoles	Cal+Dol±Br±Qtz±Di
Derivada de anfibolitas	Hp+Pl
Derivada de esquistos y gneises	Qtz+Pl+Kfs±Grt±St

Tabla V.1: Porfiroclastos identificados en las distintas asociaciones lito-estratigráficas derivadas de metamorfitas.

2. METAMORFISMO DINÁMICO EN CONDICIONES DÚCTILES M_2 :

El evento metamórfico dinámico en condiciones estructurales dúctiles M_2 (Figura V.5) vinculado al régimen de esfuerzo regional D_2 , corresponde al primer registro de actividad de la faja de cizalla Las Lajas en el área. M_2 se considera como el acontecimiento de mayor desarrollo para la región de estudio, debido a que transforma casi la totalidad de rocas y estructuras del basamento previo. Es así como se generan secuencias de milonitas (*s.l.*), coetáneamente con el desarrollo de la foliación regional y penetrativa S_2 , asociado a las lineaciones L_2 y plegamientos P_2 - P_3 . Es imprescindible distinguir que entre los eventos metamórficos M_1 y M_2 , se produce la intrusión de las secuencias ígneas que se hallan distribuidas en las zonas de estudio. Esta aseveración se sustenta en que los bancos de leucogranitos y tonalitas biotíticas, han sido transformados en milonitas (*s.l.*) y afectados por el evento deformacional D_2 .

Debido a la importancia que presenta para la zona de estudio el metamorfismo M_2 , en los siguientes apartados se analizan las condiciones termo-barométricas y las estructuras asociadas al mismo.

a) Condiciones termo-barométricas del metamorfismo M_2 :

Las condiciones térmicas del evento metamórfico M_2 (Figura V.5) han sido estimadas mediante: las asociaciones paragenéticas de las distintas litologías, las microtexturas ligadas específicamente a los minerales, y según los distintos maclados en cristales de calcita. En primer lugar, se analizaron las asociaciones paragenéticas en la matriz de las diferentes milonitas (*s.l.*), debido a que estos minerales recrystalizan de forma estable con el evento metamórfico M_2 . En la tabla V.2 se muestran las distintas asociaciones minerales en equilibrio según cada litología.

Asociación milonítica (<i>s.l.</i>)	Paragénesis minerales
Derivada de mármoles	Cal+DoI±Qtz±Tre; Cal+DoI±Qtz±Wmca(Phl)
Derivada de esquistos y gneises	Qtz+Pl+Kfs+Bt; Qtz+Pl+Ms+Chl
Derivada de anfíbolitas	Hbl±Pl±Qtz; Act±Pl±Qtz
Derivada de granitoides	Qtz+Pl+Bt±Kfs; Qtz+Pl+Chl+Ms

Tabla V.2: Paragénesis minerales en equilibrio para las distintas asociaciones miloníticas (*s.l.*).

Por consiguiente, es posible denotar que las milonitas (*s.l.*) exhiben en general dos asociaciones paragenéticas en equilibrio con facies metamórficas diferentes. Predominantemente estas milonitas (*s.l.*) indican condiciones retrógradas equilibradas en facies esquistos verdes baja; mientras que de manera subordinada, las litologías muestran estabilidad de mayor grado metamórfico en facies anfíbolita media (para milonitas *-s.l.-* derivadas de esquistos-gneises, anfíbolitas y granitoides) a esquistos verdes alta (para milonitas *-s.l.-* derivadas de mármoles). De este modo el evento metamórfico M_2 muestra un rango de temperaturas variables aproximadamente entre 650 °C a 350 °C, es decir de grado medio-alto a bajo.

Por otro lado los datos microestructurales, permiten ajustar un poco más las temperaturas bajo las cuales actuó el evento M_2 , además de inferir los mecanismos de deformación por los cuales evolucionaron estos productos litológicos. Estos valores se muestran en forma de resumen en la Tabla V.3, basándose en los estudios de Passchier y Trouw (2005; y citas allí presentes) para las deformaciones de distintos minerales.

Entre las microtexturas que determinan condiciones metamórficas de grado medio-alto (≈ 650 a 550 °C), los cristales de cuarzo se muestran: conformando cintas de subgranos, con bordes de subgranos de morfologías poligonales y puntos triples, con bordes de subgranos ameboidales, extinción en damero, microtexturas manto-núcleo, además de conformar mirmequitas ligadas al contacto entre cristales de microclino y plagioclasa. Todas estas texturas son producto de procesos de recristalización dinámica y estática, recuperación y *creep* por dislocación. Asimismo, cristales de feldespato potásico muestran deformaciones asociadas a grado metamórfico medio-alto (650 a ≈ 600 °C) a partir de microtexturas de mirmequitas y manto-núcleo, vinculados a procesos de *creep* por disolución y recristalización respectivamente. También los cristales de plagioclasa, registran microtexturas vinculadas a grado metamórfico medio (≈ 600 a 550 °C) al conformar finas cintas, mirmequitas y texturas manto-núcleo en respuesta a procesos de *creep* por dislocación, *creep* por disolución y recristalización respectivamente. Por último, los cristales de turmalina tienden a conformar cintas por mecanismos de *creep* por dislocación, posiblemente a temperaturas mayores a 600 °C.

Microtexturas identificadas	Temperaturas asociadas	Proceso de deformación
Cuarzo		
Cintas de subgranos	650-600 °C	<i>Creep</i> por dislocación y recristalización dinámica
Extinción en damero	650-600	Recuperación
Texturas manto-núcleo	650-550 °C	Recristalización
Puntos triples y morfologías poligonales	650-550 °C	Recristalización estática
Bordes ameboidales de subgranos a granos	650-550 °C	Recristalización dinámica
Mirmequitas	>600 °C	<i>Creep</i> por disolución
Extinción ondulosa	>300 °C	<i>Creep</i> por dislocación
Calcita		
Bordes ameboidales, texturas manto-núcleo, morfologías poligonales, puntos triples	>300 °C	Recristalización
Extinción en damero	400-300 °C	Recuperación
Extinción ondulosa	400- 300 °C	<i>Creep</i> por dislocación
Maclas acuñadas, flexuradas o maclado mecánico tipo <i>kinking</i>	>250 °C	Maclado mecánico
Macla tipo III	>200 °C	Macla de crecimiento
Macla tipo II	300-150 °C	Macla de crecimiento
Macla tipo I	<200 °C	Macla de crecimiento
Fragmentación	<350 °C	Flujo cataclástico
Feldespató potásico		
Textura manto-núcleo	>650 °C	Recristalización
Mirmequitas	>600 °C	<i>Creep</i> por disolución
Maclas acuñadas, maclado mecánico tipo <i>kink-band</i>	500-400 °C	Maclado mecánico
Plagioclasa		
Mirmequitas	>600 °C	<i>Creep</i> por disolución
Cintas de plagioclasa	600-550 °C	<i>Creep</i> por dislocación
Texturas manto-núcleo	550 °C	Recristalización
Maclas acuñadas	500-400 °C	Maclado mecánico
Filosilicatos		
Microplegamientos tipo <i>kinking</i> o <i>kink-band</i>	500-300 °C dependiendo del mineral	<i>Kinking</i>
Tremolita		
Microplegamientos tipo <i>kinking</i> o <i>kink-band</i>	400 °C	<i>Kinking</i>
Turmalina		
Cintas de turmalina	>600 °C	<i>Creep</i> por dislocación

Tabla V.3: Microtexturas identificadas en distintos minerales, relacionadas a los mecanismos de deformación y las temperaturas determinadas por Passchier y Trouw (2005) y Burkhard (1993).

Las microtexturas asociadas a grado metamórfico bajo a muy bajo, se han identificado a partir de la deformación de distintos minerales. En primer lugar, cristales de cuarzo muestran extinción ondulosa a partir de los 300 °C, por mecanismos de *creep* por dislocación. También

los cristales de plagioclasa, feldespato potásico, tremolita y filosilicatos; en condiciones de grado metamórfico bajo (500 a ≈ 300 °C) comienzan a deformarse por maclado mecánico evidenciado en las maclas acuñadas o flexuradas, y por maclas tipo *kinking* o *kink-band*. Similar mecanismo de deformación actúa en cristales de calcita/dolomita, pero en condiciones de muy bajo grado metamórfico (≈ 250 °C). Además los cristales de calcita/dolomita, disponen a temperaturas de grado bajo a muy bajo (400 a ≈ 300 °C) extinción en damero y ondulosa, por procesos de recuperación y *creep* por dislocación respectivamente.

En cuanto las distintas maclas polisintéticas en calcita, Burkhard (1993) postula cuatro tipos, donde cada uno queda restringido a ciertos rangos de temperaturas (Tabla V.3). De este modo en la matriz de las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, los granos de calcita/dolomita presentan maclas tipo I (Figura V.1.a) y tipo II (Figura V.1.b) predominantemente, producidas a temperaturas menores a 200 °C y entre 300-150 °C respectivamente. Por otro lado, de forma subordinada las maclas polisintéticas se clasifican como tipo III (Figura V.1.c) y se vinculan a temperaturas mayores a 200 °C. Consecuentemente, el maclado en calcita/dolomita evidencia condiciones estables a grado metamórfico muy bajo.

Por otro lado la mayoría de investigaciones acerca del maclado en cristales de calcita, han determinado que la temperatura de transición entre maclas polisintéticas de espesor fino (Figura V.1.a) a maclas de espesor grueso (Figura V.1.b), pueden darse a temperaturas alrededor de 200 y 170 °C (Figura V.1.d; Heard, 1963; Groshong, 1974; Friedman *et al.*, 1976; Schmidt *et al.*, 1980). Este rango de temperatura brinda otra información acerca de las posibles condiciones de estabilidad térmica de las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, debido a que el maclado polisintético se presenta tanto de espesor fino como grueso (aunque estos de manera subordinada). Razón por la cual, se deduce que las temperaturas en las que se hallan estables estas milonitas (*s.l.*) debería ser próxima a tal rango.

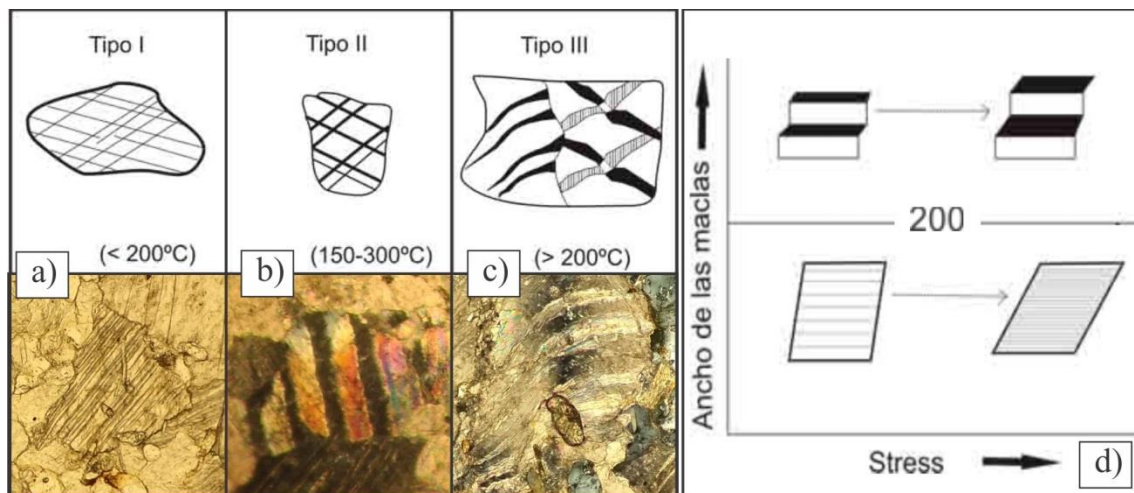


Figura V.1: Tipos de maclados en calcita asociados a distintas temperaturas. a) Modelo de maclas de calcita tipo I y microfotografía a nicoles paralelos de un cristal con este maclado (modificado de Ibis y Cáceres, 2009). **b)** Modelo de maclas de calcita tipo II y microfotografía a nicoles cruzados de un cristal con este maclado (modificado de Ibis y Cáceres, 2009). **c)** Modelo de maclas de calcita tipo III y microfotografía a nicoles paralelos de un cristal con este maclado (modificado de Ibis y Cáceres, 2009). **d)** Deformaciones en las maclas de calcita en función del estrés y la

temperatura. Para temperaturas entre 200-170 °C incrementa la cantidad de maclas, mientras que por encima de tal rango aumenta el ancho de las maclas (modificado de Ibis y Cáceres, 2009).

Finalmente, mediante los tres métodos analizados (asociaciones paragenéticas, microtexturas y maclado en calcita), resulta notorio el comportamiento reológico diferencial de las rocas según la composición mineralógica que las constituyen. Así es posible definir dos comportamientos reológicos disimiles entre minerales silicáticos o carbonáticos, donde cada uno presenta evidencias de estabilidad en rangos de temperaturas diferentes.

Es así como el evento metamórfico M_2 se encontraría inicialmente estable en las condiciones térmicas indicadas por las paragénesis minerales, y sustentadas por las temperaturas obtenidas mediante las microtexturas de deformación de minerales silicáticos. Estas condiciones corresponden a facies anfíbolita media que retrograda a facies esquistos verdes baja, desde aproximadamente de 650 a 350 °C. Utilizando estas temperaturas en los diagramas propuestos por Van der Pluijm y Marshak (2004), y por Fossen y Cavalcante (2017; Figura V.2.a) según los gradientes geotérmicos generalizados para las fajas de cizallas; es posible relacionar tales condiciones térmicas a profundidades de 14-15 y 24-28 km, por lo que las condiciones barométricas serían próximas a 5 y 7,5 kbar. De aquí se concluye, que los minerales silicáticos preservan evidencias de estabilidad en facies de medio-alto grado, a pesar del posterior equilibrio en condiciones de menor temperatura; debido a que entre temperaturas de 350 a 250 °C, estos minerales respondan reológicamente de forma frágil-dúctil.

Por otro lado, diferentes autores (Turner y Weiss, 1963; Turner y Orozco, 1976; Groshong *et al.*, 1984; Ibis y Cáceres, 2009) proponen que el estudio del maclado polisintético en cristales de calcita cobra importancia al analizar las condiciones termo-barométricas de grado bajo a muy bajo. Esto se debe al comportamiento reológico dúctil de la calcita en tales condiciones metamórficas, por lo que continúa recristalizando y borra casi todos los rasgos de la historia metamórfica y tectónica anterior, conformando maclas tardías (Ibis y Cáceres, 2009). Es así como se aporta otra información acerca de la evolución del evento metamórfico M_2 , posterior a las condiciones mencionadas anteriormente, y en equilibrio con las temperaturas indicadas por los tipos de maclado en cristales de calcita conjuntamente con las microtexturas de deformación de minerales carbonáticos. Tales condiciones indican que el metamorfismo M_2 se retrograda desde facies esquistos verdes baja a subesquistos verdes, por lo tanto desde condiciones térmicas de 350 a ≈ 200 °C. Utilizando estas temperaturas en los diagramas propuestos por Van der Pluijm y Marshak (2004), y por Fossen y Cavalcante (2017; Figura V.2.a) según los gradientes geotérmicos generalizados para las fajas de cizallas; es posible relacionar tales condiciones térmicas a las profundidades de 8-9 y 14-15 km, por lo tanto las condiciones barométricas serían próximas a 2 y 5 kbar. Por consiguiente, en el diagrama de facies metamórficas (Figura V.2.b) se establece la posible senda para el evento M_2 en consonancia con las conclusiones arribadas anteriormente.

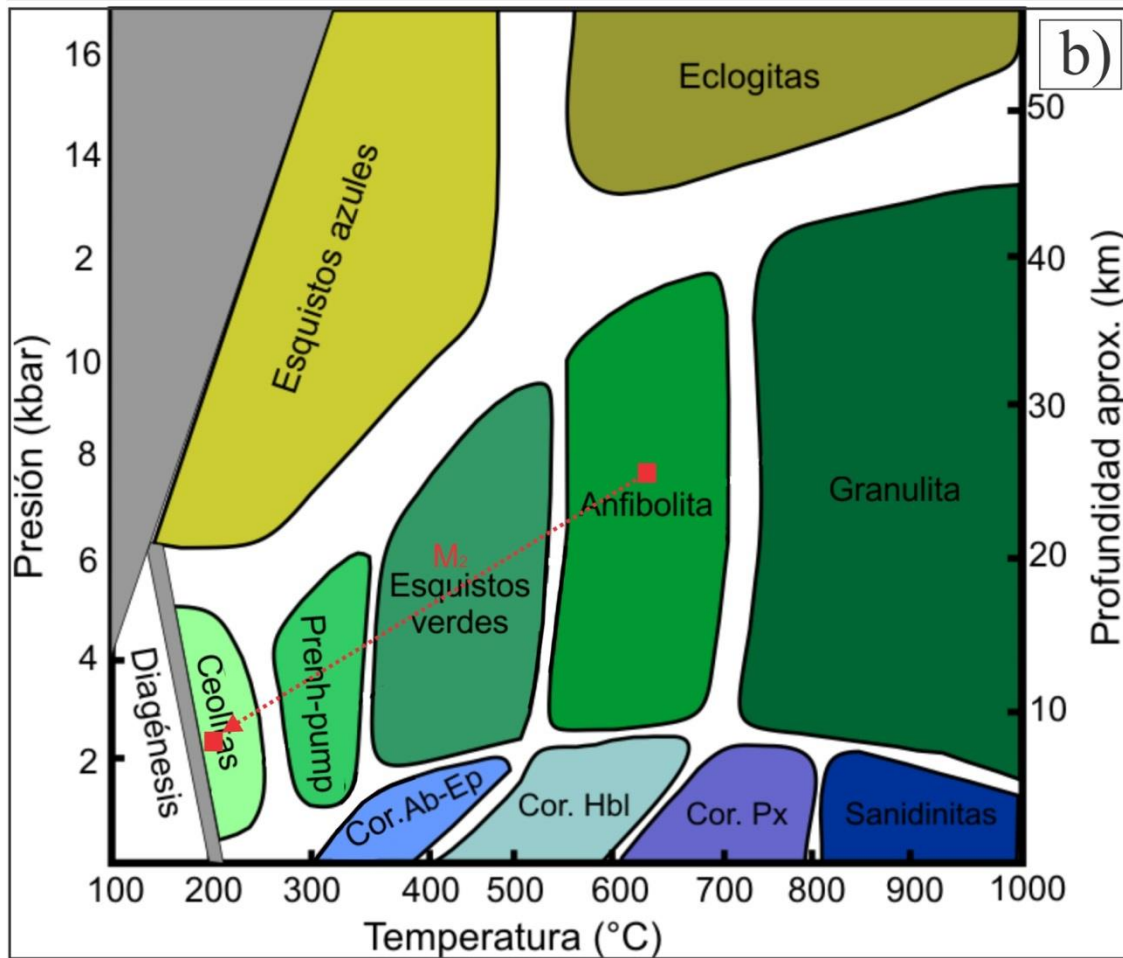
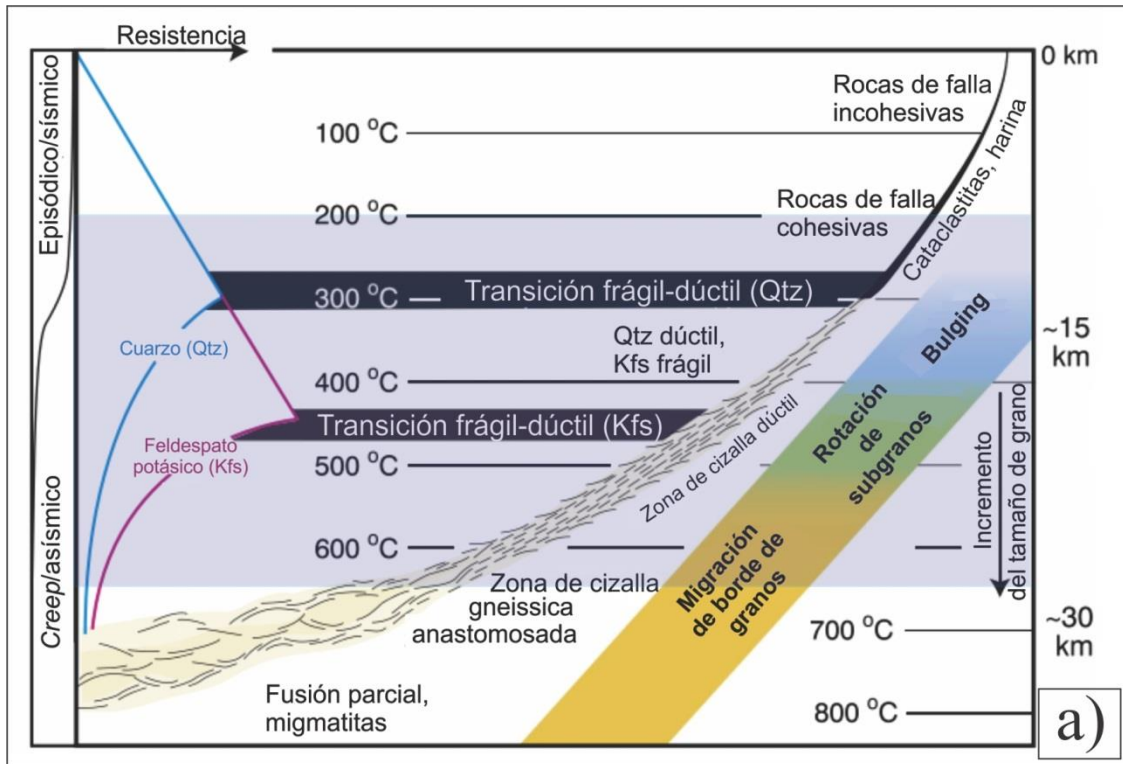


Figura V.2: Condiciones termo-barométricas para el evento metamórfico M_2 . a) Modelo de faja de cizalla mostrando los modos de deformación, las litologías producidas, además de las temperaturas y profundidades (modificado de Fossen y Cavalcante, 2017). Marcado en azul, se halla en posible área en la que se produciría en evento metamórfico M_2 . b) Diagrama de facies metamórficas según las condiciones de presión y temperatura, en las cuales se ha marcado la senda metamórfica para el evento M_2 (modificado de Gómez Jiménez, 2006).

b) Estructuras y cinemática asociadas al metamorfismo M_2 :

La actividad de la faja de cizalla Las Lajas vinculada a la evolución del evento metamórfico M_2 , actúa bajo un régimen de deformación D_2 (Figura V.5) en un ambiente estructural dúctil. A partir de esta fase de deformación se originan las estructuras correspondientes a: la foliación milonítica S_{2a} , la foliación de crenulación S_{2b} , las lineaciones minerales y estiramiento mineral L_{2a} , la lineación de intersección L_{2b} , las estructuras prismáticas y por último los plegamientos P_2 y P_3 . Considerando las orientaciones espaciales de las distintas estructuras coetáneas a la fase de deformación D_2 junto con la cinemática de la faja de cizalla Las Lajas, se intentará realizar una aproximación de la evolución en la disposición espacial de los esfuerzos para este evento metamórfico.

En una primera instancia D_{2a} genera de manera sin-cinemática con la milonitización del basamento del área de estudio el principal rasgo planar que muestra la asociación milonítica (*s.l.*): la foliación milonítica S_{2a} (Figura V.5). Esta estructura es penetrativa a toda escala y se muestra de espesores variables entre un bandeado milonítico a una esquistosidad milonítica, que en macro y microescala dispone de un patrón anastomosado tipo S-C. El desarrollo de este patrón S-C indica una deformación producto de cizalla simple (Simpson y Schmid, 1983; Lister y Snoke, 1984). La orientación general de la foliación milonítica S_{2a} responde a un rumbo meridional dominante, y buzamiento hacia el E. Coetáneamente se desarrollan de manera regular, las lineaciones minerales y de estiramiento mineral L_{2a} (Figura V.5), ligada al crecimiento y elongación sin-cinemático de cristales sobre los planos de foliación S_{2a} . Los ejes mayores de estos cristales se orientan subparalelos, mostrando una distribución espacial en abanico hacia el E.

Por otro lado, la foliación milonítica tiende a desarrollar los plegamientos P_2 sin-cinemáticos con el metamorfismo M_2 afectando a las asociaciones miloníticas (*s.l.*) exclusivamente (Figura V.5). La principal característica de estas estructuras es que los ejes axiales se orientan de forma preferencialmente meridional, mientras que los planos axiales indican vergencia occidental. Asimismo, dentro de este conjunto se desarrolla como pliegue de primer orden y de escala mesoscópica, una estructura de tipo en vaina de escala decamétrica a centimétrica. Como plegamientos de segundo orden y escala métrica, se identifican predominantemente pliegues de geometrías simétricas, inclinadas, de charnelas apretadas y disarmónicos. Por último y de tercer orden, se desarrollan recurrentemente plegamientos parásitos o bien pliegues intrafoliales, de escala centimétrica, que presentan características geométricas análogas a aquellos pliegues de mayor orden.

Los pliegues en vaina son ampliamente conocidos por desarrollarse bajo una intensa deformación por cizalla simple (Carreras *et al.*, 1977; Ez, 2000; Forbes *et al.*, 2004; Cornish y Searle, 2017; y citas allí presentes). De este modo, inicialmente el eje axial es ortogonal a la cizalla, pero a medida que avanza la progresiva deformación, el eje se reorienta hacia la

dirección de transporte, al tiempo que su superficie axial gira hasta paralelizarse a la foliación principal (Cobbold y Quinquis, 1980; Cornish y Searle, 2017). Según la clasificación de Alsop y Holdsworth (2006) el pliegue en vaina del área de estudio, corresponde a uno tipo B de sección semejante a *bull's-eye* producto de una cizalla simple con una importante componente compresiva. Por lo general los plegamientos en vaina pueden ser utilizados como indicadores cinemáticos; sin embargo en el área de estudio el plegamiento ha sido relevado en una única transecta (Figura V.3.b, ver “Posible plano relevado en campo”), por lo que se necesitaría continuar con el estudio en campo de esta estructura para determinar con precisión hacia qué dirección se halla espacialmente el cierre del plegamiento y así estimar bajo qué dirección de transporte tectónico ha respondido este evento deformacional D_{2a} .

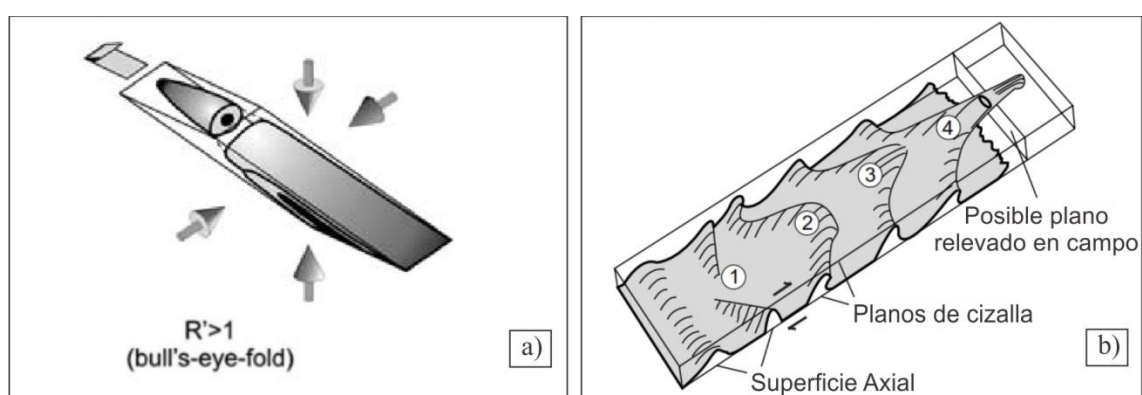


Figura V.3: Deformaciones asociadas a pliegues de tipo en vaina. a) Modelo de deformación propuesto por Alsop y Holdsworth (2006) para pliegues tipo B “bull’s eye” con cizalla simple y una importante componente compresiva. b) Modelo de evolución temporal de un pliegue en vaina (modificado de Van der Pluijm y Marshak, 2004), en el cual se ha señalado la posible transecta relevada en la etapa de campo.

Del análisis de las diferentes estructuras anteriormente descritas, se desprende la disposición del elipsoide de esfuerzos durante la deformación D_{2a} . Es así que los ejes de los plegamientos P_2 y el rumbo de la foliación milonítica S_{2a} dispuestos N-S, se orientarían paralelos al esfuerzo intermedio σ_2 (eje y de deformación finita). Por otra parte, las lineaciones minerales y de estiramiento mineral L_{2a} , indicadoras del transporte tectónico, se disponen con dirección de inmersión hacia el E y serían paralelas al esfuerzo compresivo principal σ_1 (eje x de deformación finita). Por último, el esfuerzo tensivo σ_3 (eje z de deformación finita) se orientaría sub-vertical (Figura V.5).

Posteriormente durante el evento deformacional D_{2b} , se produce la deformación de la foliación milonítica S_{2a} por los plegamientos P_2 de tercer orden, y genera la foliación de crenulación S_{2b} (Figura V.5). Esta estructura planar se muestra de carácter localmente penetrativo a escala macroscópica y se manifiesta principalmente en milonitas (*s.l.*) derivadas de esquistos-gneises. Además S_{2b} se orienta predominantemente con un rumbo NO-SE y un buzamiento variable entre O-E. Asociados a la intersección de los planos S_{2a} y S_{2b} , se genera la lineación localmente penetrativa L_{2b} a escala macroscópica y denotada por la orientación preferencial de cristales elongados en dirección de inmersión variable desde S a SE, por lo tanto

tiende a coincidir espacialmente con los ejes axiales de los pliegues P_2 . Concretamente, durante la deformación D_{2b} , se podría interpretar que de forma local se da una rotación de los planos de foliación desde N-S a NO-SE, asimismo que las lineaciones pasan de estar con dirección de inmersión E a S-SE. Por lo que podría inferirse que la evolución del evento deformacional D_{2b} , responde a una rotación mínima antihoraria del elipsoide de esfuerzos (Figura V.5).

El evento deformacional D_{2c} finaliza con la modificación de las todas las estructuras anteriormente descritas, por los plegamientos P_3 (Figura V.5). Estas estructuras mesoscópicas y macroscópicas, son sin-cinemáticas con la fase final de la milonitización y se caracteriza por presentar ejes axiales E-O con planos axiales de vergencia variable. Estas deformaciones corresponden predominantemente a plegamientos de segundo orden de escalas métricas-centimétricas; que presentan predominantemente morfologías asimétricas, inclinadas, anisópacos, de charnelas abiertas y disarmónicas. Es preciso mencionar que las lineaciones minerales y de estiramiento L_{2a} , se orientan paralelos a los ejes axiales de los pliegues P_3 . Por último, asociado al estiramiento en los flancos de los plegamientos P_3 , se reconocen estructuras prismáticas penetrativas a macro y microescala correspondientes a *boudines* y *pinch and swell*. La orientación de los ejes de ambas estructuras prismáticas, se dispone subparalelo a los ejes axiales de los pliegues P_3 , así como también de las lineaciones minerales y de estiramiento L_{2a} .

Estas evidencias, implican que las deformaciones D_{2c} afectan a todo el conjunto de estructuras previas. De este modo, es que ocurre la superposición de los plegamientos P_2 y P_3 dando lugar a un plegamiento de interferencia tipo 1 en transición con un modelo tipo 2. Ahora bien, teniendo en cuenta las deformaciones del evento D_{2c} , resulta evidente la rotación parcial de los ejes del esfuerzo principal y del elipsoide de esfuerzos (Figura V.5): esfuerzo intermedio σ_2 (eje y de deformación finita) se orienta E-O de forma paralela a los ejes de los pliegues P_3 ; mientras que el esfuerzo compresivo principal σ_1 (eje x de deformación finita) presenta una disposición aproximadamente más submeridional; y por último el esfuerzo tensivo σ_3 (eje z de deformación finita) se orientaría sub-vertical y perpendicular al plano de axial de los pliegues y estructuras prismáticas.

Finalmente, la cinemática de la de cizalla durante el evento D_2 , fue determinada a partir del estudio en campo de los rasgos de deformación generados durante el proceso de milonitización (foliaciones miloníticas, porfiroclastos tipo delta o sigma, estructuras S-C, lineaciones minerales y de estiramiento mineral). Mediante estos indicadores cinemáticos, es posible deducir que la orientación espacial de las lineaciones L_{2a} es subparalela a la dirección de cizalla o transporte tectónico sobre los planos de foliación milonítica S_{2a} (Passchier y Trouw, 1996), por lo tanto el movimiento fue en dirección E-O. Posteriormente, las estructuras S-C y porfiroclastos tipos sigmas y deltas fueron utilizados para definir el sentido del movimiento. Es así como se determina que la faja de cizalla responde a una cinemática inversa con desplazamiento del bloque de techo predominantemente hacia el O (aunque de forma

subordinada hacia el NO y SO), y con una leve componente de rumbo (*rake* promedio de 80°) variable entre sinistral y dextral. Cabe distinguir que considerando el transporte tectónico hacia el O de modo general, el cierre del plegamiento en vaina podría inferirse hacia tal dirección.

3. METAMORFISMO DINÁMICO EN CONDICIONES FRÁGILES-DÚCTILES M₃:

El evento metamórfico M₂ queda sucedido temporalmente por un segundo periodo de actividad de la faja de cizalla Las Lajas en condición estructural frágil-dúctil, que determina el metamorfismo dinámico M₃ bajo un régimen de esfuerzo D₃ (Figura V.5). Debido a las condiciones en las que se han producido los eventos metamórficos M₂ y M₃, se puede inferir que entre los mismos podría haber ocurrido un movimiento entre los bloques de la faja de cizalla, por los cuales el basamento involucrado habría sido elevado a niveles estructurales superiores. Es así como se estabiliza el evento M₃, caracterizado por manifestarse de forma local y afectar de manera exclusiva a la asociación milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles generando secuencias de cataclastitas (*s.l.*), la foliación localmente penetrativa S₃ y un entramado de microfracturas rellenas. En los siguientes apartados se analizarán tanto las condiciones termo-barométricas como las estructuras asociadas al metamorfismo M₃.

a) Condiciones termo-barométricas del metamorfismo M_{3a} y M_{3b}:

Para empezar es imprescindible destacar, que establecer las condiciones termo-barométricas bajo las cuales se forman las rocas cataclásticas, ha presentado grandes dificultades debido a que durante la génesis de estas litologías no hay recristalización estable con el metamorfismo. Por lo que en este apartado se mencionaran algunas inferencias realizadas a través de la escasa información determinada por el análisis petrográfico y estructural, mientras que las demás condiciones se establecen a partir de los ambientes genéticos generalizados en los antecedentes bibliográficos para la formación de estas rocas.

A partir del análisis de la asociación lito-estratigráfica cataclástica (*s.l.*), los productos del metamorfismo M₃ pueden ser diferenciados según la profundidad de la corteza en la que se produjeron. Por lo tanto en una primera instancia se desarrolla el evento M_{3a} de profundidades intermedias, vinculado a secuencias de cataclastitas (*s.l.*) cohesivas y a la foliación localmente penetrativa S₃. Mientras que posteriormente en niveles pocos profundos de la corteza, se produciría el evento M_{3b} vinculado a cataclastitas (*s.l.*) no cohesivas (Figura V.5).

Para comenzar, las condiciones termo-barométricas generales de fajas de cizallas en donde se forman cataclastitas (*s.l.*) cohesivas corresponde a profundidades entre 4 a 10-14 km con temperaturas aproximadas de 100 a 350 °C (muy bajo grado metamórfico a condiciones de diagénesis) y presiones variables entre 1 a 4 kbar (Sibson, 1977; Van der Pluijm y Marshak, 2004). Es posible notar que estas condiciones, se superpone parcialmente con los últimos registros del evento M₂ en milonitas (*s.l.*) de mármoles. Esto se debe a que las condiciones de generación teórica de cataclastitas (*s.l.*) cohesivas, se encuentran definidas particularmente para

rocas de composición cuarzo-feldespática (Figura V.4.a). Por esta razón, es preciso retomar la conclusión alcanzada en el apartado V.B.2.a, en el cual se asevera que debido al comportamiento reológico diferencial entre metamorfitas de composición silicáticas y de composición carbonáticas; los mecanismos de deformación actuarán en condiciones termo-barométricas diferentes. Esto se debe a que las litologías silicáticas alcanzarían condiciones frágiles-dúctiles en niveles estructurales inferiores, mientras que las rocas carbonáticas aún se hallarían en el campo de deformación dúctil. Es así, como la generación de microtexturas y maclas en cristales de calcita durante las últimas fases de la milonitización asociada al metamorfismo M_2 , coincidiría con las condiciones termo-barométricas en las cuales se formarían las cataclastitas (*s.l.*) cohesivas derivadas de protolitos silicáticos. Es imprescindible mencionar que dentro del área de estudio, aún no se han hallado cataclastitas (*s.l.*) derivadas de protolitos silicáticos, aunque si se registran cataclastitas (*s.l.*) derivadas de milonitas (*s.l.*) de mármoles.

Con todas estas aseveraciones realizadas, es posible ajustar el rango de temperaturas y presiones a las cuales serían efectivos los mecanismos de microfracturación, cataclasis y flujo cataclástico para rocas carbonáticas. En principio, estas condiciones serían menores a aquellas determinadas para el evento M_2 , debido a que estas cataclastitas (*s.l.*) presentan fenoclastos con maclado polisintético tipo I y II, además de microtexturas asociadas a mecanismos de maclado mecánico (≈ 200 °C). Sumado a estas evidencias, según los estudios de Passchier y Trouw (2005; y citas allí presentes) los cristales de calcita, se deforman mediante flujo cataclástico (Tabla V.3) en condiciones de muy bajo grado metamórfico (≈ 200 °C). Por lo tanto, las condiciones del evento M_{3a} registradas en el área de estudio comenzarían a partir de temperaturas próximas a 200 °C en condiciones de diagénesis y evolucionaría a temperaturas sub-superficiales. Cabe distinguir que en estos niveles estructurales habrían ocurrido al menos dos pulsos de cataclasis, razón por la cual las protocataclastitas disponen de fenoclastos de cataclastitas previas.

Posteriormente entre los eventos M_{3a} y M_{3b} , ocurriría un nuevo ascenso y estabilidad del bloque de basamento en niveles corticales superiores. Conjuntamente con este nuevo equilibrio se habrían desarrollado el evento metamórfico M_{3b} en condiciones sub-superficiales que originan las harinas y brechas de falla que afectan a las cataclastitas (*s.l.*) cohesivas anteriormente mencionadas. Nuevamente, las condiciones termo-barométricas del evento metamórfico M_{3b} , han sido estimadas mediante los antecedentes bibliográficos de los ambientes en donde se generan las rocas cataclásticas (*s.l.*) no cohesivas para rocas silicáticas. De este modo, según Sibson (1977) tanto harinas de fallas como brechas de fallas, se producen en profundidades entre 1 a 4 km. Correlacionando estas condiciones en el diagrama propuesto por

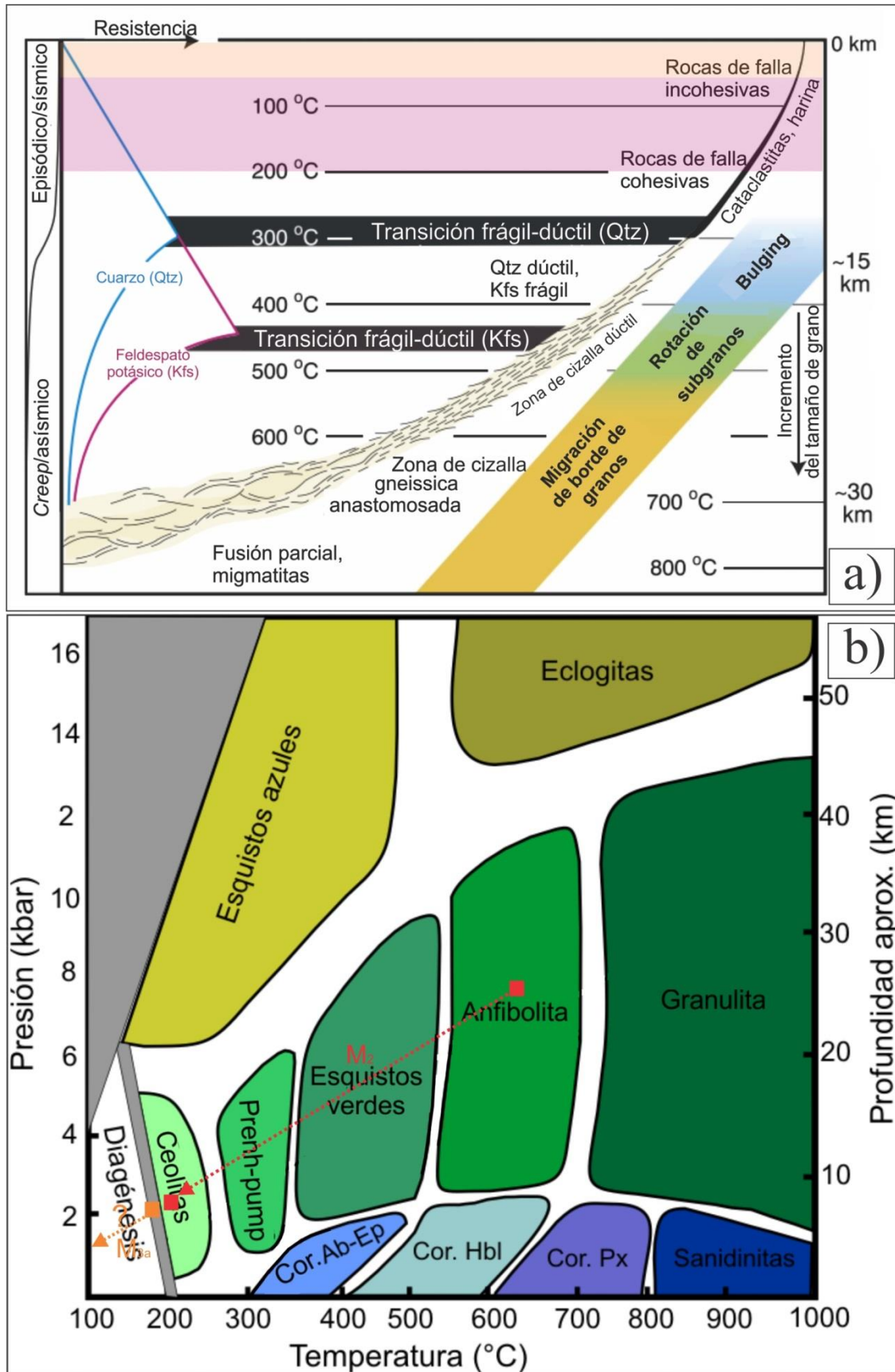


Figura V.3: Condiciones termo-barométricas para el evento metamórfico M₃. a) Modelo de faja de cizalla mostrando los modos de deformación, las litologías producidas, además de las temperaturas y profundidades (modificado de Fossen y Cavalcante, 2017). Marcado en rosa y naranja se hallan los posibles rangos de los eventos M_{3a} y M_{3b} respectivamente. b) Diagrama de facies metamórficas según las condiciones de presión y temperatura, en las cuales se ha marcado la senda metamórfica para el evento M₂ y M_{3a} (modificado de Gómez Jiménez, 2006).

Van der Pluijm y Marshak (2004; Figura V.3.a) es posible relacionar tales niveles de la corteza con condiciones térmicas menores a 100 °C y presiones menores a 1 kbar. Razón por la cual, las rocas cataclásticas (*s.l.*) no cohesivas derivadas de milonitas de mármoles (con condiciones reológicas disimiles), deberían generarse en niveles estructurales aún más superficiales.

b) Estructuras asociadas al metamorfismo M₃:

La actividad de la faja de cizalla Las Lajas vinculada a la evolución del evento metamórfico M₃, actúa bajo un régimen de deformación D₃ (Figura V.5) en ambiente estructural frágil-dúctil a partir de los cuales se origina la foliación cataclástica S₃ y un conjunto de microfracturas rellenas (venillas). A continuación se consideran las orientaciones espaciales de estas estructuras con el fin de realizar una aproximación de la evolución estructural y de la disposición espacial de los esfuerzos para este evento metamórfico.

En una primera instancia de deformación D_{3a} (Figura V.5) asociado al evento M_{3a}, se genera la foliación localmente penetrativa cataclástica S₃ de escala macroscópica a microscópica en la asociación lito-estratigráfica cataclástica cohesiva derivada de milonitas (*s.l.*) de mármoles. Esta estructura planar se dispone predominantemente con un rumbo N-S y buzamiento hacia el E, por lo que se orienta concordante a la foliación milonítica S_{2a}. Esta coincidencia podría implicar que el flujo cataclástico retrabaja los planos de debilidad preexistentes en las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles (foliación milonítica S_{2a}).

Además, la estructura cataclástica S₃ se caracteriza a macro y microescala por un incipiente patrón anastomosado tipo S-C, producto de la cizalla simple. Sin embargo, en otros sectores la foliación S₃ se pierde parcialmente pasando a una estructura con un patrón en rompecabezas (Figura V.4), que podrían representar fracturación hidráulica ligada a sobrepresiones internas de la roca, o bien la concentración local de esfuerzos distensivos (planos perpendiculares al esfuerzo tensivo σ_3 ?; Groshong, 1988).

Es preciso destacar que a pesar de distinguirse esta estructura planar localmente penetrativa, ciertas cataclastitas derivadas de milonitas (*s.l.*) de mármoles; muestran sectores donde la fábrica de la roca es masiva. Esta estructura podría responder a la concentración de procesos cataclásticos con alta fragmentación de la roca, dando lugar a sectores con mayor porcentaje de matriz y escasos fenoclastos (Estadio III en Figura V.4; House y Gray, 1982).

De forma coetánea a las fases de deformación D_{3a} y D_{3b} (Figura V.5), se genera un entramado de fracturas rellenas (ver Anexos VIII.3 y VIII.4) identificadas en toda la asociación lito-estratigráfica cataclástica (*s.l.*). Las microfracturas se clasificaron en dos grupos principales: las venillas crustiformes o “tipo 1”, y las venillas masivas o “tipo 2”. El primer tipo de microfracturas se caracteriza por disponer un relleno típico de cavidades abiertas, por lo tanto responden a esfuerzos distensivos locales internos. La diferencia entre las venillas tipo 1.A y 1.B, es que las primeras muestran un crecimiento de cristales de calcita/dolomita en un solo

pulso; mientras que las segundas disponen dos pulsos de crecimiento, uno relativamente lento con cristales euhedros, y un pulso posterior más rápido. Asimismo, las venillas masivas “tipo 2.B” con cristales de calcita/dolomita, muestran un relleno de cavidades abiertas pero de cristales anhedral; por lo tanto, responderían a esfuerzos distensivos locales internos pero con un crecimiento relativamente más rápido de las fases minerales. Por último, las venillas masivas “tipo 2.A” responden a procesos de apertura de fracturas y relleno con fragmentos de la roca previa por cataclasis, por lo que se vincularían a esfuerzos compresivos locales internos. La apertura de microfracturas y extensión necesaria para que se produzcan las venillas con texturas típicas de relleno de cavidades, corresponde a esfuerzos extensivos dado que internamente las fajas de cizallas presentan zonas claramente distensivas y/o por fracturación hidráulica ligada a sobrepresiones internas (Groshong, 1988). Posteriormente las venillas son rellenas con fragmentos del proceso de cataclasis y precipitados minerales de las soluciones fluidas que circulan en el sistema, predominantemente fluidos ricos en óxidos de hierro y carbonáticos.

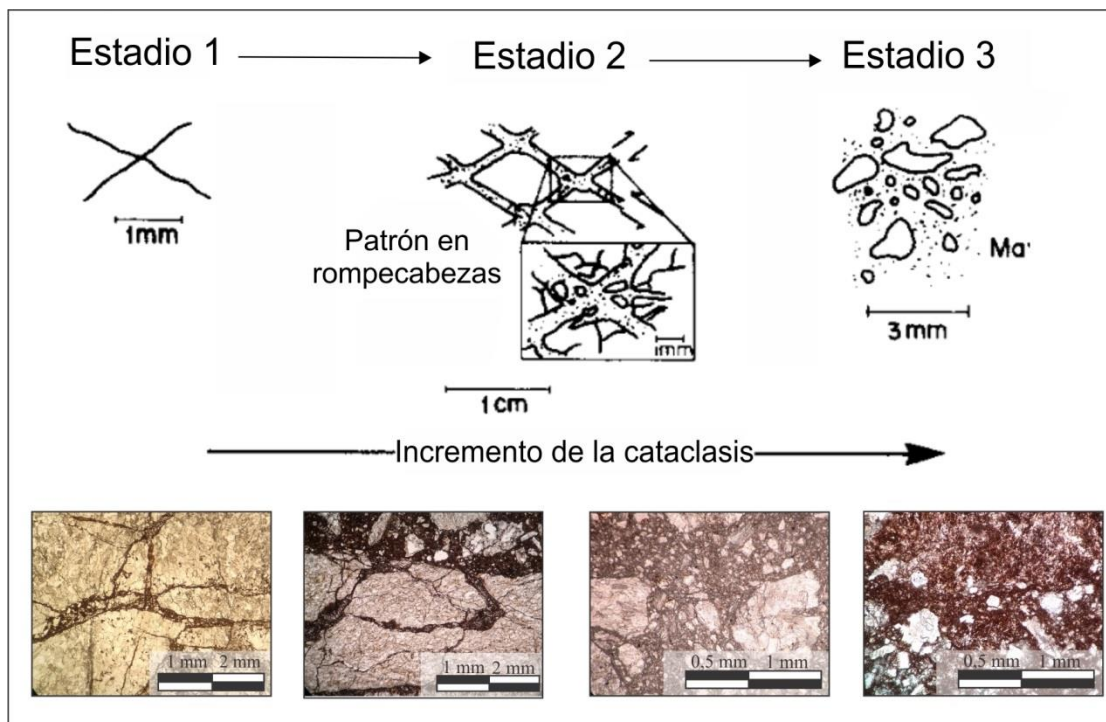


Figura V.4: Evolución del proceso de cataclasis en las cataclastitas (s.l.) cohesivas. Modelo de la evolución de la cataclasis en tres estadios, los cuales se comparan con microfotografías a nicoles paralelos de la asociación cataclástica (s.l.) del área de estudio (modificado de House y Gray, 1982).

Por otro lado, las venillas evidencian sucesivos pulsos de fracturación de la roca por distensión, apertura y posterior relleno; ya sea en cavidades abiertas (“tipo 1 y 2.B”) o bien por procesos de cataclasis (“tipo 2.A”). Esta aseveración se fundamenta en que las venillas “tipo 2.A” muestran inmersos de fragmentos de las microfracturas “tipo 1”, a la vez que se distingue una tendencia de las venillas “tipo 2.A” de interrumpir a las microfracturas restantes. Además, en los últimos pulsos de fracturación dominan exclusivamente rellenos del tipo “2.A”.

En cuanto la disposición espacial de estas venillas, las mismas presentan múltiples cambios locales en su orientación, lo que podría sugerir diferentes regímenes de esfuerzos y la posible formación en distintos pulsos (House y Gray, 1982). Sin embargo puede generalizarse que las microfracturas “tipo 1” tienden a orientarse predominantemente de forma subparalela a la foliación cataclástica S_3 . En contraposición las microfracturas “tipo 2.B” se disponen predominantemente de forma transversal a la foliación cataclástica S_3 (planos perpendiculares al esfuerzo tensivo σ_3 ?). Y por último, las venillas “tipo 2.A” se disponen predominantemente oblicuas a la estructura planar pertinente (planos paralelos a las cizallas de Riedel?; Figura V.5).

La abundancia de venillas con precipitados carbonáticos, como los parches de óxidos de hierro y de sílice cripto a microcristalina; evidencian una importante circulación de fluidos durante la formación de las cataclastitas (*s.l.*). Esta alta presión de fluidos y movimiento de los mismos a través de la faja de cizalla Las Lajas, podría corresponder a la razón por la cual se da la ausencia (hasta el momento) de pseudotaquilas en el área de estudio; ya que son condiciones no favorables para la fusión friccional (Sibson, 1980; House y Gray, 1982).

Por último, en cuanto la cinemática de la faja de cizalla durante la fase de deformación D_3 , según la disposición espacial de la foliación cataclástica S_3 penetrativa localmente y las estructuras S-C desarrolladas parcialmente, se denota una tendencia de cinemática inversa con vergencia hacia el O.

C. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA GENERAL PARA EL ÁREA DE ESTUDIO:

El presente apartado pretende desarrollar brevemente la evolución cronológica de los diferentes eventos metamórficos y deformacionales acontecidos en el segmento austral de la faja de cizalla Las Lajas en inmediaciones del cerro El Potrero Sur, correlacionándolos con el marco regional existente para las Sierras de Córdoba. La nomenclatura para designar los eventos tectono-metamórficos se halla en consonancia con los definidos en los apartados previos (Figura V.5).

La historia geológica del área habría iniciado entre el Ediacariano y el Cámbrico inferior con el evento deformacional D_1 (equivalente al evento D_2 establecido por Dalla Salda, 1984) ligado al Ciclo Orogénico Pampeano (Otamendi *et al.*, 1996). En el área de estudio queda registrado a partir del metamorfismo dinamo-térmico M_1 que afecta a secuencias de pelitas, grauvacas, calizas puras y margas (vinculadas al S_0 ?); equivalentes a la Formación Puncoviscana y esquistos bandeados en el noroeste argentino (Martino, 2003; Martino y Guerreschi, 2014). De este modo se generan sucesiones de mármoles, esquistos, gneises y anfibolitas; en facies de anfibolitas con condiciones de grado medio a alto y en zona variable desde granate a sillimanita. Estas últimas evidencias, se encuentran en consonancia con los antecedentes analizados para las Sierras de Comechingones, donde el Complejo Monte Guazú (Otamendi *et al.*, 2000; Fagiano *et al.*, 2005; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2017a) se

Metamorfismo	Deformación	Estructura planar	Estructura lineal	Plegamientos	Elipsoide de esfuerzos	Tiempo
M _{3b}	D _{3b}					
M _{3a}	D _{3a}					
	D _{2c}					
M ₂	D _{2b}	S _{2b}	L _{2b}			
	D _{2a}	S _{2a}	L _{2a}			
M ₁	D ₁	S ₁				
		S ₀				

Figura V.5: Esquema evolutivo de los eventos metamórficos, deformativos y estructuras identificadas para el área de estudio

presenta estable en facies de anfibolitas. Por lo tanto, el área de estudio se encuentran en condiciones metamórficas levemente inferiores a las estimadas para las metamorfitas del norte de las Sierras de Córdoba, correspondientes a facies de anfibolitas a granulitas (Gordillo y Lencinas, 1979; Otamendi *et al.*, 1998; Otamendi y Patiño Douce, 2001; Tibaldi *et al.*, 2014). Por último, coetáneamente con este evento regional, se genera la foliación metamórfica S_1 , de la cual no se preserva su disposición original en el área de estudio.

Durante el lapso de tiempo entre los eventos metamórficos M_1 y M_2 , se genera la intrusión de las secuencias ígneas que se hallan distribuidas en la zona de estudio; y quedan representados por tabiques de leucogranitos principalmente, y de manera subordinada por bancos de tonalitas biotíticas. La aseveración de que el evento magmático queda restringido temporalmente en este periodo, se sustenta en que los granitoides han sido afectados por el metamorfismo dinámico M_2 y los eventos de deformacionales D_2 . Es así, como las tonalitas biotíticas podrían correlacionarse con los ortogneises tonalíticos biotíticos ampliamente distribuidos dentro del Complejo Monte Guazú (Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi *et al.*, 2004; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2015, 2017b; Iglesias, 2019). Estas litologías han sido vinculadas por diferentes autores a una típica secuencia calcoalcalina de gabros-tonalitas-granodioritas derivadas de arco magmático emplazado en un margen activo e intruido en un nivel de corteza media (Otamendi *et al.*, 2004; Fagiano, 2007). Además estas tonalitas, se habrían emplazado tras cesar el metamorfismo M_1 asociado al Ciclo Orogénico Pampeano, por lo que son cuerpos ígneos representativos del magmatismo del Ciclo Orogénico Famatiniano con edades de posiblemente ordovícicas (460-490 Ma; Gromet *et al.*, 2001; Otamendi *et al.*, 2004; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2017b; Iglesias, 2019). Es así como a partir de las relaciones de campo determinadas para las tonalitas biotíticas, se puede establecer que el evento metamórfico M_2 (asociado con el inicio de actividad de la faja de cizalla Las Lajas para el área de estudio) habría comenzado como máximo posteriormente a la intrusión de las mismas. A la vez el Complejo Monte Guazú se encuentra intruido por diques de leucogranitos, que tienden a aflorar en el sector NO como pequeños lentes concordantes dentro de las metamorfitas circundantes, similar relación de campo a la hallada en el área de estudio (Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi *et al.*, 2014). Estos leucogranitos presentan características peraluminosas (granitoides tipo S), que son comparativamente similares a aquellos leucogranitos intruidos dentro del Complejo Achiras.

De este modo comienza el evento metamórfico M_2 conjuntamente con la fase deformacional D_2 (equivalente a la deformación D_3 propuesta por Dalla Salda *et al.*, 1993), de mayor importancia para el área de estudio y de carácter dinámico en condiciones de facies de anfibolita media que luego retrógrada a facies subesquistos verdes (temperaturas desde 650 a 200 °C, lo que implica condiciones de grado medio-alto a grado muy bajo; y presiones desde 7,5 a 2 kbar). Es notorio distinguir que, el amplio rango de condiciones termo-barométricas por

las cuales actúa este evento metamórfico, resulta del comportamiento reológico diferencial de las rocas según si la composición se encuentra dominada por minerales silicáticos o carbonáticos. Estos resultados muestran nuevas evidencias, respecto a los antecedentes bibliográficos (Otamendi *et al.*, 2004; Cristofolini *et al.*, 2017a) los cuales proponen que el segmento sur de la faja de cizalla, posiblemente no ha superado la parte baja del grado medio y que las facies se estabilizaron en esquistos verdes. De este modo, los resultados expuestos en este escrito implicarían que las milonitas (*s.l.*) demuestran paragénesis equilibradas con facies de mayor grado metamórfico, a pesar de estar retrogradadas hasta facies de grado metamórfico muy bajo. Resultado de este evento M_2 - D_2 se transforman las secuencias previas de parametamorfitas y granitoides, en productos litológicos de la serie milonítica.

Las rocas miloníticas (*s.l.*) desarrollan la foliación homónima S_{2a} de rumbo meridional, y sobre estos estos planos se generan las lineaciones minerales y de estiramiento mineral L_{2a} de dirección de inmersión hacia el E. Sin-cinemáticamente, se desarrollan los plegamientos P_2 de ejes axiales meridionales, los cuales muestran diferentes geometrías según el orden del plegamiento. Estas estructuras pueden ser correlacionadas con aquellas definidas por Otamendi (1995), Otamendi *et al.*, (1996), Fagiano *et al.*, (2005) y Cristofolini *et al.*, (2017a) para el área de estudio. Posteriormente durante la evolución del evento deformacional hacia las fases de deformación D_{2b} y D_{2c} , se daría una parcial rotación antihoraria de los esfuerzos regionales. Durante estas fases se genera la foliación de crenulación S_{2b} de rumbo NO-SE, asociada a las lineaciones de intersección L_{2b} . Por último, todas las estructuras generadas durante los eventos D_{2a} y D_{2b} , son afectadas por los plegamientos P_3 de ejes axiales E-O, y asociadas a *boudines* y *pinch and swell*. Estos plegamientos P_3 , son correlacionados con los definidos por Otamendi (1995) y Otamendi *et al.*, (1996) para el área de estudio. El cambio en la orientación de los esfuerzos, generaría la superposición espacial de los plegamientos P_2 y P_3 ; que causan pliegues de interferencia tipo 1 en transición con un modelo tipo 2. Otamendi (1995) relaciona la rotación del elipsoide de esfuerzos, como una consecuencia natural del cambio en el mecanismo de deformación desde un régimen de cizalla sub-simple a uno de cizalla simple. Por otro lado, Cristofolini *et al.*, (2017a) añaden que todas estas evidencias deformaciones responden a indicios de comportamiento de la faja de cizalla Las Lajas en un régimen de cizalla transpresiva con extrusión oblicua. Ambos mecanismos postulados son ampliados en el próximo apartado.

Entre el periodo de los eventos metamórficos M_2 y M_3 , probablemente acontece un movimiento de los bloques involucrados en la faja de cizalla, por los cuales el basamento es ascendido a niveles estructurales superiores frágiles-dúctiles donde se estabiliza y comienza la fase metamórfica M_3 . Es preciso distinguir que las características que conciernen al evento M_3 , son escasas en los antecedentes bibliográficos para el área de estudio. A partir de los análisis petrológicos y estructurales, se denota que el metamorfismo M_3 es registrado de manera exclusiva en fajas locales de deformación transformando la asociación milonítica (*s.l.*) derivada

de mármoles, que responden a un cambio reológico frágil-dúctil en niveles estructurales relativamente más superficiales (en comparación con aquellas litologías silicáticas). De este modo, el evento M_{3a} comienza en una primera instancia en condiciones de diagénesis y evolucionaría hasta ambientes sub-superficiales (temperaturas menores a 200 °C y presiones menores a 2 kbar). Durante este periodo se dan al menos dos pulsos de procesos de cataclasis y flujo cataclástico. Posteriormente, entre los eventos M_{3a} y M_{3b} , ocurriría una nueva fase de ascenso y estabilidad del bloque de basamento en condiciones aún más sub-superficiales, donde actúan exclusivamente mecanismos frágiles para dar lugar a las cataclastitas (*s.l.*) no cohesivas derivadas de milonitas (*s.l.*) de mármoles. Por último, comparando las últimas condiciones de los metamorfismos M_2 y M_3 , es posible denotar que esta evolución dinámica presenta un registro relativo con sucesivos equilibrios en condiciones progresivamente más superficiales; por lo tanto, podría implicar una paulatina elevación de basamento coetáneo a las distintas condiciones metamórficas.

Contemporáneamente con el evento M_{3a} se genera el régimen de deformación D_{3a} , que da lugar a la foliación cataclástica S_3 donde el flujo homónimo retrabaja los planos de debilidad preexistentes en las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles (foliación milonítica S_{2a}). Por otro lado, tanto en D_{3a} como en D_{3b} , se produce el entramado de microfracturas rellenas que caracteriza a la asociación cataclástica (*s.l.*). Estas estructuras se generan por la concentración local de esfuerzos extensivos junto con la fracturación hidráulica de la roca (sobrepresión de fluidos internos). De este modo, se producen sucesivos pulsos de fracturación de las litologías, apertura de venillas, distensión y posterior relleno. Posiblemente la orientación de estas venillas podría estar controlado por la disposición de las cizallas de Riedel, o bien perpendiculares al esfuerzo tensivo σ_3 . Sin embargo, la amplia variación en la orientación de las microfracturas rellenas, sugiere diferentes regímenes de esfuerzos y la posible formación en distintas etapas (House y Gray, 1982).

Por último, la reactividad final de la faja de cizalla Las Lajas podría vincularse al Ciclo Orogénico Achaliano, ya que esta zona de deformación afecta al granito El Potrero (Sims *et al.*, 1997; Otamendi *et al.*, 2000; Otamendi *et al.*, 2014; Cristofolini *et al.*, 2017a; ver Apartado II.D) incluido en la Unidad Los Nogales del Complejo Achiras (esta Unidad es datada por U/Pb en circón con edad de 382 ± 6 Ma por Stuart-Smith *et al.*, 1999). Con lo cual, por lo menos a partir del Devónico superior la faja de cizalla pertinente fue activa. Además Cristofolini *et al.*, (2017a) destacan que la faja de cizalla Las Lajas presenta actualmente relevancia en la actividad tectónica del sector austral de la Sierra de Comechingones, debido a que la traza de la misma está ligada al sistemas de fallas Las Lajas-Sampacho-Las Lagunas sísmicamente activa.

D. CONSIDERACIONES FINALES ACERCA DE LA CINEMÁTICA DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS:

Para finalizar las discusiones arribadas en el presente escrito, se determina que las características cinemáticas de la faja de cizalla Las Lajas responden a movimientos de los bloques inversos con dirección de transporte general hacia el O, y con una leve componente de rumbo variable entre sinistral y dextral. Además, la actividad de la faja estaría restringida a pulsos graduales de ascenso del bloque de basamento y estabilización en condiciones progresivamente más superficiales evidenciado en el continuo térmico de los distintos eventos metamórficos dinámicos. Coetáneamente a estos eventos, se produciría una modificación parcial en la orientación del elipsoide de deformación que da lugar a las diferentes estructuras del área de estudio.

A partir del conjunto de características anteriormente mencionadas, y de acuerdo con los antecedentes establecidos para la faja de cizalla Las Lajas, se determina que el cambio en la orientación de los esfuerzos regionales podría responder a dos mecanismos. En primer lugar, Otamendi (1995) relaciona estos cambios en la orientación del elipsoide de esfuerzos, al paso desde un régimen de cizalla sub-simple a uno de cizalla simple (Figura V.6.a). Cabe distinguir que en el régimen de cizalla sub-simple, la componente rotación del esfuerzo es menor que es una de cizalla simple *s.s.* (Simpson y De Paor, 1993).

Posteriormente, con el avance del estudio acerca de los mecanismos de deformación actuantes en fajas de cizalla, Cristofolini *et al.*, (2017a) añaden que todas estas evidencias de deformaciones responden a un régimen regional de cizalla transpresiva con extrusión oblicua (Figura V.6.b; ver modelos clásicos de zonas de cizalla transpresivas presentados por Sanderson y Marchini, 1984; Fossen y Tikoff, 1998; Czeck y Hudleston, 2003; Jiang, 2007; Fernández y Díaz Azpiroz, 2009). El concepto de transpresión es utilizado por estos autores en el sentido cinemático, es decir, como aquella deformación producto de la combinación de componentes de cizalla pura y cizalla simple (Fernández y Díaz Azpiroz, 2009). Lo que caracteriza al modelo de cizalla transpresiva con extrusión oblicua, es que la disposición de los esfuerzos es de forma oblicua respecto a los límites de la zona de deformación, manteniendo oblicuidad entre la disposición de los componentes de cizalla simple y cizalla pura (Fernández y Díaz Azpiroz, 2009). Es por esta razón que la dirección de extrusión (cabalgamiento al oeste en este caso) asociada al fenómeno de transpresión puede experimentar fluctuaciones espaciales dentro de las zonas de cizalla (Rodríguez, 2011; y citas allí presentes), es decir que cada sector de la faja de deformación actúa como un bloque individual en respuesta en tal punto de las diferentes componentes de los esfuerzos principales. De este modo es posible la coexistencia de diferentes estructuras que responden a esfuerzos de distintas orientaciones a escala local.

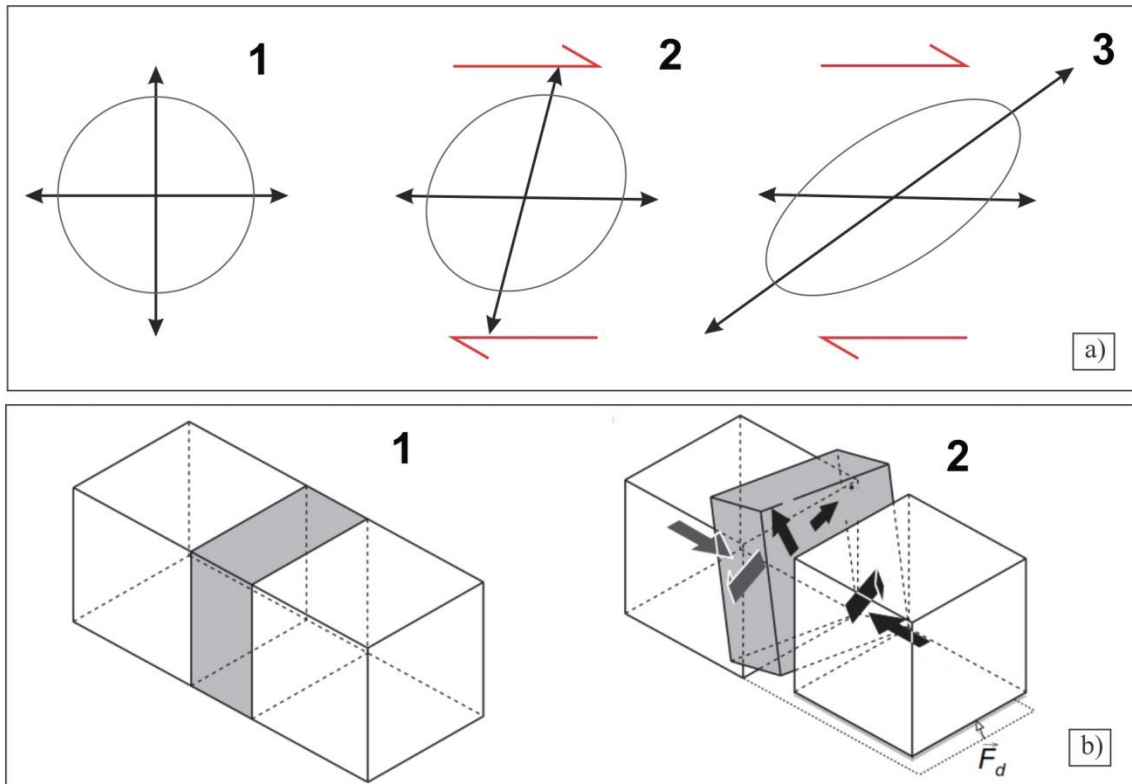


Figura V.6: Regímenes de deformación propuestos para la faja de cizalla Las Lajas. a) Modelo generalizado para la evolución a partir de un elemento sin deformación (estado 1), hacia una cizalla sub-simple (estado 2), y por último pasa a una cizalla simple (estado 3). **b)** Esquema de una zona de cizalla (estado 1) antes y (estado 2) de una deformación debida a transpresión con extrusión oblicua. F_d es el vector de convergencia entre los bloques separados por la zona de cizalla, (modificado de Fernández y Díaz Azpiroz, 2009).

CAPÍTULO VI

CONCLUSIÓN

VI. CONCLUSIÓN:

- El basamento aledaño al Cerro El Potrero Sur, se encuentra afectado completamente por la faja de cizalla Las Lajas. Por esta razón las asociaciones lito-estratigráficas definidas para el área de estudio corresponden a: 1) asociación milonítica (*s.l.*) derivada de mármoles, de esquistos-gneises, de granitoides y de anfibolitas; 2) asociación cataclástica (*s.l.*) derivada de milonitas (*s.l.*) de mármoles, tanto cohesiva como no cohesiva.
- Estas asociaciones lito-estratigráficas y estructuras analizadas para el área, registran al menos tres eventos metamórficos diferentes. En primer lugar se registra el metamorfismo M_1 de carácter regional dinamo-térmico en facies de anfibolita. En segundo lugar actúa el metamorfismo dinámico M_2 , de mayor importancia para el área de estudio, en condiciones variables desde facies de anfibolita media a subesquistos verdes. Por último, se evidencia el metamorfismo M_3 en condiciones de diagénesis a sub-superficiales.
- Entre los eventos metamórficos M_1 y M_2 se produce el único evento magmático registrado en el área de estudio y vinculado con los cuerpos ígneos correspondientes a leucogranitos y tonalitas biotíticas.
- El área de estudio registra estructuras relícticas denominadas como estratificación sedimentaria y foliación metamórfica. Sin embargo, ampliamente desarrolladas y vinculadas a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas, se identifican estructuras correspondientes a: foliaciones miloníticas y cataclásticas; lineaciones minerales, de estiramiento y de intersección; plegamientos; y estructuras prismáticas.
- Los eventos deformacionales registrados en el área de estudio responden exclusivamente a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas. Primeramente ocurriría el evento D_2 asociado a condiciones de deformación dúctiles, el cual es continuado por el evento D_3 vinculado a condiciones frágiles-dúctiles que evolucionan a frágiles. Coetáneamente a estos eventos, se produciría la modificación parcial en la orientación del elipsoide de deformación.
- La actividad de la faja de cizalla Las Lajas se relaciona a pulsos graduales y térmicamente continuos de ascenso del bloque de basamento y estabilización en condiciones progresivamente más superficiales. Posiblemente esta faja de deformación, ha actuado desde edades famatianianas a post-achalianas. Además, la cinemática de esta zona de deformación es inversa con dirección de transporte general hacia el O, y con una leve componente de rumbo variable entre sinestral y dextral.

CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA

VII. BIBLIOGRAFÍA:

- **Abdelsalam, M. G. y Stern, R. J. (1996).** Mapping Precambrian structures in the Sahara Desert with SIR-C/X-SAR radar: the Neoproterozoic Keraf suture, NE Sudan. *Journal Geophysical Research*, 101(23), 23-63.
- **Abrams, M., Abbott, E. y Kahle, A. (1991).** Combined use of visible reflected infrared and thermal infrared images for mapping Hawaii in lava flows. *Journal of Geophysical Research*(96), 475-484.
- **Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. (1983).** Las rocas cristalinas de la Sierra de Ancasti en el contexto de las Sierras Pampeanas Septentrionales. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Pálaontologie* 59, 251-254.
- **Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1976).** Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Memoria del 2º Congreso Latinoamericano de Geología* 2, 755-764.
- **Alsop, G. I. y Holdsworth, R. E. (2006).** Sheath folds as discriminators of bulk strain type. *Journal of Structural Geology*(28), 1588-1606.
- **Astini, R. A., Collo, G. y Martina, F. (2007).** Ordovician K-bentonites in the upper-plate active margin of Western Gondwana, (Famatina Ranges): Stratigraphic and palaeogeographic significance. *Gondwana Research* 11, 311-325.
- **Astini, R. A. y Dávila, F. M. (2004).** Ordovician back arc foreland and Ocloyc thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precodillera terrane accretion.
- **Baldo, E. G. (1992).** *Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Chacabuco, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba, Córdoba. Argentina.* Córdoba, Córdoba, Argentina.
- **Baldo, E., Casquet, C. y Galindo, C. (1996).** El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas), Argentina. *Geogaceta* 19, 51-55.
- **Baldo, E. G., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S. O. y Murra, J. A. (2014).** Geocronología de las Sierras de Córdoba: Revisión y Comentarios. *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. Parte I: Geología – A: Geología de Superficie. Asociación Geológica Argentina*, 845-868.
- **Beder, R. (1922).** Estudios Geológicos en las Sierras de Córdoba, especialmente en las calizas cristalino granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, N° 33. Serie B Geológica, 33. Buenos Aires.*

- **Bodenbender, G. (1895).** Devónico y Gondwana en la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*(15), 201-252.
- **Bodenbender, G. (1911).** Contribución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes (República Argentina). *Boletín Academia Nacional de Ciencias 19-1*, 115-195.
- **Bonalumi, A. (1988).** Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, Argentina. *5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2*, 47-62.
- **Bonalumi, A., Escayola, M., Kraemer, P., Baldo, E. y Martino, R. (1999).** Sierras Pampeanas (Córdoba, Santiago del Estero) A: Precámbrico-Paleozoico Inferior de las Sierras de Córdoba. *Geología Regional Argentina 26*, 136-140.
- **Burkhard, M. (1992).** Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15, 351-368.
- **Camacho, A. (1997).** *40 Ar-39Ar and Rb-Sr Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the sierras Pampeanas.* Argentine-Australian Cooperative Project: Australian Geological Survey Organization.
- **Caminos, R. (1979).** Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *2° Simposio de Geología Regional Argentina. Relatorio 1*, 224-291.
- **Carreras, J., Estrada, A. y White, S. (1977).** The effects of folding in the c-axis fabrics of a quartz-mylonite. *Tectonophysics*(39), 3-24.
- **Chernicoff C. J. y Ramos V. A. (2003).** El basamento de la sierra de San Luis: Nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4), 511-524.
- **Chester, F. M. y Logan, J. M. (1986).** Implicaciones para las propiedades mecánicas de las fallas frágiles de las observaciones de la zona de fallas del Punchbowl, California. *Geofísica pura y aplicada*, 125(1-2), 79-106.
- **Cingolani, C. A. y Varela, R. (1975).** Geocronología rubidio-estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba. República Argentina. *2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica I*, 9-35.
- **Cobbold, P.R., y Quinquis, H. (1980).** Desarrollo de pliegues de vaina en regímenes de cizalla. *Revista de geología estructural*, 2(1-2), 119-126.
- **Cornish, S. y Searle, M. (2017).** 3D geometry and kinematic evolution of the Wadi Mayh sheath fold, Oman, using detailed mapping from high-resolution photography. *Journal of Structural Geology*(101), 26-42.

- **Cristofolini, E., Barzola, M., Otamendi, J., Tibaldi, A., Morosini, A., Armas, P., y Camilletti, G. (2017b).** Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas plutónicas de la Sierra de La Aguada, Provincia de San Luis, Argentina: Implicaciones genéticas con el arco magmático Famatiniano. *Estudios Geológicos*, 73(1), 065.
- **Cristofolini, E., Martino, R., Otamendi, J., Tibaldi, A., Armas, P., Barzola, M. y Zambroni, N. (2015).** Faja de cizalla Las Lajas: nuevos aportes al conocimiento de su geología, extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis. En *16° Reunión de Tectónica y 5° Taller de Campo* (Vol. Actas 1, págs. 28-29). General Roca, Río Negro, Argentina.
- **Cristofolini, E. A., Otamendi, J. E., Martino, R., Tibaldi, A. M., Armas, P. y Barzola, M. (2016).** Faja de Cizalla Las Lajas: Petrografía, Estructura Interna e Implicancias Tectónicas, extremo Sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. (Inédito), 42.
- **Cristofolini, E. A., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P., y Barzola, M. (2017a).** Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74(3), 295-314.
- **Cristofolini, E. A., Otamendi, J. E., Tibaldi, A. M., Martino, R. D. y Baliani, I. (2010).** Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67-4, 521-535.
- **Czeck, D. M., y Hudleston, P. J. (2003).** Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: a natural example and theoretical discussion. *Journal of Structural Geology*, 25(6), 959-982.
- **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. (1987).** Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics* 6, 249-260.
- **Dalla Salda, L., Varela, R., y Cingolani, C. (1993).** Sobre la colisión Laurentia-Sudamérica y el Orogéno Famatiniano. En *12° Congreso Geológico Argentino* (Vol. 3, págs. 358-366).
- **Demange, M., Baldo, E. y Martino, R. (1993).** Structural evolution of the Sierra de Córdoba, Argentina. *2° Symposium of Andean Geodynamic, Actas I*, 513-517.
- **Demartis, M., Pinotti, L. P., Coniglio, J. E., D'Eramo, F. J., Tubía, J. M., Aragón, E. y Agulleiro Insúa, L. A. (2011).** Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba Argentina). *Journal of Structural Geology*, 33, 1334–1346.

- **D'Eramo, F. J., Pinotti, L. P., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J. y Baldo, E. G. (2014).** El magmatismo ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. En R. D. Martino (Ed.), *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: GEOLOGÍA Y RECURSOS NATURALES DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA* (Primera ed., págs. 233-254). Córdoba, Córdoba, Argentina.
- **Dorais, M. J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. (1997).** Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineral and Petrology*, 130, 31-46.
- **Escayola, M., Pimentel, M. y Armstrong, R. (2007).** Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35 (6), 495-498.
- **Ez, V. (2000).** When shearing is a cause of folding. *Earth-science reviews*(51), 155-172.
- **Fagiano, M. (2007).** *Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba*. Rio Cuarto. Tesis doctoral (Inédito). Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exáctas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, 380.
- **Fagiano, M. y Martino, R. (2002).** Culminación austral de la faja de cizalla Guacha Corral: cinemática, paragénesis y litologías asociadas, sur de la Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. *11° Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, Resúmenes*, 5-6.
- **Fagiano, M., Nullo, F. y Otamendi, J. (2005).** Evolución estructural del Complejo Monte Guazú, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. En *16° Congreso Geológico Argentino* (Vol. 4, págs. 673-680). La Plata, Buenos Aires, Argentina.
- **Fagiano, M., Otamendi, J. y Nullo, F. (2008).** Los orógenos Pampeano y Famatiniano en la evolución de los complejos Monte Guazú y Achiras, Sierra de Comechingones, Córdoba. *18 Congreso Geológico Argentino, Jujuy*, 1008-1009.
- **Fernández, C. y Díaz Azpiroz, M. (2009).** Triclinic transpression zones with inclined extrusion. *Journal of Structural Geology*, 31, 1255-1269.
- **Forbes, C. J., Betts, P. G., Lister, G. S. (2004).** Synchronous development of Type 2 and Type 3 fold interference patterns: evidence for recumbent sheath folds in the Allendale Area, Broken Hill, NSW, Australia. *Journal of Structural Geology*(26), 113-126.
- **Fossen, H., y Cavalcante, G. C. G. (2017).** Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455.
- **Fossen, H. y Tikoff, B. (1998).** Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. (R. S. Holdsworth, Ed.) *continental*

Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society Special Publications, 135, 15-33.

- **Friedman, M., Teufel, L. M. y Morse, L. G. (1976).** Strain and stress analysis from calcite twin lamellae in experimental buckles and faulted drape-folds. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 87-107.*
- **Gómez Jiménez, J. (2006).** *Metamorfismo.* Zaragoza.
- **González Bonorino, F. (1950).** Algunos problemas geológicos de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 5, 81-110.*
- **González Bonorino, G. y Llambías, E. (1996).** Geologic and paleogeographic development of southern South America (excluding Brazil) in the late Proterozoic and early Paleozoic. Elsevier, en: The Phanerozoic. En *Geology of the World I, The Palaeozoic, B (M. Moullade y A.E.M. Nairn, eds.)*. (págs. 265–338). Amsterdam.
- **Gordillo, E. C. (1958).** Estudio químico-petrográfico de las rocas intrusivas de la Quebrada del Río Primero, Córdoba, Argentina. . *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 40, 141-170.*
- **Gordillo, E. C. (1984).** Migmatitas cordieríticas de las Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.*, 1-40.
- **Gordillo, C. E., y Lencinas, A. N. (1979).** Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. 1*, págs. 577-650. Academia Nacional de Ciencias Córdoba.
- **Gromet, L. P. y Simpson, C. (2000).** *Cambrian orogeny in the Sierras Pampeanas, Argentina: ridge subduction or continental collision?* Boston.
- **Gromet, L. P., Simpson, C., Miro, R., y Whitmeyer, S. J. (2001).** Apparent truncation and juxtaposition of Cambrian and Ordovician arcaccretionary complexes, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Geol Soc Am Annual Meeting*. In Abstracts with Programs (Vol. 33).
- **Groshong JR, R. H. (1974).** Experimental test of least-squares strain gauge using twinned calcite. *Society of America Bulletin, 85(12), 1855-1864.*
- **Groshong JR, R. H. (1988).** Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *The Geological Society of America, 100, 1329-1360.*
- **Groshong JR, R. H., Piffner, O. A. y Pringle, L. R. (1984).** Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *Journal of Structure Geology, 6, 5-18.*
- **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. y Martino, R. (2014).** Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. Parte I: Geología – A: Geología de Superficie*, 67-94.
- **Hanmer, S. y Passchier, C. (1991).** Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada* 90, 17-72.
- **Heard, H. C. (1963).** The effect of large change in stress in the experimental deformation of Yule marble. *Journal of Geology*(71), 162-195.
- **Hobbs, B., Means, W. y Williams, D. (1981).** *Geología estructural*. Barcelona: Omega.
- **House, W. M. y Gray, D. R. (1982).** Cataclasites along the Saltville thrust, U.S.A. and their implications for thrust-sheet emplacement. *Journal of Structural Geology*, 4(3), 257-269.
- **Ibis Despaige Díaz, A. y Cáceres Govea, D. (2009).** Las maclas de calcita en los metacarbonatos. Significado tectónico y su empleo para la determinación de temperaturas de deformación. *Minería y Geología*, 25(2), 1-31.
- **Iglesias, L. E. (2019).** *Análisis oetrológico y estructural del segmento austral del Complejo Monte Guazú, en las inmediaciones de los puestos Las Verbenas - Aguada del Molle - Santa Dolores, sur de Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba*. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Inédito).
- **Jiang, D. (2007).** Sustainable transpression: An examination of strain and kinematics in deforming zones with migrating boundaries. *Journal of Structural Geology*, 29, 1984-2005.
- **Kalinowski A. y Oliver S. (2004).** ASTER mineral index processing manual. *Remote Sensing Applications, Geoscience Australia*, 37, 36.
- **Kraemer, P. E., Escayola, M. P. y Martino, R. D. (1995).** Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'- 32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50-1, 47-59.
- **Kretz, R. (1983).** Symbols for rock-forming minerals. . *American Mineralogist* 68, 277–279.
- **Linares, E. y Cordani, U. (1976).** Edades potasio-argón de anfibolitas de la Provincia de Córdoba, República Argentina. *6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1*, 501-509.
- **Linares, E. y Latorre, C. O. (1973).** Nuevas edades radimétricas por el método potasio-argón de rocas graníticas de Córdoba y de San Luis. *5° Congreso Geológico Argentino. Actas I*, 405–410.

- **Lira R. y Sfragulla J. (2014).** El Magmatismo Devónico-Carbonífero: El Batolito De Achala Y Plutones Menores Al Norte Del Cerro Champaquí. *Relatorio XIX. Congreso Geológico Argentino*, 294-347.
- **Lister, G. S., y Snoke, A. W. (1984).** S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617-638.
- **Llambías, E. J., Llano, J. A., Rossa, N., Castro, C. E. y Puidomenech, H. (1984).** Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio - Departamento Cushamen - Provincia del Chubut. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2*, 554-567.
- **Marrett, R. y Allmendinger, R. (1990).** Kinematic analysis of fault slip data. *Journal of Structural Geology* 12(8), 937-986.
- **Martino, R. (2003).** Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58, 549-571.
- **Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (2014).** La Estructura Neoproterozoica-Paleozoica Inferior del Complejo Metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En R. y. Martino (Ed.), *19º Congreso Geológico Argentino, Relatorio I* (Vol. Primero, págs. 95-128). Córdoba, Córdoba, Argentina.
- **Martino, R. D., Guereschi, A. B y Sfragulla, J. A. (2009).** Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 280-298.
- **Martino, R. D., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. y Guereschi, A. B. (1994a).** Thermobarometry at 32°00' S in the Pampean Ranges near Córdoba, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, p. A-226.
- **Martino, R. D., Pinceyra, R., Guereschi, A. y Sfragulla, J. (1999).** La Faja de deformación Sauce Punco, Sierra Norte, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4)., 436-440.
- **Mc Clay, K. R. (1987).** *The Mapping of Geological Structures*. Gran Bretaña: WILEY.
- **Miró, R. (1999).** El basamento Precámbrico-Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas, Famatina, Cordillera Oriental y Puna. En *Geología Regional* 29 (págs. 133-167).
- **Mitra, G. (1992).** Deformation of granitic basement rocks along fault zone at shallow to intermediate crustal levels. *Structural Geology and Fault and Thrust Belt*, S. Mitra and G. W. Fisher., 122-144.
- **Mulcahy, S. R., Roeske, R. M., McClelland, W. C., Renne, P. R., Jourdan, F. y Iriondo, A. (2011).** Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30, 1-24.

- **Nicolas, A. y Poirier, J. P. (1976).** *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Nueva York: WILEY.
- **Nullo, F., Otamendi, J., y Fagiano, M. (1995).** Geología del sur de las Sierras de Comechingones, Córdoba, Argentina. En *Actas do* (Primera ed., Vol. 1, págs. 178-180).
- **Otamendi, J. E. (1995).** *Petrología, geoquímica y estructura del basamento precarbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis, Argentina*. Rio Cuarto, Córdoba, Argentina.
- **Otamendi, J. E. y Patiño Douce, A. E. (2001).** Partial melting of aluminous metagreywackes in the northern Sierra de Comechingones, central Argentina. *Journal of Petrology*, 42, 1751-1772.
- **Otamendi, J. E., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y 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* 4, 1143-1155.
- **Otamendi, J. E., Cristofolini, E. A., Fagiano, M. R., Pinotti, L. P. y D'Eramo, F. J. (2014).** Los granitos devónicos del sur de la Sierra de Comechingones. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba*, 277-291.
- **Otamendi, J. E., Cristofolini, E. A., Tibaldi, A. M., Quevedo, F. y Baliani, I. (2009).** Petrology of mafic and ultramafic layered rocks from the Jaboncillo Valley, Sierra de Valle Fértil, Argentina: implications for the evolution of magmas in the lower crust of the Famatinian arc. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 685-704.
- **Otamendi, J. E., Fagiano, M. R. y Nullo, F. E. (2000).** Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones. Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3), 265–279.
- **Otamendi, J. E., Fagiano, M. R., Nullo, F. E. y Patiño Douce, A. E. (1998).** Petrología, geoquímica y metamorfismo del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(1), 27–40.
- **Otamendi, J. E., Nullo, F. E., Fagiano, M. R. y Aragón E. (1996).** Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba–San Luis: algunas implicancias tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2.*, 249–266.
- **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. *Journal of Metamorphic Geology*(17), 415-434.
- **Otamendi, J. E., Tibaldi, A. M., Vujovich, G. I. y Viñao, G.A. (2008).** Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras

Valle Fértil e La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 313–335.

- **Passchier, C.W. y Trouw, R. (1996).** *Microtectonics. Springer Verlag*, 289.
- **Passchier, C. W. y Trouw, R. (2005).** *Microtectonics. Springer Verlag*, 379.
- **Paterson, M. (1978).** *Experimental rock deformation—the brittle field. Springer-Verlag*, 254.
- **Petit, J. P. (1987).** Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural geology*, 9(5-6), 597-608.
- **Pinotti, L. P., Coniglio, J. E., D'Eramo, F. J., Demartis, M., Otamendi, J. E., Fagiano, M. R. y Zambroni, N. E. (2014).** El magmatismo devónico: Geología del batolito Cerro Áspero. *19º Congreso Geológico Argentino. Relatorio*, 255-291.
- **Piñán-Llamas, A. y Simpson, C. (2006).** Deformation of Gondwana margin turbidites during the Pampean orogeny, north-central Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 118, 1270-1279.
- **Radice, S. (2015).** *Estudio Petro-Estructural De La Faja De Cizalla De Guacha Corral Y Su Relación Con Variaciones Químicas, Magnéticas Y Gravimétricas, Sierra De Comechingones, Córdoba.* Rio Cuarto, Córdoba, Argentina.
- **Ramos, V. (1995).** Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy* 6, 24-29.
- **Ramos, V. (1999).** Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En G. R. 29. Buenos Aires.
- **Ramos, V. A., Cristallini, E. O. y Pérez, D. J. (2002).** The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 59-78.
- **Ramos, V. A., Jordan, T., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, M. A. (1984).** Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2*, 84–106.
- **Ramos, V. A., Martino, R., Otamendi, J. y Escayola, M. (2014).** Evolución Geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. Parte I: Geología – A: Geología de Superficie. Asociación Geológica Argentina. *Sierras Pampeanas Orientales. Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba.*, 965-977.
- **Ramos, V. A., Vujovich, G. I., Martino, R. D. y Otamendi, J. E. (2010).** Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50, 243-255.
- **Ramsay, J. G. (1967).** *Folding and fracturing of rocks* (Vol. 568). Mc Graw Hill Book Company.
- **Ramsay, J. G. (1977).** *Plegamiento y fracturación de las rocas.* (F. y. Bastida Ibañez, Trad.) Madrid: H. Blume Ediciones.

- **Ramsay, J. G. (1980).** The crack-seal mechanism of rock deformation. (E. Z. Geologisches Institut, Ed.) *Nature*, 284, 135-139.
- **Rapela, C. W. y Pankhurst, R. J. (1996).** The Cambrian plutonism in the Sierras de Córdoba: Pre-Famatinian subduction? and crustal melting. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 5*, 491.
- **Rapela, C., Coira, B., Toselli, A. y Llambías, E. J. (1999).** Sistema Famatiniano de Las Sierras Pampeanas y Magmatismo Eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna. En *Geología Regional Argentina 29* (págs. 145-158). Buenos Aires.
- **Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E. G., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. (1998a).** The Pampean orogeny of the southern proto Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, 181–217.
- **Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E.G., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. (1998b).** Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26(8), 707–710.
- **Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E., Gonzalez-Casado, J. y Galindo, C., (2007).** The Rio de la Plata Craton and assembly of SW Gondwana. *Earth Science Review* 83, 49-82.
- **Rassmuss, H. (1916).** Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. *Talleres gráficos del Ministerio de Agricultura de la Nación*.
- **Rowan, L. C., y Mars, J. C. (2003).** Lithologic mapping in the Mountain Pass, California, area using Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84(3), 350-366.
- **Rodríguez, C. F. (2011).** Transpresión con Extrusión Oblicua. Modelo y Ensayo de Aplicación a Ejemplos Naturales. Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva. (Inédito)
- **Salfity, J. y Gorustovich, S. (1984).** Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo,. *Paleozoico superior. Asociación Geológica Argentina, Revista 38 (3-4)*, 437-453.
- **Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (1994).** Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. *Cretaceous Tectonics of the Andes, Vieweg ed.*, 266-315.
- **Sanderson, D. J., y Marchini, W. R. D. (1984).** Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6(5), 449-458.
- **Schmid, S. M., Paterson, M. S., y Boland, J. N. (1980).** High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, 65(3-4), 245-280.
- **Scholz, C. (1992).** *The mechanics of earthquakes and faulting*. Nueva York.

- **Selley, D. (1983).** *Igneous and metamorphic rocks under the microscope.* Chapman y Hall. Londres.
- **Sibson, R. (1977).** Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133, 191-213.
- **Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Frei, R., Presnyakow, S. y Guerschi, A. (2010).** Time constraints on the tectonic Evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal Earth Sciences* 99, 1199–1226.
- **Simpson, C., y De Paor, D. G. (1993).** Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15(1), 1-20.
- **Simpson, C. y Schmidt, S. M. (1983).** An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin* 94, 1281--1288.
- **Simpson, C., Law, R., Gromet, P., Miró, R. y Northrup, C. (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. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., 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 Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin.
- **Sims, J. , Stuart-Smith, P. , Lyons, P. y Skirrow, R. G. (1997).** *Informe geológico y metalogénico de las sierras de San Luis y Comechingones.* Praeliminar en ingles, Buenos Aires.
- **Stelzner, A. (1875).** Comunicaciones sobre la geología y mineralogía de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 1, 1-12.
- **Stelzner, A. W. (1885).** Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. (T. Fischer, Ed.) *Geologischer Teil.*
- **Stuart-Smith, P. y Skirrow, R. G. (1997).** *Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba.* Reporte, Buenos Aires.
- **Stuart-Smith, P., Camacho, A., Sims, J. P., Skirrow, R. G., Lyons, P., Pieters, P. E. y Black, L. P. (1999).** Uranium – lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. *En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.): Laurentia-Gondwana Connections before Pangea.* *Geological Society of America*, 87–114.
- **Stuart-Smith, P., Miró, R., Pieters, P., Lyons, P., Sims, J. y Camacho, A. (1996).** Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. *13° Congreso Geológico Argentino, Actas* 2, 147-148.

- **Sultan, M., Arvidson, R. y Strurchio, N. (1986).** Mapping of serpentinites in the eastern desert of Egypt by using Landsat thematic mapper data. *Geology*(14), 995-999.
- **Tibaldi, A. M., Demichelis, A. H., Fagiano, M. R., Otamendi, J. E. y Rabbia, O. (2014).** Las rocas máficas del Paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba. En R. D. Martino (Ed.), *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba* (Primera ed., págs. 151-167). Córdoba, Córdoba, Argentina.
- **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. *of South American Earth Sciences* 26, 172–187.
- **Toselli, A. J., Rossi, J., y Aceñolaza, F. (1985).** Milonitas de bajo grado de la megafactura de Sierras Pampeanas en la quebrada de La Rioja. En Sierra de Velasco, Argentina. . En *4 Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, págs. 159-171). Antofagasta: Actas.
- **Turner, F. J. y Orozco, M. (1976).** Crystal bending in metamorphic calcite and its relation to associated twinning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57(1), 83-97.
- **Turner, F. y Weiss, L. (1963).** *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Nueva York.
- **Turner, J. C. y Méndez, V. (1975).** Puna. En Leanza, E.F. (ed.). *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Actas 1*, 117-142.
- **Van der Pluijm, B. A. y Marshak, S. (2004).** *Earth Structure* (Segunda ed.). (L. A. Wiegman, Ed.) Nueva York, Nueva York, Estados Unidos: Norton & Company Ltd.
- **Vernon, R. (2004).** A practical guide to Rock Microstructure. *Cambridge University Press*, 594.
- **Willner, A. P. (1990).** División tectonometamórfica del basamento del noroeste Argentino. En *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino* (págs. 113-159). San Miguel de Tucuman.
- **Winter, J. (2001).** *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Nueva Jersey.

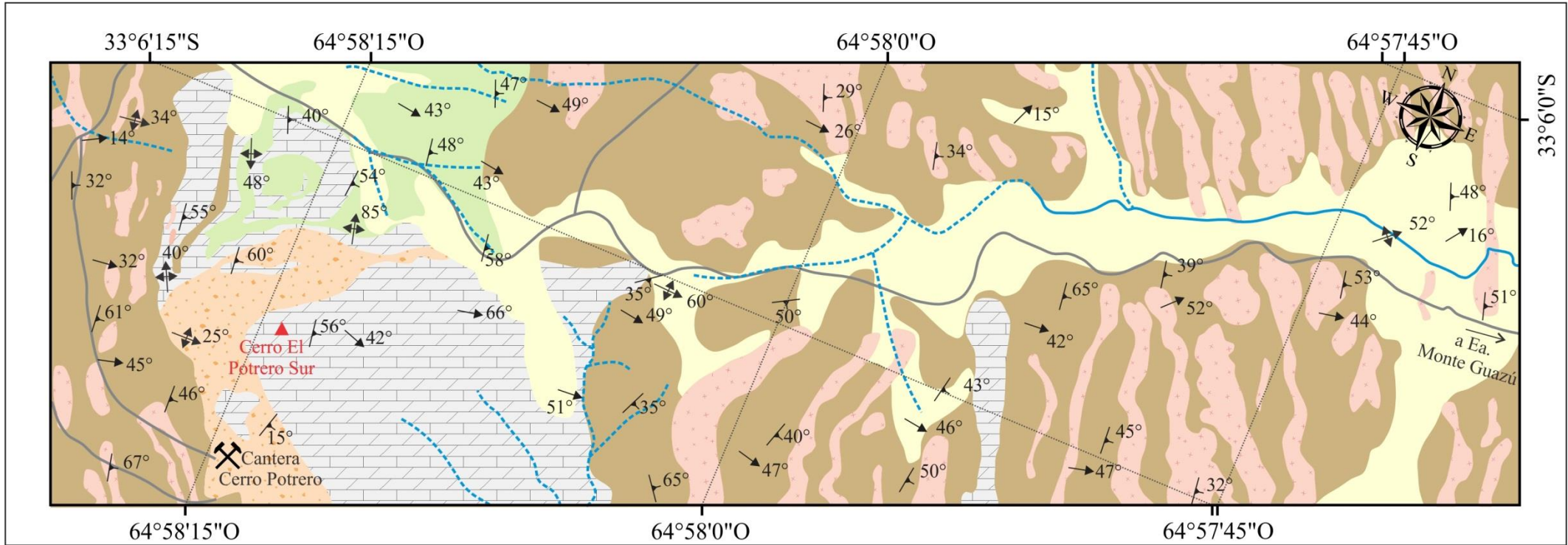
CAPÍTULO VIII

ANEXOS







ANEXOS:








Anexo VIII.1: Mapa petrológico-estructural del segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas en inmediaciones del cerro El Potrero Sur, Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba.

Mapa petrológico-estructural del segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas en inmediaciones del cerro El Potrero Sur, Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba



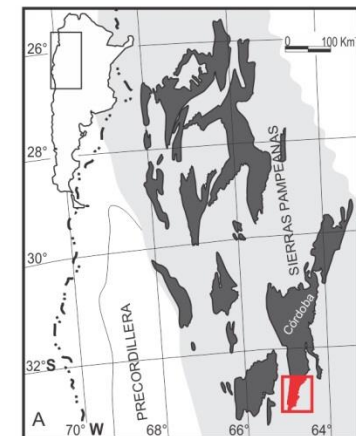
Referencias:

-  Cubierta sedimentaria moderna
-  Cataclastitas (*s.l.*) derivadas de mármoles
-  Milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides
-  Milonitas (*s.l.*) derivadas de gneises y esquistos
-  Milonitas (*s.l.*) derivadas de anfibolitas
-  Milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles

-  47° Lineación mineral
-  50° Foliación milonítica
-  23° Pliegues antiformes
-  Líneas de escurrimiento
-  Cursos de agua efímeros
-  Caminos rurales
-  Canteras de mármol

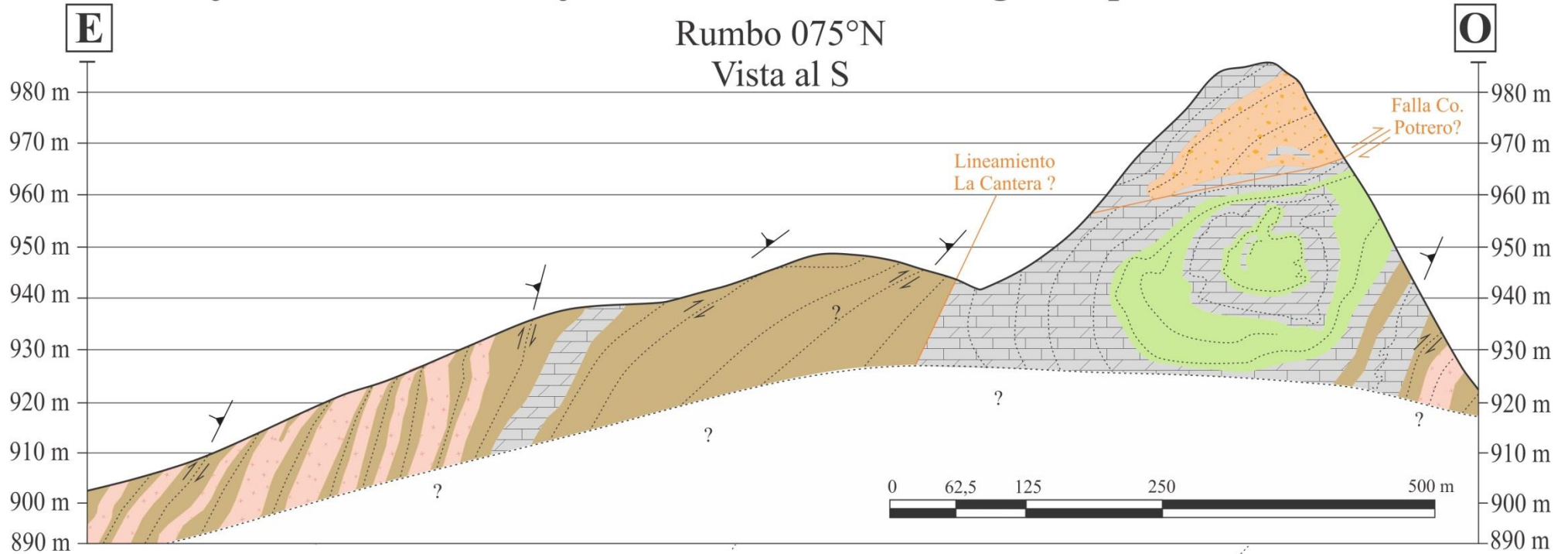


Escala numérica 1:5.626

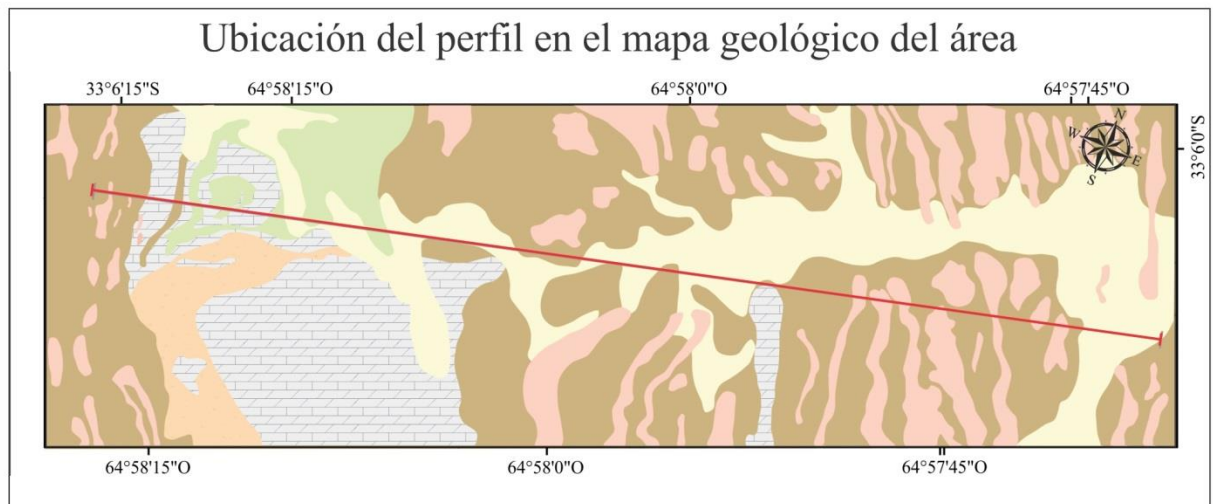


Anexo VIII.2: Perfil petrológico-estructural del cerro El Potrero Sur en el segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas, Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba.

Perfil petrológico-estructural del cerro El Potrero Sur en el segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas, Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba



- Referencias:**
- Cataclastitas (*s.l.*) derivadas de mármoles
 - Milonitas (*s.l.*) derivadas de granitoides
 - Milonitas (*s.l.*) derivadas de gneises y esquistos
 - Milonitas (*s.l.*) derivadas de anfibolitas
 - Milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles
 - Foliación milonítica
 - Falla/lineamiento inverso
 - Foliación milonítica

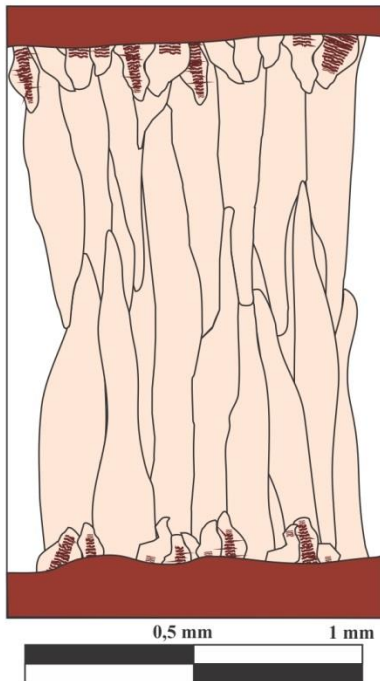


Anexo VIII.3: Clasificado y modelos de los distintos tipos de microfracturas rellenas (venillas) de textura semejante a crustiforme, reconocidos dentro de las asociaciones litoestratigráficas.

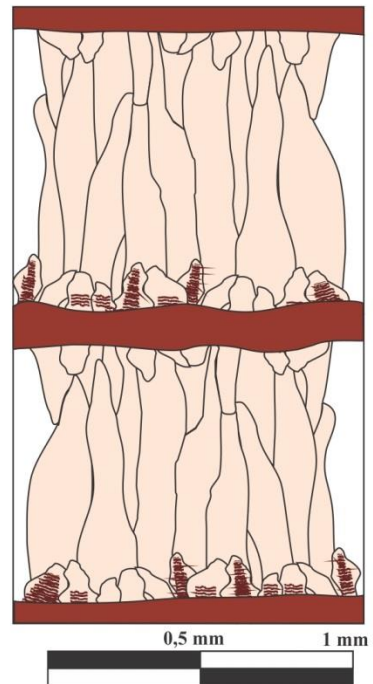
Venillas crustiformes ("Tipo 1")

Venillas "Tipo 1.A"

Con dos direcciones de crecimiento

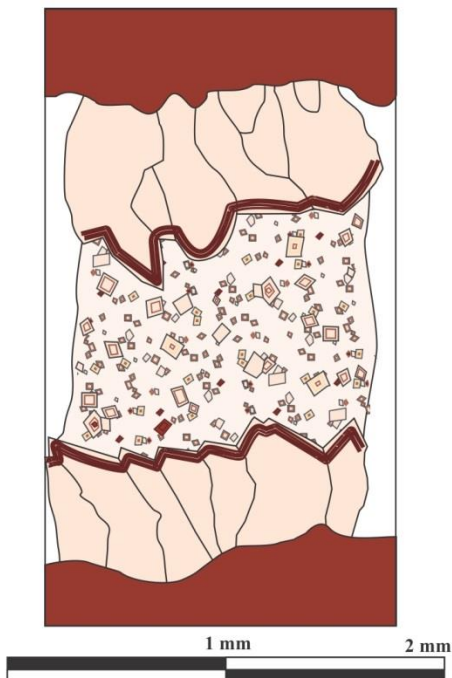


Con una dirección de crecimiento

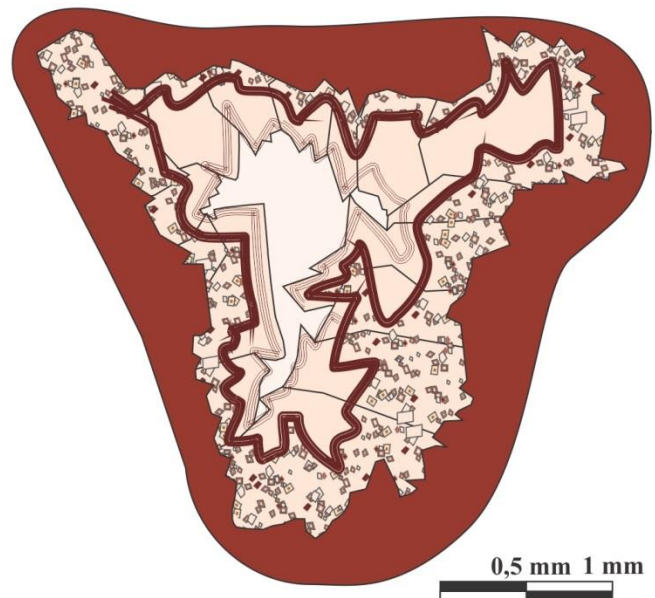


Venillas "Tipo 1.B"

Con dos direcciones de crecimiento



Con tres direcciones de crecimiento



Referencias:

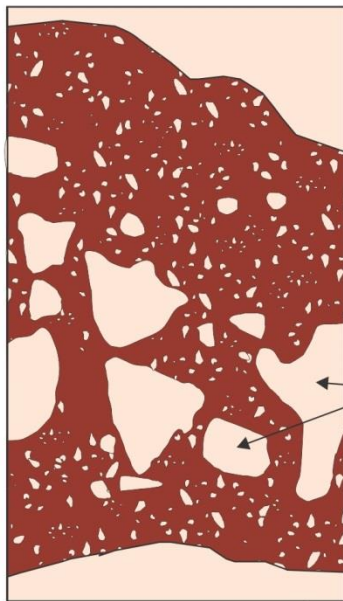
	Parches de óxidos de hierro en matriz		Trenes de inclusiones de óxidos de hierro
	Cristales de calcita/dolomita		Inclusiones romboédricas de óxidos de hierro

Anexo VIII.4: Clasificado y modelos de los distintos tipos de microfracturas rellenas (venillas) de textura masivas, reconocidos dentro de las asociaciones litoestratigráficas.

Venillas masivas ("Tipo 2")

Venillas "Tipo 2.A"

Con cristales de calcita/dolomita



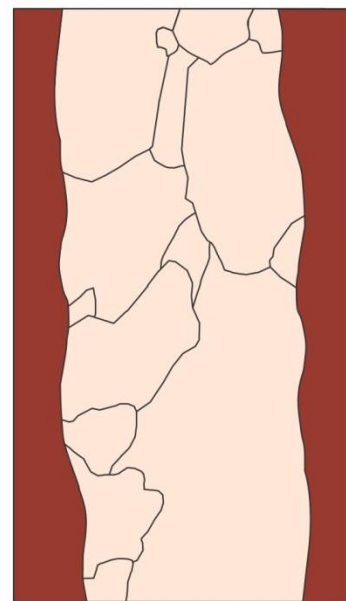
Fenoclastos

0,25 mm 0,5 mm



Venillas "Tipo 2.B"

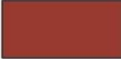



Con finos clastos de calcita/dolomita



1 mm 2 mm

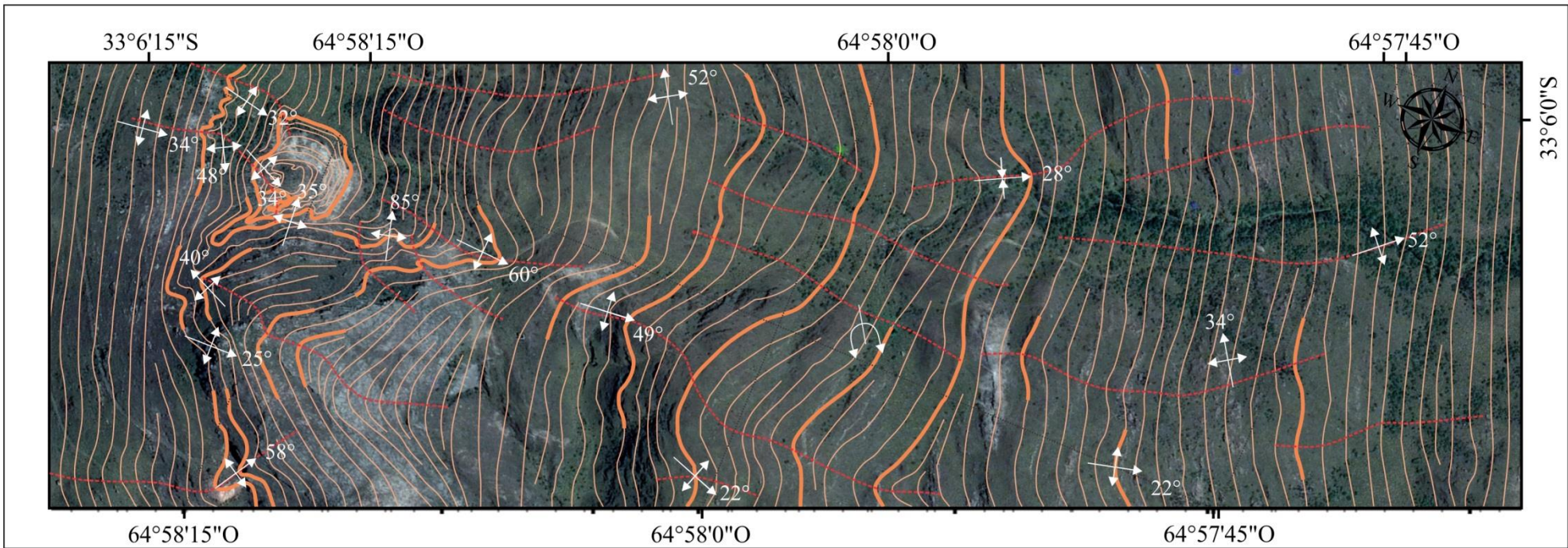


Referencias:



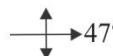
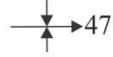

	Parches de óxidos de hierro en matriz		Trenes de inclusiones de óxidos de hierro
	Cristales de calcita/dolomita		Inclusiones romboédricas de óxidos de hierro

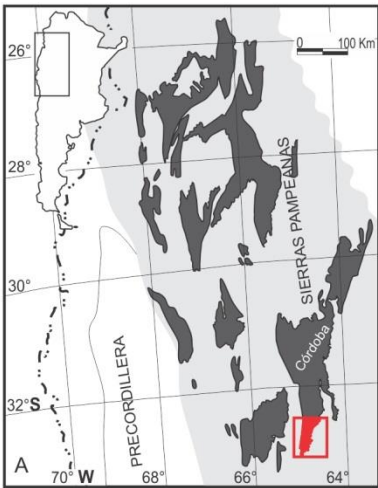
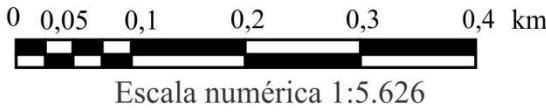
Anexo VIII.5: Mapa de líneas de forma del segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas en inmediaciones del cerro El Potrero Sur, Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba. Para el trazado de las líneas de forma (en naranja) se utilizaron los rumbos de las foliaciones miloníticas medidas en el terreno, mientras que las trazas de los ejes axiales (en rojo) se determinaron a partir de los plegamientos identificados en el área. El mapa de líneas de formas puede ser comparado con la Figura IV.10 en la cual se muestran los patrones de interferencias tipo 1 y 2 propuestos por Ramsay (1977).

Mapa de líneas de forma del segmento austral de la Faja de Cizalla Las Lajas en inmediaciones del cerro El Potrero Sur, Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba

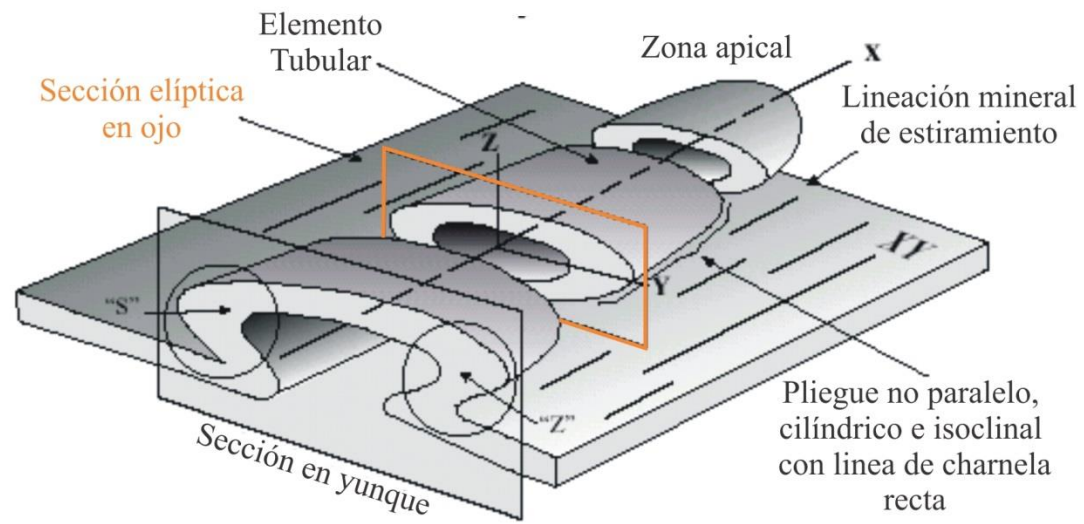


Referencias:

-  Líneas de forma
-  Traza de ejes axiales
-  47° Pliegues antiformes
-  47° Pliegues sinformes
-  Pliegues antiforme tumbado

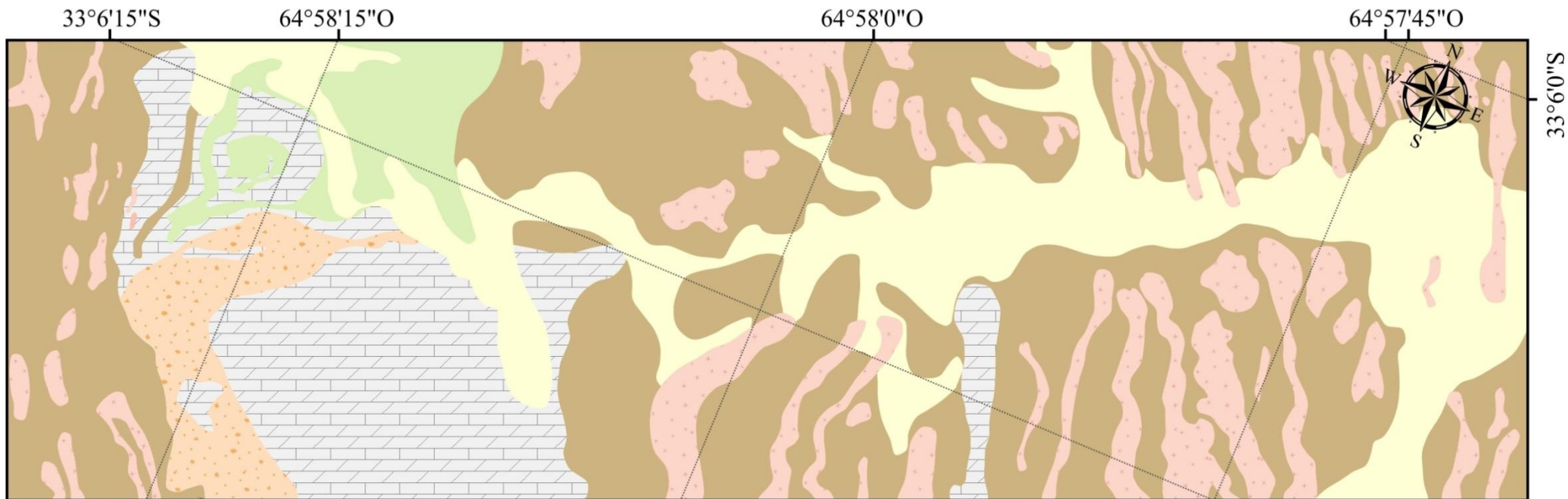


Anexo VIII.6: Fotografía panorámica del Cerro El Potrero Sur. Sobre la misma se ha dibujado las líneas de forma identificadas a partir de la orientación espacial de la foliación milonítica. Debajo se presenta un modelo de plegamiento en vaina (modificado de Forbes *et al.*, 2004), en donde en naranja se marca la posible sección correspondiente a la cara norte del Cerro El Potrero Sur.

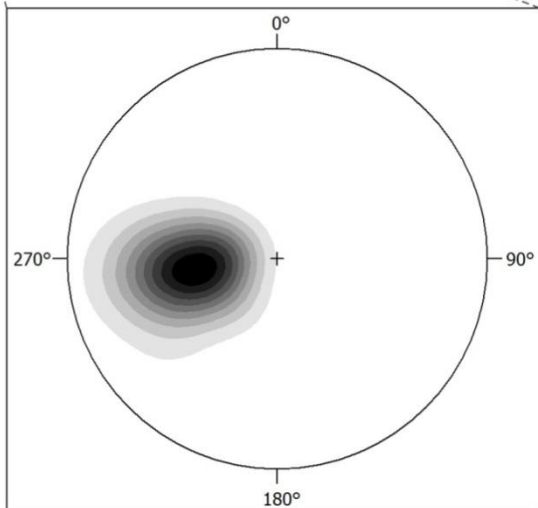


Anexo VIII.7: Mapa petrológico con las foliaciones miloníticas (S_{2a}) para el sector Este, Cetro y Oeste del área de estudio.

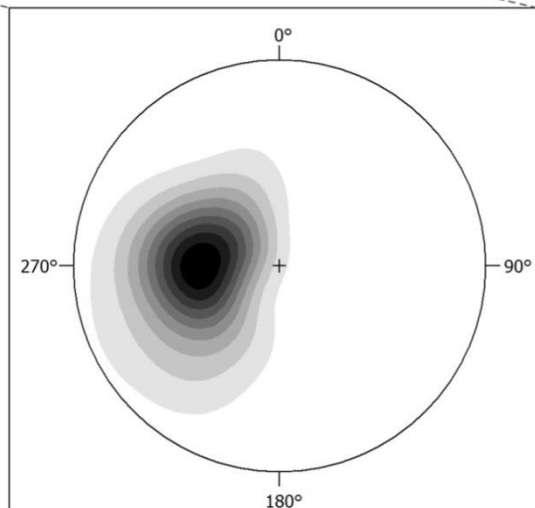
Mapa petrológico con las foliaciones miloníticas (S_{2a}) para los diferentes sectores del área de estudio



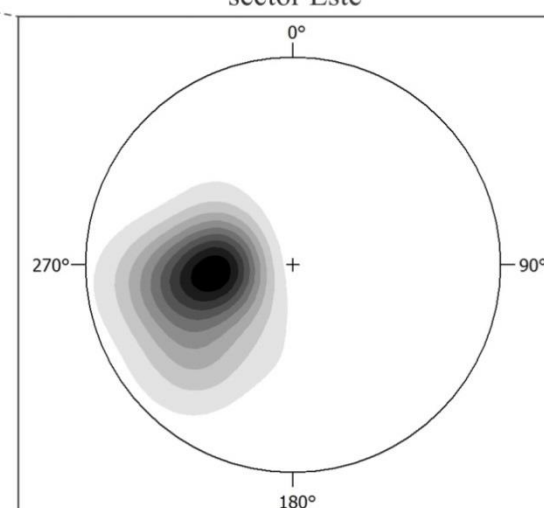
Foliaciones miloníticas,
sector Oeste



Foliaciones miloníticas,
sector Centro



Foliaciones miloníticas,
sector Este



CAPÍTULO IX
FICHAS DE DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICAS

Muestra	Localización	Roca	Asociación lito-estratigráfica	Textura	Estructura	Minerales de Matriz	Minerales de porfiroclastos/ fenoclastos	Paragénesis
LB 15	Cantera Loma Blanca	Mármol	(Protolito)	Granoblástica	Masiva			Cal/Dol±Di±Tre±Qtz; Cal/Dol±Wmca(Phl)± Qtz
315	Cantera Loma Blanca	Mármol	(Protolito)	Granoblástica	Masiva			Cal/Dol±Di±Tre±Qtz; Cal/Dol±Wmca(Phl)± Qtz
317b	Cantera 3 pozos	Mármol	(Protolito)	Granoblástica	Bandeado composicional			Cal+Dol±Fo; Cal+Dol±Di; Cal+Dol±Tre±Srp
322	Cantera Las Vertientes	Mármol	(Protolito)	Granoblástica	Bandeado composicional grosero			Cal+Dol±Di±Qtz; Cal+Dol±Tre±Qtz
316	Cantera 3 pozos	Protomilonita	Asociación milonítica (s.l.) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Cal+Dol±Tre±Op± Qtz	Cal±Dol	Cal+Dol±Tre
FP1BIII	Falla El Potrero	Protomilonita	Asociación milonítica (s.l.) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Cal/Dol±Qtz±Op± Tre±BrCal±Wmca	Cal/Dol	Cal/Dol±Tre; Cal/Dol±Wmca(Phl?)

Muestra	Localización	Roca	Asociación lito-estratigráfica	Textura	Estructura	Minerales de Matriz	Minerales de porfiroclastos/fenoclastos	Paragénesis
FP3A	Falla El Potrero	Protomilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Cal/Dol±Qtz±Br Cal±Op	Cal/Dol±BrCal± Op	Cal/Dol
PTR9	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Protomilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico grosero	Cal/Dol±Qtz±Tre ±Wmca	Cal/Dol±Di	Cal/Dol±Qtz±Tre; Cal/Dol±Qtz±Wmca(Phl?)
FB1BI	Falla El Potrero	Milonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Cal/Dol±Brc	Cal/Dol	Cal/Dol
TP17	Cantera 3 pozos	Milonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico grosero	Cal/Dol±Brc±W mca±Op	Cal/Dol±Brc	Cal/Dol±Tre±Qtz; Cal/Dol±Wmca(Phl?)±Qtz
FP1BII	Falla El Potrero	Ultramilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Cal/Dol±Qtz±Tre ±Brcu±Wmca±O p	Cal/Dol±Qtz±Br c	Cal/Dol±Tre±Qtz; Cal/Dol±Wmca(Phl?)±Qtz
FP7A	Falla El Potrero	Ultramilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Cal/Dol±Qtz±W mca	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Wmca(Phl?)

Muestra	Localización	Roca	Asociación lito-estratigráfica	Textura	Estructura	Minerales de Matriz	Minerales de porfiroclastos/fenoclastos	Paragénesis
FP1CI	Falla El Potrero	Protocataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Foliación cataclástica	Cal/Dol+Br c	Cal/Dol+Br c	
FP3B	Falla El Potrero	Protocataclastita a Cataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Foliación cataclástica	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Br c	
FP3C	Falla El Potrero	Protocataclastita a Cataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Bandeado cataclástico	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Br c	
FP1CII	Falla El Potrero	Protocataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Foliación cataclástica	Cal/Dol±Op	Cal/Dol±Qtz±Br± Op	
FP7BI	Falla El Potrero	Protocataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Foliación cataclástica	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Br± Wmca	
FP7BII	Falla El Potrero	Protocataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Foliación cataclástica	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Br± Wmca	
FP7CII	Falla El Potrero	Protocataclastita a Cataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Masiva	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Br± Wmca	

Muestra	Localización	Roca	Asociación lito-estratigráfica	Textura	Estructura	Minerales de Matriz	Minerales de porfiroclastos/ fenoclastos	Paragénesis
PTR3	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Ultramilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de esquistos-gneises	Porfiroclástica	Esquistosidad milonítica	Qtz+Pl±Kfs±Bt± Chl±Ms±Zr±Ser ±Op	Kfs±Pl±Qtz	Qtz+Pl+Kfs+Bt; Qtz+Pl+Ms+Chl
PTR4	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Ultramilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de anfíbolitas	Porfiroclástica	Esquistosidad milonítica	Act+Hbl±Pl±Qtz ±Op±Ser	Hp±Pl	Hbl±Pl±Qtz; Act±Pl±Qtz
PTR6	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Ultramilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de esquistos-gneises	Porfiroclástica	Esquistosidad milonítica	Qtz+Pl±Kfs±Bt± Ms±Chl±Op	Qtz±Kfs±Grt	Qtz+Pl+Kfs+Bt; Qtz+Pl+Ms+Chl
PTR8b	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Protomilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de granitoides	Porfiroclástica	Esquistosidad milonítica	Qtz+Pl+Kfs±Bt± Ms±Ser±Ap±Zr± Op	Qtz±Kfs±Grt	Qtz+Pl+Bt±Kfs; Qtz+Pl+Chl+Ms

Muestra	Localización	Roca	Asociación lito-estratigráfica	Textura	Estructura	Minerales de Matriz	Minerales de porfiroclastos/fenoclastos	Paragénesis
PTR5	Falla El Potrero	Cataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Masiva	Cal/Dol	Cal/Dol±Qtz±Wmca	
FP7CI	Falla El Potrero	Cataclastita a protocataclastita	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Masiva	Cal/Dol±Op	Cal/Dol±Qtz±Wmca±Brc	
FP5	Falla El Potrero	Harina de Falla	Asociación cataclástica (<i>s.l.</i>) derivada de mármoles	Cataclástica	Foliación cataclástica	Arc±Cal/Dol±Qtz±Brc	Cal/Dol	
PTR1	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Milonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de esquistos-gneises	Porfiroclástica	Bandeado milonítico	Qtz+Bt+Pl+Kf+ Ms±Chl±Ser±Op ±Rt	Qtz+Pl+Kfs	Qtz+Pl+Kfs+Bt; Qtz+Pl+Ms+Chl
PTR2	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Ultramilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de esquistos-gneises	Porfiroclástica	Esquistosidad milonítica	Qtz±Pl±Kfs±Ms ±Chl±Bt±Zr±Op ±Ser	Pl+Kfs±Qtz	Qtz+Pl+Kfs+Bt; Qtz+Pl+Ms+Chl

Muestra	Localización	Roca	Asociación lito-estratigráfica	Textura	Estructura	Minerales de Matriz	Minerales de porfiroclastos/fenoclastos	Paragénesis
347	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Protomilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de granitoides	Porfiroclástica	Esquistosidad a bandeo milonítico	Qtz+Pl+Kfs±Bt±C hl±Ap±Zr	Kfs±Pl±Qtz	Qtz+Pl+Bt±Kfs; Qtz+Pl+Chl+Ms
342	Entre Pto. Potrero/ Balmaceda y Cantera Las Vertientes	Protomilonita	Asociación milonítica (<i>s.l.</i>) derivada de granitoides	Porfiroclástica	Esquistosidad a bandeo milonítico	Qtz+Kfs+Pl+Bt± Ms±Ap	Kfs±Pl±Qtz	Qtz+Pl+Bt±Kfs; Qtz+Pl+Chl+Ms

