



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS

UDELAR | fcien.edu.uy

Geología, petrografía y aspectos macro-, meso-, y microestructurales del área del Salto del Penitente

Santiago Guerrero Cherma

Tesis exigida como requisito para la obtención del título:

Licenciado en Geología

Orientador: Dr. Pedro Oyhançabal

Licenciatura en Geología, Plan 2008.

Universidad de la República Oriental del Uruguay

Mayo, 2016

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a las personas que se interesaron, fueron parte y me acompañaron durante la realización de este trabajo.

En primer lugar a Pedro Oyhantçabal, por orientarme, motivarme y por sus valiosos y certeros aportes.

A mis compañeros de DINAMIGE, por su interés y por ocuparse de las muchas tareas que descuidé en estos meses. En especial a Leda y Roberto, por apurarme pero estando siempre a la orden de lo que necesitara, así como por permitirme el uso del microscopio y UAV. Agradezco también a Mauri, Ale, Humberto y Judith por estar abiertos a discutir mis dudas.

A Roberto, Pedro, Flaco, Gustavo, Mauri, Ale, Nico, Bola y Nestor por acompañarme en las diferentes salidas de campo.

A los señores Otegui, Operti y Patrón, por permitirme ingresar a sus predios y muy especialmente a Gonzalo y Sara por su confianza, interés, apoyo y hospitalidad.

A Naty, Pifa y Daniel por confeccionar las secciones petrográficas y a Ana y Zulma por los aportes bibliográficos.

A la banda amiga; Hugo, Sapo, Matías, Naty, Mauri, Irene, Paty, Sofia, Esteban, Pichón, Jorge y Andrés por interesarse, por la empatía y por no cansarse de escuchar el “cuando me reciba...”

A Carina por mantenerse siempre al lado, por su preocupación, apoyo y por renunciar junto conmigo a todo tipo de vacaciones y salidas.

A mi familia y muy especialmente a mi Madre, por todo.

RESUMEN

El presente trabajo corresponde a un estudio geológico y estructural con enfoque multiescalar realizado en un área representativa del sector suroeste del Cinturón Dom Feliciano.

El área de estudio se localiza en los alrededores del Salto del Penitente y presenta un arreglo de bloques con características litológicas y estructurales distintivas. Un bloque de basamento pre-Brasiliano, una faja de rocas supracorticales y un granitoide sin-cinemático. El bloque de basamento, se constituye principalmente de gneises, migmatitas, esquistos y cuarcitas, presenta una foliación preferencial N259°/70° (NW). Las supracorticales corresponden a una secuencia meta-volcanosedimentaria en facies esquistos verdes, con foliación preferencial N040°/75° (SE) y el granitoide sin-cinemático a un granito-gneis con foliación milonítica según dicha dirección preferencial.

El relevamiento geológico así como el análisis macro- y mesoestructural, permite determinar que el contacto de estos bloques es por medio de zonas de cizalla. Éstas, presentan carácter regional y rumbos preferenciales N040° y N020°. Son definidas respectivamente como Zona de Cizalla La Posada (informal) y Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar, que corresponde en el área de estudio al lineamiento homónimo de Machado & Fragosó (1987).

En análisis microestructural sugiere condiciones de baja temperatura (facies esquistos verdes inferior) para el evento que nuclea la ZCPPA y pone en contacto las rocas del basamento pre-Brasiliano con las supracorticales. En cambio, este evento es apenas significativo en la ZCLP, la cual muestra efectos de deformación en condiciones de temperatura media a alta (facies anfíbolita). En base a estas condiciones, así como de la relaciones de corte entre ambas zonas de cizalla, se propone una evolución polifásica para el área de estudio.

Las condiciones de deformación identificadas en el área de trabajo son correlacionables con eventos de escala regional. Tanto con el evento dextral de alta temperatura que nuclea la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, durante la colisión del Terreno Nico Pérez con el Cratón del Río de la Plata entre 630-590 Ma (Oriolo *et al.*, 2016), como con el evento sinistral que la reactiva y nuclea la zona de Cizalla de Sierra Ballena ~580Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2009), durante la evolución del Cinturón Dom Feliciano.

ÍNDICE

1.	<u>Introducción</u>	1
1.1.	Objetivos	1
1.2.	Ubicación y vías de acceso	2
1.3.	Métodos	4
2.	<u>Antecedentes geológicos</u>	8
2.1.	El Uruguay y su contexto geológico regional	8
2.2.	Geología local y evolución de los conocimientos	13
3.	<u>Resultados</u>	24
3.1.	Bloque Oeste – Basamento Cristalino	25
3.2.	Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar	34
3.3.	Bloque Central – Supracorticales	43
3.4.	Zona de Cizalla La Posada	63
3.5.	Bloque Sureste – Penitente	73
4.	<u>Discusión</u>	78
5.	<u>Conclusiones</u>	87
6.	<u>Bibliografía</u>	88
7.	<u>Anexos</u>	95
7.1.	Mapa Geológico	95

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo ha sido realizado como requisito para la obtención del título Licenciado en Geología. Corresponde a un estudio geológico y estructural con enfoque multiescalar, aplicado en un área de 4000 ha, en las inmediaciones del Salto del Penitente, Lavalleja, Uruguay.

El área seleccionada incluye rocas representativas del sector sur del Cinturón Dom Feliciano, tanto en lo que respecta a caracteres litológicos (*basement inlier*, supracorticales, intrusivos sin-cinemáticos) como a la configuración tectónica en que se disponen (en contacto por zonas de cizalla y cabalgamientos). La sucesión de eventos que produce este arreglo es estudiada desde la perspectiva estructural, con énfasis en las condiciones de temperatura en que ocurren los diferentes eventos deformacionales.

Se pretende aportar al entendimiento de la evolución neoproterozoica del sureste uruguayo, contrastando observaciones locales con los modelos geotectónicos vigentes, para ello se realiza una exhaustiva revisión de antecedentes, cartografía geológica de detalle (1:20.000), análisis petrográfico y microestructural.

1.1. OBJETIVOS

- Estudiar la petrografía, las microestructuras presentes en el basamento pre-Brasiliano, en las rocas supracorticales y en las intrusiones sin-cinemáticas del área.
- Establecer las relaciones estructurales existentes entre dichas unidades.
- Realizar cartografía geológica de detalle, escala 1:20.000

1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra en el sector sureste del departamento de Lavalleja, cercana a la ciudad de Minas y al borde norte del departamento de Maldonado. Ocupa un área de 4000 ha, delimitada por los vértices (NE) 680000,00mE, 6199000,00mS y (SW) 673000,00mE, 6193000,00mS para la zona 21 H del sistema de coordenadas UTM.

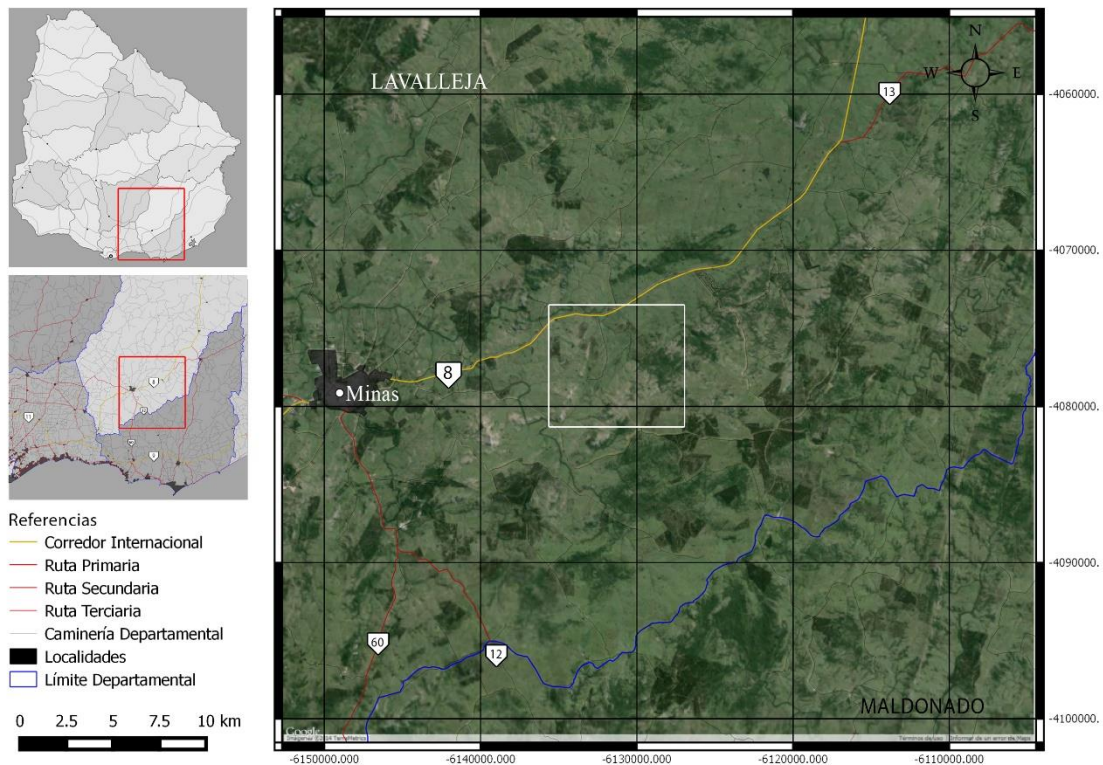


Fig. 1: Ubicación del área de trabajo. (Modificado Google Earth®).

Como referencia para sus límites se pueden localizar; al oeste el Arroyo Campanero, al este los Cerros del Penitente con su singular “Salto”, al norte la Ruta Nacional N°8 “Brigadier General Juan Antonio Lavalleja” y al sur, el camino hacia Marco de los Reyes. El acceso es posible por la Ruta Nacional N°8, 15 km en dirección este-noreste desde la ciudad de Minas, Capital Departamental de Lavalleja.

El área comprende parcialmente las Hojas F26, F27, G26, G27 del plan Cartográfico Nacional.

En cuanto a la infraestructura, los únicos caminos pavimentados son la Ruta Nacional N°8, al norte del área y partiendo de ella hacia el sur en el kilómetro 134, el camino denominado informalmente “Ruta panorámica al Salto del Penitente”, mediante el cual,

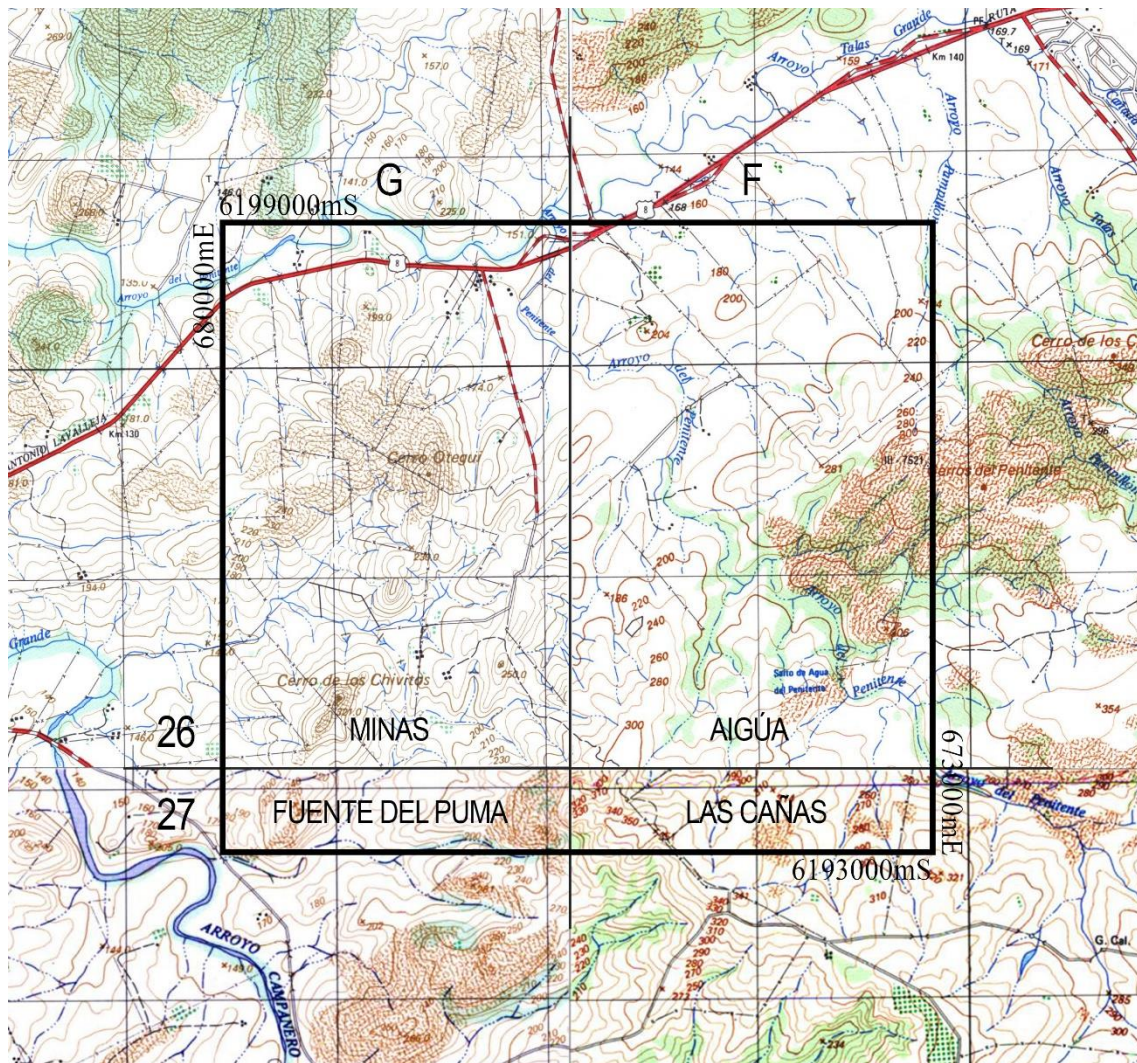


Fig. 2: Hojas F26, F27, G26, G27 del plan Cartográfico Nacional, el recuadro muestra la ubicación del área de trabajo (modificado de SGM).

además de llegar al Salto del Penitente se puede acceder a localidad de Villa Serrana y Marco de los Reyes.

Como se puede observar en las hojas del plan cartográfico nacional, el paisaje está marcado por los Cerros del Penitente, Otegui y de los Chivitos. Además de ellos y fuera del área de mapeo, se encuentra el Cerro Campanero, hacia el suroeste y el Cerro de los Perros hacia el noreste.



Fig. 3: Vista general del sector suroeste del trabajo. Cerro de los Chivitos y al fondo, cerro Campanero.

1.3. MÉTODOS Y MATERIALES

El presente trabajo fue realizado entre los meses de marzo de 2015 y marzo de 2016, consistió fundamentalmente en etapas de recopilación de antecedentes, trabajo de campo, cartografía y análisis petrográfico y microestructural. En este capítulo se indica el equipamiento utilizado así como algunos de los procedimientos llevados a cabo.

1.1. Trabajo de campo y cartografía

Se realizaron 6 salidas que totalizan 15 días de trabajo de campo. Las medidas estructurales fueron obtenidas con una brújula marca Bruton® modelo Pocket Transit, en formato Dbz (dirección de buzamiento) y cabeceo para planos y líneas. Son presentadas respetando la regla de la mano derecha en formato rumbo, buzamiento e inmersión respectivamente, la declinación magnética fue corregida para el año 2015 y 2016. Se registró la ubicación de cada medida así como de puntos de interés en general, mediante *waypoint* en GPS marca Garmin® modelo Etrex 20, utilizando siempre sistema de referencia UTM, datum WGS 84.

Se confeccionó un sistema de información geográfico (SIG) con cartografía de base, observaciones y resultados de este trabajo. Para ello se utiliza software *Open Source* QGIS 2.12 LYON, en el sistema de referencia WGS84, UTM 21S (EPSG 32721). El sistema incluye cartografía base, aerofotografías, modelo digital de elevación, medidas de rumbo y buzamiento, fotografías en escala de afloramiento, entre otros.

Origen	Escala	Misión/año	Banda/rollo	
Servicio Geográfico Militar	1:40.000	1966-1967	44	216 a 218
			62	009 a 012
	1:20.000	1966-1968	173	116 a 121
Fuerza Aérea	1:20.000	Minas-Aiguá		103 a 106
				119 a 121

Tabla 1: Aerofotografías utilizadas como base en el presente trabajo.

1.2. Análisis microestructural

Se realizaron 22 secciones petrográficas, 19 de las cuales corresponden a muestras orientadas siguiendo las recomendaciones de Passchier & Trouw (2005). La confección fue realizada en los laboratorios de DINAMIGE (15 láminas) y Facultad de Ciencias (siete láminas).

Las secciones petrográficas corresponden en términos generales a un corte normal a la foliación y paralelo a la lineación mineral. La misma es indicada por una medida de rumbo y buzamiento perpendicular a la foliación y una medida de inmersión que corresponde a la lineación mineral, paralela a los bordes largos de las láminas (salvo casos en que se indique lo contrario). La reorientación de las secciones y el posterior diseño de bloques diagrama fue realizado con el software SketchUp® 2016.

La interpretación de microestructuras se llevó a cabo principalmente en base a las consideraciones teóricas, recopiladas y propuestas en Passchier & Trouw (2005).

1.3. Adquisición y procesamiento de imágenes

Se obtuvieron fotografías aéreas, en escala de afloramiento y muestra de mano, así como también en micro-escala.

Las fotomicrografías fueron tomadas con una cámara réflex marca Pentax modelo k-50 montada sin objetivo en el microscopio petrográfico trinocular en que se realizó el análisis petrográfico y micro-estructural. Marca Zeiss, modelo Axioplan 2 (propiedad de DINAMIGE).

Se realizaron cálculos y mediciones para determinar el tamaño de pixel y tamaño de la barra de escala en cada fotomicrografía según la siguiente relación:

$$\text{Tamaño de pixel} = \frac{\text{lámina completa}}{\text{Resolución cámara} * \text{Ampliación "C"} * \text{Ampliación Objetivo}}$$



Fig. 4: Equipo UAV utilizado en la captura de fotografías aéreas, al fondo Cerro de los Chivitos, Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar.

La toma “C” del microscopio aporta una amplificación de 1,4x, los objetivos utilizados fueron 2,5x, 10x, 20x y 40x. El tamaño de pixel resultante corresponde a 1,85 μm , 0,46 μm , 0,23 μm y 0,12 μm respectivamente. A partir de estos valores se coloca la escala gráfica en cada fotomicrografía. Todas fueron capturadas o corregidas a temperatura de color de 5300K.

Las fotografías de campo y muestras de mano fueron adquiridas con la cámara antes mencionada, utilizando objetivos Pentax 18-55mm F/3.5-5.6 y 50-200mm F/4-5.6, Tamron 70-300mm F/4-5.6 así como una lentilla Raynox M-250.

Se realizó un procedimiento de Geoetiquetado para las fotografías y medidas estructurales, mediante la sincronización entre cámara fotográfica y GPS, utilizando para ello el software COPIKS® Photo-Mapper. En algunos casos se utilizó un dispositivo tipo *softbox* para la toma de fotografías en gabinete.

Las imágenes aéreas fueron adquiridas con un equipo UAV marca DJI, modelo Inspire 1 (Propiedad de DINAMIGE) que porta una cámara marca DJI modelo X3, lente de 20mm f/2.8.

El procesamiento de imagen, generación de modelos 3D y ortomosaicos en macro- y micro-escala se realiza utilizando el software AGISOFT® PHOTOSCAN DISCOVERY.

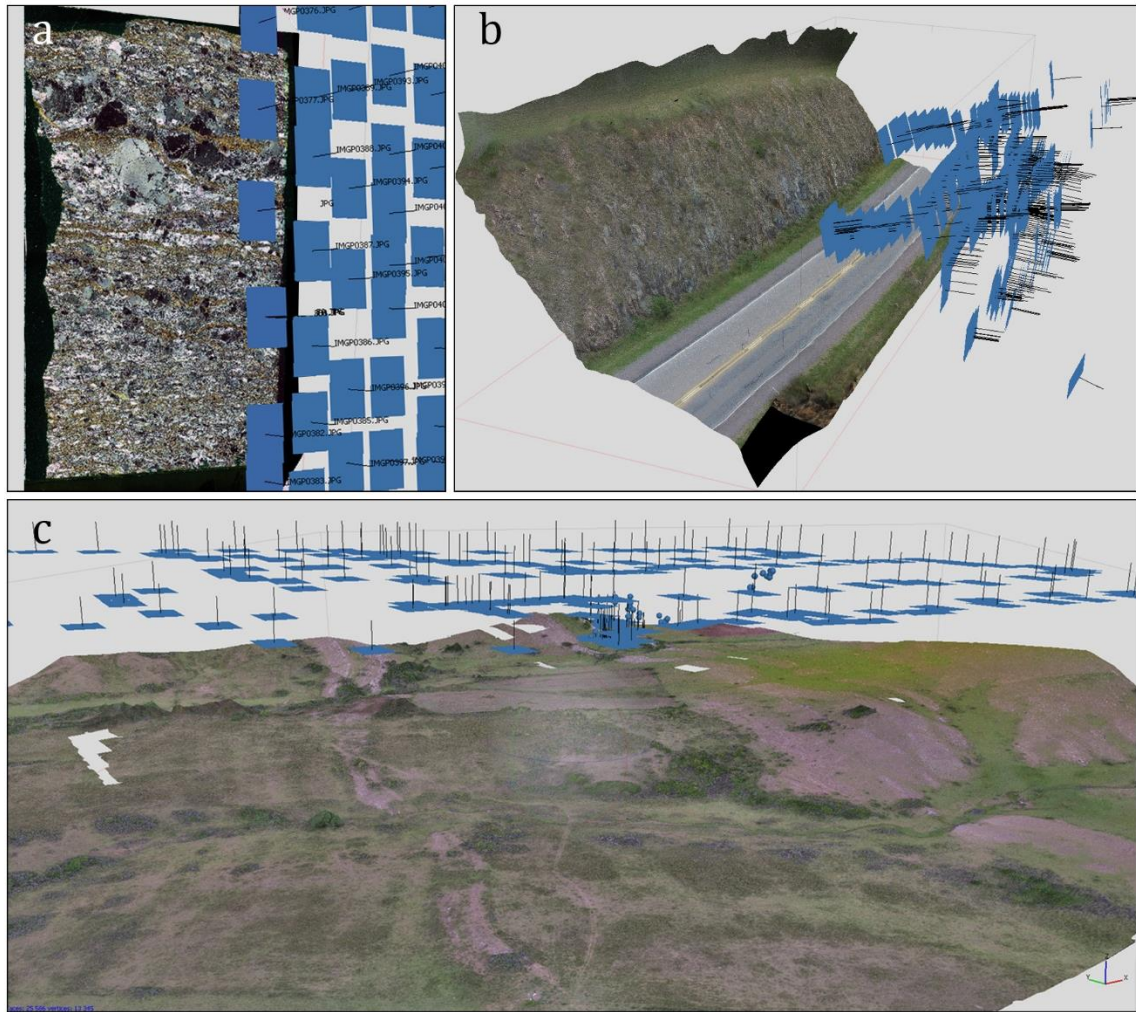


Fig. 5: Procesamiento de imágenes y generación de modelos 3D y orto-mosaicos. a) Mosaico de lámina delgada completa, construido a partir de 84 fotomicrografías. b) Construcción de modelo tridimensional para un desmonte en ruta 8, a partir del mismo se obtuvieron fotografías frontales sin deformación de lente. c) orto-mosaico realizado en supracorticales, se obtienen fotografías aéreas de alta resolución (tamaño de pixel 0,0016 m², frente a 0,64m² de aerofotografías 1:20.000 de SGM y 15 m² de Google Earth®). Los rectángulos azules corresponden a las fotografías y aerofotografías capturadas.

2.1. URUGUAY Y SU CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Uruguay reúne en su territorio continental de 176.215 km² importantes caracteres de la geología del sureste del continente sudamericano y del suroeste del paleocontinente Gondwana. El basamento uruguayo presenta continuidad hacia el oeste a través del Cratón del Río de la Plata representado en Uruguay por el Terreno Piedra Alta y en la región centro-este Argentina por el Cinturón Tandilia (Oyhantçabal *et al.*, 2010; Rapela *et al.*, 2011). El componente central y más antiguo del basamento cristalino, es el Terreno Nico Pérez que se correlaciona con el Bloque Taquarembo del sur brasileño (Oyhantçabal *et al.*, 2010). Los dominios orientales del territorio nacional presentan aún más correlación y continuidad fuera de fronteras, tal es el caso del Cinturón Dom Feliciano, que aflora desde la costa este uruguaya hasta el estado de Santa Catarina-Brasil, marcando la costa sur brasileña con un rumbo general noreste. A su vez, dicho cinturón producto de la orogénesis Brasiliana es correlacionable con los cinturones Kaoko y Gariiep, aflorantes en la costa suroeste africana. En dicho continente, el *Coastal Terrane* (Namibia) presenta caracteres litológicos y geocronológicos coincidentes con el Terreno Punta del Este (Uruguay) (Oyhantçabal *et al.* 2009; Gross *et al.*, 2009). La continuidad y correlación no está restringida a las rocas constituyentes del basamento cristalino, ya que la Cuenca Norte del Uruguay es sólo una porción de la gran Cuenca Chaco-Paranaense y a su vez las rocas volcánicas mesozoicas forman parte de la provincia magmática Paraná-Etendeka, la mayor del paleocontinente Gondwana y una de las mayores a nivel mundial, que aflora en ambas costas del océano Atlántico, ocupando una superficie aproximada de 1,5 millones de kilómetros cuadrados (Courtillot *et al.*, 2003).

1.1. El Escudo uruguayo

Corresponde a un conjunto de bloques corticales de diferente naturaleza e historia geológica, que afloran en un área cercana al 45 % del territorio nacional, principalmente en sus sectores sur y este. Las rocas constituyentes presentan edades arqueanas a cámbricas, compartiendo una historia común a finales del ciclo Brasiliano, cuando adquieren cierta estabilidad tectónica. (Masquelin, 2006)

Se encuentra integrada de oeste a este por dos terrenos tectonoestratigráficos y un cinturón Brasiliano, el primero de ellos corresponde a un bloque de corteza engrosada

que lo mantiene estable desde el Paleoproterozoico, el Terreno Piedra Alta. El segundo terreno es el Nico Pérez, de edades Arqueanas a Mesoproterozoicas y por último el Cinturón Dom Feliciano, de edad Neoproterozoico que incluye en Uruguay dos *basement inliers*, de edades Paleo- y Neo-proterozoicos.

1.1.1. Cratón del Río de la Plata

Propuesto originalmente por Almeida (1973) como uno de los cratones constituyentes del supercontinente Gondwana, expone su borde oriental en la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, limitando con el Terreno Nico Pérez, de edades Arqueanas a Mesoproterozoicas, retrabajado durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011) y al oeste con las formaciones Paleozoicas de las Sierras Pampeanas Occidentales, tal como sugieren los resultados geofísicos realizados por Russo *et al.* (1979) y Booker *et al.* (2004), así como las descripciones y determinaciones geocronológicas de Rapela *et al.* (2007) sobre testigos de perforación. Teniendo en cuenta los límites propuestos por Oyhantçabal *et al.* (2011) y Rapela *et al.* (2011), el Cratón del Río de la Plata aflora de oeste a este como el complejo Buenos Aires, (basamento del Cinturón Tandilia), el Complejo Martín García (Dalla Salda *et al.*, 1988) que aflora en la isla homónima y como el Terreno Piedra Alta que ocupa el sector oeste del Escudo Uruguayo.

1.1.2. Zona de Cizalla de Sarandí del Yí

La Zona de Cizalla de Sarandí del Yí (en adelante “ZCSY”), representa el borde oriental del Cratón del Río de la Plata en el Uruguay (Oyhantçabal *et al.* 2011; Rapela *et al.* 2011; Oriolo *et al.*, 2015), mostrando en el borde este del el Terreno Piedra Alta deformación coherente con un cizallamiento dextral, principalmente en lo que refiere al haz de diques paleoproterozoicos de Florida. Recientemente, Oriolo *et al.* (2016) proponen que dicho evento responde a la colisión neoproterozoica del Terreno Nico Pérez con el Cratón del Río de la Plata, dando lugar a un evento dextral de alta temperatura entre 625-595Ma. Una reactivación en condiciones de menor temperatura y sentido sinistral con magmatismo calco-alcalino asociado es datada entre 594 y 584 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2007), manteniendo relación con la intensa actividad magmática y trascurrente (sinistral) registrada en el Cinturón Dom Feliciano (Oriolo *et al.*, 2016; Oyhantçabal *et al.*, 2009).

1.1.3. Terreno Nico Pérez

Es una unidad geotectónica que alberga rocas arqueanas a mesoproterozoicas, dispuestas en bloques que presentan relaciones complejas pero elementos coincidentes. Cada uno de ellos contiene al menos un basamento de ortogneises y migmatitas, una cobertura metamórfica de grado medio a alto, una cobertura de grado medio a bajo así como granitoides tardi-proterozoicos recortando la estructura (Masquelin, 2006).

Se desarrolla al este de la ZCSY y principalmente al norte de la Zona de Cizalla Fraile Muerto-María Albina (en adelante “ZCFM-MA”) y se extiende de forma inconexa al norte, aflorando tras la cobertura Fanerozoica en la Isla Cristalina de Rivera y en el complejo Granulítico Santa María Chico (Brasil). El límite oeste es con el Terreno Piedra Alta del Cratón del Río de la Plata y el límite sur con la orogénesis Brasileña.

1.1.4. Cinturón Dom Feliciano

Definido originalmente por Fragoso Cesar (1980), como un cinturón orogénico producido por la subducción en dirección oeste de una placa oceánica. Dando como resultado estructuras y litologías propias de un arco magmático, de cuencas marginales y depósitos molásicos. Actualmente es interpretado como un cinturón orogénico “... *producto de sucesivas subducciones y colisiones, relacionados con la aglutinación de diferentes terrenos, generados o intensamente retrabajados desde el neoproterozoico al cámbrico, durante la Orogénesis Brasileña y la Orogénesis de Río Doce*” (Basei *et al.*, 2000).

El Cinturón Dom Feliciano se desarrolla en Uruguay al este de la ZCSY y la ZCFM-MA, a lo largo de la costa con un rumbo general noreste, encontrándose parcialmente cubierto por sucesiones Fanerozoicas en Uruguay y el sur de Brasil. En su desarrollo continental pueden reconocerse tres dominios principales de este a oeste; *Granite Belt*, *Schist Belt* y *Foreland Belt*. A su vez el desarrollo del cinturón involucra el retrabajo de bloques de basamento preexistentes, tal es el caso de los *Basement Inliers* Unidad Campanero, Terreno Punta del Este y Complejo Encantadas. (Basei *et al.*, 2000).

- *Granite Belt*

Se encuentra constituido principalmente por tres cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas, Florianópolis, Pelotas y Aiguá, los cuales se desarrollan con rumbo general

noreste desde el Estado de Santa Catarina en Brasil al Departamento de Maldonado en Uruguay. Cada uno de ellos muestra características poli-intrusivas (Basei *et al.*, 2000), aunque un claro predominio de composiciones calco-alcalinas de alto potasio ha permitido interpretar esta faja granítica como las raíces de un arco magmático, generado por la subducción rumbo oeste de una placa oceánica (Fragoso Cesar, 1980; Porada, 1989; Basei *et al.*, 2000). Se ha propuesto también un ambiente post-colisional durante una etapa de deformación transcurrente (Bitencourt & Nardi, 2000; Frantz *et al.*, 2003; Oyhantçabal *et al.*, 2007). En cualquier caso, determinaciones radiométricas indican un episodio magmático prolongado, (630 a 550 Ma) y con cierto incremento de las edades hacia el norte. (Basei *et al.*, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2007).

1.1.4.1. *Schist Belt*

Corresponde a una faja dispuesta entre el *Granite Belt* y *Foreland Belt*, constituida por secuencias Proterozoicas metasedimentarias y metavolcano-sedimentarias precolisionales, con metamorfismo de grado bajo a medio (facies esquistos verdes a anfíbolita inferior) (MacMillan, 1933; Bossi & Navarro, 1989; Midot, 1984; Preciozzi 1990a). En promedio presenta un espesor aparente de unos 40 km y está integrada por tres unidades litoestratigráficas; El grupo Lavalleja en Uruguay y en Brasil por los grupos Porongos y Brusque (Basei *et al.*, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2009). En términos generales se reconoce una deformación polifásica en cada uno de los grupos, con hasta tres fases de plegamiento (Basei *et al.*, 2000; 2008a). El desarrollo neoproterozoico para estas unidades es propuesto en función de determinaciones U-Pb SHRIMP, para circones de vulcanitas ácidas del grupo Porongos, realizadas por Porcher *et al.* (1999) con un resultado entre 783-766 Ma, entre otros.

Al este y con un desarrollo paralelo al *Granite Belt*, existe otra faja de metamorfitas, que se integra por la Fm. Sierra de Aguirre y por la Fm. Rocha. Basei *et al.* (2008a) propone que la misma es un remanente en América del *Gariép Belt*, aflorante en el continente africano (Oyhantçabal *et al.*, 2009).

1.1.4.2. *Foreland Belt*

Conformado por secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias desarrolladas en cuencas de antepaís al oeste de la *Schist Belt*, los principales exponentes son de norte a sur las sucesiones de las cuencas Itajaí y Camaqua en Brasil y los grupos Arroyo del

Soldado y Maldonado en Uruguay (Basei *et al.*, 2000; Gaucher *et al.*, 2004; Pecoits *et al.*, 2004).

1.1.4.3. Basement Inliers

El Cinturón Dom Feliciano muestra en ciertas áreas, vestigios de un basamento pre-Brasiliano. Estas rocas, gnéisicas y migmatíticas, se encuentran en contacto tectónico con los diferentes complejos metamórficos. Muestran un intenso retrabajamiento durante el último evento Brasiliano, compartiendo en ciertos casos al menos una etapa de deformación con las supracorticales. Se conocen al menos tres unidades pre-Brasilianas que pueden haber oficiado de basamento para las supracorticales del *Schist Belt*, dos de ellas en Uruguay: Complejo Cerro Olivo y Unidad Campanero, mientras que en Brasil se encuentra el Complejo Encantadas. El primero de edad Neoproterozoica mientras que los últimos de edad Paleoproterozoica. (Oyhantçabal *et al.*, 2011; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

La Unidad Campanero corresponde a un conjunto de granitoides pretectónicos, ortogneises y rocas metamórficas paraderivadas, desarrollado en el margen oeste de la porción sur de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena (en adelante “ZCSB”). Basándose en una edad paleoproterozoica (Sánchez Bettucci *et al.*, 2003; Oyhantçabal, 2005; Mallmann *et al.*, 2007) y la proximidad al Terreno Nico Pérez, se ha sugerido una relación genética con este, pero la semejanza de edades planteada por Oyhantçabal *et al.* (2011) entre esta Unidad y el Batolito de Illescas de ambiente propuesto como anorogénico (Campal & Schipilov, 1995) sugieren aloctonía durante el Paleoproterozoico.

1.1.4.4. Zona de Cizalla de Sierra Ballena

La ZCSB representa el principal exponente de una serie de zonas de cizalla (mayormente) sinestrales nucleadas durante el fin del Ciclo Brasiliano, en un ambiente post-colisional. Oyhantçabal *et al.* (2009) reconocen dos principales eventos transpresivos, uno de alta temperatura relacionado a zonas de cizalla sub-verticales (658-600 Ma) y otro de baja temperatura y alta tasa de *strain*, con rumbos N-S ocurrido entre >580 Ma y <560Ma. Un gran número de zonas de cizalla mayormente sinestrales, distribuidas a ambos lados de la ZCSB y subparalelas a ésta estarían relacionadas a este último evento (Oyhantçabal, 2005).

2.2. GEOLOGÍA LOCAL Y EVOLUCIÓN DE LOS CONOCIMIENTOS

En el área de estudio se encuentran rocas representativas de las litologías presentes en la porción sur-este del territorio comprendido entre las Zonas de Cizalla de Sarandí del Yí y Sierra Ballena. Diferentes autores coinciden en que en el área coexisten rocas metamórficas de grado alto a medio, supracorticales de grado medio a bajo así como intrusiones graníticas (*sensu lato*) pre- y sin-orogénicas, todo parcialmente cubierto por rocas volcánicas y sedimentarias no deformadas.

A continuación se presenta una reseña de los trabajos realizados en el área e estudio, así como en áreas que por sus características, también aportan al entendimiento de la geología local.

2.2.1. Primeras Observaciones, el fundamento cristalino, la Serie de Minas del Uruguay

- Fundamento Cristalino “Antiguo”

Los primeros registros de observaciones sobre las rocas cristalinas del sur del departamento de Lavalleja y el norte de Maldonado (toponimia actual) corresponden a los realizados por Charles Darwin, quien reconoce que las crestas de las colinas están formadas por granitoides o materiales esquistosos antiguos (Darwin, 1846). Walther (1919, 1921, 1927) individualiza en superior e inferior a lo que denomina como fundamento cristalino, componiéndose de rocas semi-metamórficas el superior y de gneises y granito-gneises el inferior.

Un siglo después de que el naturalista inglés Charles Darwin, registrara en sus manuscritos desde la cima de la Sierra de las Ánimas, que “la estructura geológica del Uruguay es muy simple” (Darwin, 1846), MacMillan (1933) reconoce un basamento arcaico, aflorante principalmente entre dicha sierra y la ciudad de Montevideo, compuesto de gneises y esquistos que denomina como complejo arcaico, por ser de los más antiguos del mundo, similares a los del Lauréntico del escudo Canadiense.

MacMillan (1933), reconoce dichos gneises también en el área del presente trabajo, entre los arroyos Campanero Grande y Penitente. Documenta que los mismos se presentan intensamente plegados, con esquistosidad de rumbo noreste que afecta también a una masa granítica. La transición hacia dichos granitoides se da con

variaciones litológicas y estructurales, que pasan de una roca maciza a bandeada con buzamientos 45° sur, a un gneis granítico de 60° sur hasta 85° sur, para culminar en un granito rojo (¿Penitente?). Caorsi & Goñi (1958) describen dicho pasaje como gradual, ya que ambas litologías guardan una relación genética.

- Rocas supracorticales, la Serie de Minas del Uruguay

MacMillan (1933) observa en el área del presente trabajo, al este del arroyo Penitente, que los gneises y migmatitas se encontraban cubiertos en forma discordante por una serie de meta-sedimentos cristalinos, así como sucede con las migmatitas del sureste del arroyo Campanero, que se encuentran cubiertas por crestas de cuarcita que alcanzan los 320 m de altura, con rumbo general $N035^\circ$ a 40° y buzamiento 70° SE.

Estas metamorfitas son incluidas por MacMillan (1933) en lo que denomina Serie de Minas del Uruguay, reuniendo gran parte de las rocas metamórficas supracorticales del país. El autor reconoce “greenstones” (¿metagabros?) con rumbos noreste y buzamientos 55° noroeste y metalavas en el área de estudio, incluye en la Serie de Minas a las cuarcitas que forman el Cerro Campanero y la gran secuencia que se observa entre el valle del arroyo homónimo y el Pan de Azúcar, propone que el espesor de más de 10 km puede ser explicado por la existencia de pliegues volcados o escamas.

Lambert (1941) propuso que la base de la Serie de Minas, “...que se apoya discordante sobre los gneises y esquistos arcaicos.” Está constituida por potentes paquetes de

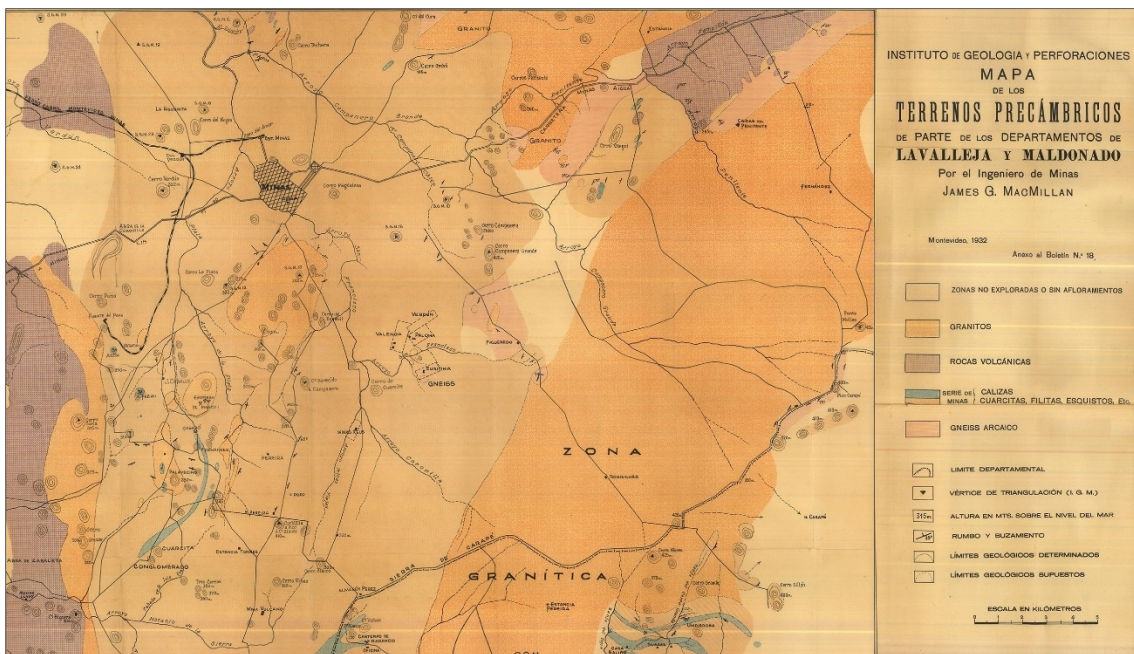


Fig. 6: Sección norte del mapa “Terrenos Precámbricos”. Modificado de MacMillan (1933)

cuarcitas. Integró en la estratigrafía de esta unidad, a las rocas eruptivas básicas laminadas e inter-estratificadas con las sedimentitas, implicando una simultaneidad de los procesos de formación. Caorsi & Goñi (1958) proponen reunir los metasedimentos bajo el nombre de Serie Lavalleya, que correspondería a la denominada anteriormente Serie de Minas (MacMillan, 1933), adoptando dicha denominación para evitar confusiones con la Serie de Minas del Estado de Minas Gerais en Brasil.

- Intrusivos

Los intrusivos foliados del área fueron interpretados por Walther (1927) como parte del basamento cristalino arcaico, en cambio MacMillan (1933) propone que; “...*si bien se asemeja a los gneis que sirven de base a los sedimentos, puede ser también el borde laminado de los cuerpos graníticos aflorantes al sur.*”

2.2.2. Los Grupos Litoestratigráficos Lavalleya y Carapé

- Basamento, Estratigrafía del precámbrico

Bossi *et al.* (1965) en referencia a las subdivisiones del basamento, señalan que “*Una estructura frecuente en nuestras rocas Predevonianas –epimetamorfitas concordantes con rocas más profundas, el todo migmatizado—no encaja en ninguno de los cuadros estratigráficos propuestos*”. Refiriendo a las subdivisiones del basamento o fundamento cristalino, propuestas por MacMillan (1933), Caorsi & Goñi (1958) y Lambert (1941).

El relevamiento de mayor detalle realizado en el área de este trabajo refiere al estudio de la anomalía geoquímica 270.01 por parte de DINAMIGE, se levantaron una serie de datos petrográficos y estructurales, se reporta un conjunto de ortogneis, cuarcitas y cuarzofilitas con foliación de rumbo nornordeste a nordeste (Pena *et al.*, 1984).

- Supracorticales, rocas epimetamórficas

Bossi *et al.* (1965), de acuerdo a las recomendaciones de la subcomisión internacional de Estratigrafía, proponen abandonar el término “Serie de Minas” de MacMillan (1933) o Serie Lavalleya de Caorsi & Goñi (1958). Enmiendan el Grupo Lavalleya, para incluir a las rocas epimetamórficas, generalmente orientadas al norte y nordeste de los departamentos de Maldonado, Lavalleya y Treinta y Tres, así como una franja menor al este del departamento de Rocha.

Preciozzi *et al.* (1979) reúnen en el Grupo Lavalleya – Rocha rocas de bajo grado metamórfico; filitas, calizas, cuarcitas, prasinitas, y rocas de grado metamórfico medio como esquistos cuarzo-feldespáticos, esquistos micáceos, esquistos anfibiólicos y mármoles. Estas se desarrollan en bandas con rumbos dominantes N010° a N020° y buzamientos 65°-75° W. Este grupo es dividido por Bossi & Navarro (1991) en dos unidades sincrónicas, los grupos Lavalleya y Rocha.

Midot (1984), en concordancia con lo expuesto por Lambert (1941), ubica estratigráficamente a las cuarcitas del Cerro Campanero, Otegui y de los Chivitos como la base de la sedimentación de la Serie de Minas, siendo el comienzo de una transgresión marina. Preciozzi *et al.* (1990) postulan que pueden representar antiguas playas, cuando separa dentro de las cuarcitas que afloran en la hoja Fuente del Puma al grupo de las que forman el Cerro Campanero, que se apoyan en forma discordante sobre los gneises y afloran próximas al contacto de estos con los metamorfitas.

- Supracorticales de grado bajo

Midot (1984) divide al Grupo Lavalleya en dos series sincrónicas, provocadas por variaciones laterales de facies en una plataforma carbonatada. La Serie sedimentaria de Minas representaría un sector de plataforma carbonatada con aportes detríticos caracterizada por calizas y dolomías blancas a grises, con intercalaciones de esquistos negruzcos (serie tipo I) y areniscas ocreas (serie tipo II). La serie volcánico-sedimentaria Fuente del Puma evidencia aportes más distales, carbonáticos y pelíticos. Muestra también vulcanitas ácidas a básicas, estas últimas de carácter calcoalcalino a t oleítico.

En cuanto a la deformación de las unidades supracorticales, Midot (1984) propone dos fases deformacionales dúctiles y una frágil, Preciozzi *et al.* (1993) reconocen desde una perspectiva microestructural tres fases de deformación en las supracorticales de grado bajo, siendo la primera una foliación metamórfica y las dos restantes foliaciones del tipo *strain-slip cleavage*.

- Supracorticales de grado medio

Preciozzi *et al.* (1979, 1985) proponen que las anfibolitas, micaesquistos, mármoles y un conjunto de gneises, micaesquistos y leptinitas, corresponden a una faja del Grupo Lavalleya con mayor grado metamórfico. Bossi *et al.* (1983) sugieren que las supracorticales de grado medio, junto con los intrusivos de la región integran lo que

define como Grupo Carapé, Bossi & Navarro (1988) establecen como carácter unificante para este grupo el grado metamórfico medio.

- Intrusivos

Bossi *et al.* (1965) Hacen referencia a la ocurrencia de procesos de intensa generación de migmatitas: “Frecuentemente la homogenización es tal, que se forman masas de microgranito biotítico, alargadas según el rumbo general. La granitización no ha sido total y ha determinado bandas graníticas intercaladas con migmatitas” (Bossi *et al.*, 1965).

Preciozzi *et al.* (1979) reúnen en el Grupo Carapé-Velázquez a aquellas rocas gnéisicas y granítico-migmatíticas que se desarrollan entre las fajas metamórficas, Lavalleja y Rocha. Preciozzi *et al.* (1993) determinan para el Granito el Penitente una isócrona Rb/Sr con un valor de 779 ± 24 Ma ($R_0 = 0.7036$ y $MSDW = 21$).

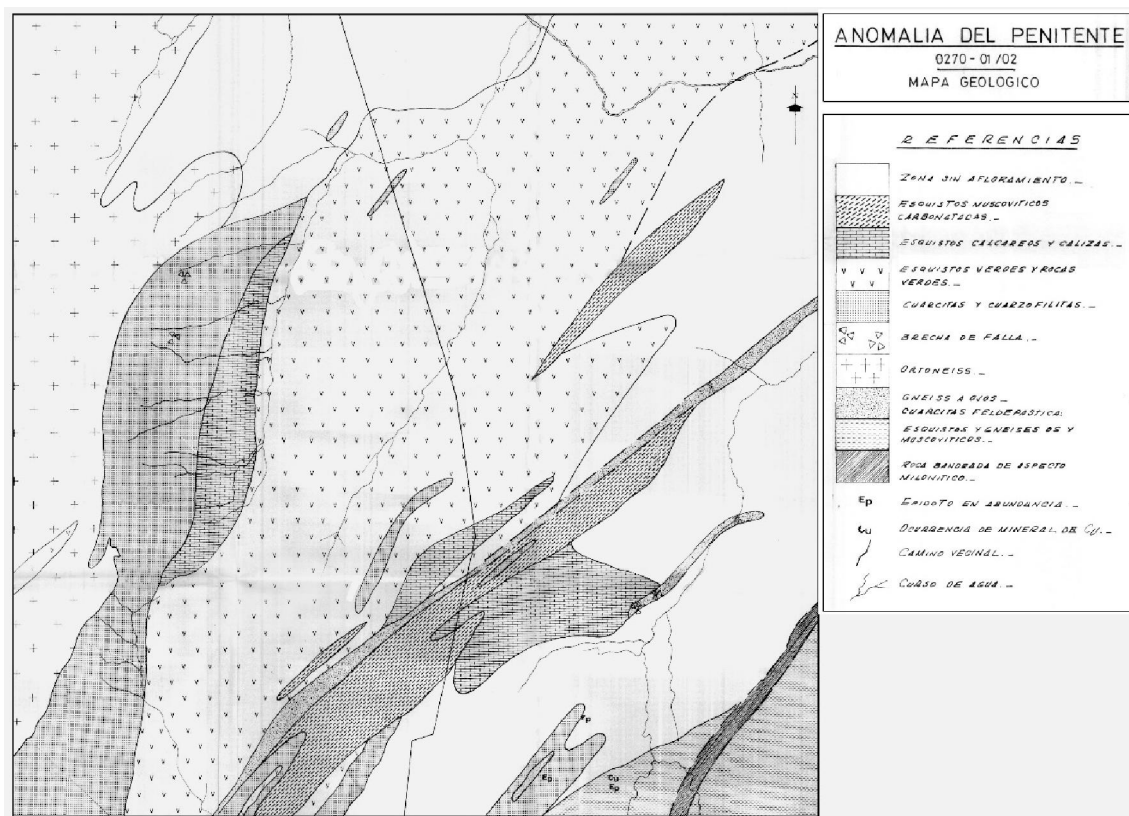


Fig. 7: Mapa geológico de la anomalía 270.1. Tomado de Pena *et al.*, 1984

2.2.3. El Grupo Fuente del Puma, Grupo Lavalleja, Complejo Granítico Carapé, la Unidad Campanero.

- Basamento Cristalino

Gómez Rifas (1995) reporta migmatitas tipo “*lit par lit*”, de grano fino y composición intermedia, distingue un leucosoma cuarzo feldespático de potencia centimétrica a milimétrica y un melanosoma de aspecto esquistoso, de grano fino compuesto principalmente por biotita, opacos y anfíbol. Asigna esta litología a lascas de un basamento antiguo y aporta una descripción litoestructural:

“En la porción en que pueden visualizarse las camadas alternantes de leucosoma y melanosoma son muy abundantes los pliegues en chevron de flanco largo y ápice agudo, tipo 4f de Hudlestone (1973) con plano axial de dirección entre 84 y 110°. Existen también pliegues con engrosamiento de charnela, es frecuente un clivaje de fractura de plano axial” (Gómez Rifas, 1995).

Sánchez Bettucci (1998) propone que la Unidad Campanero, está integrada por granitoides pretectónicos con textura milonítica a gnéisica. Observa deformación dúctil, con procesos de recristalización y milonitización de rumbo general N030° y buzamiento subhorizontal. Sánchez Bettucci *et al.* (2003) interpretan que la Unidad Campanero corresponde a un basamento pre-Brasiliano y sugieren una edad posiblemente paleoproterozoica. Preciozzi (2002) (comunicación personal a través de Sánchez Bettucci *et al.*, 2003) reporta una edad U-Pb convencional de 1,7 Ga para la Unidad Campanero.

- Supracorticales de bajo grado metamórfico

En base al grado metamórfico así como a las relaciones de campo, Sánchez Bettucci (1998) enmienda el “Grupo Lavallega”, en este caso compuesto por tres formaciones; Fm. Minas (MacMillan, 1933, modificada por Midot, 1984) Fm. Fuente del Puma (Midot, 1984) y la Fm. Zanja del Tigre (Sánchez Bettucci, 1998; Rossini & Legrand, 2003). Este grupo se caracteriza por la presencia de angostas fajas de rocas metasedimentarias y volcánicas que han sido intensamente deformadas. A partir de datos geoquímicos, petrográficos y del grado metamórfico Sánchez Bettucci *et al.* (2001) proponen una configuración de cuenca de *back arc* para el grupo Lavallega.

Oyhantçabal *et al.* (2001) dividen las supracorticales del Grupo Lavallega en cuatro asociaciones litológicas; La Plata, Peña Blanca, Minas Viejas y una última compuesta de dos sub-asociaciones Zanja del Tigre y Cuchilla Alvariza. Se encuentran separadas

por discontinuidades tectónicas, Lineamiento Puntas del Arroyo la Plata, Peña Blanca, Mina Oriental y lineamiento Puntas de Pan de Azúcar, respectivamente.

Bossi *et al.* (1998) y Bossi & Ferrando (2001) proponen no utilizar el término grupo Lavalleja para dar lugar al grupo Fuente del Puma, análogo a la serie volcano-sedimentaria Fuente del Puma de Midot (1984) pero con un enfoque litoestratigráfico, basado en el grado metamórfico. Está integrado por filitas sericíticas, calizas, prasinitas, metakeratófiros, metacineritas y metatufos, rocas carbonatadas interestratificadas con filitas negras y dolomitas puras. En base a datos radiométricos obtenidos por Gómez Rifas (1995) y por Garau (com. Pers.) Bossi & Ferrando (2001) asigna a este grupo una sedimentación arqueana.

- Supracorticales de grado metamórfico medio

Bossi & Ferrando (2001) detallan la integración del grupo Carapé de Bossi & Navarro (1988a). *“Las litologías dominantes son gneises, micaesquistos, dolomitas y calizas a las que se asocian anfíbolitas, piroxenitas, cuarcitas y cuarcitas ferruginosas o taconitas. Los gneises pueden presentar fenómenos de migmatización y/o granitización. Estas rocas parecen corresponder a una secuencia fundamentalmente pelítica con episodios carbonáticos y silicoclásticos.”* (Bossi & Ferrando 2001)

La Fm. Zanja del Tigre es definida por Sánchez Bettucci & Ramos (1999) para reunir una gran variedad de rocas supracorticales de grado metamórfico medio, éstas afloran como lascas tectónicas entre los intrusivos del Complejo Granítico Carapé. Se presentan como una *“...sucesión de antiformas y sinformas abiertas con ejes inclinando al sudoeste.”* (Sánchez Bettucci & Ramos, 1999)

Rossini & Legrand (2003) describen a la Fm. Zanja del Tigre como un *“paquete metasedimentario correspondiente a un ambiente plataformal mixto sílico-carbonático, en situación somera y proximal, con ciclicidad a nivel de registro estratigráfico”* (Rossini & Legrand 2003). En contacto tectónico (corrimientos) con los granitoides pretectónicos de la Unidad Campanero y de las supracorticales de la Unidad Carapé, presenta tres fases de deformación, que producen: D₁ foliación paralela a S₀. D₂: plegamiento, foliación de plano axial (S₁), cizallamiento y cabalgamiento, metamorfismo en facies esquistos verdes inferior. D₃: fallamiento y cizallamiento en condiciones frágiles.

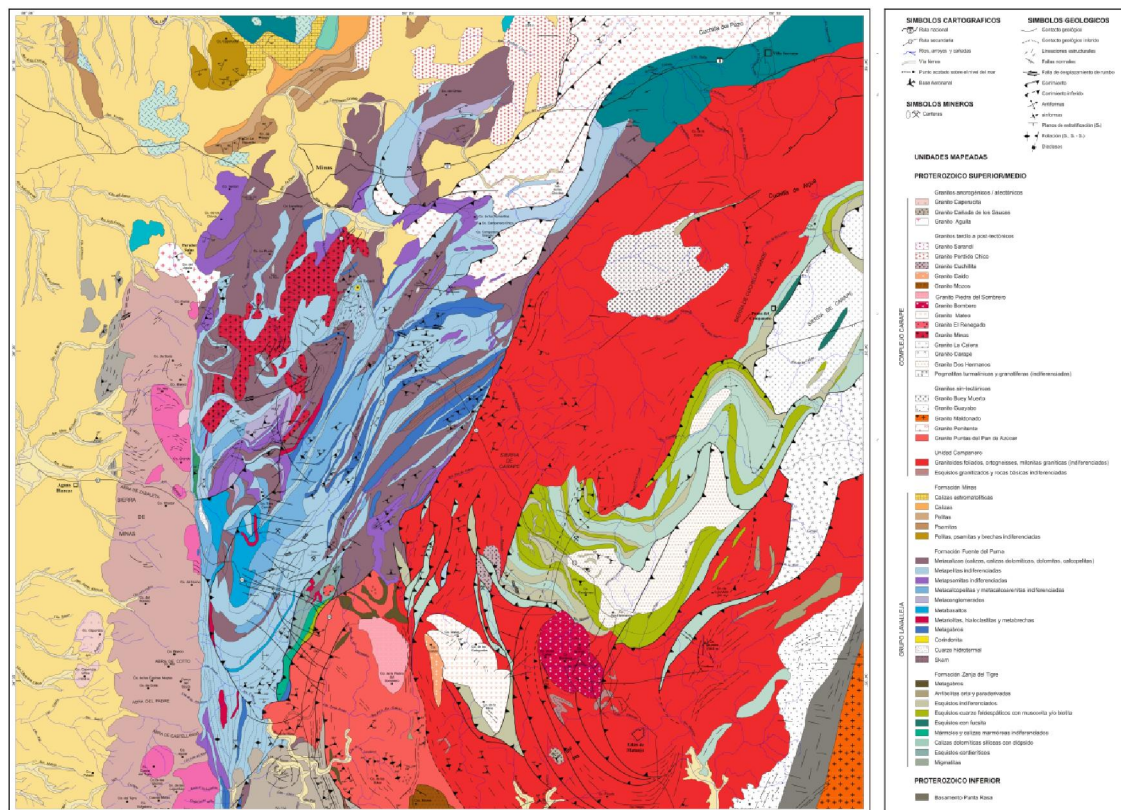


Fig. 8: sección mapa geológico región Minas-Piriápolis. Modificado de Sánchez Bettucci (1998)

- Intrusivos

Gómez Rifas (1995) realiza análisis geoquímicos por el método de fluorescencia de rayos X para el granito aflorante al sureste del área del presente trabajo y realiza la primer mención a este intrusivo bajo el nombre de “El Penitente”, lo describe como un Stock granítico tardicinemático de aproximadamente 70 Km². Petrográficamente compuesto de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, microclina, biotita y opacos idiomorfos. Con estructuras del tipo “*ribon quartz*” y “*mortarquartz*”, asociado a la cataclasis de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena. Gómez Rifas (1995) reporta además enclaves de dimensiones métricas, compuestos de restos de supracorticales, de borde difuso que recuerdan a micaesquisto, clasifica al granito Penitente como de tipo “S”.

En base a los criterios planteados por Comisión estratigráfica internacional, Sánchez Bettucci (1998) propone excluir del Grupo Carapé (*sensu* Bossi *et al.*, 1983) a las supracorticales de grado metamórfico medio, pasando a integrar la Fm. Zanja del Tigre, del Grupo Lavalleja. Dada la variedad litológica que presenta dicho Grupo así como a la ausencia de datos geoquímicos, radiométricos y geológicos, propone denominar Complejo Granítico Carapé a las litologías restantes; granitoides sin- tardi- y post orogénicos, intruídos en un basamento pre-Brasiliano compuesto por migmatitas,

milonitas y granitoides pre-orogénicos, así como en las supracorticales brasilianas del Grupo Lavalleja.

Sánchez Bettucci *et al.* (2003) incluyen al granito El Penitente en el grupo de granitoides sin-orogénicos, emplazados en contacto tectónico con el grupo Lavalleja. Asignan un área aflorante sensiblemente mayor a la observada por otros autores (420km²), con textura gnéisica a milonítica, presentando enclaves de granito biotítico de grano medio y xenólitos de escala métrica de rocas supracorticales parcialmente asimilados.

2.2.4. Las redefiniciones, la escama tectónica y el *basement Inlier*

- Basamento Cristalino

Sánchez Bettucci *et al.* (2003b), proponen a la Unidad Campanero como basamento de edad paleoproterozoica, en el cual se apoyaron y deformaron en conjunto las rocas supracorticales brasilianas, pertenecientes al grupo Lavalleja (*sensu* Sánchez Bettucci & Ramos 1999). Presenta una datación U-Pb para una milonita granítica de 1735±32/-17 Ma. La misma es confirmada por las realizadas por Oyhantçabal (2005) y Mallmann *et al.* (2007), que resultan en 1737 ± 5.7/-8.4 Ma y 175 4± 6.8Ma respectivamente. Siendo la última realizada por U-Pb SHRIMP y las demás por U-Pb convencional.

Oyhantçabal 2005 reporta “...*orthogneises, stripped orthogneises, scapolite gneises, amphibolites, micaschists, banded iron formations, and migmatites.*” en la Unidad Campanero. Se interpreta un protolito granítico relacionado a una configuración de un arco magmático calco-alcalino de alto K₂O. Las estructuras sugieren deformación en condiciones de alta temperatura y la textura puede ser considerada como granulítica. Oyhantçabal (2005) sugiere una edad neoproterozoica para el evento de deformación-metamórfico que produce las milonitas de alta temperatura. Esta a su vez es rotada por la actividad dextral de ZCSY, indicando también una edad neoproterozoica para dicho evento.

Mallmann *et al.* (2007) presentan una edad U-Pb SHRIMP de 1754±7 Ma para una milonita granítica del complejo Granítico Carapé -*en el sentido de la Unidad Campanero para Sánchez Bettucci et al. (2003b)*-. Oyhantçabal *et al.* (2009) determinan una edad de enfriamiento en anfíbol (T = 500°C) Ar⁴⁰/Ar³⁹ de 564±4,1 para una anfíbolita de la Unidad Campanero.

Sánchez Bettucci *et al.* (2010) plantean la existencia de *basements inliers* en el Cinturón Dom Feliciano, los mismos serían la Unidad Campanero, la Fm. Zanja del Tigre, el Complejo Cerro Olivo y la Fm. Rocha. En el caso de la Fm. Zanja del Tigre y la Unidad Campanero, el basamento habría sido deformado en conjunto con la cobertura sedimentaria (Grupo Lavallega). La Unidad Campanero es descrita por Sánchez Bettucci *et al.* (2010) como un conjunto de granitoides afectados por diferentes eventos deformacionales, que presentan texturas de gneisicas a miloníticas. Plantean, como posible ambiente de generación los márgenes de un bloque de corteza preexistente durante el pico de acreción y reciclaje cortical (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

Masquelin (2012) describe dos litotipos para los ortogeneises de la Unidad Campanero, en los alrededores de Edén; “1) *metagranodioritas anfibólicas porfiríticas*, y 2) *meta-leucogranitos muscovíticos, ambos con matriz recristalizada de plagioclasa, ortosa y cuarzo, pero con núcleos de fenocristales de plagioclasa y microclina preservados de la completa recristalización.*” (Masquelin 2012).

- Supracorticales de grado metamórfico bajo y medio

Oyhantçabal *et al.* (2005) determinan edades U-Pb convencional de 1429 ± 21 Ma (metainimbrita) y 1492 ± 4 Ma (metagabro) para supracorticales de grado medio del Grupo Lavallega. En función de estas edades y de la realizada por U-Pb SHRIMP en circones detríticos de una metasedimentita por Basei *et al.* (2008) varios autores proponen una edad mesoproterozoica para la Fm. Zanja del Tigre. (Oyhantçabal *et al.*, 2005; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

Chiglino *et al.* (2010) proponen como obsoletos a los términos utilizados hasta el momento para referirse a las supracorticales, tanto el Grupo Lavallega (*sensu* Sánchez Bettucci, 1998) como el grupo Fuente del Puma (*sensu* Bossi *et al.*, 1998). En su lugar propone al Grupo Parque UTE, asignado al Mesoproterozoico en base a las dataciones de Oyhantçabal *et al.* (2005) en ignimbritas y gabros de la Fm. Zanja del Tigre.

Bossi *et al.* (2007, 2014) en el marco de una reclasificación de las unidades litoestratigráficas de la región plantea que las rocas supracorticales afectadas por metamorfismo de grado medio, entre el lineamiento Puntas de Pan de Azúcar y la ZCSB, no son correlacionables con aquellas que afloran fuera de este sector, al que denominan Escama Tectónica de Carapé. Define en ella tres formaciones a partir de lo

denominado como Grupo Carapé por Bossi *et al.* (1983) y Fm. Zanja del tigre por Sánchez Bettucci (1998) y Rossini & Legrand (2003), la Fm. Marco de los Reyes, Mataojo y Edén.

- Intrusivos

Bossi *et al.* (2007) plantean que los granitos ubicados al suroeste de lo que denomina como Escama Tectónica de Carapé no son intrusivos en la Unidad Campanero (*sensu* Sánchez *et al.*, 2003) o Fm. Edén (*sensu* Bossi *et al.*, 2007), sino que corresponden a relictos aislados de una *nappe* en que el Granito El Renegado (Sánchez Bettucci *et al.*, 2003) cabalga con vergencia noroeste a las supracorticales de grado medio. Este supuesto se basa en aspectos petrográficos y geocronológicos, que ligan, según los autores a dichos cuerpos con el Granito El Renegado: “*Monzogranito leucócrata, equigranular a porfírico, de grano grueso, no deformado*” (Bossi *et al.*, 2014) y edades paleoproterozoicas. (Mallmann *et al.*, 2003, 2007; Sánchez Bettucci *et al.*, 2004). Se menciona que el cabalgamiento afecta a las sedimentitas de la Fm. Las Ventanas, cuya sedimentación es sugerida por Oyhançabal *et al.* (2009) al menos hasta 573 ± 11 Ma.

3. RESULTADOS

En función de los elementos relevados, tanto en las tareas de fotointerpretación, campo y microscopio, se identifican dos lineamientos principales. Corresponden a la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar y a la Zona de Cizalla “La Posada” (informal), éstas definen tres bloques con características estructurales y litológicas distintivas. Un bloque de basamento constituido principalmente por ortogneises y migmatitas con tendencia de rumbo noreste y buzamientos al noroeste, una faja de rocas supracorticales de grado metamórfico bajo con rumbo noreste y buzamiento sureste y un bloque de ortogneises (granito-gneis) de grado metamórfico medio con rumbo noreste y buzamientos al sureste.

Las características litológicas y estructurales de cada uno de estos bloques son presentadas a continuación, en orden de ocurrencia noroeste a sureste.

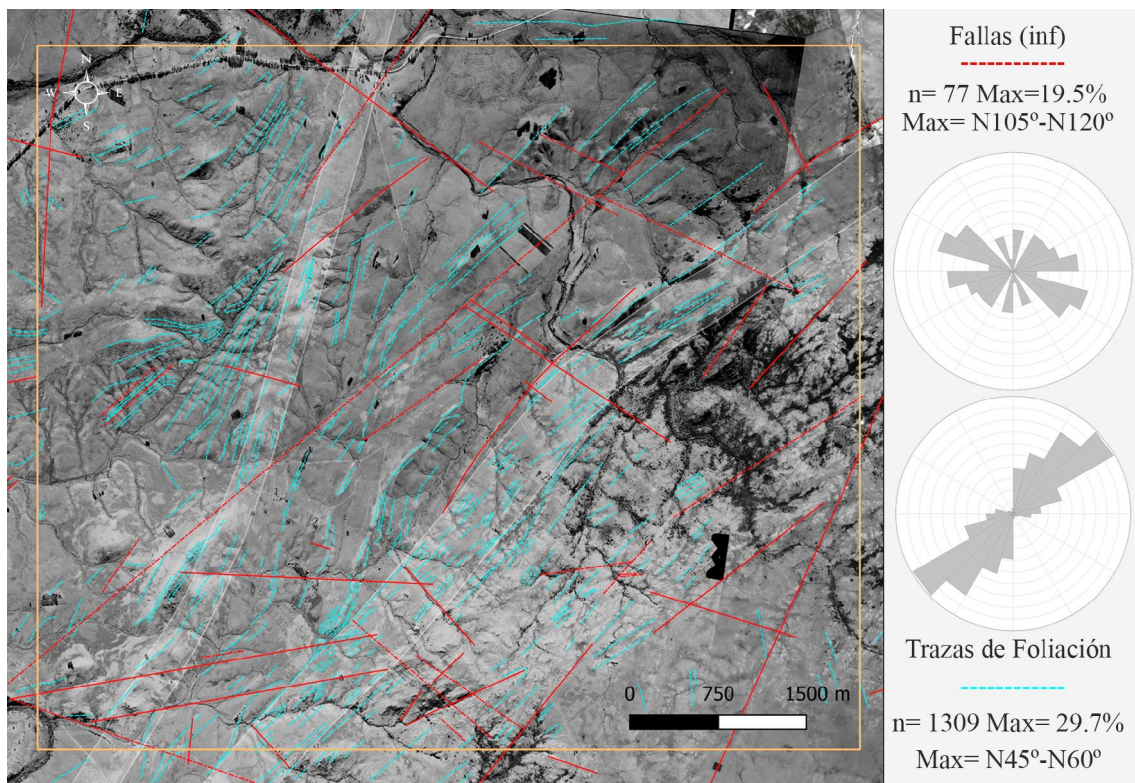


Fig. 9: trazas de foliación fotointerpretadas y fallas inferidas (línea de guiones) y comprobadas en el área de estudio. Las principales zonas de cizalla son destacadas en color blanco.

3.1. BLOQUE OESTE – BASAMENTO CRISTALINO

Observaciones y resultados en macro- meso- y microescala

Corresponde a un bloque de basamento de grado metamórfico alto a medio, retrabajado en condiciones de bajo grado, constituido principalmente por ortogneises, migmatitas, granitos, micaesquistos y cuarcitas. Se desarrolla al oeste de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar, mostrando una foliación general N255°/60° (NW) que pasa a N°40/70° (SE) en función de la proximidad a dicha zona de cizalla. Hacia el sur y este del bloque se desarrolla una faja de cuarcitas y micaesquistos, mientras que en el borde oeste del área de trabajo se observa una intrusión de granito leucócrata.

3.1.1. Macroescala

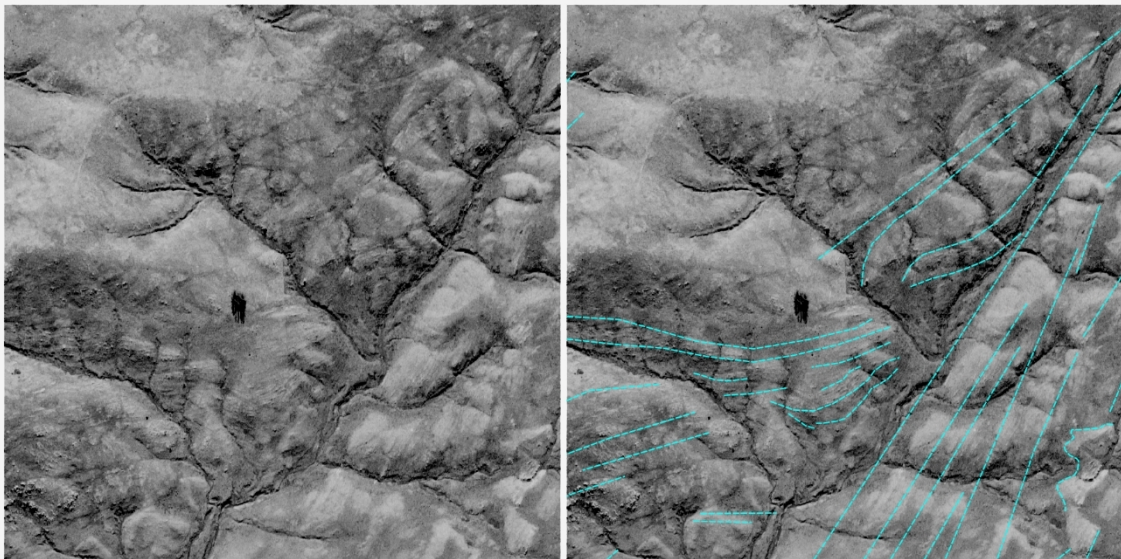


Fig. 10: Desvió de trazas de foliación hacia el contacto con la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar. Aerofotografía 1:40.000 SGM, recorte de original y recorte con trazas resaltadas.

- Trazas de foliación

En las fotografías aéreas se observan trazas de foliación discontinuas que pasan de oeste a este en el sector occidental a N035° en el área de estudio, algunas trazas alcanzan de forma gradual en su extremo este rumbos N020°, paralelos a la zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar. Hacia el noreste, este bloque de basamento presenta trazas de foliación exclusivamente paralelas a dicha zona de cizalla, mostrando mayor desarrollo y planaridad. Este arreglo se repite hacia el sur, mostrando continuidad en los cerros y

crestas en que afloran las cuarcitas, desde el Cerro Campanero al Cerro de los Chivitos y de Oteguí.

3.1.2. Mesoescala

- Descripción litológica

Ortogneises: Afloran en el borde suroeste del área de estudio, aunque también están asociados a las migmatitas en el sector centro-oeste. Muestran texturas del tipo *stripped* gneises y *augen* gneises, con agregados cuarzo-feldespáticos elongados (3cm x 0,5cm) en el primer caso y cristales de feldespato en la forma de “ojos” (1cm) en el segundo. El dominio de los filosilicatos se constituye por muscovita, sericita y clorita.

Migmatitas: Se encuentran ampliamente distribuidas en el bloque oeste del presente trabajo, pudiéndose observar inmediatamente hacia el sur y norte aunque siempre al oeste de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA). Es posible discriminar en estas rocas dos términos extremos, leucosoma y melanosoma (en el sentido propuesto por Sawyer, 2008) representando respectivamente a los dominios leucócratas (Qtz + Fk) y los dominios melanócratas (Bt + Ser). De acuerdo a las características que presentan es posible determinar que la suma de estos extremos no alcanza la mitad de la roca en volumen, debiéndose definir un término intermedio de carácter mesócrata, constituido por Qtz + Fk + Bt + Ser (estas últimas alineadas en estructuras planares). Se identifica dicho dominio intermedio como mesosoma, en el sentido de Ashworth (1985) o correspondiendo al “neosoma no segregado” de Sawyer (2008)

Acorde a lo descrito anteriormente, el leucosoma se observa siempre en la forma de venas o diques, en tres arreglos principales que se diferencian en el desarrollo pero comparten a grandes rasgos la composición mineralógica, se detallan en orden decreciente de abundancia y de acuerdo a términos definidos por Sawyer (2008)

- Leucosoma *in situ* y leucosoma incipientemente segregado: se distribuye en el melanosoma en la forma de *Stromas*, pequeñas venas de bordes semi-rectos pero muy difusos, haciendo difícil su diferenciación con el mesosoma. El desarrollo es preferencialmente paralelo a la foliación general N245°/70° (NW).
- Leucosoma *In-source*: Comparte también el desarrollo preferencial según la foliación regional, se desarrolla en venas medias a gruesas (1 a 10 cm) de bordes rectos y “netos”, de espesores constantes que presentan cristales de cuarzo y

feldespato potásico que alcanzan tamaños de 1 cm. Se observan además de estos minerales cúmulos de biotita de tipo *schlieren* o restitas así como cristales de pirita, agregados de epidoto y de forma excepcional cristales de granate.

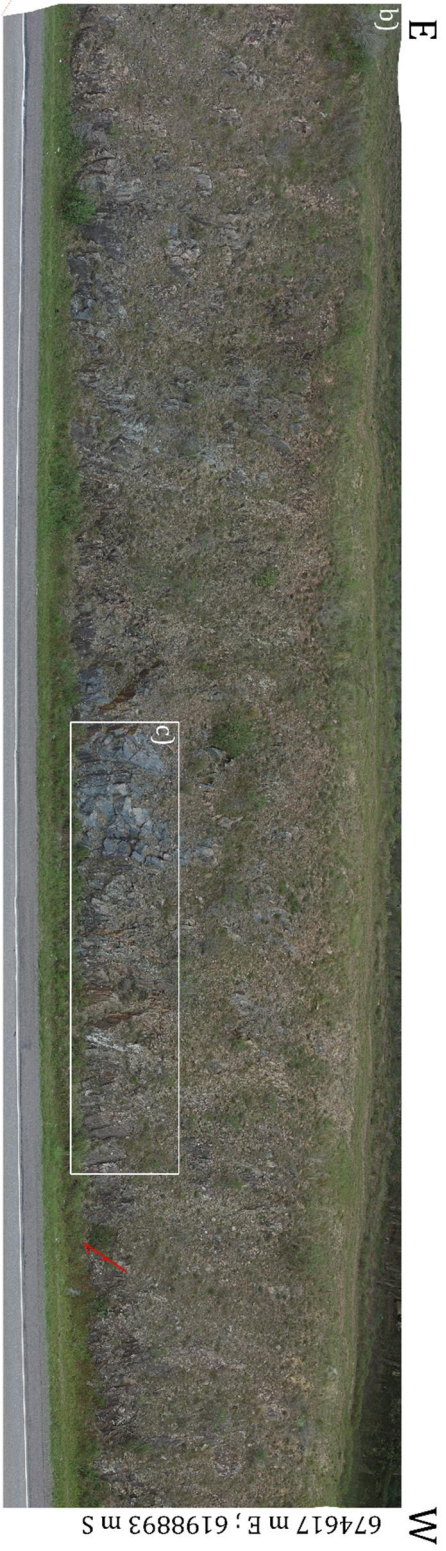
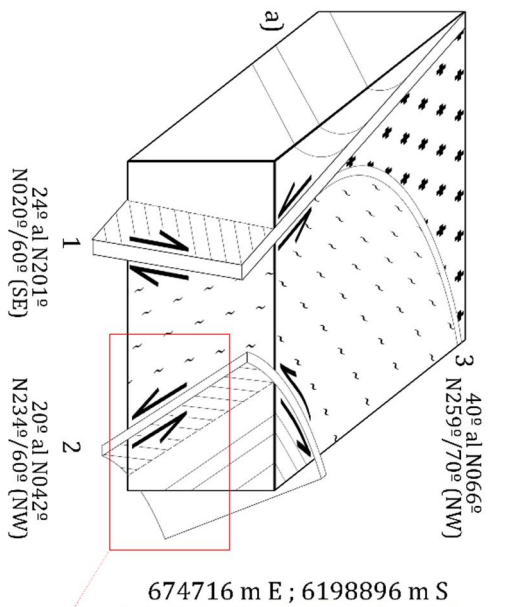
- Venas leucocráticas: El tercer arreglo se observa de forma restricta a áreas de predominio de melanosoma, sin desarrollo de *stromas* o mesosoma. Corresponde a venas con espesores que varían de 1 a 5 cm con bordes netos pero con desarrollo en forma de pliegues sin una aparente dirección preferencial de orientación.

En cuanto al melanosoma, se observa mayormente con aspecto masivo, predominando en volumen sobre el leucosoma así como también en la forma de restitas dentro de este último y dentro del mesosoma. En donde existe predominio de filosilicatos se observa el desarrollo de foliación, ésta presenta en ocasiones un arreglo tipo S-C definido principalmente por bandas de sericita y porfiroclastos cuarzo-feldespáticos.

Observaciones en escala de afloramiento permiten identificar el predominio del melanosoma sobre el leucosoma, por lo que estas migmatitas se clasifican como metatexitas. En base a las características del leucosoma descritas anteriormente y en función de los criterios morfológicos propuestos por Sawyer, (2008) corresponden a metatexitas de tipo estromatítico.

De forma paralela a las venas de leucosoma que se presentan de forma planar (*stromas* y venas de bordes rectos), se desarrollan fajas miloníticas de espesores variables que alcanzan los 50 metros. En estas zonas los caracteres planares mencionados anteriormente se hacen más evidentes y alcanzan un predominio total. En ningún caso el desarrollo de leucosomas (evidencia de fusión parcial) afecta esta foliación milonítica.

Micaesquistos miloníticos: Asociados a las migmatitas miloníticas descritas anteriormente y en fajas que también alcanzan los 50 metros con actitudes que varían de N259°/70° (NW) a N020°/60° (SE). Se observan micaesquistos con foliaciones definidas por la alineación de filosilicatos (Ser + Msc + Bt) y reducción de tamaño de grano (Qtz + Fk), con desarrollo de estructuras asimétricas (porfiroclastos y venas deformadas). Predominan los esquistos miloníticos de color oscuro, con abundancia de biotita y en menor medida se observan de color claro, con planos marcados por el desarrollo de mica blanca.



$N234^\circ/60^\circ$ (NW) $N239^\circ/60^\circ$ (NW) 20° al $N042^\circ$
 $N234^\circ/60^\circ$ (NW) 20° al $N021$
 $N211^\circ/64^\circ$ (NW) 19° al $N030$

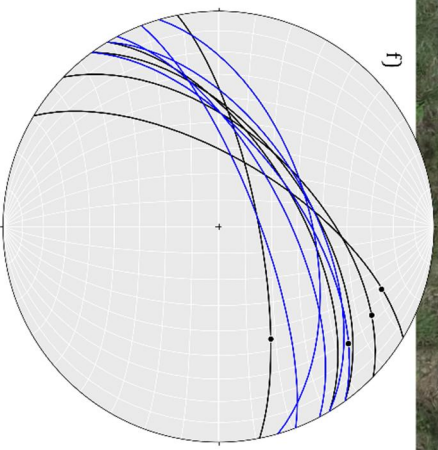
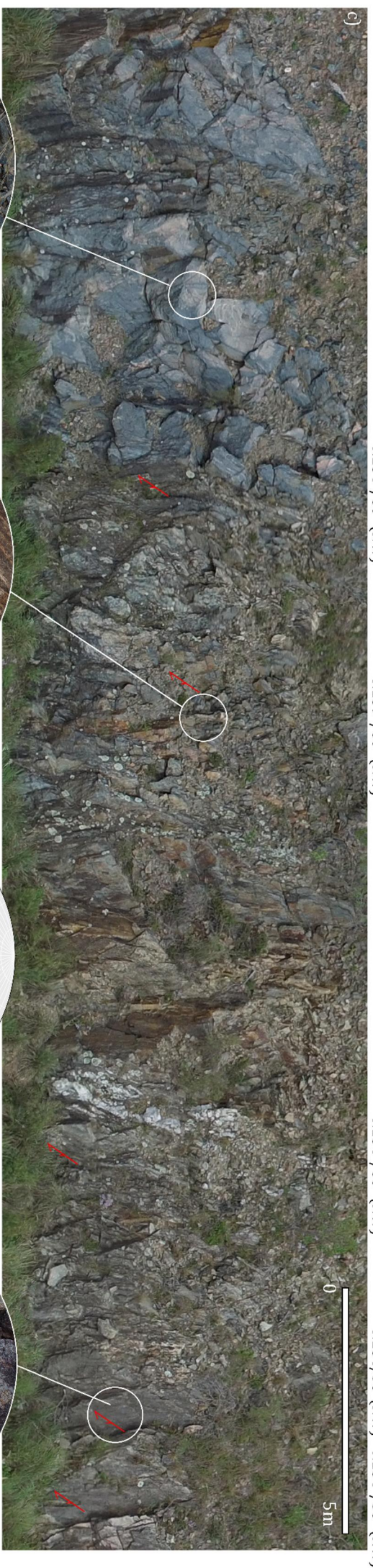


Fig. 11: (página anterior) Mosaico fotográfico de un afloramiento representativo del bloque W. a) bloque diagrama del bloque, 1- Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar. 2- Zona de cizalla observada en el mosaico. 3-zona de cizalla paralela, límite entre granitos y migmatitas. b-c) bloque relevado y área de mayor interés. d) metatexitas estromatíticas con abundancia de restitas (sin aparente foliación milonítica). e) milonitas migmatíticas, el leucosoma y melanosoma es transpuesto según la foliación de las zonas de cizalla internas del bloque. f) foliación milonítica y lineación mineral en las zonas de cizalla "2" (negro) y "3" (azul). g) ultramilonitas con desarrollo de sericita en los planos de foliación. Se puede observar lineación mineral representada en el diagrama (círculos rellenos color negro)

Cuarcitas con fucsita: Afloran en las zonas altas, formando los cerros más prominentes del área y la región (Cerro Campanero, Cerros de Otegui y de los Chivitos, etc). En el área de estudio se observan mayormente afectadas por la Zona de Cizalla de Puntas de Pan de Azúcar (en adelante ZCPPA) y por ello son descritas en el capítulo 3.2 (página 34). En este bloque afloran al suroeste con foliación N060°/44° (SE) como también de forma masiva. La característica distintiva es el color verde brillante que dota la presencia de fucsita como accesorio, otro elemento ampliamente distribuido en las cuarcitas de aspecto "vítreo" es la presencia de litoclastos de granitoides y/o gneises foliados dentro de las mismas.

Granito del Cerro de Otegui: Corresponde a un intrusivo granítico leucócrata, constituido mineralógicamente por $FK > Qtz \gg Msc + Cl + Pl$ en un arreglo inequigranular con tamaños de grano menores a 2,5 cm para el feldespatos y menores a 0,4 cm para los demás minerales. De aspecto isótropo, aunque se observa también con desarrollo de foliación definida por la alineación de los cristales de clorita y muscovita. En este último caso, la foliación presenta una actitud preferencial N210°/42° (NW). Presenta xenolitos de anfibolita que ocupan áreas de 10 a 20 m², no encontrándose elementos de este tipo en otras escalas. Esta septa de anfibolita es cortada por venas félsicas con notable abundancia de epidoto.

Caracteres Estructurales

Zonas de Cizalla: El bloque presenta un arreglo de zonas de cizalla subparalelas que comparten el rumbo de la foliación general desde N259°/70° (NW) en el extremo oeste, hacia el este y noreste las zonas de cizalla tienden a converger paralelas a la ZCPPA en un arreglo de fallas conjugadas (Ramsay, 1980). Se observan espesores entre 30 y 50 metros, afectando granitos, gneises y migmatitas con desarrollo de protomilonitas y milonitas. En ocasiones, estas fajas definen los contactos tectónicos entre migmatitas, granitos y ortogneises.

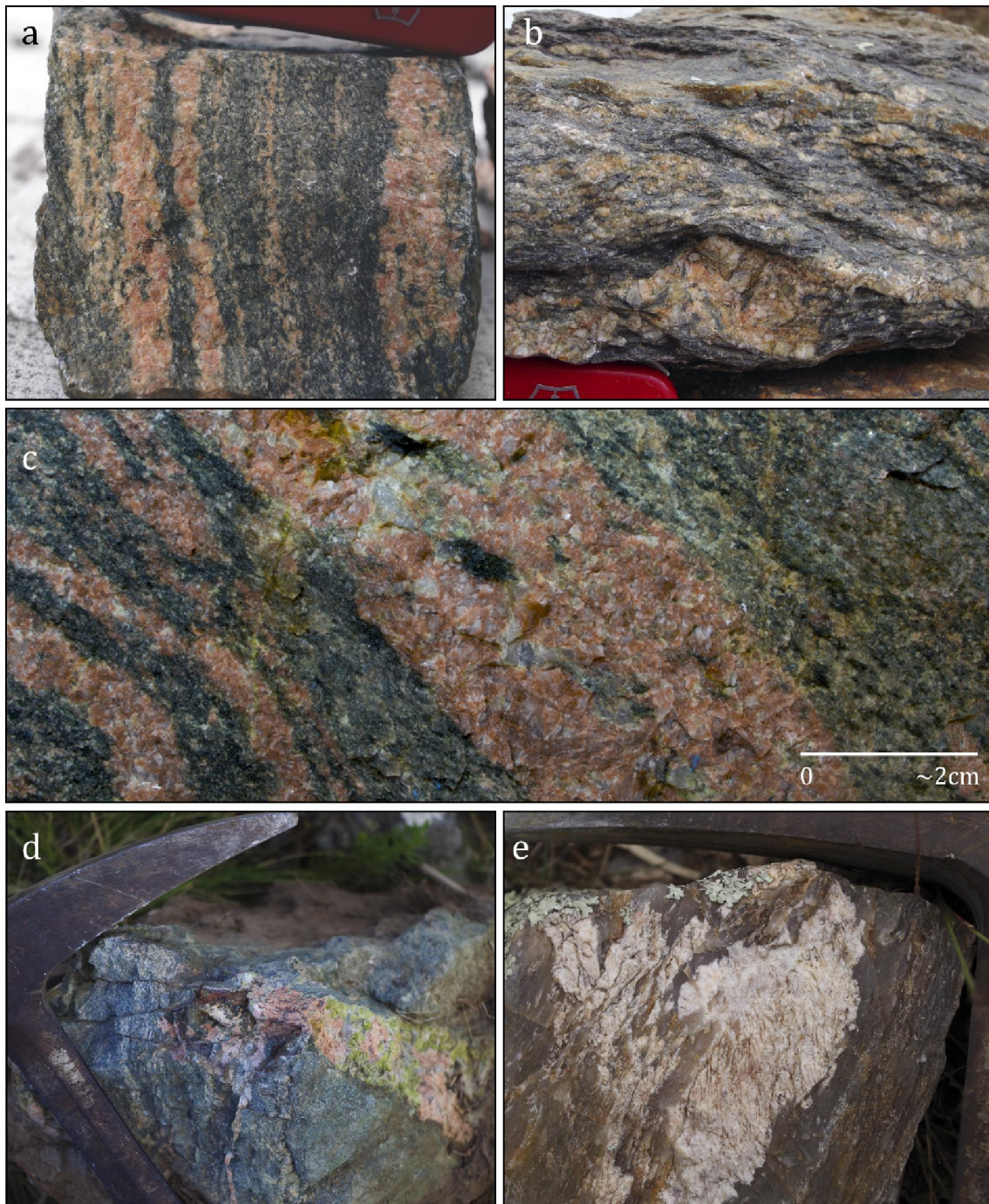


Fig. 12: Litologías presentes en el Bloque Oeste (Unidad Campanero); a-b) Migmatitas miloníticas y protomiloníticas, en el último caso puede observarse el desarrollo de estructuras tipo S-C. c) Metatexita estromatítica con venas leucocráticas plegadas, presencia de restitas. d) Xenolito de anfibolita en el Granito Cerro de Otegui, se encuentra cortado por venas leucocráticas con abundancia de epidoto. e) Cuarcitas con litoclastos de granito-gneis.

3.1.3 Micro-escala

Se realizaron 3 secciones petrográficas de las migmatitas de este bloque, las mismas comparten las principales características petrográficas y microestructurales, son descriptas discriminando dominios félsicos de máficos, ya que los procesos de

milonización y cataclasis transponen los típicos leucosomas y melanosomas en lo que se observa en meso-escala como mesosoma.

Migmatitas Miloníticas a Proto-miloníticas: Presentan en términos generales texturas inequigranulares granolepidoblásticas o bien, texturas miloníticas en un desarrollo que alterna bandas ricas en cuarzo, feldespato y plagioclasa con bandas ricas en filosilicatos, principalmente biotita y sericita.

Cuarzo > feldespato alcalino > plagioclasa > biotita + sericita + clorita >> epidoto > opacos (pirita) > circón

Cuarzo: es el principal constituyente en las secciones petrográficas realizadas. Salvo casos excepcionales, el cuarzo se presenta totalmente recristalizado, tanto en un arreglo de subgranos elongados de bordes aserrados como en la forma de agregados de pequeños subgranos equidimensionales. Estos subgranos con extinción ondulosa muestran bordes observables solamente en nicoles cruzados, mientras que en luz plana estos cristales presentan continuidad y homogeneidad.

Feldespato: tanto los términos alcalinos como la plagioclasa son presentados en conjunto, ya que comparten en este caso las principales características estructurales. Se muestran tanto en la forma de megacristales que alcanzan los 7mm como en pequeños fragmentos, en ningún caso se preservan caras cristalinas tanto por la acción de las mencionadas microfracturas como por la fuerte alteración sericítica. Este filosilicato ocupa bordes y fracturas así como también se presenta de forma dispersa en el interior de cristales de ortoclasa y plagioclasa, resultando en estructuras poiquiliticas y esqueléticas.

Algunos cristales presentan micro-fallas, sintéticas y antitéticas al movimiento principal (antihorario) en arreglo *Bookshelf*, con rechazo entre los fragmentos y alteración a sericita. Los efectos de la cataclasis son más evidentes en cristales de plagioclasa con macla polisintética, ésta presenta geometría tabular pero discontinua por la ocurrencia de micro-fracturas y micro-fallas.

Filosilicatos: corresponden principalmente a biotita que se presenta en cristales subautomorfos, dispuestos en forma de cúmulos o bandas cortas que a su vez se encuentran rodeadas e interconectadas por agregados microcristalinos de sericita y clorita, definiendo la foliación milonítica y proto-milonítica.

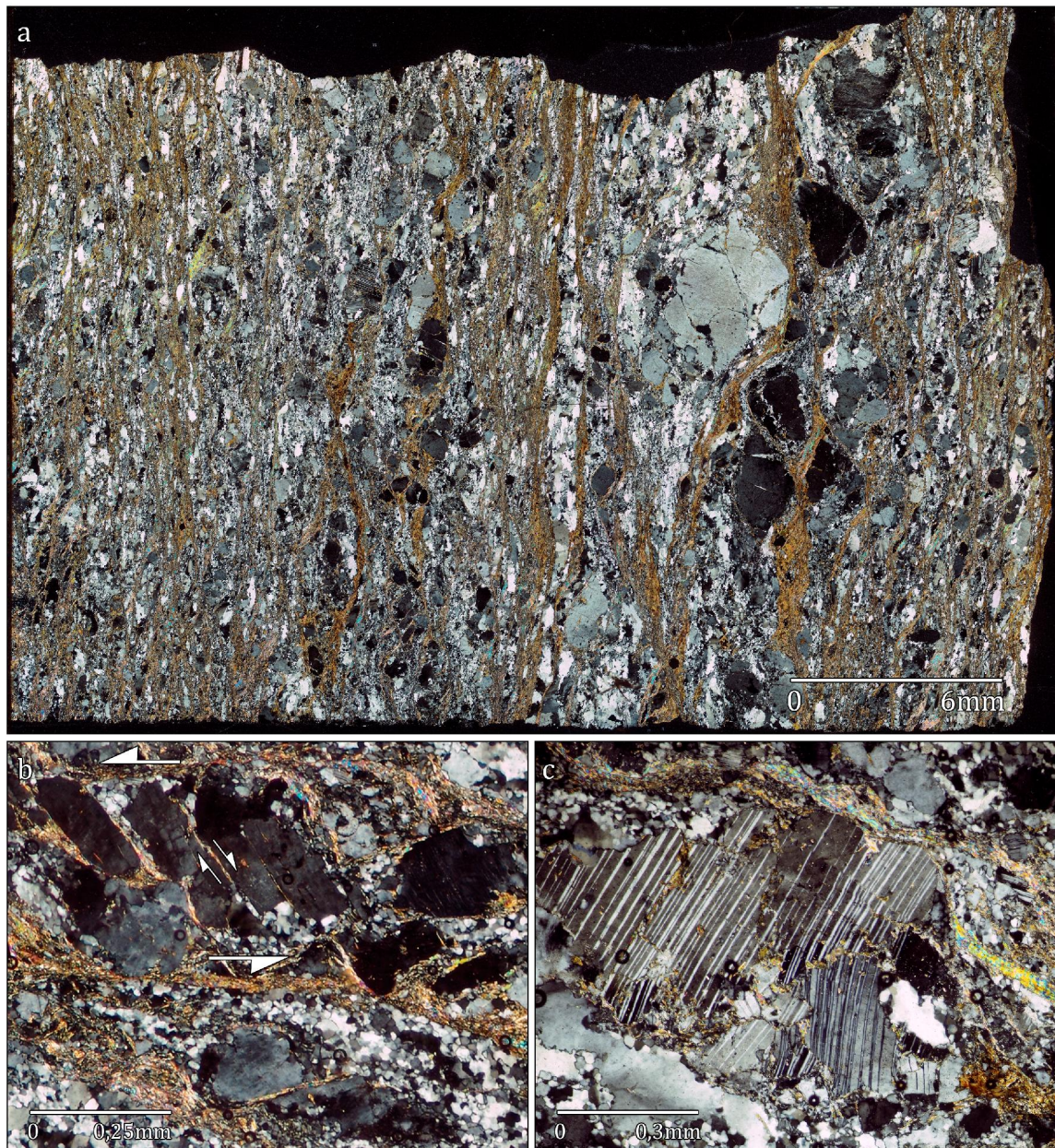


Fig. 13: Micro-estructuras en migmatitas proto-miloníticas. a) aspecto general de la sección "c03b". b) Micro-fallas en arreglo bookshelf en feldespato alcalino, arriba a la izq. Bookshelf (sinistral) con microfallas antitéticas (dextrales). Hacia abajo se observan fallas sintéticas al movimiento, el grano extinto muestra rechazo entre sus dos fragmentos. Notar abundancia en sericita. c) cataclasis en relictos de plagioclasa y arreglo de subgranos en cuarzo. Luz polarizada analizada en todas las fotografías.

Los minerales accesorios se constituyen principalmente de epidoto y circón, las secciones cuadradas y rómbicas sugieren que los opacos corresponden a piritita, la cual fue observada además en muestra de mano.

Síntesis:

- Protolito y condiciones de metamorfismo

Se identifican protolitos graníticos (*sensu lato*) para las migmatitas y gneises de este bloque, en concordancia con los resultados de numerosos estudios realizados en esta área así como en otras exposiciones de la Unidad Campanero (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci et al., 2003; Oyhantçabal, 2005) a la cual se asignan estas litologías de basamento. Eventos deformacionales en condiciones de baja temperatura han obliterado rasgos microestructurales típicos de metamorfismo de alto grado y anatexis, evidentes en escala de afloramiento y muestra de mano.

- Deformación

Se determinan condiciones de baja temperatura para el último evento de deformación reconocido para el extremo noreste de la Unidad Campanero en el área de este trabajo. Extinción ondulante en cuarzo y feldespato evidencian deformación por *dislocation creep*, mecanismos de recristalización por BLG y SGR (incipiente) en cuarzo y cataclasis en feldespato sugieren temperaturas de 300-400° C.

La fusión parcial en migmatitas se interpreta como un proceso anterior, en que las condiciones de temperatura son suficientes para producir anatexis en ortogneises de la Unidad Campanero. Se observan estructuras de deformación en condiciones de media alta temperatura, como migración de borde de grano en cuarzo (GBM), pero en la mayoría de los casos la superposición de los procesos de baja temperatura (BLG en cuarzo y cataclasis en feldespato) es total.

3.2. ZONA DE CIZALLA PUNTAS DE PAN DE AZÚCAR

Observaciones y resultados en macro- meso- y microescala



Fig. 14: Granitoide del Cerro de Otegui, con buzamiento al noroeste y cuarzo-milonitas (cerros al fondo) de la ZCPA con buzamiento al sureste. Vista hacia el sur.

La Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar corresponde a una faja angosta de espesores que varían entre los 250 m y 600 m, de carácter regional que aflora por más de 80 km, manteniendo un rumbo general N020°. Aunque mayormente presenta una expresión topográfica negativa, este lineamiento estructural se manifiesta fuertemente positivo en esta área, con sierras en forma de crestas y pendientes sub-verticales. Pone en contacto un bloque de alto grado metamórfico, caracterizado por ortogneises y migmatitas con un bloque de rocas supracorticales de grado bajo. Corresponde al lineamiento Puntas de Pan de Azúcar (LPPA) definido por Machado & Fragoso (1987) y caracterizado como un cabalgamiento con vergencia noroeste y transcurrancia sinistral por Oyhantçabal *et al.* (2001). En el área del presente trabajo, así como inmediatamente al sur y norte, el lineamiento corresponde a una zona de cizalla de Rumbo N020° y buzamientos 60 a 70° SE, conformada por milonitas y ultramilonitas de diferente naturaleza, con protolitos tales como mármoles y esquistos en su borde este y cuarcitas, migmatitas, gneises y granitos hacia el Oeste.

3.2.1 Macroescala

En las fotografías aéreas se observan trazas de foliación continuas según la dirección preferencial N020° que permiten delimitar esta zona de cizalla. Sin embargo, la

característica más representativa deriva de las trazas de foliación de las unidades adjuntas, la foliación es transpuesta y rotada en un arreglo que sugiere cizallamiento sinistral (ver fig. 21). Las trazas de foliación de la Unidad Campanero (bloque oeste) son desviadas hacia el norte, por consiguiente; las trazas de las supracorticales (bloque este) son desviadas hacia el sur.

3.2.2 Mesoescala

Descripción litológica

Cuarzo-milonitas con fucsita: En el área de este trabajo, las cuarzo-milonitas afloran a lo largo de toda la zona de cizalla, con un característico relieve positivo en la forma de crestas que alcanzan los 320m de altura. El cuarzo es el constituyente mineral principal y en ocasiones absoluto, observándose frecuentes mineralizaciones de fucsita que dotan a las cuarzo-milonitas de un color verde característico. En ocasiones, los planos de foliación se encuentran definidos por el desarrollo de cristales de mica blanca. Se observan dos configuraciones alternas en estas tectonitas, el término mayoritario corresponde a milonitas fuertemente foliadas, con desarrollo de mica blanca y acumulaciones de fucsita en la forma de porfiroclastos o sigmoides. En cambio, se observan también cuarcitas de aspecto masivo y vítreo, este término minoritario presenta de forma ocasional bandas de color verde, que permiten presumir un bandeo compositivo marcado por la acumulación de fucsita.

Hacia el suroeste, las cuarzo-milonitas muestran una disminución en la intensidad de la deformación, presentando una foliación menos penetrativa y menos repetitiva, al punto que pueden definirse como cuarcitas con fucsita. Dicha variación es acompañada por un cambio en la orientación de los elementos de fábrica planares, fluctuando de forma paulatina de N020°/60° (SE) (lin. 24° al N201°) en la zona de cizalla a N060°/44° (SE) (sin lin.) hacia el suroeste. Incluso las trazas de foliación señalan un rumbo N090° en las inmediaciones del Cerro Campanero.

En ambos términos se observa una alternancia en el tamaño de grano, color y tipo de fractura. Se observan cuarcitas blancas con tamaño de grano fino y fractura recta así como cuarcitas incoloras con aspecto vítreo y fractura concoide. El primer término muestra una apariencia metasedimentaria, mientras que la segunda puede responder a procesos de disolución-recristalización.

Milonitas y ultra milonitas granito-gnéisicas: Esta denominación incluye un conjunto de tectonitas de composición granítica, con importantes diferencias en lo que respecta a la mineralogía, tamaño de grano e intensidad de la deformación. En función de las similitudes que cada una presenta con las unidades graníticas aledañas se pueden diferenciar tres tipos principales.

- Protomilonitas del granito Cerro de los Perros: afloran en el borde este de la zona de cizalla, principalmente en el sector norte del área de estudio así como inmediatamente al norte, aflorando hasta el contacto con el intrusivo. Presentan continuidad litológica pero no estructural con el granito porfírico a biotita del Cerro de los Perros. Las protomilonitas muestran foliación y distribución subvertical N030°/89° (SE) y el granito aflora isótropo, en una faja de rumbo N060° exclusivamente al este de la zona de cizalla. En ambos casos se observa como característica principal la abundante matriz de biotita que contrasta con los megacristales rosados de ortoclasa, que en el granito alcanzan a 1,5 cm y en la protomilonita los 0,6 cm. No se observan milonitas ni ultramilonitas.
- Milonitas y ultramilonitas del granito del Cerro de Otegui: Corresponden al borde oeste de la zona de cizalla en el área de estudio, no se observan inmediatamente al sur o norte. Las tectonitas corresponden principalmente a milonitas y ultramilonitas de composición granítica con abundancia de muscovita y clorita. Presentan foliación según el plano preferencial N020°/75° (SE). Además de mostrar continuidad con el granito del Cerro de Otegui, es posible reconocer en las milonitas algunos de los caracteres más conspicuos del mismo, como por ejemplo la abundancia de muscovita o el desarrollo de bandas ricas en epidoto, presente en el granito y con notable abundancia en los xenolitos de anfibolita de dimensiones métricas. La intercalación de material granítico entre las cuarzomilonitas se observa en la forma de sigmoides de feldespatos en una matriz cuarzosa.
- Gneis ultramilonítico: aflora principalmente en el borde este de la zona de cizalla, mayoritariamente en el sector sur del área del presente trabajo. Corresponde a ultramilonitas fuertemente foliadas según el plano N020°/70° (SE), sin porfiroclastos ni estructuras tipo S-C. Presenta continuidad litológica con el ortogneis ubicado en el vértice suroeste del presente trabajo.

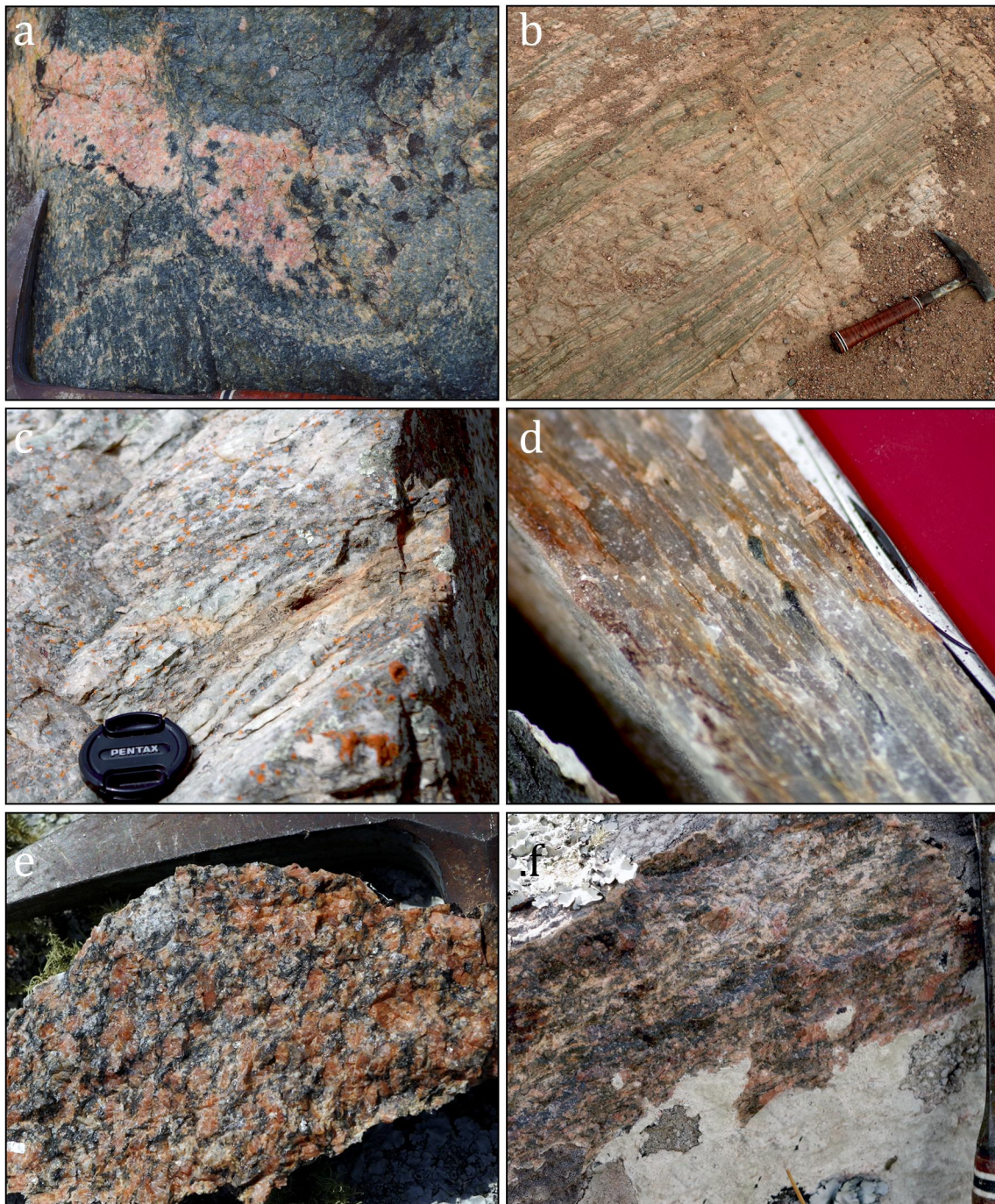


Fig. 15: Litologías de muro (derecha) e interior de la zona de cizalla (izquierda). a y b) migmatitas y migmatitas miloníticas. c y d) cuarcitas y cuarzo-milonitas con fucsita, notar porfiroclastos o budines de epidoto. e y f) Granito del Cerro de los Perros y protomilonita granítica. a, d, f) foliación general N020°/60 (SE). b) afloramiento subhorizontal.

Migmatitas miloníticas: Se desarrollan en bandas rectilíneas que alternan leucosomas cuarzo-feldespáticos y mesosomas biotíticos transpuestos de variable espesor. La foliación sigue la tendencia general N020°/65° (SE) aunque en las bandas más ricas en filosilicatos se observan dos foliaciones superpuestas. Presenta aspecto de ortogneis principalmente en lo que respecta al bandeo composicional. Por ello, se definen en

función de la continuidad con las migmatitas aflorantes al este. Presentan bandeamiento de orientación relativamente aleatoria, de similar composición y en algunos casos foliación en dos planos subparalelos a N335°/58° (NW), con lineación de crenulación 10° al N340. Ocupan el borde oeste de la zona de cizalla en el área de estudio y la totalidad de la misma hacia el norte.

Milonitas de protolito supracortical: Las rocas supracorticales del bloque central se muestran deformadas según la dirección preferencial N020°, en algunos casos corresponde a la foliación general del bloque aunque transpuesta hacia el rumbo de la zona de cizalla.

Se reconocen mármoles, esquistos, metagabros y en casos excepcionales una milonita que sugiere ser una mezcla compleja de las rocas mencionadas anteriormente. Estas últimas, aunque no afloran con espesores cartografiables resultan ser el carácter más conspicuo de las supracorticales en esta zona de cizalla, se constituye por una alternancia de finas bandas de color verde claro y oscuro, marrón y rosado. Conformados por anfíbol, epidoto, cuarzo, carbonatos y micas. Representan el borde este de la zona de cizalla en el sector central del presente estudio.

Caracteres Estructurales

Foliación y lineación: presenta diferentes características de acuerdo al gran número de litologías que se encuentran en la zona de cizalla, las mismas radican en la penetratividad de este elemento de fábrica así como en el índice de repetición, la continuidad de la misma o simplemente su naturaleza. La foliación milonítica, en términos generales no presenta microlitones, ya que las ultramilonitas son predominantes. En las milonitas y protomilonitas graníticas los microlitones se muestran en la forma de porfiroclastos de feldespato u otros minerales como epidoto. En cuanto a la actitud, se observa que esta estructura planar se desarrolla de forma preferencial según la actitud N020°/65° (SE), en dichos planos se identifica - principalmente en las cuarzomilonitas- una lineación mineral 29° al N207°.

El bandeo composicional de las migmatitas se muestra transpuesto en forma de bandas rectilíneas paralelas o subparalelas a la foliación milonítica.

3.2.3. Microescala

Se realizaron secciones petrográficas de las litologías más representativas del área, ultramilonitas graníticas (gneis milonítico) y cuarzomilonitas con fucsita.

1) Cuarzomilonitas con fucsita

Cuarzo >> mica blanca + fucsita > epidoto >> circón > pirita

La abundancia de cuarzo se encuentra entre el 85 y 95% del total de la secciones, definiendo la foliación principal con cristales elongados y bandas de mica blanca (¿fucsita?). Algunas de estas bandas muestran abundancia de cristales de epidoto, en cambio la pirita y el circón se desarrollan de forma independiente a la foliación.

Cuarzo: Se observa en la forma de granos monocristalinos elongados (1 / 0,06 mm) según la foliación general, presenta gran número de inclusiones y en algunos casos muestran desarrollo de pequeños subgranos con bordes aserrados (BLG). Se observa extinción uniforme, ondulante y con desarrollo de *kink bands*, paralelas al largo del grano y por ende a la foliación general, presenta desarrollo parcial de bordes de subgrano entre estas bandas de extinción. Cristales de mayor tamaño, sin formas elongadas son considerados relictos y en estos casos los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y bandas de deformación, así como desarrollo de subgranos elongados según la foliación general.

Los cristales elongados de cuarzo definen una fuerte orientación preferencial de forma (SPO) y además se observa orientación preferencial del retículo cristalino (LPO).

Filosilicatos: Se presentan incoloros a muy levemente coloreados (verde o amarillo) en luz plana. Se presentan en dos tamaños granulométricos diferentes, en que la porción microcristalina (sericita) define en conjunto con el cuarzo la foliación principal (S) así como también otro plano subparalelo (C'). En cambio, los cristales bien desarrollados muestran simetría monoclinica que define estructuras tipo mica-*fish* con sentido preferencial antihorario.

Epidoto: Se observa principalmente en algunas bandas paralelas a la foliación, muestra indicios de deformación rígida, fragmentado y rotado en diferentes tamaños granulométricos que alcanzan 1mm.

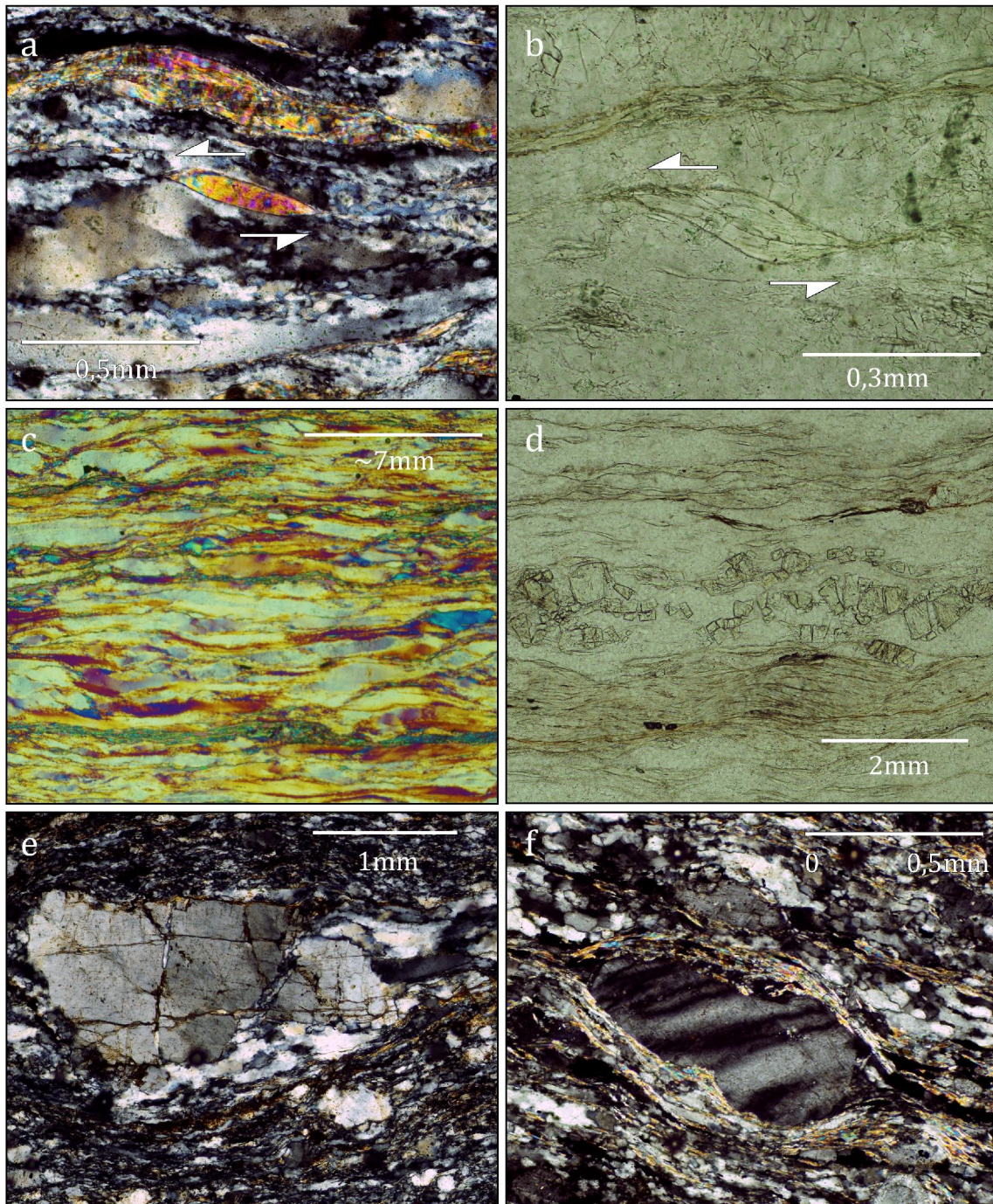


Fig. 16: Microestructuras observadas en milonitas y protomilonitas de la ZCPA. a-d) cuarzo-milonitas con fucsita. e-f) Ortogneises protomiloníticos. a) mica-fish de fucsita y cuarzo recrystalizado por BLG. c) Cristales de cuarzo elongados según foliación general en arreglos S-C', notar fuerte SPO y LPO. Cristales de cuarzo fracturados. d) Cristales de epidoto afectados por cataclasis, no se observa recrystalización. e) granos de feldespato afectados por cataclasis, fracturas rellenas de cuarzo recrystalizado por BLG. f) Relicto de feldespato con extinción ondulante, alteración a sericita. b y d: luz natural. a, c, e y f: nícoles cruzados. c) compensada 1λ .

2) Ortogneises miloníticos

Feldespato alcalino > cuarzo > plagioclasa >> biotita + sericita + clorita > epidoto > opacos > circón

Los ortogneises miloníticos presentan un arreglo de porfiroclastos intensamente fracturados de feldespato alcalino y plagioclasa en una matriz de pequeños cristales elongados de cuarzo, feldespato alterado a sericita y finas bandas de filosilicatos (Chl + Ser + Bt), en ocasiones inconexas.

Feldespato: Los cristales de feldespato presentan tamaños que van de 5mm a la porción microcristalina, en el primer caso muestran extinción ondulante e incluso bandas de deformación. Se observan además texturas de deformación frágil, principalmente microfracturas aunque también arreglos tipo *bookshelf*. Los bordes minerales y fracturas en general se encuentran rellenas por cuarzo con importante desarrollo de subgranos, sericita o ambos.

Cuarzo: Se observa en 3 poblaciones principales de acuerdo al tamaño en que se presentan, entre 1 y 2 mm muestra intenso desarrollo de extinción ondulante y subgranos elongados según la foliación, presentan incipiente orientación preferencial de forma y retículo cristalino. Los cristales menores a 1mm presentan formas elongadas según la foliación general, así como también sucede en subgranos elongados. Muestran fuerte orientación preferencial de forma y retículo cristalino. Una tercera población, de menor abundancia corresponde al cuarzo que rellena algunas fracturas de los cristales de feldespato.

Síntesis

El protolito de las milonitas puede ser definido en este caso, en función de la continuidad que existe entre las milonitas y litologías de muro no deformadas o levemente deformadas. Esto resulta en un criterio relativamente confiable, gracias a ciertos elementos característicos como la presencia de fucsita o los relieves fuertemente positivos, típicos de las cuarcitas y cuarzo-milonitas del área. Además de estas cuarcitas, se observa que la zona de cizalla en el área de estudio incorpora litologías del bloque central, como mármoles y metagabros. Lo mismo sucede con granitoides, como las rocas porfiríticas del cerro de los Perros o el granito leucócrata del cerro de Otegui y también con litologías de basamento, principalmente migmatitas y gneises de la Unidad Campanero.

- Sentido de cizallamiento

La continuidad entre litologías de muro y cizalla, mencionadas anteriormente puede servir de marcador para determinar el sentido de cizallamiento. A priori, se indica como sinistral. Las observaciones en mesoescala así como en las secciones petrográficas orientadas, de forma perpendicular a la foliación milonítica (N020°/60° - SE) y paralelas a la lineación mineral (29° al N207°), permiten determinar la componente horizontal y vertical del movimiento. Los indicadores cinemáticos observados van desde *shear band cleavage* (S-C') y *micafish* en microescala a sistemas porfiroclastos en mesoescala. Los resultados en las 3 escalas de observación son congruentes, se determina sentido antihorario. En función de la foliación y lineación mineral se puede determinar que la zona de cizalla corresponde a un cabalgamiento con componente sinistral de rumbo y vergencia de bajo ángulo hacia el noroeste.

- Condiciones de deformación

Las condiciones de temperatura, ocurridas durante el proceso de cizallamiento pueden ser determinadas en función de los mecanismos de deformación inferidos. Para las cuarzo-milonitas, se infiere a partir de microestructuras cuarzo, epidoto y muscovita (fucsita). Mientras que en las milonitas de protolito gnéisico se realiza a partir de las microestructuras en cuarzo y feldespato.

Las milonitas de protolito gnéisico (suroeste del área) muestran efectos de cataclasis en cristales de plagioclasa, estos a su vez no presentan indicios de recristalización. El feldespato alcalino se observa en ocasiones boudinado, por la acción de fallas distensivas, de forma similar a lo que se observa para el epidoto en las cuarzo-milonitas con fucsita. En dicha sección el cuarzo muestra principalmente efectos de deformación intracristalina, en la forma de extinción ondulante así como indicios de recuperación (bandas de deformación) y recristalización (bordes de subgrano y migración de los mismos por BLG). Se observan granos elongados de cuarzo con extinción uniforme, evidenciando procesos de recuperación.

Se estiman condiciones de deformación de baja temperatura y/o alta tasa de *strain*, el desarrollo de procesos de BLG indica condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes inferior, entre aproximadamente 300 y 400°C. El comportamiento frágil en las fases rígidas (Fk, Pl y Ep) es acorde a dicho rango de temperatura.

3.3. BLOQUE CENTRAL – ROCAS SUPRACORTICALES

Observaciones y resultados en macro- meso- y microescala

Corresponde a un paquete de rocas supracorticales de bajo grado metamórfico, constituido principalmente por mármoles, metapelitas, filitas calcáreas, milonitas cuarzo-feldespáticas, filonitas, metalavas y cuarcitas. Dichas litologías se disponen en fajas con orientación noreste y este-noreste manteniendo buzamientos hacia el sureste.

3.3.1. Macroescala

Presenta trazas de foliación en un arreglo de dos direcciones preferenciales, N020° y N040°. Estas direcciones son coincidentes con las dos zonas de cizallas definidas como límites del bloque. La intersección de estas trazas produce un arreglo asimétrico, similar al observado en estructuras S-C en meso- y microescala.

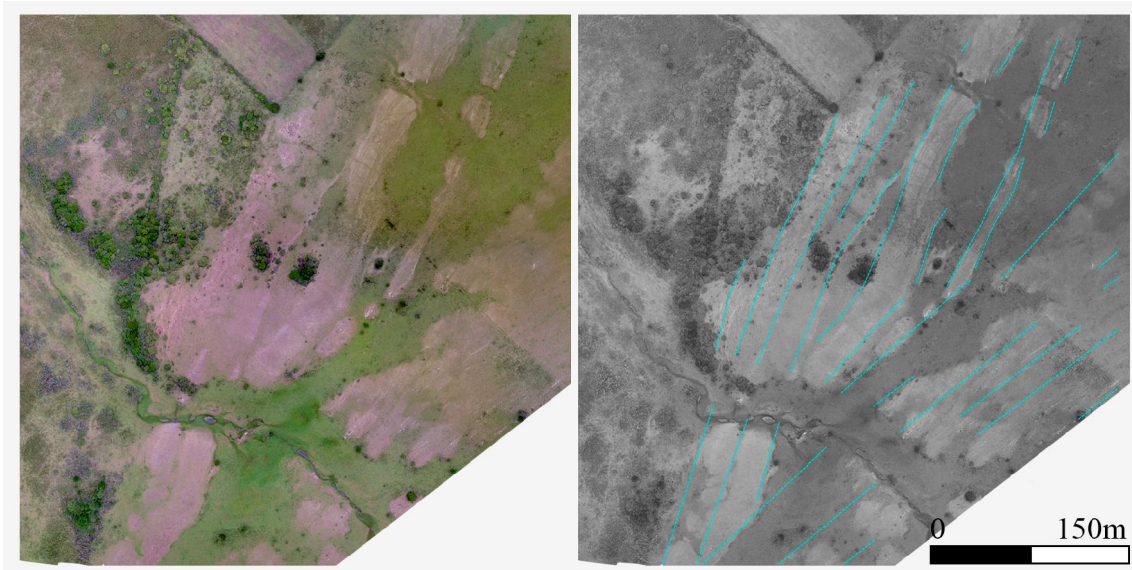


Fig. 17: Trazas de foliación de cuarzomilonitas feldespáticas afectadas por la ZCLP (borde inferior derecho en ambas aerofotografías).

3.3.2. Mesoescala

Geología Descriptiva: Se presentan las diferentes litologías observadas en orden de ocurrencia del noroeste al sureste.

Metagabros: Representan la segunda roca en orden de abundancia para este bloque, cubren por completo el sector centro norte del presente trabajo, sin intercalaciones en

una faja de unos 2500 m de largo y 700 m de espesor. Se puede encontrar tanto en zonas altas, en la forma de pequeñas bochas muy resistentes como muy alterado en los bordes de los cursos de agua, en ambos casos presenta un característico color verde oscuro. Es una roca masiva de grano grueso, aunque con cierta frecuencia se puede observar foliada y de grano fino. En este último caso resulta notoria la abundancia de cuarzo aunque en el resto de los casos aprecia mayoritariamente cristales de anfíbol, epidoto y feldespato, así como ocasionales ocurrencias de pirita.

Mármoles: Representan la litología más extendida aunque una de las menos aflorantes, observándose casi exclusivamente en los bordes de caminos y cursos de agua. Estos últimos, se desarrollan en el sector este casi exclusivamente sobre mármoles o en los contactos con los mismos, siguiendo incluso el rumbo preferencial N045°. Muestran abundantes impurezas que dotan a esta roca de diferentes colores, que van de rojo en el suroeste a grises y blancos en el noreste. Se presentan masivos a fuertemente foliados, observándose dicha foliación generalmente en los contactos con otras litologías o próximos a estos. La foliación se puede describir como un clivaje continuo, muy bien evidenciado en rocas meteorizadas. Es coincidente con bandas de óxidos, minerales de alteración (clorita) y material detrítico, como filosilicatos y cuarzo. Estos últimos se muestran homogéneos en color y textura, presumiblemente recristalizados y en ocasiones formando estructuras tipo sigmoides. Estas bandas presentan espesores variables, desde milimétricas y submilimétricas en el caso descrito anteriormente a decamétricas en algunos lugares concretos, siempre manteniendo el rumbo general de la foliación y de los contactos litológicos.

Filitas-calcareas: La abundancia de material detrítico en los mármoles permite discriminar ciertas fajas en donde los carbonatos representan un constituyente minoritario. Las filitas calcáreas se componen de pequeños granos de cuarzo y feldespato en una matriz de carbonatos (calcita) y filosilicatos (Msc + Ser + Chl). Son rocas fuertemente foliadas según dos planos subparalelos con variable abundancia de cuarzo y feldespato en la forma de porfiroclastos (< 1mm).

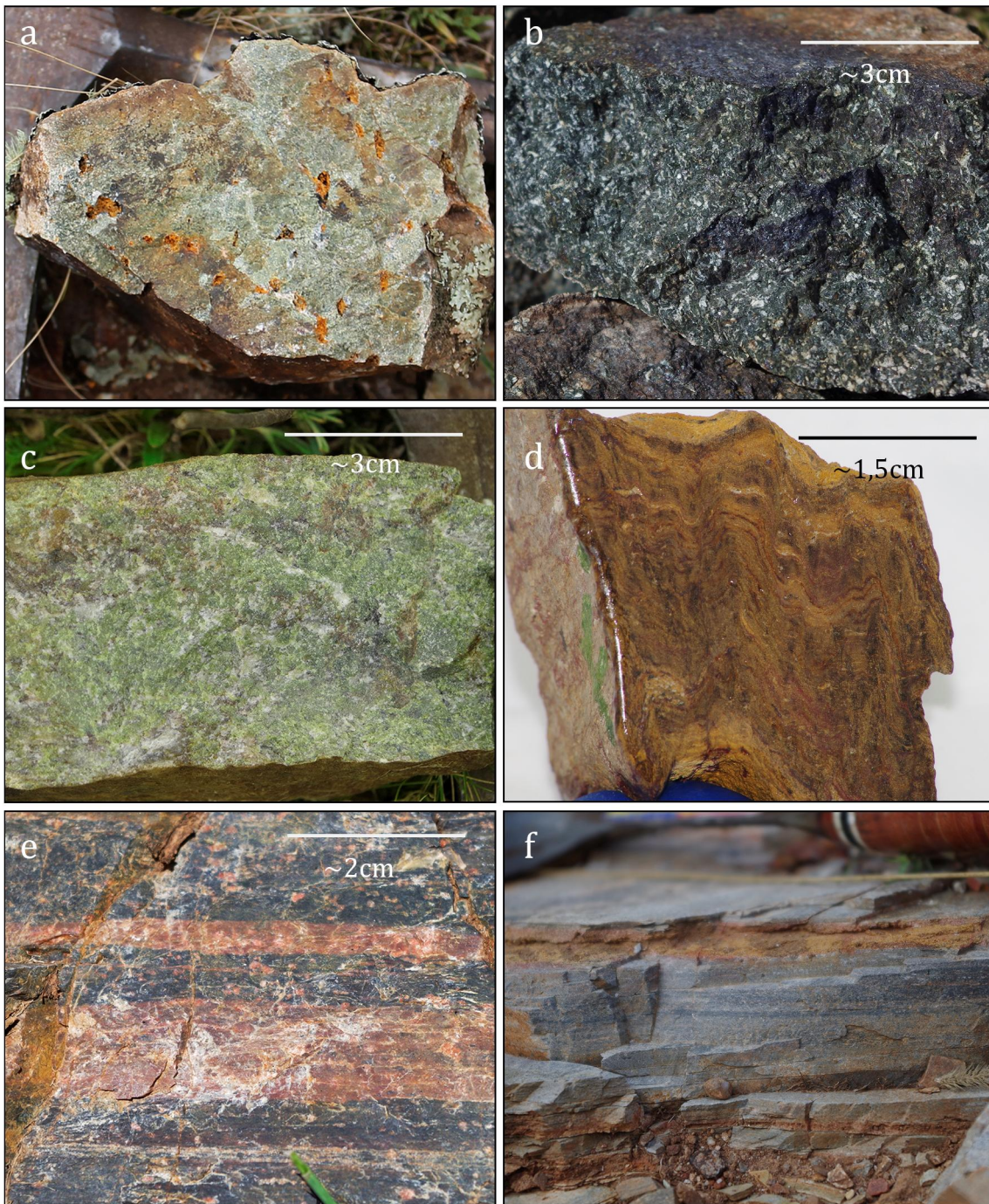


Fig. 18: Litologías del dominio estructural de las supracorticales. a) Meta-lavas con vacuolas. b) Metagabros de grano fino. c) Cuarcitas verdes a epidoto. d) Meta-pelitas con desarrollo de strain-slip cleavage (sección pulida). e) Milonitas cuarzo-feldespáticas. f) ultra-milonitas cuarzo-feldespáticas. e-f cortes sub-horizontales con el sureste hacia la derecha.

Metapelitas: Es una roca escasamente aflorante, dada la baja resistencia a la meteorización resulta difícil encontrar buenas exposiciones. Se constituye principalmente de filosilicatos (Bt + Chl) y en menor medida bandas de cuarzo (meta-arenisca). Presenta en general una foliación composicional sub-horizontal (S_{n-1}) afectada por un clivaje espaciado sub-perpendicular (S_n), dispuesto paralelo a la foliación regional. Desarrolla micropliegues sinusoidales apretados, formando un clivaje de

crenulación o un arreglo tipo *strain-slip cleavage* según Wilson (1982). La foliación S_n sigue la tendencia regional (N040°/65° - SE), presenta lineación mineral de 29° al N200°, mientras que S_{n-1} presenta charnelas 15° al N020°.

Milonitas cuarzo-feldespáticas y filonitas: Se desarrolla en cuatro fajas angostas (70 m como máximo) que atraviesan todo el bloque siguiendo la foliación general, la topografía acompaña dichas fajas en forma de crestas. Bajo esta denominación se incluye un conjunto relativamente amplio de rocas fuertemente foliadas, con una matriz fina a muy fina de variable abundancia en filosilicatos. La foliación corresponde a un clivaje espaciado, con desarrollo en dos planos subparalelos (S-C). Entre estos planos y en mayor o menor medida se presentan porfiroclastos de dimensiones milimétricas a sub-centimétricas, en general constituidos por cuarzo y feldespato. En ciertas secciones se muestran asimétricos, oficiando como buenos indicadores cinemáticos.

Es común la ocurrencia de otro tipo de microlitones, constituidos por bandas leucócratas de cuarzo y feldespato sobre una matriz melanócrata de grano muy fino y fuertemente foliada (Fig.18-e), con mayor abundancia de filosilicatos. Este último tipo litológico es denominado como milonitas cuarzo-feldespáticas. En cambio, los términos con mayor abundancia de filosilicatos y con escasa o nula abundancia de porfiroclastos se denominan filonitas, por lo general constituidas de cuarzo, feldespato, micas y clorita.

Metalavas: Corresponde a rocas de color verde, en general muy alteradas que afloran en 3 fajas discontinuas de rumbo noreste, tanto en el área de estudio como al sur, en las inmediaciones de la cantera de C.Y.C.U.S.A. Presentan un aspecto similar a los metagabros, pudiéndose diferenciar en función del tamaño de grano y presencia de vacuolas.

Cuarcitas: No es una litología frecuente en este bloque, se encuentra supeditada a las milonitas cuarzo-feldespáticas y a las metapelitas, sin alcanzar en general potencias cartografiables (20m). Presenta colores rojos a verdes, con gran abundancia de limonita y epidoto respectivamente. En el caso de las cuarcitas rojas a limonita, muestran textura subafanítica, con fractura concoide e importante porosidad. Dicha característica está determinada por la frecuencia de drusas, con paredes de cuarzo y limonita. Las cuarcitas verdes a epidoto son de grano grueso, posiblemente meta-areniscas, afloran en la zona centro de este trabajo, asociadas a esquistos y filonitas, sin embargo no muestran indicios de foliación.

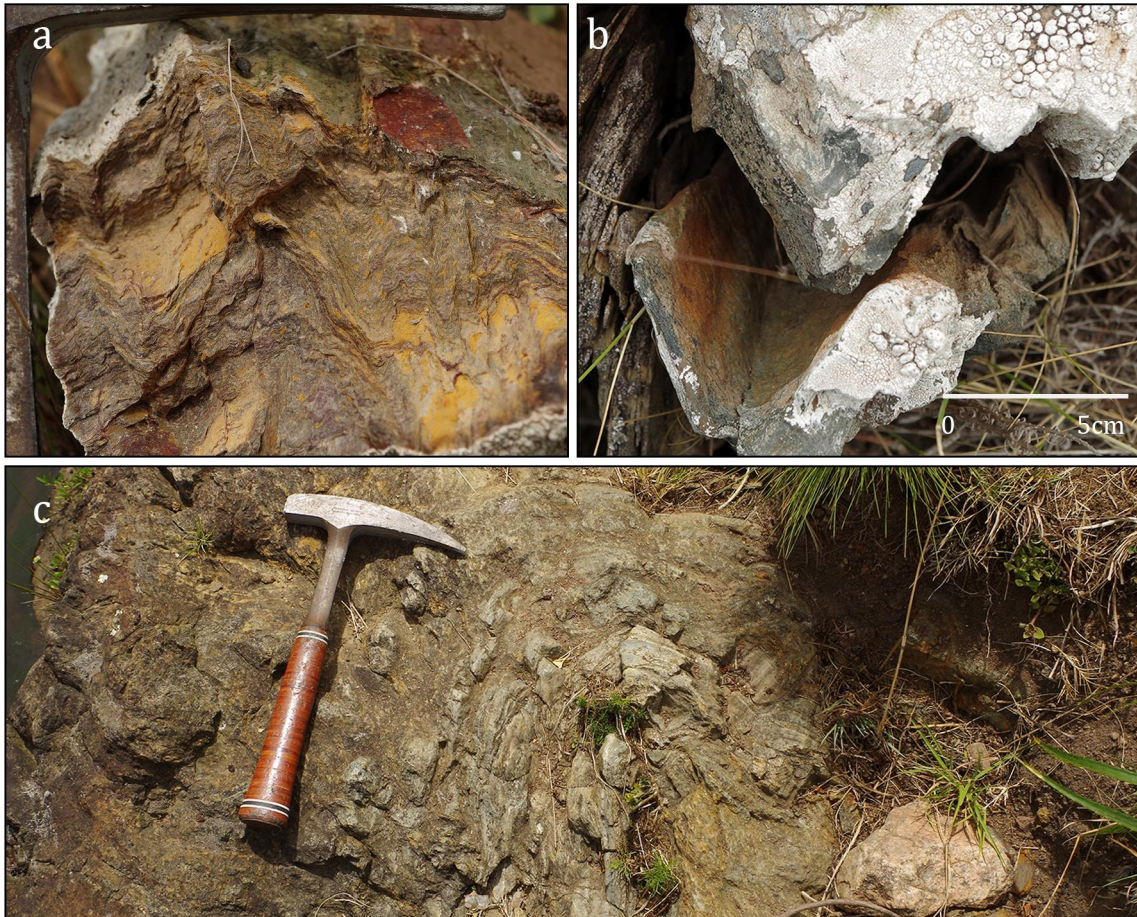


Fig. 19: Pliegues en rocas supracorticales. a) Metapelita con clivaje y plegamiento de crenulación. b) pliegues Chevron en metapelitas. c) Pliegues paralelos en meta-lavas. a y b) fotografías hacia el noreste y suroeste respectivamente. c) cortes sub-horizontales.

Caracteres Estructurales

Foliación y lineación: Con excepción de algunas litologías de grano grueso como los meta-gabros aflorantes al norte o algunas cuarcitas a epidoto, todas las rocas de este dominio muestran como foliación un clivaje espaciado de rumbo preferencial noreste y buzamientos sureste. Otro denominador común en la foliación es que la misma resulta en general paralela a los contactos litológicos. La ocurrencia de microlitones así como la repetición del clivaje varían de litología en litología, incluso se puede observar un incremento de la deformación hacia los bordes o contactos litológicos.

En cuanto a la naturaleza de esta estructura planar, se entiende como foliación milonítica, en base a los siguientes elementos:

- No se observa esta foliación en rocas de grano grueso.
- Se presenta en la gran mayoría de los casos en dos planos subparalelos (S-C).

- El espacio entre los mismos es ocupado por porfiroclastos que forman sigmoides, estructuras del tipo *core and mantle* y boudinages.
- El rumbo general es siempre paralelo o subparalelo a los bordes del cuerpo (planos “c”)

Además de la foliación, es posible observar en mayor o menor medida una o varias lineaciones de diferente índole. La lineación mineral responde a orientación preferencial de porfiroclastos y/o sombras de presión en los mismos así como también bandas de filosilicatos, estas son observadas preferentemente en milonitas y filonitas respectivamente. En otros casos es posible identificar una lineación definida por la intersección de diferentes planos de foliación, por ejemplo S-C o plano axial vs S_0 . La actitud preferencial de las diferentes foliaciones y lineaciones minerales así como otros caracteres estructurales es resumida en la fig. 21.

Pliegues: Se observan pliegues exclusivamente en metapelitas y metalavas, estos van de escala métrica a centimétrica y muestran importantes diferencias en su geometría. Las capas plegadas corresponden a una foliación primaria (S_{n-1}) estratiforme o paralela a S_0 , en la que pueden observarse finas capas de arenisca en una matriz pelítica o simplemente cambios en textura, coloración o grado de alteración. Se hallan pliegues en tres unidades, en cada una de ellas se observan caracteres relativamente uniformes en lo que respecta a escala, geometría y orientación.

- Los pliegues de escala métrica a decimétrica pueden clasificarse según los criterios de Ramsay (1967) en paralelos y similares (Clases 1b y 2 respectivamente), muestran ejes de plegamiento buzando preferencialmente 60° al noreste (N80) (observados en metalavas).
- Los pliegues decimétricos a centimétricos no pueden clasificarse bajo el mismo criterio, son pliegues angulares con arreglo en *chevron* y desarrollo de *kink bands*, muestran ejes de plegamiento con buzamiento preferencial de 70° al suroeste (N220°) (observados en metapelitas).
- Los pliegues centimétricos a milimétricos son pliegues por crenulación, con rumbo preferencial de las trazas de intersección noreste (N040°). De forma aislada se observan pliegues isoclinales, de intrafolia o ptygmáticos en mármoles y metalavas, se detallan a continuación como indicadores cinemáticos.

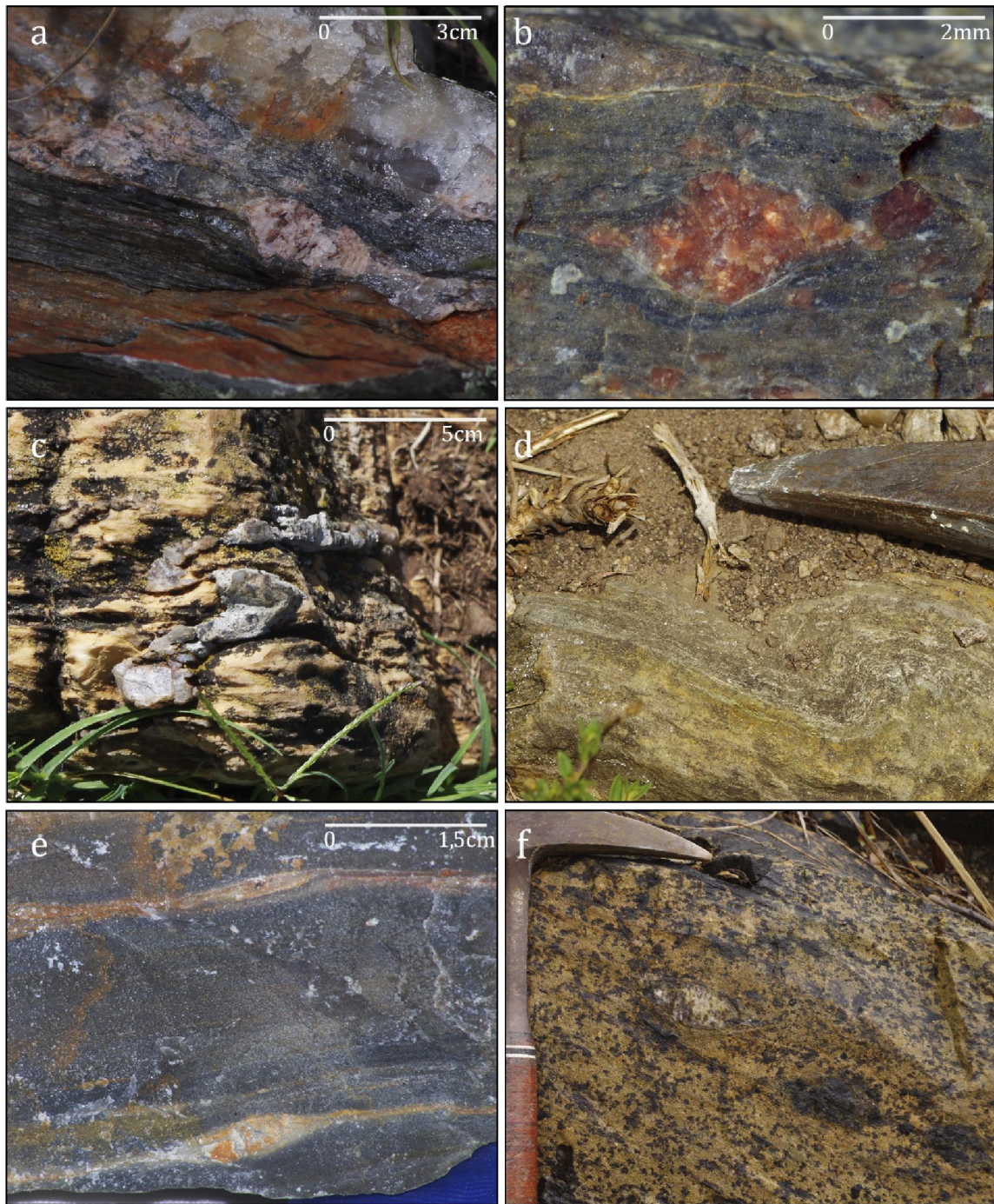


Fig. 20: Indicadores cinemáticos. a) Sigmoides cuarzo-feldespáticos en matriz de cuarzo y filosilicatos. b) Sigmoides de cuarzo en milonita. c) Mármoles con venas de cuarzo plegadas en arreglo "ptygmatic". d) Pliegue de intrafolia en metalavas. e) sigmoides de calcita en mármoles. f) boudinage de cuarzo en mármoles, los boudiens se comportan como porfiroclastos a, b, c, d, f) Sentido antihorario. e) sentido horario.

Indicadores cinemáticos

Se reconocen estructuras asimétricas de diferente tipo y grado de confiabilidad, como porfiroclastos (sigma), porfiroblastos (sigmoides), *shear band cleavage*, pliegues de intrafolia o *ptygmatic*. Se toman en cuenta solamente las estructuras observadas en secciones perpendiculares a la foliación milonítica y paralelas a la lineación mineral.

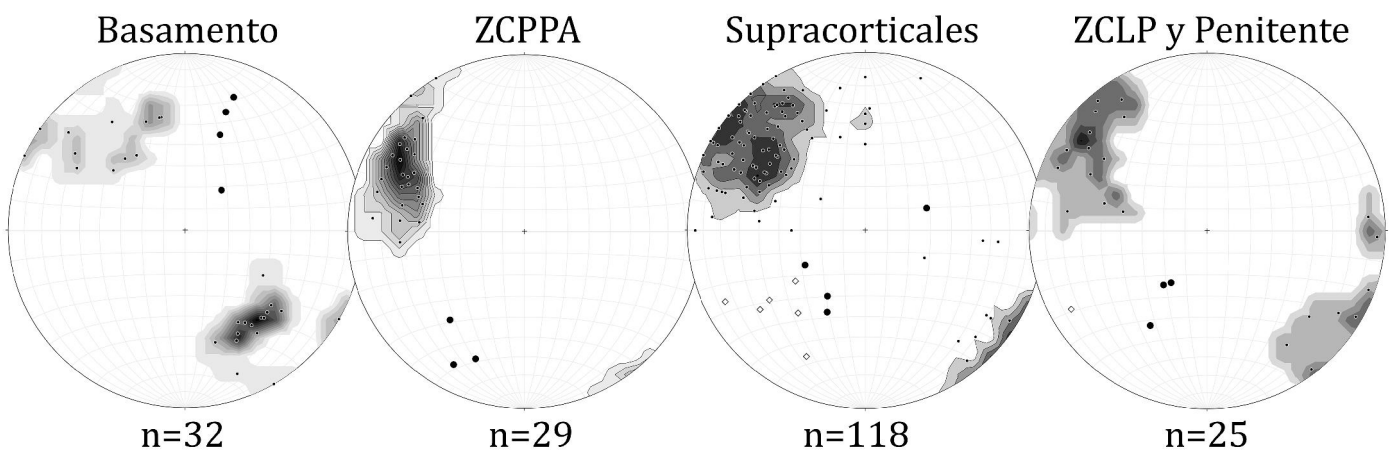
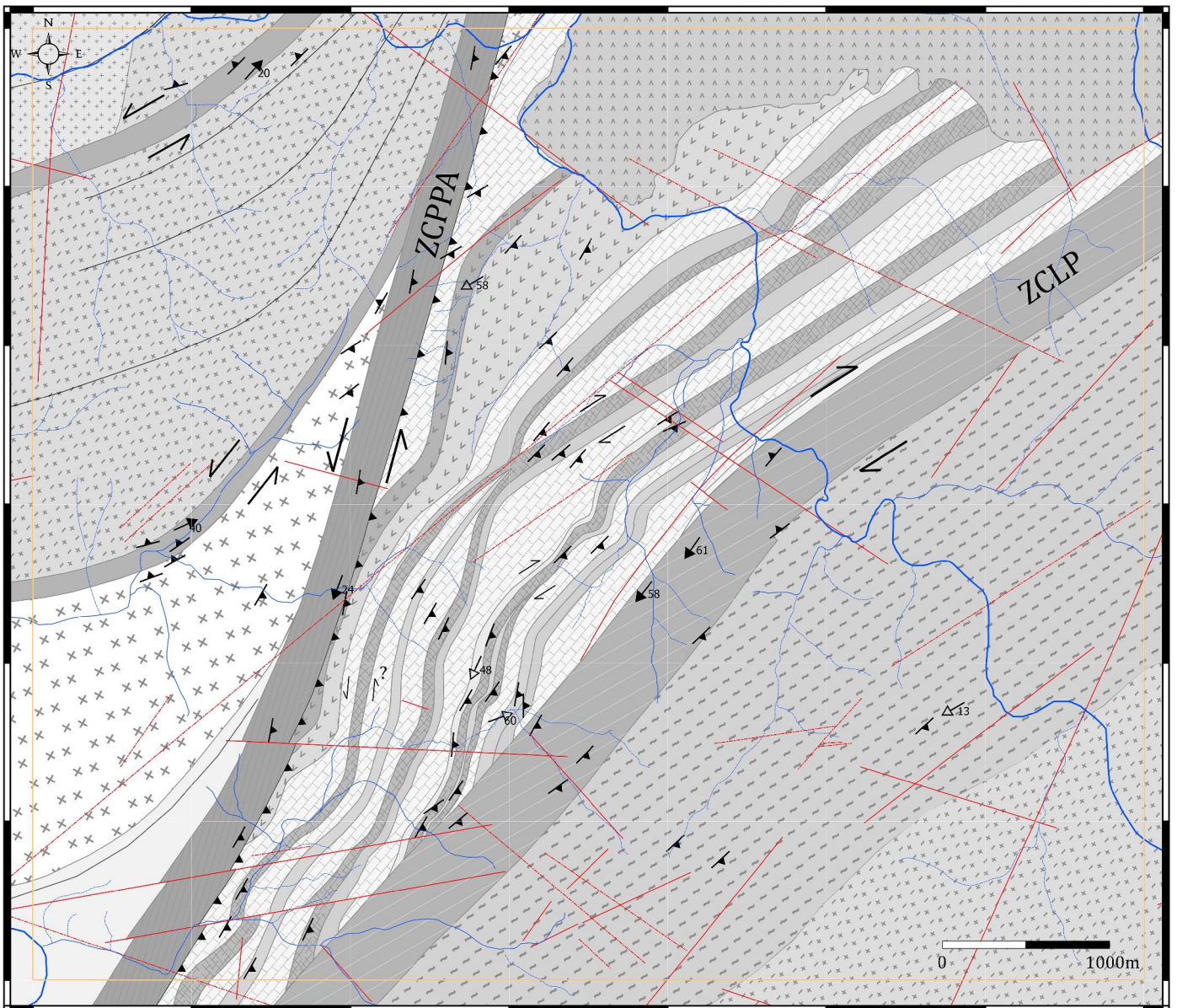


Fig.21: Mapa estructural del área de estudio. ZCPPA: Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar, ZCLP: Zona de Cizalla la Posada. Flechas sólidas: lineación de acortamiento. Flechas Blancas: ejes de pliegues. Estereogramas de Schmidt para polos de la foliación, hemisferio inferior, contornos 1, 3, 5. 62 de las 204 medidas de foliación corresponden a las presentadas en Pena et al., 1984.

3.3.3. Micro-Escala

a) Milonitas y Filonitas

Aunque presentan importantes similitudes en cuanto a la textura y composición mineralógica, se definen dos extremos entre las muestras analizadas, que corresponden a filonitas y milonitas. Dicha clasificación es realizada en función de la proporción de filosilicatos (sericita) que deriva en diferentes texturas y distribuciones granulométricas así como en la abundancia de porfiroclastos. A continuación se describen los términos extremos, mientras que las estructuras son presentadas en conjunto.

- Filonitas

Cuarzo > sericita + muscovita + clorita > feldespato alcalino >> plagioclasa > turmalina > circón > biotita.

Se constituye de grandes porfiroclastos (3mm) fuertemente alterados de feldespato potásico (ortoclasa), *ribbons* y sigmoides de cuarzo con arreglo de subgranos en una matriz de sericita, muscovita y pequeños cristales de cuarzo y feldespato. Ocasionalmente se observan granos muy alterados de microclina y de plagioclasa, cristales de turmalina dispuestos de forma paralela a la foliación y en ocasiones boudinados. El circón se encuentra ampliamente distribuido en cristales subhédricos, aunque se registran bandas notablemente enriquecidas en este mineral. Apatito y epidoto se desarrollan en pequeños granos y agregados en cada una de las secciones. Los minerales opacos corresponden probablemente a piritita e illmenita.

- Milonitas cuarzo-feldespáticas

Cuarzo > feldespato alcalino >> sericita + muscovita + clorita > plagioclasa > circón > epidoto.

Las milonitas muestran mayor tamaño de grano pero menor diferencia entre los porfiroclastos y los constituyentes de la matriz, compuesta principalmente por cuarzo y feldespato y en menor medida filosilicatos. La menor abundancia de muscovita y sericita implica un menor desarrollo de estructuras tipo S-C y S-C', pero redundan en una estructura más fácil de identificar. Las milonitas y filonitas fueron clasificadas en base a la textura que resulta de las diferentes proporciones de filosilicatos, pero a grandes rasgos presentan importantes similitudes composicionales. Un caso excepcional refiere a una

muestra de milonita compuesta principalmente por feldespato y en menor medida cuarzo, desarrollando además de la foliación bandas ricas en cada uno de dichos minerales, en este caso la sericita se observa como accesorio.

Microestructuras en milonitas y filonitas:

La foliación está definida tanto por la orientación preferencial de los filosilicatos así como por la orientación preferencial de forma (SPO) y retículo cristalino (LPO) para los de los granos elongados de cuarzo y las bandas microcristalinas de cuarzo y feldespato. La foliación general se ve desviada y/o espaciada por la existencia de microlitones (foliación anastomosada) que corresponden a los porfiroclastos y sigmoides, definiendo así una típica textura milonítica.

Cuarzo: Es el constituyente principal tanto de las filonitas como las milonitas, se muestra en varias poblaciones diferentes; como granos elongados monocristalinos con extinción ondulante, como cristales de gran tamaño con desarrollo de subgranos, como agregados policristalinos y como constituyente de la matriz microcristalina. Las principales características se resumen a continuación.

- Sigmoides y *mineral fish*: los granos y agregados policristalinos de cuarzo se disponen en formas elongadas, según la dirección de foliación, definiendo en ocasiones arreglos de tipo sigmoide, la geometría de los mismos se presenta de forma regular con asimetrías que permiten definir sentido de movimiento horario.
- Arreglo de subgranos: los granos de mayor tamaño (4mm) se muestran homogéneos en luz plano paralela pero con bordes aserrados de bajo ángulo en luz polarizada y analizada. Observándose varias configuraciones principales, que pueden observarse combinadas tanto en cada lámina como incluso combinadas dentro del mismo cristal.
- Cristales elongados según la foliación general con subgranos de extinción relativamente uniforme, que presentan orientación preferencial de forma (SPO) en la dirección de la foliación. Muchos de esos subgranos -principalmente los de menor tamaño- no comparten la orientación preferencial del retículo cristalino de los subgranos vecinos. Esta configuración es compatible con la descrita por Passchier & Trouw (2005) para la recristalización dinámica producida por SGR.
- Granos monocristalinos divididos en escasos subgranos de gran tamaño, estos presentan defectos del retículo cristalino evidenciados por estructuras *lamellae*,

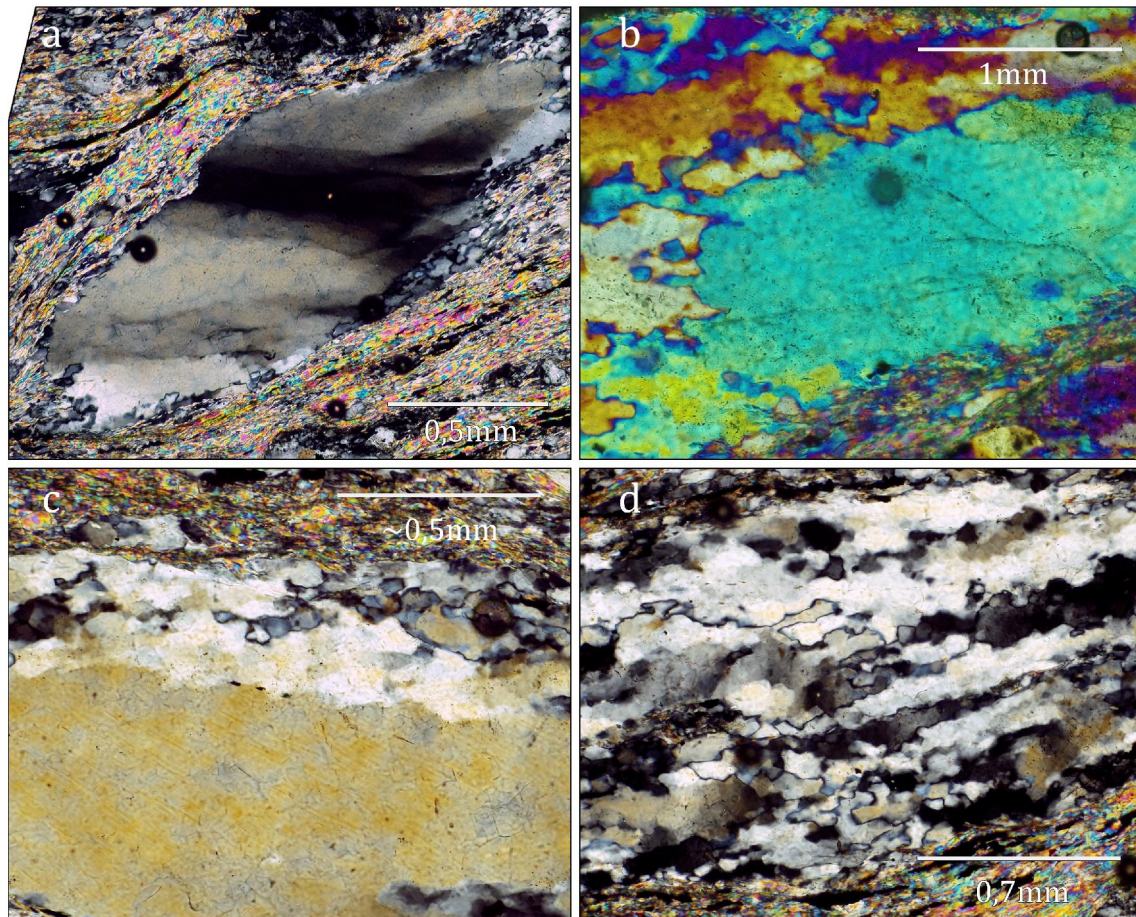


Fig. 22: Principales microestructuras desarrolladas en cuarzo. a) porfiroclasto de cuarzo con extinción en bandas y desarrollo de subgranos hacia los bordes. b) Relicto de cuarzo con inclusiones fluidas, muestra continuidad en la orientación del retículo con nuevos subgranos sin inclusiones (color celeste), el caso contrario se da entre el relicto y los pequeños subgranos de color azul y anaranjado. Procesos de BLG y SGR. c) Textura lamellae en relicto de cuarzo, desarrollo de subgranos por recristalización dinámica (BLG). d) detalle de pequeños subgranos desarrollados principalmente por BLG e incipiente SGR, los bordes lobados descartan recristalización estática. Luz polarizada y analizada en todas las fotografías, b) compensada 1λ .

extinción ondulante, *kink bands*, trazas de inclusiones y de forma excepcional texturas de corrosión, correspondiendo a relictos de cuarzo no recristalizado. No presentan orientación preferencial de forma ni de retículo cristalino.

- Cuando ambas configuraciones se combinan, se observa que los relictos muestran continuidad en la orientación del retículo con granos “limpios”, sin defectos cristalinos. Este comportamiento es evidencia de procesos de recristalización dinámica del tipo BLG.
- En las milonitas cuarzo-feldespáticas pueden observarse algunos granos de cuarzo monocristalinos, sin desarrollo de subgranos y elongados según la foliación general. Presentan extinción relativamente uniforme y una superficie “limpia” sin inclusiones ni textura de deformación *lamellae*.

Feldespatos alcalinos y plagioclasa: Se observan granos de plagioclasa en forma excepcional, los feldespatos corresponden en su gran mayoría a feldespato alcalino y dentro de este a ortoclasa, aunque se observan granos muy alterados con vestigios de macla según la regla de la microclina. La alteración sericita + cuarzo está presente alrededor de todos los granos y en ocasiones dentro de estos, tanto en los bordes de fracturas (foto) como en la forma de inclusiones o aprovechando los planos definidos por las mismas. El gran número de inclusiones define en el feldespato texturas del tipo poiquilíticas y la alteración que aprovecha dichas inclusiones, en casos extremos texturas esqueléticas.

El tamaño de los granos de feldespato va desde los 3mm a la porción microcristalina, en ocasiones se observa que el tamaño intermedio de grano corresponde a fragmentos de granos mayores (fig.23a). Los sistemas porfiroclastos y *core and mantle* responden al siguiente arreglo:

- Los granos de feldespato se observan en su gran mayoría como sistemas de porfiroclastos, con anillos de reacción y sombras de presión. Componiéndose respectivamente de sericita y agregados microcristalinos de cuarzo o material vítreo, opacos e insolubles.
- La forma de los porfiroclastos responde al carácter subedral de los feldespatos así como al régimen de deformación. En el caso de las filonitas se observan granos tabulares cortos, orientados de forma subparalela a la foliación milonítica con mantos o sombras asimétricas que definen un arreglo tipo sigma. Las milonitas en cambio, definen para los porfiroclastos de mayor tamaño arreglos del tipo *naked*, desarrollando de forma excepcional *mineral fish*.
- Algunos granos de feldespato presentan microfracturas y microfallas, estas sintéticas al movimiento muestran un arreglo de *bookshelf* o dominó. Incluso algunos fragmentos desplazados posibilitan realizar reconstrucciones, obteniendo información de las diferentes posiciones en los estadios inicial y final de la deformación progresiva.
- Algunos granos de plagioclasa presentan maclas mecánicas acuñadas, ubicadas de forma preferencial hacia los bordes de grano y desarrolladas de forma perpendicular a estos (crecimiento no ígneo).

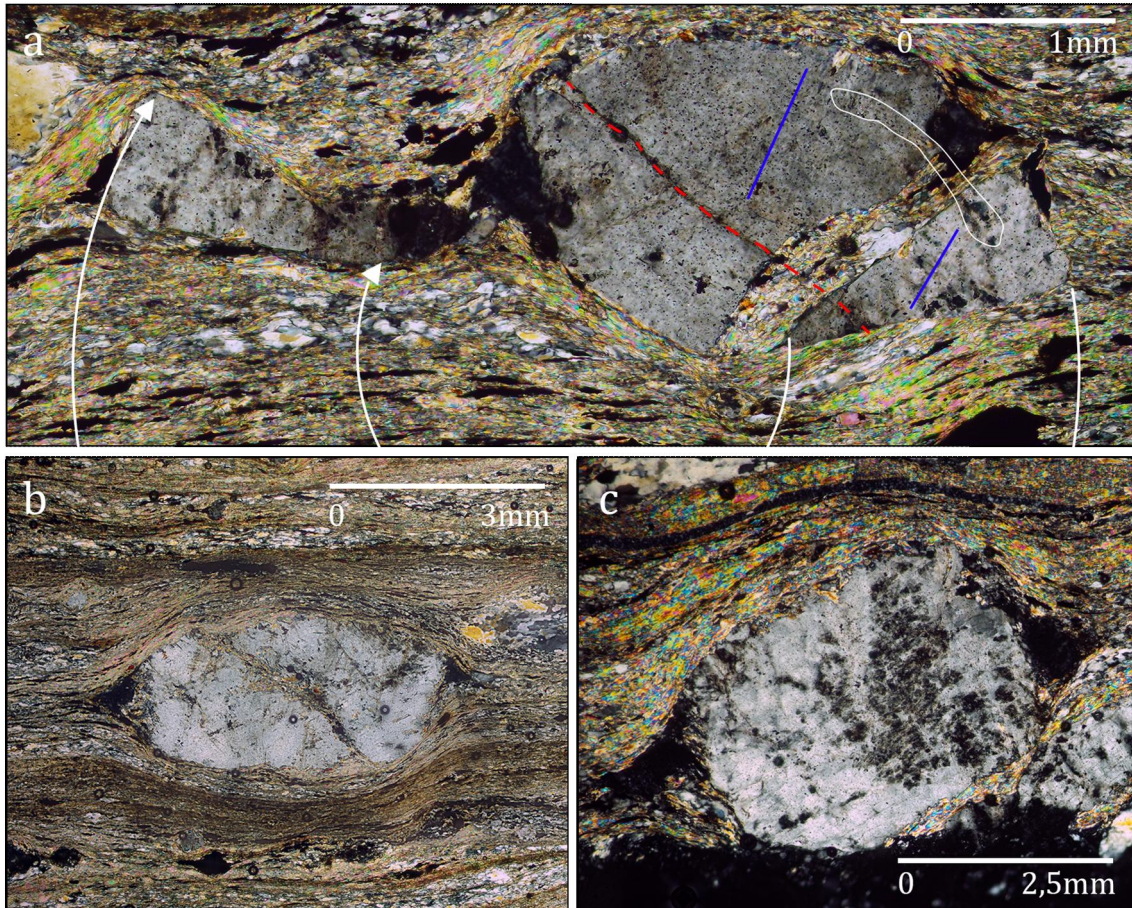


Fig. 23: Principales estructuras observadas en feldespato alcalino. a) Reconstrucción de porfiroclasto de ortoclasa a partir de dos de sus fragmentos, notar las trazas de inclusiones (polígono blanco), textura lamellae (líneas azules) y microfractura (línea roja) utilizados como marcador. b) Porfiroclasto de feldespato con fallas sintéticas al movimiento principal, notar en “b” la abundancia de sericita en la fractura. c) Porfiroclasto de feldespato alcalino, indicando mediante stair stepping un sentido horario. Todas las fotos corresponden a filonitas, sentido horario y luz polarizada analizada.

- **Filosilicatos:** en conjunto con agregados microcristalinos de cuarzo, feldespato y opacos definen la matriz y la foliación milonítica. Se encuentran constituidos casi de forma absoluta por sericita y clorita, con escasos cristales mejor desarrollados de muscovita y algún cristal excepcional de biotita. En ciertas bandas el enriquecimiento en filosilicatos es tal que se observa como el único constituyente de la matriz, desarrollando estructuras de tipo S-C’.

Accesorios: Se constituyen en orden de abundancia por turmalina, circón y apatito. Estando este último distribuido uniformemente en las secciones, mientras que la turmalina y circón aparecen de forma preferente en ciertas bandas paralelas a la foliación. Los caracteres más conspicuos refieren a la disposición de la turmalina en forma paralela a los Planos “S” y “C”, en ocasiones boudinada e incluso en la forma de *mineral fish*.

Los sistemas de porfiroclastos, sigmoides, *mineral fish* muestran rotación preferencial en sentido horario, en el caso de las estructuras tipo *bookshelf* desarrollan en su gran mayoría fallas sintéticas a dicho movimiento. En las secciones que se observa foliación tipo S-C' las bandas C' cortan de forma oblicua con un ángulo aproximado de 35° respecto al borde la cizalla, desde arriba a la izquierda hacia abajo a la derecha, en un arreglo dextral que resulta sintético al movimiento principal.

b) Mármoles

Existe en el área del presente trabajo una importante variedad de mármoles, los mismos se pueden diferenciar por el tipo y cantidad de impurezas (expresadas principalmente en el color) la abundancia de minerales silicatados y la deformación que registran. Se realizaron dos secciones petrográficas orientadas de las muestras más representativas, mármoles blancos bandeados y mármoles rojos a hematita.

La calcita representa el principal constituyente, estimándose tenores cercanos al 90%. La fracción restante se encuentra compuesta en orden de abundancia por moscovita, cuarzo y biotita (Cal >> Msc > Qtz > Bt). Muestra una textura granolepidoblástica, caracterizada por la orientación (incipiente) de cristales de muscovita en una matriz poligonal de calcita. Presenta además un bandeo composicional caracterizado por mayor y menor abundancia de cuarzo y filosilicatos, estas bandas se encuentran dislocadas por una microfalla suturada.

Calcita: Es el constituyente principal en cada una de las poblaciones granulométricas en que se presenta, tanto en cristales de 1mm a la matriz microcristalina de toda la sección. Los granos minerales se muestran turbios, con maclas curvas y muy alteradas. No se observa orientación preferencial del retículo cristalino. La gran mayoría de los cristales de calcita desarrollan maclas, las mismas se observan de forma preferencial como cintas de 10 a 15 micras de ancho, rectas a ligeramente curvas. Los bordes muestran en ocasiones pequeños golfos que incluso llegan a dotar a las maclas con un aspecto lentiforme, es corriente observar maclas cinteadas. De forma excepcional y en cristales no alterados se observan maclas finas y rectas con aspecto de clivaje. De acuerdo a lo observado y a los criterios propuestos por Passchier & Trouw (2005) se clasifican las maclas observadas principalmente como tipo II (*Tabular Thick Twins*), en menor medida tipo I (*Narrow straight twins*). El desarrollo excepcional de maclas curvas, cinteadas y con desarrollo de golfos corresponde a los tipos III y IV.

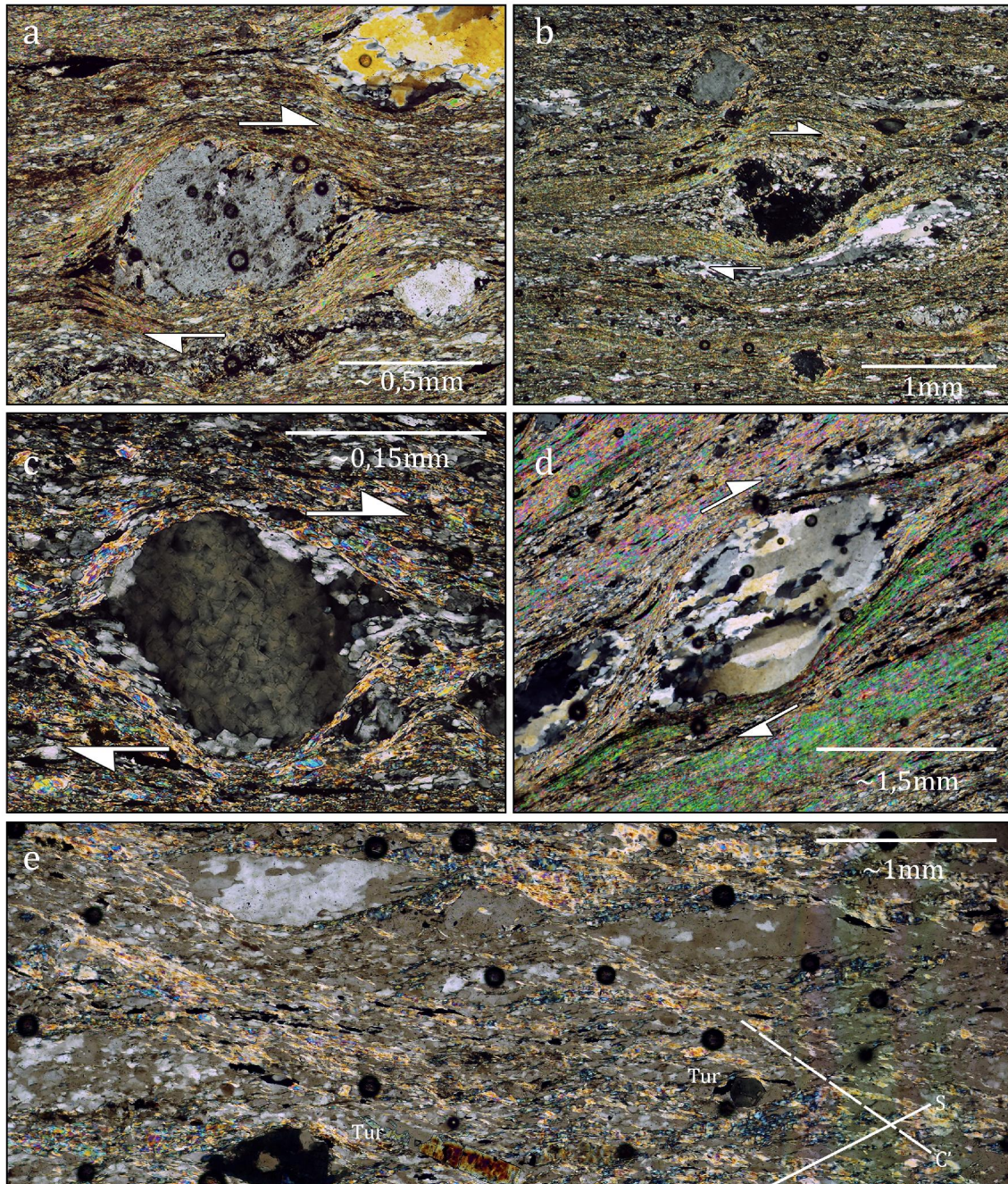


Fig. 24: Indicadores cinemáticos. a) Porfiroclasto de ortoclasa del tipo “core and mantle” con desarrollo de “reaction rims” y “strain shadows”. Notar sigmoides de cuarzo y opacos en la misma fotomicrografía. b) Sigmoide polimineral de cuarzo y feldespato. c) Porfiroclasto de cuarzo en milonita, con arreglo tipo delta y “quarter”, notar la diferencia en la extinción del relicto central y los subgranos. d) sigmoide de cuarzo con desarrollo de subgranos elongados y bordes aserrados. e) textura S-C', notar el cristal tabular de turmalina acompañando las bandas C', así como la sección basal y el arreglo “turmalina fish”(extinto) de este mineral en la parte inferior de la fotomicrografía. a-d) sentido horario de rotación. e) bandas C' sintéticas al movimiento principal (dextral). Luz polarizada y analizada en todos los casos (en “e” los nicoles se encuentran a 75°).

En los granos menos alterados, con maclas tipo I y pocos defectos cristalinos, se encuentran estructuras del tipo *pinning*, caracterizadas por cristales de muscovita

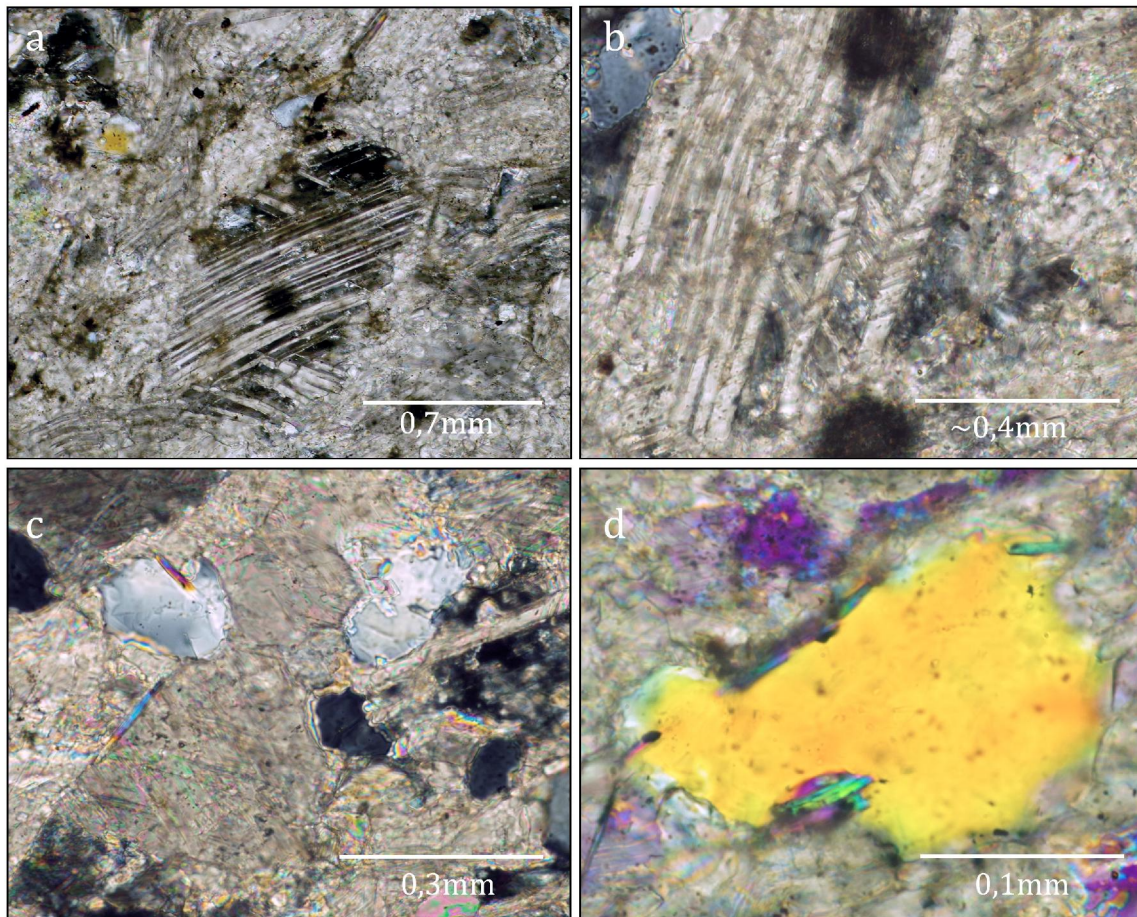


Fig.25; Microestructuras en mármoles. a) Diferentes tipos de maclas en calcita, maclas medias y curvas, maclas gruesas con golfos, maclas medias “combadas” y maclas gruesas con sutil aspecto lentiforme. b) Maclas gruesas cinteadas. c) Maclas finas (tipo I) en calcita, pinning microstructure de muscovita en calcita y en cuarzo. d) Estructura de tipo pinning y window en cristal de cuarzo con extinción uniforme. Luz polarizada y analizada en todos los casos. la fotomicrografía “d” esta compensada 1λ .

oficiando de borde o límite de un grano de calcita. Estas estructuras así como los estilolitos hacen evidente los procesos de presión-disolución.

Cuarzo: se observa en un tamaño granulométrico relativamente uniforme (0,5 a 1mm), de forma aislada entre cristales de calcita y muscovita. Esta última se observa alrededor de la gran mayoría de los cristales de cuarzo, desarrollando estructuras del tipo *Pinning* y *Windows* en que el grano de cuarzo utiliza un cristal de muscovita como borde de grano o límite y en el segundo caso avanza entre dos cristales de muscovita. Los granos de cuarzo muestran de forma preferente extinción uniforme, no observándose otras estructuras que evidencian deformación del retículo cristalino como *lamellae*, *kinks bands*, *chessboards*, etc.

c) Metagabros

Anfibol (actinolita) > cuarzo > feldespato alcalino > biotita > plagiocasa > epidoto + clorita + titanita y opacos.

Los metagabros presentan un arreglo de grandes cristales de euedrales y subedrales de anfíbol (presumiblemente actinolita) que alcanzan los 3mm de tamaño. Entre estos cristales se desarrolla una matriz con notable abundancia de cuarzo, que además presenta en orden de abundancia cristales de feldespato, plagioclasa y agregados de epidoto, biotita y clorita.

Síntesis

En base a las observaciones en meso- y micro- escala se asigna este paquete de supracorticales a la Fm. Fuente del Puma del Grupo Lavalleya (Neoproterozoico) del Cinturón Dom Feliciano. Se identifican protolitos sedimentarios, tanto detríticos como carbonáticos, rocas volcánicas ácidas y básicas así como también rocas hipoabisales básicas.

- Protolitos sedimentarios

Las mármoles constituyen el protolito más ampliamente distribuido, presenta alternancias de pelitas que alcanzan escalas métricas y que se observan en la forma de finas bandas de muscovita + biotita + cuarzo en las secciones petrográficas.

Psamitas y Grauwackes son interpretadas como los principales protolitos de las milonitas cuarzo-feldespáticas y filonitas respectivamente. La abundancia de cuarzo y feldespato sumado a los relictos de granos mono- y poliminerales que alcanzan los 2,5 mm (sábulo) puede referir a areniscas de tipo arcosa o subarcosa, así como términos más maduros caracterizados por una notable abundancia en circón. Las metagrauwackes y metapelitas (filonitas) muestran una matriz constituida mayoritariamente de sericita (secundaria), con relictos de detritos de cuarzo y feldespato en la forma de porfiroclastos que presentan poca abundancia.

En rocas menos deformadas se puede identificar una foliación S_{n-1} de rumbo (N165°/15° SW) subperpendicular a la foliación regional.

- Protolitos volcánicos

Se identifican rocas volcánicas básicas y ácidas, Las metavulcanitas básicas se presentan masivas a vacuolares o amigdaloides. En el caso de las vulcanitas ácidas, se infieren composiciones riolíticas a dacíticas para los protolitos de las milonitas y filonitas, en función de la abundancia de feldespatos alcalinos y cuarzo. Este último presenta con regularidad texturas de corrosión como golfos, típicos de origen volcánicos.

- Protolitos Hipabisales básicos

Los metagabros representarían diques básicos que intruirían el paquete de supracorticales. La intrusión ocurriría con anterioridad a los eventos deformacionales reconocidos, ya que los metagabros comparten en general los efectos de la deformación con el resto de las rocas de este paquete de supracorticales.

- Deformación

Se identifica una foliación con tendencia regional de rumbo noreste y buzamiento sureste, esta a su vez se desarrolla en micro- meso- y macroescala en dos planos subparalelos siguiendo dos direcciones preferenciales que corresponden a las Zonas de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar y La Posada (N020° y N040° respectivamente).

- Compartimentación de la deformación

Siguiendo esta tendencia en dos direcciones preferenciales, se observa el desarrollo de zonas de cizalla angostas, con formas anastomosadas que separan dominios de baja intensidad de la deformación, éstos a su vez conservan estructuras primarias (foliación primaria S_n) así como bloques no foliados. En las zonas de cizalla se observa el predominio de la deformación no-coaxial, con importante desarrollo de estructuras asimétricas. En cambio, los dominios de baja intensidad de la deformación experimentan el predominio del acortamiento, en que la foliación S_n definida por la orientación de cristales de filosilicatos y bandas alternas de cuarzo y material pelítico se encuentra plegada con ejes de orientación noreste. El desarrollo de estilolitos paralelos a la foliación general en mármoles sugiere un régimen de esfuerzos compresional con direcciones noroeste-sureste.

- Condiciones de deformación

En base a los mecanismos de deformación identificados se establecen para las rocas de este bloque condiciones de transición friccional-viscosa (Schmid & Handy, 1991) de baja temperatura y/o alta tasa de strain. El comportamiento friccional es inferido a partir de la observación de cristales fracturados y fallados de feldespato, mientras que el comportamiento viscoso se evidencia a partir de los efectos de mecanismos de deformación *crystal plastic*, principalmente en cuarzo (*lamellae*, extinción ondulosa, subgranos, etc). En el caso de los mármoles, estos muestran además los efectos de mecanismos de presión y disolución (estilolitos, *pinning microstructures*).

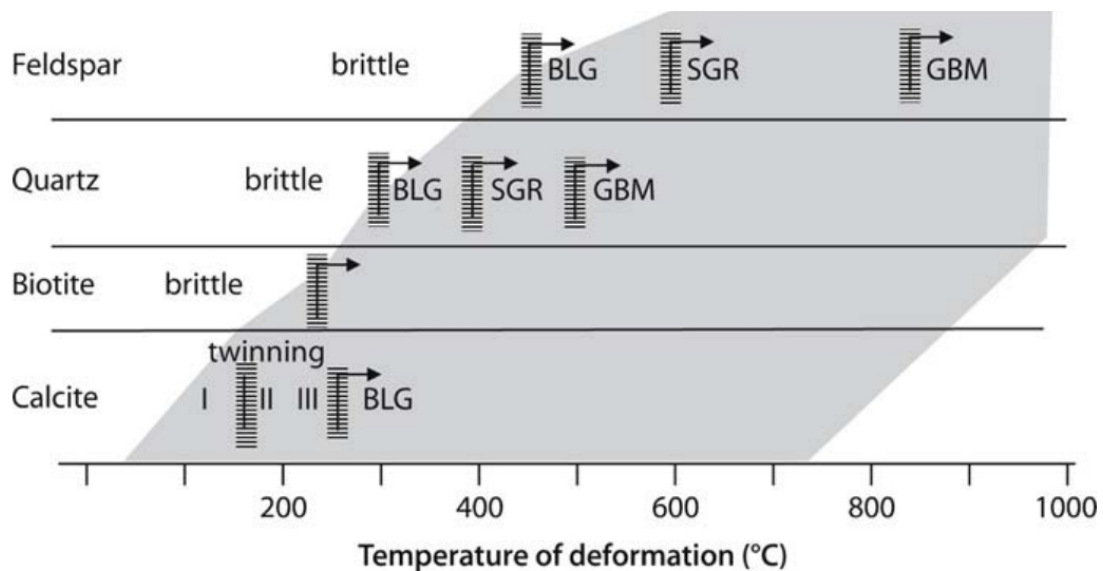


Fig. 26: diagrama que detalla el comportamiento mecánico de diferentes fases minerales según la temperatura y el régimen de strain. Las flechas indican el desplazamiento de temperatura necesario para contrarrestar altas tasas de strain. Tomado de Passchier & Trouw (2005).

Las condiciones de *strain* y temperatura son determinadas en función de los mecanismos de migración de borde de grano para el cuarzo, así como por el desarrollo de maclas en cristales de calcita. Se estiman condiciones de baja temperatura (300° a 400°C) en función del predominio de los procesos de *bulging* en la migración sintectónica de borde de grano y del incipiente desarrollo de pequeños cristales desorientados por procesos de recristalización con rotación de subgranos. El desarrollo de maclas tipo II y III en cristales de calcita es indicativo de condiciones de menor temperatura, entre 150 y 250°C, en esas condiciones incluso el cuarzo sufre cataclasis.

- Sentido de cizallamiento:

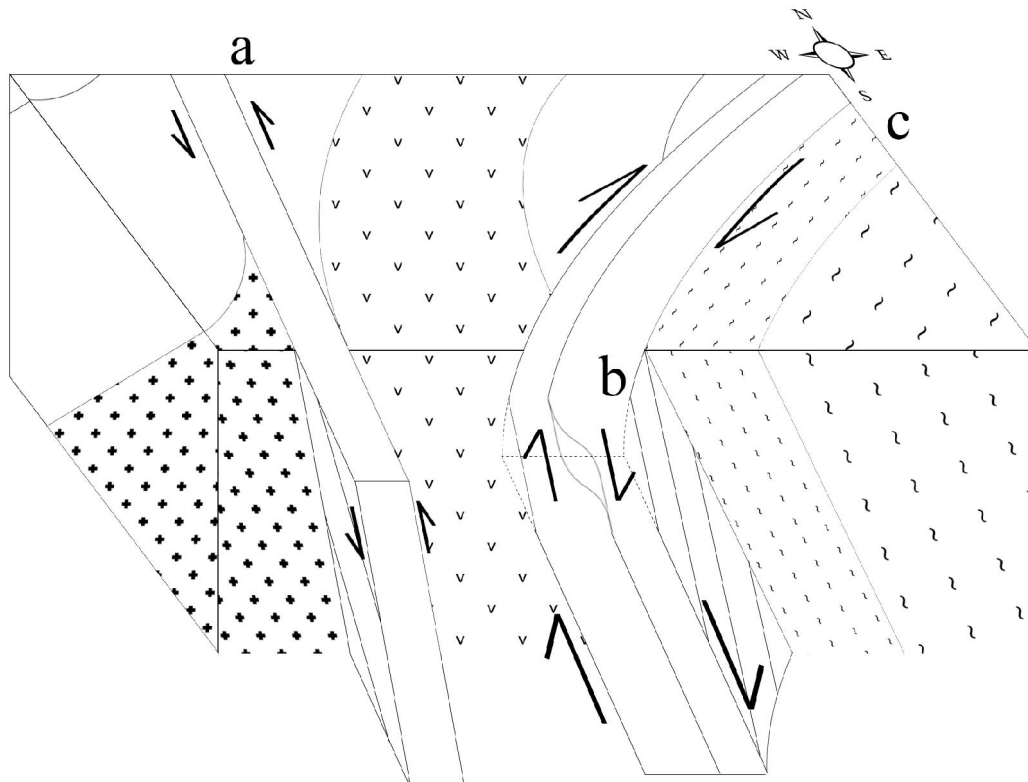


Fig. 27: Bloque diagrama mostrando la configuración macroestructural de las supracorticales, así como también caracteres meso- y microestructurales como la lineación mineral e indicadores cinemáticos. a) Zona de Cizalla de Puntas de Pan de Azúcar. b) supracorticales, sección paralela a la mayoría de las láminas delgadas de este bloque. c) ortogneises de la Zona de Cizalla La Posada.

Las observaciones a micro- y mesoescala permiten identificar en el sector centro-este del área de estudio sistemas rotados mayormente en sentido horario, lo cual corresponde en función de la foliación N035°/65° (SE) y lineación mineral 29° al N200° a desplazamiento dextral-normal (vergencia suroeste), esto es acorde a lo observado para la Zona de Cizalla La Posada, a la cual estas supracorticales son sub-paralelas. Los numerosos indicadores cinemáticos antihorarios (sinestrales-inverso, siguiendo la lógica anterior) hallados en escala de afloramiento así como su predominio en algunas zonas, principalmente al suroeste y en zonas de cizalla de rumbo preferencial N020° sugieren además un patrón de deformación acorde a lo observado en la ZCPPA.

3.4. ZONA DE CIZALLA “LA POSADA”

Observaciones y resultados en macro- meso- y microescala

La Zona de Cizalla “La Posada” es una faja angosta de unos 70 km de largo y 800m de ancho, desarrollada entre las zonas de cizalla sinestras de PPA y SB, con rumbos que varían de N020° en sus extremos a N040° en el área del presente trabajo y N060° inmediatamente al este. Corresponde a una zona de cizalla dextral normal con buzamiento de alto ángulo hacia el sureste, se constituye casi exclusivamente de ortogneises miloníticos que presentan diferencias en lo que respecta a la composición (ortogneises a muscovita o biotita) y la intensidad de la deformación (*augen* gneises y gneises proto- a ultra-miloníticos). De forma excepcional se pueden observar relictos de supracorticales en la forma de enclaves dentro de los ortogneises (metalavas hacia el suroeste y metagabros hacia el noreste). Se define informalmente, tomando el nombre de una posada turística ante la ausencia de accidentes geográficos nominados válidos en el área de estudio.

3.4.1. Macroescala



Fig.28: Vista general de la Zona de Cizalla La Posada, en blanco se destacan sus límites, en el borde inferior de la fotografía se observa el contacto con el granito-gneis del Penitente, mientras que en el borde superior el bloque de supracorticales. Aerofotografía (UAV)

La Zona de Cizalla de La Posada muestra, en el área de estudio un patrón de trazas de foliación de rumbo N040° y un relieve característico, que contrasta tanto con el granito-gneis del Penitente como con el bloque de supracorticales, favoreciendo su identificación en fotografía aérea, satelital y modelo digital de terreno.

El rumbo preferencial de las trazas de foliación varía de N040° en el área de estudio a N060° en las cercanías de Villa Serrana, mientras que en los extremos adquiere un rumbo preferencial N020°, subparalelo a la ZCPA (en la cantera de C.Y.C.U.S.A.) y al Lineamiento Edén de Mataojo (Harries *et al.*, 2007) en la Ruta N°13, Km 159,5.

3.4.2. Mesoescala

- Descripción litológica

Alternancia métrica de gneis a muscovita y micaesquistos biotíticos

Son rocas mayoritariamente oscuras, fuertemente foliadas y plegadas, constituidas principalmente de biotita, muscovita y bandas claras de variable espesor compuestas de forma mayoritaria por cuarzo y feldespato, en ocasiones alcanza la escala métrica. Este arreglo produce un patrón de afloramiento en crestas con los extremos máficos (Bt >> Msc > Fk > Qtz) abarcando casi la totalidad del área, pero con escasos afloramientos o muy rasos, por el contrario; el extremo leucocrático (Qtz > Fk >> Msc > Bt) aflora en crestas angostas subverticales. Estos últimos son denominados como gneises miloníticos a muscovita, por presentar grano fino y foliación milonítica con patrón S-C', que no determina planos claros de clivaje, imposibilitando la obtención de medidas de lineación mineral.

Gneis a dos micas, de proto- a ultramilonítico

Corresponde a una alternancia fina de los extremos claros y oscuros mencionados anteriormente, aunque también se observan coloraciones rosadas. Aumenta en abundancia aparente la biotita a costa de una reducción en muscovita. En las fajas protomiloníticas es común encontrar las bandas más leucócratas en forma de lentes con menor deformación, porfiroclastos y bundines. Incluso, la presencia de estos “microlitones” acentúa aún más la foliación con arreglo S-C, con bandas *cisaillement* paralelas al bandeo composicional, marcado en este caso por diferencias de color, composición, tamaño de grano y penetración de los elementos de fábrica.

En las zonas con mayor intensidad de deformación no es posible identificar texturas gnéissicas, ya que afloran ultramilonitas constituidas por cuarzo, feldespato y muscovita en un arreglo de grano muy fino, pudiéndose reconocer cristales euedrales de pirita. No es posible identificar en muestra de mano porfiroclastos o foliación S-C o S-C-C' pero corresponde mencionar que se observan notables variaciones del orden de los 20° en la orientación de las caras aflorantes, pudiendo representar una expresión métrica de los diferentes planos que constituyen estos elementos de fábrica.

Augen gneis a biotita

Pueden encontrarse a través de toda la faja, pero es la única litología que aflora en el borde sureste de la misma. Se compone principalmente de cuarzo, feldespato, biotita, muscovita, plagioclasa y clorita, presentando localmente importantes variaciones en la abundancia relativa de los mismos así como en el tamaño de grano e intensidad de la deformación. Los *augen* corresponden a feldespato potásico en arreglos mono- y policristalinos, que alcanzan los 5cm de tamaño, con formas típicas de “ojos” así como con fuertes asimetrías y gran número de inclusiones. El color rosado es característico, a mayor abundancia de biotita se torna rojo y ante una menor tasa de deformación pasa gradualmente al granito-gneis El Penitente.

Diques aplíticos y pegmatíticos

Se encuentran uniformemente distribuidos en esta faja, observándose también en el dominio SE. Es notable la disposición general paralela a la foliación y bandeamiento, con bordes rectos y espesor fijo, no se observa *chilled margin* así como tampoco deformación interna. Los diques pegmatíticos son menos abundantes, no presentan una dirección preferencial de desarrollo. Además del cuarzo y feldespato, pueden observarse cristales bien desarrollados de muscovita y turmalina.

Cataclasitas

Se observan cataclasitas distribuidas uniformemente por toda la faja, de actitud paralela a subparalela a la zona de cizalla. Las cataclasitas muestran clastos del ortogneis así como ortogneis milonítico, resguardando estructuras planares como la foliación, todos inmersos en una matriz vítrea de color rojo. Estas fajas desarrollan espesores que van de unos pocos centímetros a los 3 metros. Hacia el borde con las supracorticales se observan cataclasitas con abundancia de litoclastos de mármol.

- Caracteres Estructurales

Foliación y lineación

Las estructuras planares penetrativas de esta faja pueden diferenciarse en cuanto a las características de los elementos que las definen. Se reconoce un bandeamiento gnésico marcado por variaciones composicionales, principalmente abundancia de filosilicatos, cuarzo-feldespato, con espaciamiento variable entre subcentimétrico a decimétrico. Una foliación milonítica, caracterizada como un clivaje espaciado con repetición variable en función del tamaño de grano, desarrollada en dos planos subparalelos.

Existe además un término intermedio o una superposición de los elementos descritos anteriormente, refiere a la foliación de los “gneises miloníticos” en que las variaciones composicionales se muestran rectilíneas y coincidentes con los planos de cizallamiento, estos a su vez afectan a cada uno de los dominios composicionales del gneis. La dirección preferencial de foliación varía al igual que lo hacen los bordes de la cizalla, con buzamientos subverticales a verticales que oscilan en el área de este trabajo de N040° en el oeste a N060° en el este. En mayor o menor medida, estos rumbos preferenciales pueden hallarse en toda la faja, incluso es posible observar en buenos afloramientos el desarrollo y la intersección de las dos direcciones preferenciales, con buzamientos similares y diferencias de 20° en el rumbo. Pueden corresponder a los planos S-C observados de forma consistente en muestras de mano. Se identifica una lineación de los agregados minerales, con inmersión entre 45° y 60° al suroeste.

Indicadores cinemáticos y otras estructuras

Budines asimétricos:

Se observan este tipo de estructuras en las que el término leucocrático de gneis milonítico se muestra inconexo, disgregado en la matriz melanocrata que mantiene cohesión. Son estructuras que recuerdan por su forma y distribución a porfiroclastos tipo sigma o sigmoides y que pueden ser fácilmente confundidos cuando el desplazamiento entre los boudins es importante o la escala de observación muy restringida.

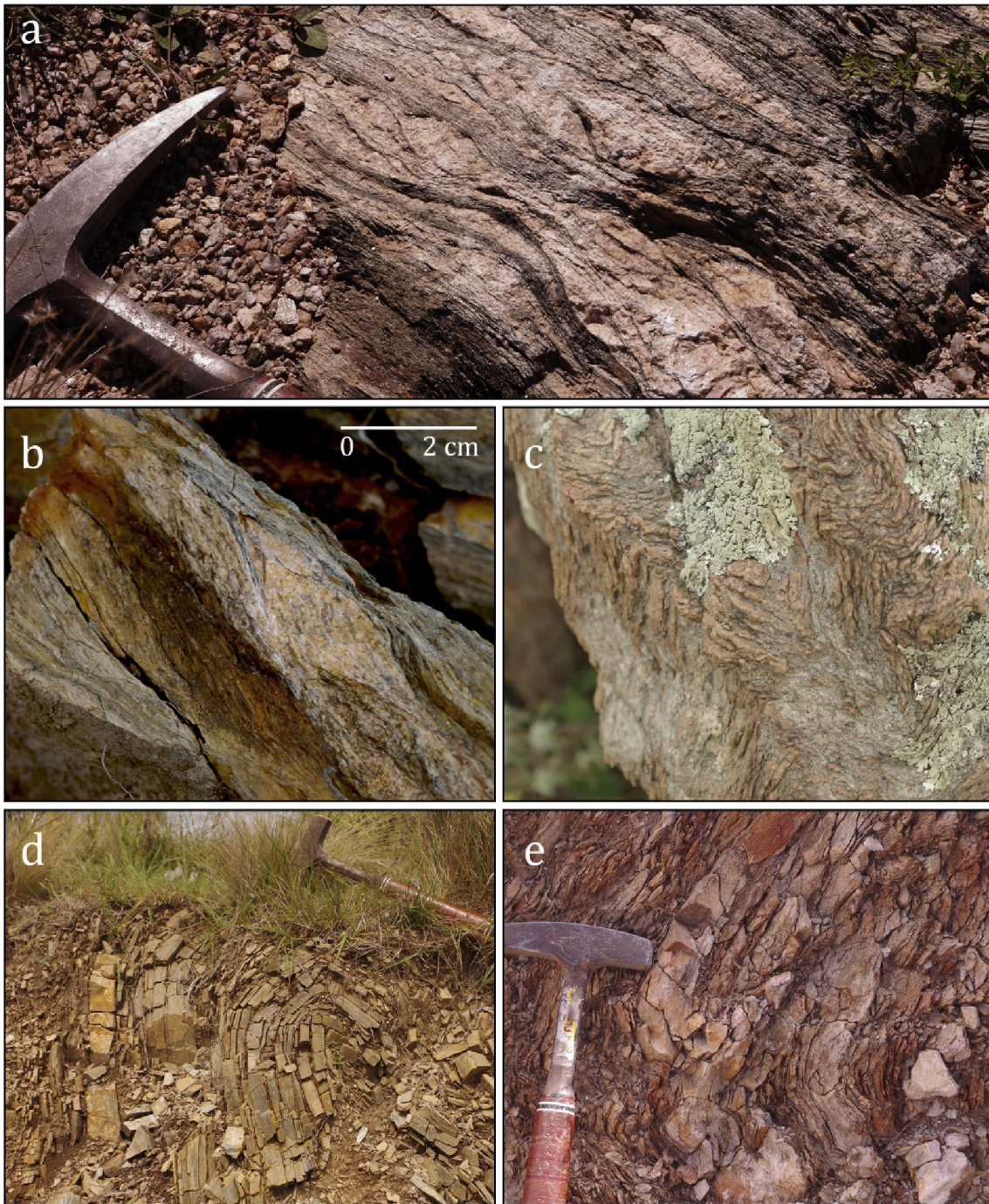


Fig.29: Estructuras en ZCLP. a) Shearband Boudins en ortogneises. b) Indicador cinemático tipo sigmoide, perpendicular a la foliación y paralelo a la lineación mineral. c-e) diferentes pliegues en milonitas y ultramilonitas de la ZCLP.

Los boudins observados pueden ser clasificados según los criterios de Goscombe & Paschier (2003) como *shearband boudins*, en función de la disposición paralela a la foliación, del ángulo θ y del comportamiento sintético de arrastre en las S_{ib} (*inter-boudin surface*). Los boudins fueron identificados en un plano sub-horizontal, no pudiendo observar parámetros geométricos como el eje L_b , imprescindible para reconocer la

simetría de los mismos y realizar determinaciones confiables de sentido de cizallamiento. Ver Goscombe & Paschier (2003) por más detalles sobre los criterios utilizados.

3.4.3. Micro-Escala

a) Gneises miloníticos:

Feldespatos alcalinos (ortoclasa + microclina) > cuarzo >> muscovita + sericita > biotita > plagioclasa

Presenta textura granolepidoblástica definida por el desarrollo de bandas de filosilicatos en arreglo S-C' sobre una base granoblástica inequigranular de feldespato poiquilítico y cuarzo.

Feldespatos alcalinos

Se constituye principalmente por ortoclasa aunque ocasionalmente remplazado por microclina. Los feldespatos alcalinos se observan en dos poblaciones granulométricas con características distintivas en cada una de ellas.

- Cristales grandes (<4mm): representan los cristales de mayor tamaño en las secciones petrográficas, en mayor o menor medida todos los granos muestran texturas del tipo *flame perthite*, en el caso de los relictos de mayor tamaño se observa de forma ocasional macla de Carlsbad orientada según lo que se interpreta como el eje mayor de los cristales. Incluso varios de estos poseen una dirección de macla común (SPO, *tilling*). En las mejores exposiciones se observan estructuras simplectíticas y mirmequíticas caracterizadas por la presencia de cristales de plagioclasa (albita) con macla polisintética y cristales de cuarzo con extinción homogénea y LPO, los ejemplos extremos muestran feldespatos esqueléticos.
- Cristales pequeños (50µm): presentan formas poligonales con estructuras tipo *foam*, con juntas triples de ángulos cercanos a los 120°. Los cristales de microclina se observan asociados a cristales de cuarzo, con arreglos en que estos últimos engolfan a la microclina. Con excepción a los cristales de plagioclasa encontrados en las estructuras simplectíticas, todos los feldespatos se muestran fuertemente alterados a sericita y muscovita.

Los cristales de feldespato muestran desarrollo de subgranos, visibles tanto en luz polarizada como en luz polarizada analizada. Aunque en general se muestran bien

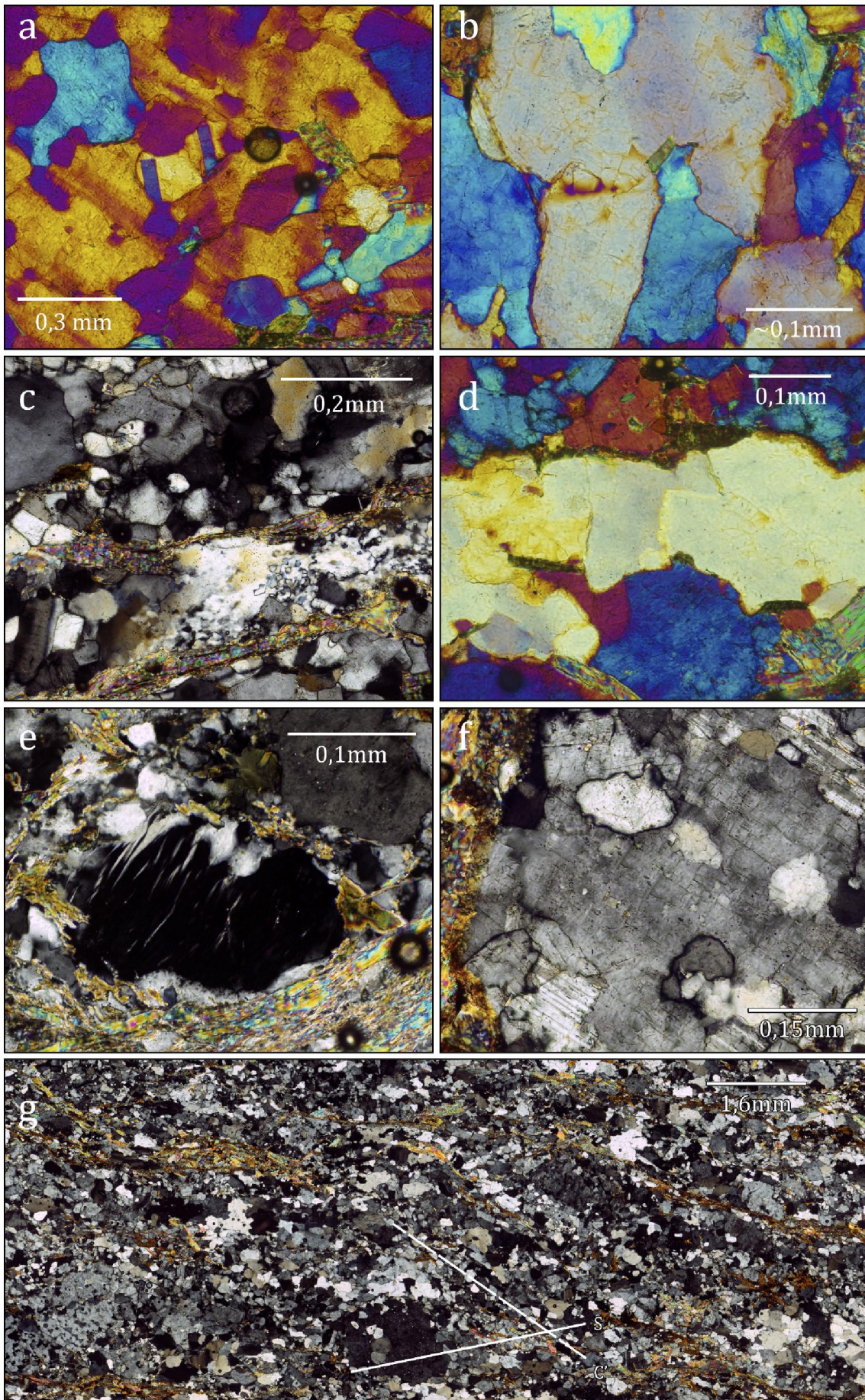
definidos, en ocasiones estos bordes de subgrano se observan difusos (BLG). Se encuentran subgranos de feldespato que no comparten la orientación del retículo con el grano al que pertenecen, así tampoco con subgranos vecinos.

Cuarzo

Se presenta en 4 poblaciones granulométricas diferentes, en que cada una muestra elementos estructurales distintivos. Se presentan en orden decreciente de abundancia y tamaño granulométrico:

- Cuarzo (1mm): Se muestra en agregados cristalinos gruesos en conjunto con feldespatos, presenta subgranos con algunos bordes observables en luz plana y otros solamente observables en nicoles cruzados. Dichos bordes son en general rectos, separan granos y subgranos con bandas de extinción con otros de extinción relativamente uniforme, estos últimos “engolfan” a otros cristales de cuarzo así como también a cristales de feldespato, mostrando estructuras tipo *left over* y *pinning* ante la presencia de cristales de muscovita.
- Cuarzo mirmequítico (0,1mm): se presenta dentro de grandes cristales de microclina u ortoclasa, la forma predominante de los granos monocristalinos es la subautomorfa y la extinción uniforme. No presentan subgranos y los cristales encontrados dentro de cada grano de feldespato presentan orientación común (LPO).
- Cuarzo poligonal (<0,1mm): Se observa de forma excepcional y en conjunto con los feldespatos, en los bordes con estos cristales se observan estructuras tipo *foam* con juntas triples y ángulos cercanos a los 120°.
- Cuarzo microcristalino: Se observa exclusivamente entre bandas de filosilicatos donde se resuelve gran cantidad de deformación, presentan formas sigmoidales y un arreglo de relictos (deformación *lamellae* y bandas de extinción) con pequeños subgranos que no comparten la orientación del retículo. Los bordes de subgranos solo se observan entre nicoles cruzados, presentan bordes aserrados con pequeños golfos (BLG).

Fig.30 (pág. Sig.) Microestructuras presentes en la ZCLP. a) Feldespato alcalino con textura simplectítica (albita) y mirmequítica (cuarzo), notar el subgrano desorientado de color azul. (SGR). b) Pinning microstructure en cuarzo, bordes lobados (GBM). c) evidencias de alto strain y/o baja temperatura entre bandas de filosilicatos, pequeños subgranos formados por BLG. Notar arreglo poligonal de cuarzo y feldespato fuera de dichas bandas. d) Pinning y window microstructure en cuarzo, subgranos en feldespato. e) Flame Perthite de albita en feldespato alcalino. f) Subgranos desorientados en ortoclasa (SGR), notar maclas de albita hacia los lados. g) Aspecto general de la sección, las bandas de filosilicatos definen un sutil arreglo S-C'.



Filosilicatos:

Se constituyen de muscovita y biotita en menor medida, ambos se presentan de forma similar y en conjunto, formando bandas que muestran un discreto arreglo S-C o S-C'. La biotita se muestra pleocroica de castaño claro a oscuro (y, x respectivamente).

Síntesis

- Protolito:

Los materiales interpretados como precursores o protolitos de esa zona de cizalla corresponden al ortogneis leucocrático del Penitente y en menor medida rocas supracorticales.

- Sentido de Cizallamiento

Se determina en función de las observaciones en micro- y mesoescala, aunque con énfasis en esta última debido a la ausencia de claros indicadores en las secciones petrográficas. La zona de cizalla muestra rumbos que varían de N040° a N060° así como buzamientos que van de 70° al sureste a verticales y lineación mineral con inclinación 45 a 60° al suroeste. En función de la actitud de la faja y de los sistemas porfiroclastos horarios encontrados en los *augen* gneises y gneises miloníticos, se determina un sentido de cizallamiento dextral-normal.

- Condiciones de Deformación

En función de las microestructuras observadas, principalmente en lo que respecta a cristales de cuarzo y feldespato (alcalino y plagioclasa) se determinan condiciones de deformación viscosa (Schmidt & Handy, 1991). No se observan estructuras cataclásticas así como tampoco efectos de presión-disolución, predominando entonces la deformación *crystal-plastic*. Actúan procesos de recristalización en cuarzo y feldespato, en el primer caso las condiciones de temperatura posibilitan que los mismos se encuentren parcialmente “barridos” de extinción ondulante. Esto se debe a mecanismos de recristalización dinámica por migración de borde de grano (GBM), resultando en estructuras del tipo *pinning* y *left over grains*. En el interior de los cristales de feldespato se observan subgranos que no comparten la orientación de las trazas de exfoliación, así como tampoco la orientación del retículo. Mecanismos de recristalización por rotación de subgranos (SGR) son compatibles con la configuración anterior.

El desarrollo de procesos de recristalización en cuarzo y feldespato por medio de mecanismos como GBM y SGR + BLG respectivamente es indicativo de condiciones de temperatura media a alta. Se asignan condiciones metamórficas en facies esquistos verdes superior o anfibolita inferior (entre 500° y 600°C). El incipiente desarrollo de estructuras tipo *foam* con cristales de cuarzo y feldespato en un arreglo poligonal, con ángulos de borde de grano cercanos a los 120° sugiere recristalización estática. Típico en contextos en que cesa o disminuye la deformación, mientras se mantienen las condiciones de temperatura.

Contrario a esto, se observan de forma restricta a las bandas de filosilicatos (C'), cristales y agregados cristalinos de cuarzo con efectos de recristalización de baja temperatura (BLG). La extinción ondulante evidencia que no todos los defectos cristalinos generados durante la deformación han sido resueltos por recristalización dinámica o recuperación.

3.5. BLOQUE ESTE – PENITENTE

Observaciones y resultados en macro- meso- y microescala.



Fig. 31: Vista general de los cerros del Penitente. Aerofotografía UAV.

Este bloque se constituye casi exclusivamente por granito-gneis a dos micas, corresponde a un cuerpo elongado de unos 70 km² que se desarrolla preferencialmente hacia el noreste. La foliación discontinua es definida por la orientación de los agregados cuarzo-feldespáticos, así como también de los filosilicatos (muscovita en el borde noroeste y biotita en el resto del cuerpo). Intruye a la Unidad Campanero, observándose grandes xenolitos (*septas*) de migmatitas, principalmente hacia el borde sureste.

3.5.1. Macroescala

El Granito-Gneiss del Penitente aflora desde las cercanías de Puntas de San Francisco, próximo a la Ruta nacional N° 12, hasta los accesos a la localidad de Villa Serrana. En una faja de casi 30 kilómetros y manteniendo un espesor promedio de 2km (*aspect-ratio* ~15:1). En el primer extremo mencionado, las trazas de foliación presentan un rumbo preferencial N015°, en el área de estudio N045° y en el extremo noreste, N060°.

3.5.2. Mesoescala

El pasaje gradual, entre las milonitas de la Zona de Cizalla La Posada y el granito-gneis del Penitente se caracteriza por una disminución en el contenido de muscovita así como un aumento de biotita, posiblemente esta variación composicional mantenga relación con el pasaje de gneises miloníticos de color blanco al granito-gneis de color rojo. Los

augen gneises de la ZCLP constituyen su borde sureste, luego el granito-gneis se mantiene relativamente constante en todo el espesor del cuerpo, registrándose variaciones solo en la abundancia de biotita o tamaño de grano. Hacia el borde sureste son frecuentes las septas de migmatitas, reconocidas como parte de la Unidad Campanero.

Granito-gneis protomilonítico a biotita: Representa la litología predominante y prácticamente absoluta en este bloque, constituida principalmente de agregados cuarzo-feldespáticos elongados (3x 0,5 cm) que en conjunto con cristales de biotita definen el bandeamiento gnéisico. El color varía de acuerdo a la abundancia de estos minerales así como del grado de alteración, entre rojo a rosado. Dentro de los agregados cuarzo-feldespáticos se diferencian cristales de cuarzo con aspecto vítreo en la forma de *Ribbons* (2 x 0,2 cm) así como también en la forma de pequeños cristales subredondeados de color blanquecino (Fig. 32-d). La presencia de cuarzo en esta configuración se ha observado en áreas intensamente deformadas por procesos de cataclasis, el predominio de muscovita sobre biotita también se encuentra supeditada a cataclasitas. En áreas de menor intensidad de la deformación friccional, se observan pequeños cúmulos de biotita y opacos, probablemente hematita.

De forma sobreimpuesta al bandeamiento gnéisico se observa el desarrollo de foliación milonítica y en algunas áreas cataclástica. No se registran variaciones significativas en lo que respecta a la composición, en cambio, el desarrollo de la foliación milonítica y cataclástica varía considerablemente entre afloramientos.

En base a la descripción que antecede así como elementos discutidos en el capítulo 4, se opta por utilizar el término granito-gneis para referir a esta litología.

Xenolitos de migmatitas: De forma paralela a la foliación regional, se observan xenolitos elongados (*septas*) de aspecto migmatítico. Estos alcanzan longitudes continuas de 30 a 40 m y espesores del orden de los 4 m. La dimensión puede ser incluso mayor si se tiene en consideración el escaso patrón de afloramientos que esta litología presenta. Un ejemplo excepcional corresponde al que aflora a los lados del camino de acceso al Parque del Salto del Penitente, observándose de forma intermitente por más de 200m. Presenta indicios de intensa deformación, sin embargo permite distinguir dominios melanócratas y en menor medida, leucócratas en la forma de venas tanto rectas como plegadas.

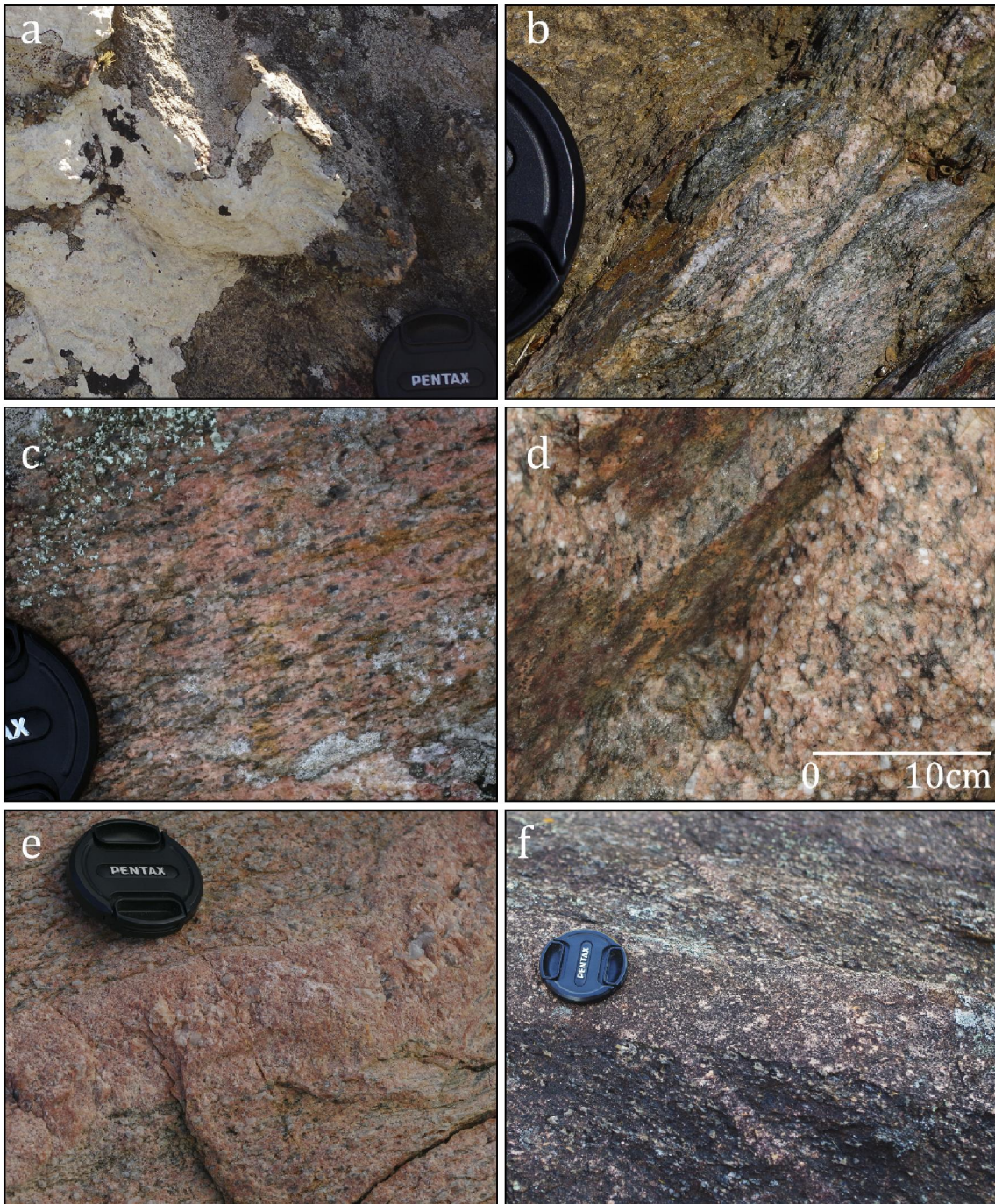


Fig. 32: Litologías y Estructuras del bloque sureste; a) Pliegues en protomilonitas de ortogneis. b) pliegue de intrafolia en vena leucocrática, septas de migmatita en el ortogneis. c) Textura típica del granito-gneis El Penitente, se pueden observar ribbons de cuarzo, d) ortogneis protomiloítico rico en biotita y muscovita. e-f) diques cuarzo-feldespáticos sin-plutónicos, no presentan texturas de deformación, pero evidencian desplazamiento entre sus bordes (f).

Diques aplíticos y pegmatíticos: Se encuentran uniformemente distribuidos, aunque manteniendo una dirección preferencial de desarrollo paralela o subparalela a la foliación general. Tanto en las aplitas como pegmatitas, se observa composición predominantemente cuarzo-feldespática, incluso absoluta en algunas muestras. Presentan bordes netos a graduales, en el caso de las pegmatitas leve disminución de tamaño de grano hacia ambos bordes. Es frecuente observar relaciones de corte entre diques y venas de aplita, evidenciando incluso un sentido aparente de movimiento dextral sobre el plano de dique. No se identifican evidencias de significativa deformación interna.

3.5.3. Micro-Escala

Ortogneis protomilonítico a biotita

Feldepato alcalino > cuarzo > biotita + muscovita > plagioclasa >> epidoto + opacos + circón

Los minerales constituyentes se presentan en un arreglo granolepidoblástico, definido por bandas de filosilicatos con cristales bien desarrollados de biotita (ocasionalmente muscovita) sobre una base de agregados cuarzo-feldespáticos en arreglo poligonal. Se destacan relictos de megacristales de ortoclasa, con extinción ondulante, bordes cuspidos y gran número de inclusiones ígneas.

Feldespatos Alcalinos: corresponde al constituyente mayoritario de los ortogneises biotíticos, se observa en dos poblaciones principales, en la forma de relictos de megacristales y como pequeños granos en arreglo poligonal.

- Relictos de megacristales: corresponden a cristales subedrales con extinción ondulante, que alcanzan los 4mm de tamaño y en general presentan gran número de inclusiones ígneas (biotita, epidoto). Entre los granos de mayor tamaño, que conservan caras cristalinas o macla de Carlsbad, se logra definir una dirección preferencial de forma (SPO), subparalela a la foliación definida por las bandas de filosilicatos. Presentan texturas tipo *interfingering* que en la sección 2D resulta en granos “aislados” según describe Stipp *et al.* (2002) para las texturas de disección de Urai *et al.* (1986). De aspecto similar a estas estructuras y evidenciando también migración de borde de grano (GBM), se observan granos “aislados” pero compartiendo características (orientación del retículo) con cristales vecinos,

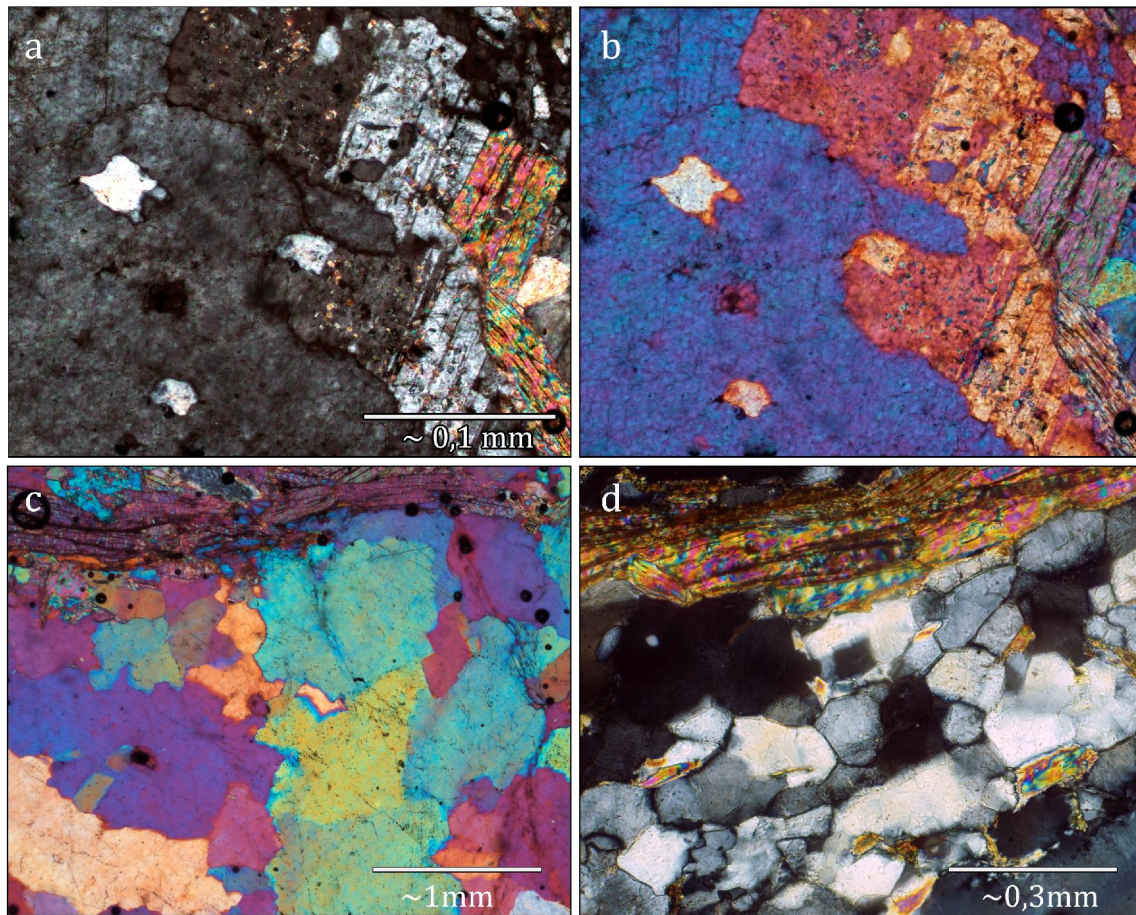


Fig. 33; Microestructuras en granito-gneis El Penitente. a-b) Arreglo tipo *interfingering* en cristales de feldespato, dentro del feldespato alcalino se observan pequeños granos con inclusiones y orientación de retículo similar al grano de plagioclasa de la derecha. Notar el desarrollo de biotita. c) Cristales de cuarzo con bordes interlobados y estructuras tipo *left over grains*. d) arreglo poligonal de cuarzo y feldespato, se observan ángulos intersticiales cercanos a los 120° .

definiendo texturas tipo *left-over grains* (Passchier & Trouw, 2005). En algunos casos se observan de cristales de feldespato con fracturas rellenas de cuarzo microcristalino.

- Feldespato intersticial: Se desarrolla en pequeños granos que no superan los 0,2 mm, en conjunto con cuarzo y en menor medida con plagioclasa, desarrollando estructuras tipo *foam* con juntas triples y ángulos intersticiales que en algunos casos son cercanos a los 120° .

Cuarzo: Se presenta asociado con feldespato tanto en la forma de grandes agregados como en arreglo poligonal. En el primer caso muestra granos interlobados y estructuras tipo *left-over grains* que evidencian migración de borde de grano (GBM). Con frecuencia se observan trazas rectas de inclusiones fluidas, que pueden indicar el desarrollo de microfracturas ya recuperadas.

4. DISCUSION

4.1. Zona de Cizalla “La Posada”

Corresponde a una zona de cizalla dextral-normal de rumbo noreste (N040°) y buzamiento de alto ángulo al sureste (80° SE a vertical). Es afectada tanto por la zona de Cizalla de Puntas de Pan de Azúcar como por el Lineamiento Edén de Mataojo (Oyhantçabal 2005; Harries *et al.*, 2007). De forma paralela, se desarrolla al noroeste de la zona de cizalla una faja de supracorticales y al sureste un granito-gneis leucócrata. Las milonitas de la Zona de Cizalla La Posada son de composición granítica aunque incluyen también escasos fragmentos poco deformados de supracorticales.

A partir del análisis microestructural, en que se observan bordes de subgrano lobulados en cristales de feldespato, así como pequeños subgranos desorientados, se infieren mecanismos de recristalización por rotación de subgranos (ortoclasa y microclina). Esto permite estimar temperaturas medias a altas durante la deformación (Stipp *et al.*, 2002; Passchier & Trouw, 2005). En concordancia con estas condiciones, se infieren procesos de exsolución de albita en ortoclasa (ahora microclina), *flame perthite* en granos recristalizados y crecimientos mirmequíticos, además de procesos de migración de borde de grano (GMB) para cuarzo (Pryer, 1993; Passchier & Trouw, 2005). Las juntas triples con ángulos cercanos a los 120°, observadas en algunos dominios, evidencian recristalización estática en condiciones de temperatura media a alta (Passchier & Trouw, 2005). De forma sobreimpuesta y restringida a los espacios entre bandas de filosilicatos, se observan subgranos de cuarzo con bordes lobulados, que permiten inferir deformación en condiciones de baja a muy baja temperatura, sugeridos respectivamente por recristalización por BLG en cuarzos y cataclasis generalizada.

Este patrón sugiere deformación polifásica en condiciones de retrometarmorfismo, con un primer evento de alta a media temperatura (facies anfibolita inferior) en que la recristalización dinámica se produce a través de procesos de migración de borde de grano en cuarzos (GBM), mientras que por rotación de subgranos (SGR) y *bulging* (BGL) en feldespatos. El desarrollo preferencial de *flame perthite* en dirección este-oeste permite suponer un esfuerzo principal subparalelo a esta dirección (Pryer, 1993; Pryer & Robin, 1996). Es sucedida por un evento de recristalización estática, caracterizado por la

recuperación por reducción de área de borde de grano (GBAR) y una tercera fase de baja temperatura, con deformación intracrystalina (cuarzo ondulante) y acción de procesos de recristalización por BLG en cuarzo. Este último mecanismo de deformación se encuentra restringido a los granos de cuarzo localizados en zonas de alto *strain*, principalmente entre bandas de filosilicatos (muscovita + sericita).

Los indicadores cinemáticos horarios, observados en escala de afloramiento y muestra de mano, sugieren sentido de cizallamiento normal-dextral, el cual aplica al menos para el primer y principal evento. El ángulo subvertical de la zona de cizalla, no posibilita obtener valores confiables de vergencia.

4.1.1. Relación entre la ZCLP y el granito-gneis El Penitente:

En función de las observaciones en macro- meso- y microescala, a continuación se discute si en efecto el “El Penitente” corresponde a un granito sin-cinemático o a un basamento pre-cinemático (ortogneis). Aunque la discusión radica en los diferentes elementos que evidencian flujo magmático, sub-magmático o de estado sólido, la misma intenta exponer argumentos para entender la relación entre el intrusivo y la zona de cizalla adjunta. Pudiendo entonces tener implicancias en lo que respecta a la edad relativa de los diferentes eventos y por lo tanto en la ubicación estratigráfica de El Penitente, como intrusivo o basamento de las unidades supracorticales.

Philips & Searle (2007) proponen una serie de requerimientos a verificar para poder determinar la relación entre un intrusivo y una falla adjunta, así como un compendio de macro- meso- y microestructuras características del flujo magmático, sub-magmático y sólido. En base a estas estructuras se propone determinar la relación entre el granito-gneis del Penitente y la zona de cizalla.

La disposición del intrusivo paralelo a la zona de cizalla y la forma elongada (*aspect ratio* 15:1), la foliación paralela a lo ancho del cuerpo y a los bordes del mismo, así como la disposición de las septas según esta foliación, sugieren desde la perspectiva macro- y meso- estructural un magmatismo sin-cinemático (Philips & Searle, 2007). Diques sin-plutónicos de cuarzo y feldespato, inyectados en los últimos estadios magmáticos muestran escasa deformación. En cambio, sus bordes registran un desplazamiento evidenciado por la afectación y corte de otros diques y venas, que actúan como marcadores en un aparente patrón dextral (figura 32-f). Las observaciones en macro- y mesoescala son respaldadas parcialmente por megacristales euedrales con inclusiones

ígneas, “imbricados” por el flujo magmático de forma paralela a la foliación general (Passchier & Trouw, 2005; Philips & Searle 2007). Otro indicador de deformación sin-magmática en microescala refiere a mayor abundancia de ortoclasa sobre microclina (alta triclinicidad) a medida que decrece la aparente intensidad de la deformación (Philips & Searle, 2007). Los elementos estructurales observados a esta escala sugieren además, que de forma superpuesta a esta foliación sin-magmática y manteniendo aparentemente el sentido de cizallamiento dextral, se desarrolla una foliación milonítica de media a alta temperatura. Aunque no se cuenta con una distribución espacial perfectamente reconocida, se observa mayor intensidad de la deformación en condiciones de alta temperatura hacia el borde noroeste de la zona de cizalla.

En función de las microestructuras observadas, que indican procesos de reducción de tamaño de grano (milonitización) y recuperación dinámica y estática (GBAR) así como de la posición estratigráfica establecida, se prefiere utilizar el término intermedio granitogneis para referir a esta litología. (Wise *et al.*, 1984)

4.2. Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar

Los resultados de este trabajo son en parte concordantes con lo propuesto por varios autores (e.g. Sánchez Bettucci, 1998; Oyhantçabal, 2005; Oyhantçabal *et al.*, 2009) indicando que dicho lineamiento corresponde a una zona de cizalla sinistral-inversa, con vergencia hacia el noroeste, subparalela a la Zona de Cizalla de Sierra Ballena y manteniendo una posible relación genética con ésta. La Zona de Cizalla de Puntas de Pan de Azúcar afecta cuarcitas, granitos, gneises y migmatitas de la Unidad Campanero, así como supracorticales del Grupo Lavalleja y a un intrusivo porfirítico. Las condiciones de temperatura son de facies esquistos verdes inferior (~300 a ~400°), en la transición friccional-viscosa, con mecanismos de recristalización en cuarzo (BLG) y cataclasis en feldespato alcalino, plagioclasa y epidoto (Schmid & Handy, 1991; Stipp *et al.*, 2002; Passchier & Trouw, 2005). Esta deformación produce la transposición y rotación de la foliación de cada una de las unidades mencionadas en un arreglo sinistral evidente (las litologías del oeste hacia el norte y las del este hacia el sur). De todas formas, el sentido de sinistral de cizallamiento es definido en base a estructuras confiables en meso- y microescala, perpendiculares a la foliación milonítica y paralelas a la lineación de estiramiento.

Eventos identificados	Registro en cada dominio estructural				
	Unidad Campanero	ZCPPA	Supracorticales	ZCLP	Penitente
Fusión Parcial en <i>basement inliers</i> del CDF	Anatexis		---		---
Evento dextral de alta T. (~500-600°C) entre 625 y 595 Ma.	recristalización en cuarzo (GBM)	---	No hay registro, ¿extrusión?	Magmatismo sin-cinemático, cristales “imbricados”	
				Recristalización en feldespato (SGR) y cuarzo (GBM)	
				Recuperación estática. (<i>foam structures</i>)	
Evento sinistral con vergencia al NW, baja T. (~300-400°C), 594-584 Ma.	BLG en cuarzo, cataclasis en feldespato y epidoto		BLG en Qtz, cataclasis en Fk, maclas tipo II y III en calcita	BLG en Qtz (incipiente) baja intensidad de deformación	
Evento friccional, muy baja T, ¿Mesozoico?	¿?	Cataclasis, fallamiento según rumbo preferencial NW-SE.			

Tabla 2: Condiciones de deformación observadas en cada uno de los bloques y posibles eventos regionales a correlacionar. Los bordes punteados refieren a pasajes graduales.

4.3. Relación entre ambas zonas de cizalla

En la Zona de Cizalla La Posada se reconoce un evento temperatura media a alta (facies anfibolita) y un evento sobreimpuesto de menor intensidad y de baja temperatura (facies esquistos verdes), entre éstos se infiere un periodo de estabilidad caracterizado por recristalización estática (desarrollo de juntas triples). Sin embargo, en la Zona de Cizalla de Puntas de Pan de Azúcar solo se reconoce un evento de baja temperatura (esquistos verdes) en la transición friccional-viscosa.

La Zona de Cizalla La Posada mantiene un rumbo N040° en el área de este trabajo, el mismo pasa a N060° hacia el este. En los contactos con el Lineamiento Edén de Mataojo (LEM) y la Zona de Cizalla sinistral de Puntas de Pan de Azúcar, esta zona de cizalla se curva hacia el norte y sur respectivamente. Adquiriendo tanto en sus bordes como en lo que respecta a su foliación milonítica cierto paralelismo con estos lineamientos estructurales. (La medida en LEM corresponde a trazas de foliación, ya que se encuentra fuera de los límites de este trabajo).

La configuración anterior sugiere una relación de corte, en que la ZCPPA es posterior y afecta a la ZCLP. Este arreglo es concordante con las condiciones de temperatura

inferidas, ya que el evento en facies anfíbolita solo es identificado en la ZCLP. En cambio, el evento de baja temperatura (facies esquistos verdes) es observado en ambas zonas de cizalla. Sugiriendo no solo una relación de corte, sino una posible reactivación en condiciones de baja temperatura (~300 - 400°C) para la Zona de Cizalla La Posada. Esta configuración es compatible con los arreglos de fallas conjugadas de Ramsay (1980).

Las zonas de cizalla transcurrentes están ampliamente distribuidas en el Cinturón Dom Feliciano y se ha reconocido su desarrollo en varias fases caracterizadas por diferentes regímenes de esfuerzo y temperatura. Oyhantçabal (2005) y Oyhantçabal *et al.* (2009) proponen 3 fases de deformación, en que la primera corresponde a esfuerzos no coaxiales bajo condiciones de alta temperatura y la segunda y tercera a eventos de baja y media temperatura respectivamente.

Las condiciones de deformación observadas en la Zona de Cizalla La Posada son compatibles con el primer evento identificado por Oyhantçabal (2005) y Oyhantçabal *et al.* (2009) para el Cinturón Dom Feliciano. A su vez Oriolo *et al.* (2016), en base a dataciones U-Pb LA-ICP-MS en circón y Ar^{40}/Ar^{39} en hornblenda ($T=500^{\circ}C$) para milonitas de la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí (en adelante ZCSY) concluyen que este primer evento, caracterizado por cizallamiento dextral en condiciones de alta temperatura, ocurre entre 625 y 595 Ma. Estando relacionado a la colisión del Terreno Nico Pérez y el Cratón del Río de la Plata (630-625 Ma, magmatismo sin-colisional).

El segundo evento en la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, de baja temperatura y componente de rumbo sinestral, corresponde al identificado por Oyhantçabal (2005) y Oyhantçabal *et al.* (2009) en la Zona de Cizalla de Sierra Ballena. Es acotado entre 594 y 584 Ma por Oriolo *et al.* (2016), en base a determinaciones U-Pb SHRIMP ($589,1 \pm 1,5$ Ma) en circones y Ar^{40}/Ar^{39} en hornblenda (plateau $590,2 \pm 2,6$ Ma) y muscovita (plateau $594,41 \pm 0,98$ Ma y $587,6 \pm 1,5$ Ma) para el Complejo Granítico Solís de Mataojo.

La zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar afecta además al granitoide porfirítico del Cerro de los Perros (pre-cinemático), mientras que Oyhantçabal (2005) reporta intrusiones porfiríticas syn-cinemáticas a la tercera fase de deformación identificada, con edades de 551 ± 4 Ma (U-Pb en circón). Oyhantçabal *et al.* (2011)

En síntesis, los datos sugieren que el granito-gneis del Penitente habría intruído durante un episodio de media a alta temperatura en la ZCLP, en una primera fase de deformación que correspondería a la registrada en el Cinturón Dom Feliciano, entre 625-595 Ma

(Oriolo *et al.*, 2016), sufriendo deformación magmática y de estado sólido, en sentido dextral. La Zona de Cizalla La Posada es reactivada durante la segunda fase de deformación en el Cinturón Dom Feliciano, en condiciones de baja temperatura al tiempo que es desviada hacia el sur por la acción de la Zona de Cizalla sinistral de Puntas de Pan de Azúcar y hacia el norte por el Lineamiento Edén de Mataojo (paralelo a la Zona de Cizalla de Sierra Ballena)

4.4. Efecto de las zonas de cizalla en las supracorticales

Este paquete de supracorticales, constituido principalmente de mármoles, metapelitas, metavulcanitas ácidas y básicas, se desarrolla de forma paralelo a la ZCLP (N040°), desde la ruta de acceso a Villa Serrana por casi 20 kilómetros. Hacia el oeste se observa una variación en el rumbo preferencial de la foliación (N020°) desviando principalmente a las fajas miloníticas hacia el Sur.

Las rocas supracorticales muestran efectos de metamorfismo y deformación en condiciones de baja temperatura (esquistos verdes inferior). Se registran efectos de deformación cristal-plástica en granos de cuarzo (extinción ondulante) así como recristalización dinámica por BLG en cuarzo y cataclasis en feldespato (ver tabla 2).

La deformación en condiciones de baja temperatura, el metamorfismo en facies esquistos verdes inferior y la ausencia de aureolas de contacto sugiere que las rocas supracorticales no han sido afectadas por el evento de alta temperatura registrado en la Zona de Cizalla La Posada. Sin embargo, la presencia de litoclastos de metagabro y metavulcanitas básicas entre los gneises miloníticos de esta zona de cizalla prueban lo contrario. La tasa de *strain* y los procesos de extrusión preferencial de las rocas miloníticas de la Zona de Cizalla La Posada, así como la intrusión sintectónica pueden explicar las menores condiciones de temperatura observadas en la faja de supracorticales.

4.4.1. Fases de deformación en supracorticales

Machado y Frago (1998) reconocen 4 fases de deformación en las supracorticales del Grupo Lavalleja. Aunque en el presente estudio se observan algunas de las estructuras mencionadas por estos autores, solo es posible identificar dos fases de deformación. Las mismas son definidas en función de la foliación S_n y su transposición hacia el rumbo N020°. Se caracteriza por un régimen de cizalla simple y cizalla pura, coetánea al

metamorfismo en facies esquistos verdes. Los principales elementos estructurales observados se resumen a continuación:

- Las metapelitas muestran vestigios de una foliación primaria S_{n-1} definida por detritos de diferente composición (estratificación). En las charnelas de los micropliegues desarrollados en microlitones de la foliación de plano axial S_n (clivaje de crenulación). En el resto del paquete, la foliación S_{n-1} se dispone paralela y subparalela a la foliación metamórfica de bajo grado S_n (transposición tectónica).
- La foliación metamórfica S_n presenta actitud $N065^\circ/75^\circ$ (SE) y se desarrolla en condiciones de bajo grado, esquistos verdes inferior. Se caracteriza por la paragénesis sericita + clorita + feldespato + cuarzo para las metapelitas y meta-vulcanitas ácidas, mientras que las metabasitas presentan actinolita + epidoto + clorita + plagioclasa + cuarzo. La foliación milonítica, con desarrollo de estructuras S-C` y sistemas porfiroclastos se desarrolla en el mismo evento que genera la foliación S_n . Las condiciones inferidas de temperatura durante la deformación son acordes al grado metamórfico que sugieren las paragénesis observadas en metapelitas y metabasitas.
- Una segunda fase de deformación produce la foliación S_{n+1} al transponer y rotar de forma parcial la foliación S_n hacia el rumbo preferencial de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar ($N020^\circ/60^\circ$ -SE).
- El desarrollo de pliegues abiertos y similares así como la foliación de plano axial en metapelitas, de estilolitos en mármoles y el patrón de repetición de las litologías supracorticales, puede sugerir plegamiento en macro escala, tal como describe Preciozzi *et al.* (1993) para la fase II de deformación en la sinforma de la Salvaje (Fay 1981; Midot 1984), aunque es necesario contar con más evidencia para afirmar o descartar tal estructura.

La foliación milonítica, responde a un arreglo de deformación no coaxial y no homogéneo, se desarrolla en fajas de 40 a 80m de espesor en un arreglo anamastoso que alterna rumbos entre $N010^\circ$ y $N050^\circ$. Estas fajas, miloníticas y ultramiloníticas registran mayor intensidad de la deformación por cizalla simple que los dominios que definen, ya que en estos se observa de forma preferencial deformación por cizalla pura (plegamiento, estilolitos y boudines).

El desarrollo de estas fajas recuerda a un arreglo S-C, con *planos* “S” de rumbo preferencial N020° que son cortadas por planos “C” de rumbo N040°. Respetando el arreglo de planos “S” y planos “C” sintéticos al movimiento principal. Se observan, en escala de afloramiento para las zonas de cizalla con rumbo N020° indicadores cinemáticos (sigmoides y pliegues ptygmaticos) que sugieren sentido sinestral.

4.5. Estructuras S-C y sets de Fallas Conjugadas

En base a un estudio estadístico, Hippert (1999) concluye que las estructuras S-C, dúplex y sets de fallas conjugadas son expresiones en diferentes escalas del mismo fenómeno. Propone además un arreglo fractal para estas estructuras, en que la misma geometría se repite de forma invariable desde micro- a macroescala, respetando una configuración de sentido y espaciamiento $C_{spacing} = 2S_{spacing}$ en que C es sintético al movimiento y S antitético, entre escalas que van desde 600-800 μ m a 1km. Fuera de este rango de escalas, las heterogeneidades del terreno no permiten que necesariamente se mantenga la configuración de bandas C sintéticas y bandas S antitéticas, pudiendo si mantener la relación de espaciamiento. El ángulo entre estas bandas se conserva entre 25 y 45°.

Las zonas de cizalla relevadas para el bloque de supracorticales parecen respetar esta relación, tanto en lo que respecta al ángulo de desarrollo como a la distancia entre las fajas. Disponiéndose los planos tipo “C” subparalelos a la Zona de Cizalla La Posada (N040° a N060°) y los planos tipo “S” subparalelos a la (N020°) (ver mapa geoestructural, Fig. 21). Es necesario recabar más evidencia para sugerir un arreglo antitético (sinestral) – sintético (dextral) para los planos S y C respectivamente.

4.6. Evolución tectónica propuesta

Los resultados permiten inferir parcialmente los eventos responsables de la configuración estructural actual, su edad relativa y las posibles condiciones de ocurrencia. Si bien estos procesos responden a una escala mayor, el carácter local del presente trabajo y los objetivos propuestos no ameritan realizar conjeturas regionales.

- Un evento de media a alta temperatura (facies anfíbolita) produce zonas de cizalla verticales a subverticales, de rumbo noreste y sentido dextral.
- La Zona de Cizalla La Posada favorece la generación, migración e intrusión del Granito El Penitente (*sensu strictum*) de tipo S según Gómez Rifas (1995). Este adquiere foliación sin-magmática a la que se sobreimpone deformación de estado

sólido, en la forma de una foliación milonítica de alta temperatura (500-600°C). La edad del evento de cizalla dextral en la ZCLP y por ende la edad del Granito sin-cinemático del Penitente se asume similar a la del evento dextral en la ZCSY, datado en 625-595 Ma por Oriolo *et al.* (2016).

Este evento de componente dextral afecta a las rocas supracorticales de la Fm. Fuente del Puma del Grupo Lavalleja (*sensu* Sánchez Bettucci, 1998), transponiendo la foliación S_{n-1} al rumbo preferencial N040° y desarrollando según este rumbo una foliación metamórfica S_n .

- Condiciones de estabilidad tectónica y alta temperatura, posibilitan el desarrollo de texturas de recuperación estática, mediante mecanismos de reducción de área de grano (GBAR) en el granito-gneis El Penitente y la zona de cizalla adjunta. Se observan juntas triples de ángulos cercanos a los 120°, para cristales de cuarzo y feldespatos tanto en el granito-gneis como en la ZCLP.
- Un evento transpresivo con vergencia noroeste, en condiciones de baja temperatura (~300-400°C) es responsable de la generación de una zona de cizalla de Rumbo N020° y sentido sinistral inverso, representada en el área de trabajo por la ZCPA. Produce además la desviación y reactivación dextral normal de la Zona de Cizalla La Posada, concentrándose la deformación en su borde noroeste, posiblemente por la abundancia de septas de metapelitas. Este par de cizallas conjugadas afecta a las supracorticales del bloque central, compartimentando la deformación en finas zonas de cizalla de rumbos N020° y N040°.
- El registro geológico del área continúa con un régimen extensional mesozoico que aprovecha las heterogeneidades y discontinuidades del bloque, desarrollando fallas en condiciones de muy baja temperatura en las supracorticales del Grupo Lavalleja. Una fosa con cobertura de volcánicas básicas se desarrolla en un rumbo preferencial N040°, el borde sureste coincide con la zona de Cizalla “La Posada” mientras que su extremo occidental lo hace con la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar.

5. CONCLUSIONES

En base a las observaciones realizadas y los resultados obtenidos, se concluye lo siguiente:

- El área de estudio se caracteriza por un mosaico de bloques conectados por zonas de cizalla. Un bloque de basamento, un paquete de supracorticales y un granito-gneis sin-cinemático.
- El basamento pre-Brasiliano que aflora al oeste de la Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar se constituye de migmatitas, ortogneises, micaesquistos y cuarcitas que presentan evidencias de retrabajamiento en condiciones de media (facies anfibolita inferior) y baja temperatura (esquistos verdes inferior). El bloque se encuentra intruído por el granitoide leucocrático del Cerro de Otegui.
- Las supracorticales se corresponden a una secuencia meta-volcanosedimentaria intruída por rocas ígneas básicas, todo afectado por metamorfismo en facies esquistos verdes. Presenta predominio de los términos carbonáticos y volcánicos (ácidos y básicos) sobre los términos detríticos.
- El granito-gneis del Penitente corresponde a un intrusivo sin-cinemático que registra deformación magmática y sólida, tanto en el dominio viscoso como en el friccional.
- Todas las unidades relevadas (proterozoicas) registran deformación en la transición friccional-viscosa ($T=300-400^{\circ}\text{C}$), evidenciado en granos de cuarzo recrystalizados según procesos de BLG y feldespato que muestra efectos de cataclasis. Esta deformación respondería a un evento que genera estructuras de rumbo nor-noreste y vergencia al noroeste. Está representado principalmente en el área de estudio por la Zona de Cizalla de Puntas de Pan de Azúcar, genéticamente relacionada al desarrollo de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena.
- Las unidades del sureste, la Zona de Cizalla La Posada y el Granito-Gneis del Penitente registran además un evento de alta temperatura ($\sim 500-600^{\circ}\text{C}$), que produce recrystalización en feldespato (SGR + BLG) y cuarzo (GBM). Este evento habría acaecido con anterioridad al evento de baja temperatura y estaría relacionado a la nucleación de la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, durante la colisión del Terreno Nico Pérez y el Cratón del Rio de la Plata.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U., & Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In *The South Atlantic* (pp. 411-446). Springer US.
- Ashworth, J. R., & McLellan, E. L. (1985). Textures. In *Migmatites* (pp. 180-203). Springer US.
- Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., & Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *Tectonic Evolution of South America*, 1, 311-334.
- Basei, M. A. S.; Frimmel, H. E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. (2008) West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294:239-256, doi:10.1144/SP294.13
- Bitencourt, M. D. F., & Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 184-187.
- Booker, J. R., Favetto, A., & Pomposiello, M. C. (2004). Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature*, 429 (6990), 399-403.
- Bossi, J., Fernandez, A., & Elizade, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay: Universidad de la República, Facultad de Agronomía.
- Bossi, J. (1983). Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay, Sud América. *Zentralblattfür Geologieund Paläontologie*, 1, 417-429.
- Bossi, J., & Navarro, R. (1988a). *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Departamento de Publicaciones.
- Bossi, J., & Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*, vol. 1. Universidad de la República, Montevideo.

- Bossi, J., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Sprechmann, P. (1998). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, a escala 1: 500.000.
- Bossi, J., & Ferrando, L. (2001). Carta geológica del Uruguay: a escala 1/500.000 versión 2.0 2001.
- Bossi, J., Gaucher, C., Navarro, R., Pineyro, D., & Chiglino, L. (2007). Escama tectónica Carapé: litoestratigrafía de una pieza importante del rompecabezas Neoproterozoico–Cámbrico en el Uruguay. In V Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo (CD ROM).
- Bossi J., Gaucher C., Chiglino L., Navarro R. y Piñeyro D. (2014). Escama Tectónica de Carapé en Bossi J., Gaucher C. (pp. 265-282). Montevideo: Facultad de Agronomía
- Campal, N., & Schipilov, A. (1995). The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay-South America): some geological features. In Symposium Rapakivi granites and related rocks. Belém, Brazil (Vol. 18).
- Caorsi, J. H., & Goñi, J. C. (1958). Geología uruguaya. Instituto Geológico del Uruguay.
- Chiglino, L., Gaucher, C., Sial, A. N., Bossi, J., Ferreira, V. P., & Pimentel, M. M. (2010). Chemostratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Precambrian Research*, 182(4), 313-336.
- Courtillot, V. E., & Renne, P. R. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1), 113-140.
- Darwin, C. (1846). Geological Observations on South America (Part 3: the Geology of the Voyage of the Beagle Under the Command of Captain Fitzroy, RN).
- Dalla Salda, L., Bossi, J., y Cingolani, C., 1988. The Rio de la Plata cratonic region of Southwestern Gondwana. *Episodes*, 11 (4): 263-269.
- Fragoso-Cesar, A. R. S. (1980, May). O craton do Rio de la Plata e o cinturao Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In Congresso Brasileiro de Geología (Vol. 31, pp. 2879-2892).
- Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F., Caravaca, G., (2003). Shrimp U–Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution on the Dorsal do Canguçu transcurrent

- shear zone and the eastern Dom Feliciano Belt. IV South American Symposium on Isotope Geology 174–177
- Gaucher, C., Sial, A. N., Blanco, G., & Sprechmann, P. (2004). Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research*, 7(3), 715-730.
 - Gómez Rifas, C. (1995). A zona de cizalhamento sinistral de “Sierra Ballena” no Uruguai. Unpublished PhD thesis, Univ. São Paulo, 1-247.
 - Goscombe, B. D., & Passchier, C. W. (2003). Asymmetric boudins as shear sense indicators an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25(4), 575-589.
 - Gross, A., Droop, G., Porcher, C., & Fernandes, L. (2009). Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: New insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense shield. *Precambrian Research*, 170(3), 157-174.
 - Harries, D., Ewiak, O., Kienast, M., Lobens, S., Prechtel, F., Ertl, G. & Oyhantçabal, P. (2007). A geological map of the Sierra Ballena Shear zone and its Western basement, northeast of Villa Serrana, Dom Feliciano belt-Uruguay.
 - Hippertt, J. (1999). Are S-C structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestations of the same scale-invariant phenomenon?. *Journal of Structural Geology*, 21(8), 975-984.
 - Hudleston, P. J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16(1), 1-46.
 - Lambert, R. (1941). Estado actual de nuestros conocimientos sobre la geología de la República Oriental del Uruguay. Roger Lambert. Boletín.
 - Machado, R., & Fragoso Cesar, A. R. S. (1987). Deformações Brasilianas do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. *SBG, III Simp. Sul-Brasileiro Geol., Curitiba*, 2, 811-819.
 - MacMillan, J. G. (1933). Terrenos precámbricos del Uruguay.
 - Mallmann, G., Chemale Jr, F., Armstrong, R., & Kawashita, K. (2003). Sm-Nd and U-Pb SHRIMP zircon studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de la Plata Craton, Uruguay. In *South American Symposium on Isotope Geology (Vol. 4, pp. 207-209)*.
 - Mallmann, G., Chemale Jr, Avila, J., Kawashita, K., & Armstrong, R. (2007). Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Perez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research*, 12 (4), 489-508.

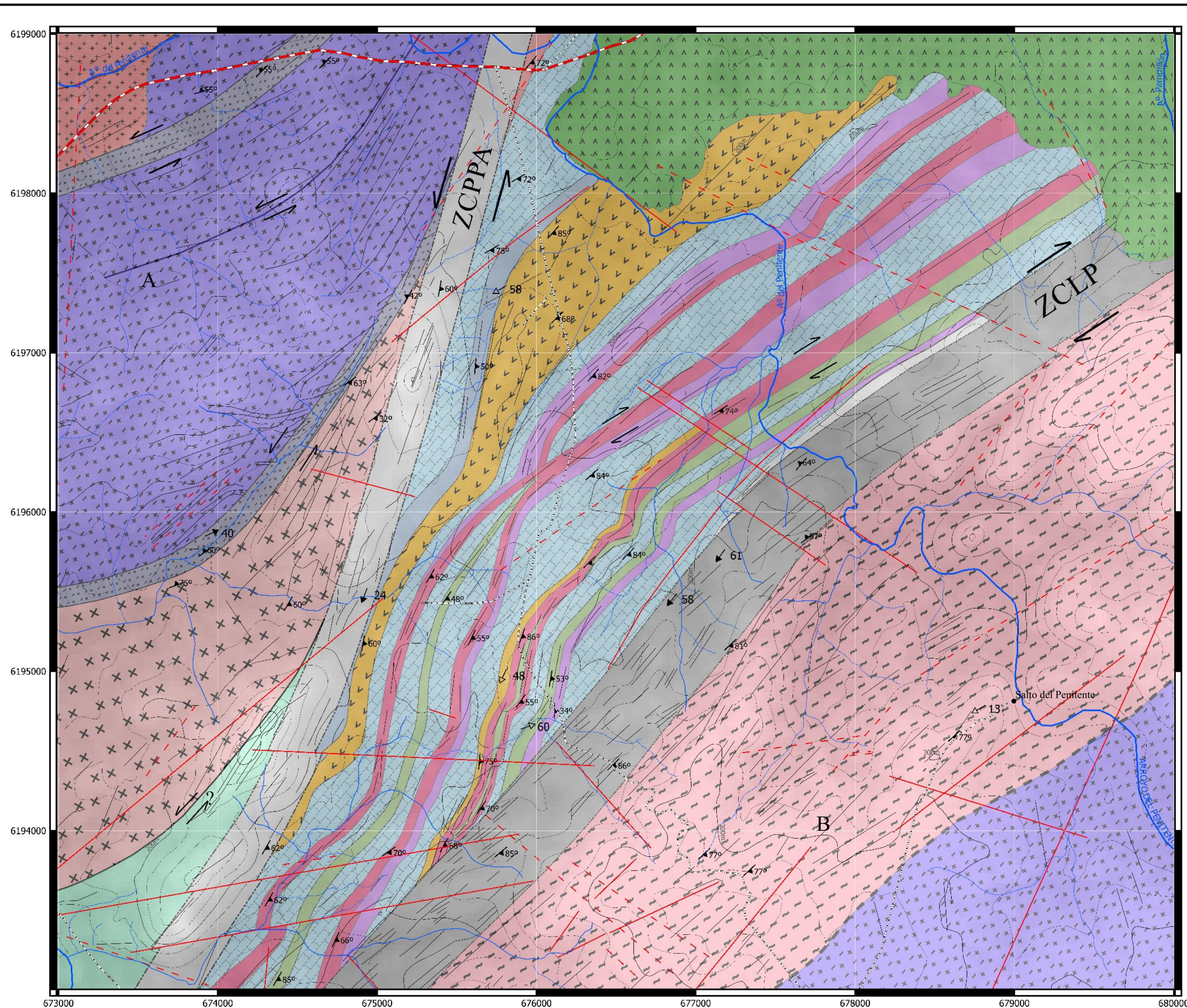
- Masquelin, H. (2006). El escudo uruguayo. *Cuencas Sedimentarias del Uruguay*, 3, 37-106.
- Masquelin, H., D'Avila Fernandes, L., Lenz, C., Porcher, C., & McNaughton, N. (2012). The Cerro Olivo complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10), 1161-1183.
- Midot, D. (1984). *Étude géologique et diagnostic métallogénique pour l'exploration du secteur de Minas, Uruguay* (Doctoral dissertation).
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Goso, E., Heimann, A., & Bergalli, L. (2001). Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas, en la Hoja "Fuente del Puma" (Sur de Minas, Uruguay). In XI Congreso Latinoamericano de Geología, III Congreso Uruguayo Geología, Actas.
- Oyhantçabal, P., Sánchez Bettucci, L., Peçoits, E., Aubet, N., Peel, E., Preciozzi, F., & Basei, M. (2005). Nueva propuesta estratigráfica para las supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). In XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito (CD-ROM).
- Oyhantçabal, P. (2005). The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Unpublished PHD thesis.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., & Layer, P. (2007). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1), 141-159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., & Layer, P. (2009). Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075-1084.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Layer, P. (2010). The Sierra Ballena shear zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6), 1227-1246.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 201-220.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelbach, F., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2015). Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics,

- deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 104(7), 1759-1777.
- Oriolo, S., P. Oyhantçabal, K. Wemmer, M. A. S. Basei, J. Benowitz, J. Pfänder, F. Hannich, and S. Siegesmund (2016). Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny, *Tectonics*, 35.
 - Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*, 366 pp.
 - Pecoits, E., Aubet, N., Oyhantçabal, P., & Sánchez Bettucci, L. (2004). Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 11, 18-27.
 - Pena, S., Masquelin, H., Pias, J., Oyhantçabal, P., & Tabo, F. (1984). Geological study of the anomaly 270.01. El Penitente Minas aerial photo Esc. 1/5000.
 - Porada, H. (1989). Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44(2), 103-136.
 - Porcher, C. C., McNaughton, N. J., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., & Fernandes, L. A. D. (1999). Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados.
 - Preciozzi, F., Spoturno, J., & Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1: 2.000. 000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, Montevideo.
 - Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., & Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1: 500.000. DINAMIGE, Montevideo.
 - Preciozzi, F., & Pena, S. (1990). Geological map of Uruguay Esc 1:100.000. Fuente del Puma Sheet G-27.
 - Preciozzi, F., Masquelin, H., & Sánchez, L. (1993, April). Geología de la porción Sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio. In I Simposio Internacional Neo-Proterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata.
 - Pryer, L. (1993). Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of structural Geology*, 15(1), 21-36.
 - Pryer, L. L., & Robin, P. Y. (1996). Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology*, 18(9), 1151-1166.
 - Phillips, R. J., & Searle, M. P. (2007). Macrostructural and microstructural architecture of the Karakoram Fault: Relationship between magmatism and strike-slip faulting. *Tectonics*, 26(3).

- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Companies.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology*, 2(1), 83-99.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M. & Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1), 49-82.
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). The Rio de la Plata Craton and the adjoining Pan-African/Brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwanaresearch*, 20 (4), 673-690.
- Rossini, C., & Legrand, J. M. (2003). Eventos Tecto-metamórficos del Grupo Carapé: un modelo para su evolución Neoproterozoica. *Rev. Soc. Urug. Geol*, 49-67.
- Russo, A., Ferello, R., & Chebli, G. (1979). Llanura Chaco Pampeana. In *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina* (Vol. 1, pp. 139-183). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Sánchez Bettucci, L. (1998). Evolución tectónica del cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Sánchez Bettucci, L. & Ramos, V. A. (1999). Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, sudeste de Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, 29(4), 557-570.
- Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky, M., & Ramos, V. A. (2001). Tectonic setting of the late proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research*, 4 (3), 395-407.
- Sánchez-Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Page, S., & Ramos, V. A. (2003). Petrography and geochemistry of the Carapé Granitic Complex (Southeastern Uruguay). *Gondwana Research*, 6 (1), 89-105.
- Sánchez-Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M., Oyhantçabal, P., Peel, E., & Loureiro, J. (2003). Campanero Unit: a probable Paleoproterozoic basement and its correlation to other units of southeastern Uruguay. In *Short Papers-IV South American Symposium on Isotope Geology*, CBPM; IRD, Salvador.
- Sánchez Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Loureiro, J., Ramos, V. A., Preciozzi, F., & Basei, M. (2004). Mineralizations of the Lavalleja Group (Uruguay), a probable Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence. *Gondwana Research*, 7(3), 745-751.

- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Masquelin, H. (2010). Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52(1), 51-78.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites (Vol. 9)*. NRC Research Press.
- Schmid, S. M., & Handy, M. R. (1991). Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, 339-361.
- Siivola, J., & Schmid, R. (2007). List of mineral abbreviations. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*, 93-110.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884.
- Urai, J. L., Means, W. D., & Lister, G. S. (1986). Dynamic recrystallization of minerals. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies: The Paterson Volume*, 161-199.
- Walther, K. (1919). *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República O. del Uruguay*, Karl Walther.
- Walther K. (1921). *estudios sobre el estado actual de la investigación geológica en la República Oriental del Uruguay*
- Walther, K., 1927. Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. *Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones*, 10: 1-381.
- Wilson, G. (1982). *Introduction to small ~ scale geological structures*.
- Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., & Schamel, S. (1984). Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12(7), 391-394.

Mapa Geológico de las inmediaciones del Salto del Penitente

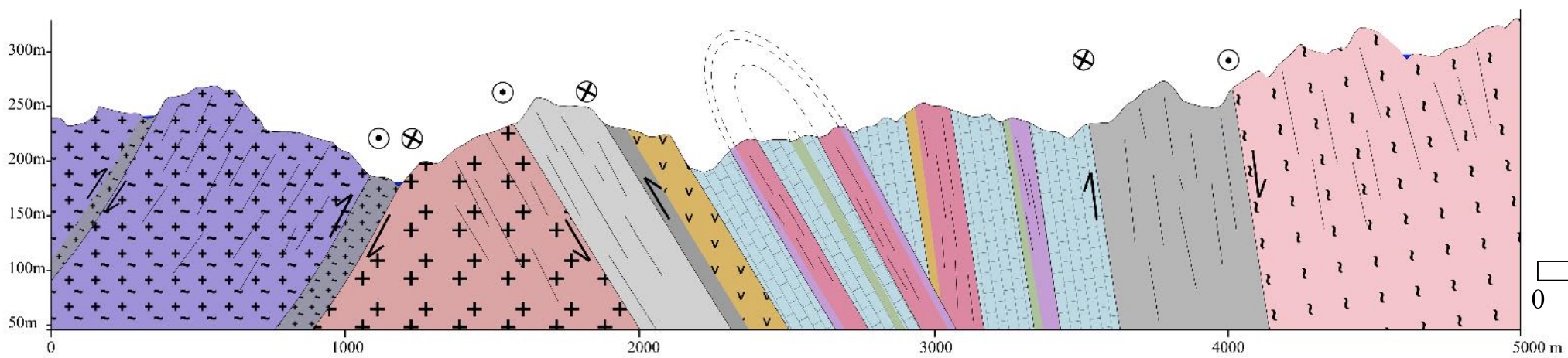


Referencias

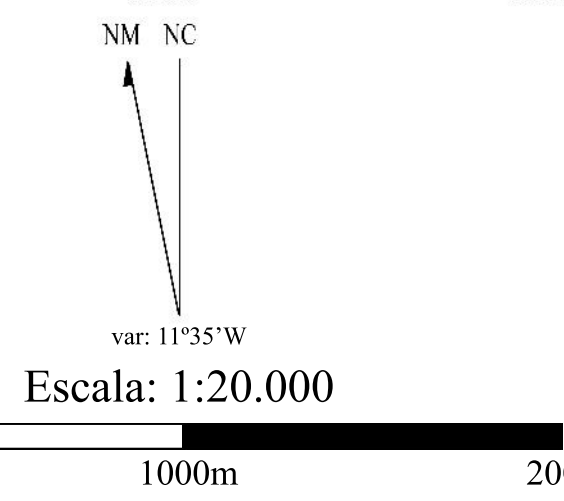
Fanerozoico		Basaltos	Fm. Puerto Gómez
		Ultramilonitas cuarcíticas, gnéisicas y migmatíticas	Zona de Cizalla Puntas de Pan de Azúcar (ZCPPA)
		Granito Perdido Chico	Granitos postcolisionales
		Leucogranito del Cerro de Otegui	
Neoproterozoico		Granito Porfirítico del Cerro de los Perros	Zona de Cizalla La Posada (ZCLP)
		Ortogneises miloníticos	
		Granito-gneis Penitente	Grupo Lavalleja
		Mármoles y metagabros miloníticos	
		Metagabros	
		Cuarcitas	
		Metaplititas	Unidad Campanero
		Metalavas básicas	
		Cuarcizomilonitas feldespáticas	
		Filitas calcáreas	
Paleoproterozoico		Mármoles	Unidad Campanero
		Cuarcitas a fucsita	
		Gneises y migmatitas miloníticas	
	Gneises y migmatitas		

	Zona de Cizalla	A-B	Corte geológico		Foliación
	Falla		Fotolineamiento		Lineación
	Falla inferida		Contacto aproximado		Eje de Pliegue
	Curso de agua permanente/intermitente		Ruta Nacional/Camino		

A



B



Geología, petrografía y aspectos macro-meso-, y microestructurales del área del Salto del Penitente.

Santiago Guerrero Cherna

Cuadrícula cada 1000m. Sistema de coordenadas WGS1984, proyección UTM- Zona 21S. Marzo de 2016