

Universidad Nacional de San Juan
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
Departamento de Geología



TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL DE
LOS PROCESOS TECTONO-METAMÓRFICOS ASOCIADOS A
ZONAS DE DEFORMACIÓN DÚCTIL EN EL CERRO PAN DE
AZÚCAR. SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, SAN JUAN

LAURA BELÉN BOLECHOVER QUIROGA

Asesora: Dra. María Gabriela Fuentes

Co-Asesor: Dr. Juan Pablo Ariza

2020

*Víve una vida que
puedas recordar por siempre...*

Dedicado a mamá....

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN.....	1
1-INTRODUCCIÓN	3
1.1 Motivos y objetivos.....	3
1.2 Metodología	3
1.3 Antecedentes	4
1.4 Generalidades.....	6
1.4.1 Ubicación y vías de acceso	6
1.4.2 Clima.....	7
1.4.3 Flora y fauna	8
1.4.4 Hidrografía.....	8
2-MARCO GEOLÓGICO	10
2.1 Geología regional.....	10
2.2 Geología local	16
3- ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	21
3.1 Unidad cuarcítica	22
3.2.Unidad de milonitas cuarzo-feldespático-micáceos.....	28
3.3Unidad de rocas anfibólicas.	32
3.4. Unidad Calcárea.....	34
4- ANÁLISIS ESTRUCTURAL	36
4.1 Elementos estructurales	36
4.1.1 Elementos planares:	36
4.2.2 Elementos lineales.....	38
4.2. Deformación frágil.....	39
4.3. Asociaciones de rocas miloníticas y microestructuras asociadas.....	42
4.3.1 Protomilonitas	42
4.3.2 Milonitas	45
4.3.3 Ultramilonitas	49
5- INTERPRETACIÓN.....	51
6-DISCUSIONES	53
7- CONCLUSIONES	55
8- BIBLIOGRAFÍA	56
ANEXOS	
Lámina 1	
Descripción petrográfica	

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo no habría sido posible sin el apoyo de numerosas personas que de alguna manera contribuyeron desde el primer momento.

Agradezco a mis directores, Dra. Gabriela Fuentes y Dr. Juan Pablo Ariza. Por brindarme sus conocimientos y aportes para elaboración del presente trabajo.

A la Directora del Gabinete de Mineralogía y Petrología, Dra. Brígida Castro de Machuca por integrarme en su equipo de trabajo y compartir sus conocimientos además de brindar la infraestructura tanto de gabinete como de campo para desarrollar las tareas inherentes al presente trabajo. Y a todos los miembros del gabinete, por permitirme formar parte y acompañarme durante este camino.

Al tribunal evaluador Dra. Nilda Mendoza, Lic. Gladis Palacio y Lic. Aldo Cardinalli. Por sus correcciones, sugerencias y explicaciones.

Al Departamento de Geología, Dra. Nilda Mendoza y Maria Elena Seva, por su apoyo, colaboración y comprensión.

A los integrantes de las Cátedras de Introducción a la Geología- Geología Estructural y a los integrantes del Gabinete de Estudios de Geocronología, Glaciología, Niveología y Cambios Climáticos. Quienes con sus aportes ayudaron a comenzar a formarme como profesional.

A mi amigo y compañero Maximiliano Lucero por su ayuda y acompañamiento durante la carrera y sus aportes en el presente trabajo.

A Vanina Castro por su ayuda en las campañas a terreno.

A mis amigos y compañeros de estudio Fernando López y Daniel Guarnido. Gracias por acompañarme desde hace años en mis estudios y por su apoyo incondicional.

A todos mis compañeros y compañeras con los que compartí tiempo de estudio, cursado, viajes, y una gran cantidad de momentos que van a quedar en mi corazón por siempre.

A mis amigas y amigos que me apoyaron en los buenos y malos momentos.

A todas las personas que de una u otra manera me ayudaron a transitar este camino.

Gracias a Dios en quien me apoyé todo este tiempo.

Y finalmente gracias a la persona más importante, quién me dio la vida y luchó para que nunca nos falte nada ni a mi hermana ni a mí. Gracias Mamá.

A TODOS ELLOS MUCHAS GRACIAS!!!

RESUMEN

El cerro Pan de Azúcar es un afloramiento de rocas metamórficas polideformadas de dimensiones reducidas situado sobre el borde oriental de la depresión del río Bermejo, en la Provincia de San Juan. Geológicamente forma parte de la Provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales y su litología está definida como parte del Complejo Valle Fértil.

El cerro presenta evidencias de deformación dúctil, la cual ha quedado plasmada en las fábricas deformacionales miloníticas de las diferentes litologías que integran el basamento del mismo, abarcando rocas protomilonitas, milonitas y ultramilonitas según su grado de deformación. Es destacable mencionar que se observan estructuras de deformación frágil que afectan a las anteriores.

A partir del análisis petrográfico y estructural, se lograron reconocer las siguientes unidades: Unidad Cuarcítica, Unidad de esquistos cuarzo-feldespático-micáceo, Unidad Anfibólica y Unidad Calcárea. Todas estas unidades se encuentran milonitizadas y deformadas a diferentes escalas. De la comparación de las unidades mencionadas con las unidades aflorantes en la Sierra de Pie de Palo, se deduce que presentan más afinidad litológica, estructural y de grado metamórfico con el Grupo Nikizanga y Complejo Central, de la Sierra de Pie de Palo, en contraposición las unidades del Complejo Valle Fértil como fueron definidas.

En este trabajo se propone que el Cerro Pan de Azúcar forma parte de una faja milonítica de rumbo NE- SO, ubicada en el área de influencia de la megafractura o lineamiento Valle Fértil-La Huerta

Además, el análisis estructural, junto con la descripción petrográfica de la litológica a micro y meso escala, ha permitido diferenciar tres eventos tectono-metamórficos principales: Los cuales se detallan a continuación:

Evento 1-Asociado a la esquistosidad de las rocas (S1). Metamorfismo de baja temperatura en facies de esquistos verdes alta, dado por la asociación mineralógica (Pl+Chl+Ep+Qtz) a facies de anfibolita baja (Pl+Hbl±Bt±Qtz). A partir de las rocas de composición basáltica (Anfibolitas) se produce el metamorfismo en facies de Anfibolita con epidota, dado por la presencia de los minerales diagnósticos: Hbl+Pl+Ep±Chl.

Evento2-Deformación dúctil evidenciada por las texturas miloníticas (Foliaciones S2), generadas en facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas baja, y crenulación de la foliación (Superficies S3). Un proceso de metamorfismo retrógrado se sobreimprime al anterior y retrotrae el grado metamórfico, este fenómeno se asocia a la deformación dúctil en condiciones de menor temperatura. Esto queda evidenciado en el pasaje de granate a clorita, biotita a clorita y hornblenda a clorita. Y transición frágil-dúctil evidenciada por la ocurrencia de pseudotaquilitas.

Evento 3: Deformación frágil evidenciada por los sistemas de fallas observadas a microescala cortando la foliación milonítica y a escala de afloramiento poniendo en contacto rocas calcáreas y metamórficas sobre rocas sedimentarias triásicas , y la ocurrencia de grandes lineamientos de rumbo NE-SO Y NNO-SSE.

En el evento 2: Se generó en una faja de cizalla con movimiento sinistral y componente inversa (Movimiento de techo al NO). Esta cizalla generó la formación de pliegues escalonados con ejes subverticales y la milonitización de las rocas.

La estructura del cerro se interpreta como una serie de pliegues sinformas y antifomas muy apretados o isoclinales con un flanco volcado y eje subvertical, que afecta a las secuencias metamórficas milonitizadas. En el sector central se produce una repetición de sinclinal volcado posiblemente por falla. Las rocas metamórficas se encuentran en contacto con rocas calcáreas aparentemente mediante discordancia angular o corrimientos que colocan las calizas sobre las metamorfitas milonitizadas y plegadas. Este contacto se repite a lo ancho del cerro, lo que puede deberse a una repetición de escamas tectónicas o a plegamientos mayores en cuyo núcleo se encuentran las metamorfitas. Además, fallas de rumbo NNO-SSE, en el sector norte ponen en contacto rocas del basamento y calizas sobre rocas triásicas, siendo esta una falla inversa buzante al este. El cerro está segmentado por dos lineamientos principales de rumbo NE-SO, siendo los causantes de configuración actual. En general la deformación presenta vergencias al NO (Coordenadas Actuales).

1-INTRODUCCIÓN

1.1 Motivos y objetivos

En la presente se sintetizan las características geológicas de los afloramientos del cerro Pan de Azúcar. Motiva este trabajo cumplir con el requisito final del plan de estudio de la carrera de Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas , Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, a fin de optar por el título de grado correspondiente.

El presente trabajo forma parte del Proyecto CICITCA-UNSJ Res.021/18 CS. Titulado “Análisis petrológico y estructural de las fajas de cizalla asociadas a la mega fractura de Valle Fértil. Caso de estudio: Cerro Pan de azúcar. Sierras Pampeanas Occidentales. San Juan, Argentina.”

El objetivo general del estudio consistió en discriminar eventos tectono-metamórficos, así como procesos y condiciones de deformación de las rocas miloníticas que afloran en el cerro Pan de Azúcar, a fin de establecer la relación tectónica entre estructuras de deformación dúctil y frágil dentro de la zona de la megafractura de Valle Fértil y complementar el modelo evolutivo regional de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Los objetivos específicos comprenden tres aspectos:

- Petrológicos: Caracterizar petrográficamente las unidades litológicas. Definir facies y zonas metamórficas, así como zonas deformadas y grados de deformación (milonitas y tectonitas).
- Estructurales: Definir las características geométricas y cinemáticas de los distintos sistemas estructurales presentes. Identificar, definir y analizar los distintos eventos de deformación, condiciones y nivel cortical en los que se desarrollaron, así como los mecanismos y procesos de deformación involucrados.
- De integración: Establecer relaciones espaciales, geométricas y cinemáticas entre la megafractura de Valle Fértil y las zonas deformadas dúctilmente. Elaborar un modelo conceptual que integre los datos petrológicos-estructurales y correlacionarlo con datos preexistentes.

1.2 Metodología

Tareas de gabinete

- Recopilación y análisis de bibliografía sobre la temática y la zona de trabajo. Observación e interpretación de mapas geológicos, topográficos e imágenes satelitales.

- Mapeo preliminar de la zona de estudio.

Tareas de campo

- Campañas de relevamiento y toma de muestras orientadas Caracterización litológica y mineralógica. Relevamiento estructural de detalle.

Tareas de gabinete posteriores

- Revisión de secciones delgadas existentes y confección de nuevas secciones delgadas orientadas.

- Análisis petrográfico y microestructural de detalle de las secciones delgadas con microscopio de polarización con la consiguiente toma de fotomicrografías. Para definir composicionalmente las distintas litologías, y establecer paragénesis minerales que correspondan a los diferentes eventos tectono-metamórficos. Análisis de elementos geométricos, cinemáticos relacionados con los procesos deformacionales a microescala.

- Tratamiento estadístico de los datos estructurales tomados en terreno y de los obtenidos mediante el análisis microestructural (foliaciones, lineaciones, plegamientos, fallas, microfallas, crenulación e indicadores cinemáticos en general). Confección de estereogramas mediante el software libre *Dips* y perfiles a escala con datos geométricos y cinemáticos de las estructuras y mapas de campos de esfuerzos y paleo-esfuerzos - Integración de los resultados obtenidos con la información existente en estudios previos.

- Confección de mapa y perfil geológico de la zona usando el software libre Qgis 2.10.

- Redacción del informe final de tesis.

1.3 Antecedentes

Sobre el faldeo suroccidental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta y su continuación hacia el sur en la Sierra de las Imanas y Serranías del Desierto, afloran fajas miloníticas desarrolladas en el Complejo Valle Fértil, que registran una larga historia de eventos deformacionales y metamórficos (Vujovich 1995; Galindo *et al.* 2004; Murra y Baldo 2004; Roeske *et al.* 2005; McClelland *et al.* 2005). Estas estructuras, por ejemplo la megafractura de

Valle Fértil-La Huerta, controlan la configuración morfotectónica y la distribución de gran parte de la actividad neotectónica del área (Snyder *et al.* 1990; Marín y Ramos 1987, Bastías *et al.* 1990, Gardini *et al.* 2009). Incluso se ha propuesto que la misma región constituye la zona de sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia (Snyder *et al.* 1990; Ramos 1994; Castro de Machuca *et al.* 2008). Roeske *et al.* (2005) demostraron que esta zona de cizalla dúctil de alta temperatura y edad ordovícica, pone en contacto a rocas del Paleozoico inferior sobre una secuencia de edad mesoproterozoica (Complejo La Resina). Asimismo, indicaron evidencias de un evento extensional acaecido durante el Devónico.

El cerro Pan de Azúcar aflora en el borde oriental de la depresión del río Bermejo y se lo considera como un bloque de basamento cristalino desmembrado de la Sierra de La Huerta y separado al estructurarse la cuenca triásica de Marayes-El Carrizal (Castro de Machuca *et al.* 2002 y referencias allí insertas). Bodenbender (1911 y 1912, en Vujovich, 1992) menciona por primera vez la presencia de cuarcitas y calizas en el basamento cristalino entre Marayes y Las Chacras, destacando el parecido de estas últimas con las calizas de Precordillera. Bastías *et al.* (1984) describen en un área que abarca al cerro Pan de Azúcar, escamas tectónicas de rocas calcáreas alternantes con metamorfitas, a las que homologan con las calizas cambro-ordovícicas de Precordillera. Bossi (1976) considera al cerro Pan de Azúcar como parte del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas Occidentales, sin hacer mención específica de su geología. Vujovich (1992, 1995) describe en la Loma de Las Chacras, unos 13 km al norte del cerro Pan de Azúcar, una unidad meta-carbonática a la que denomina Mármol Pan de Azúcar por su semejanza con las rocas carbonáticas aflorantes en el cerro homónimo. Esta unidad integrada por calizas, margas y cuarcitas con metamorfismo en facies de esquistos verdes y altamente deformados Vujovich (1998), es incluida en el basamento cristalino (Grupo o Complejo Valle Fértil) y se la correlaciona con los metasedimentos del Grupo Caucete en la sierra de Pie de Palo, asignándosele una edad proterozoica superior dudosa (Ramos y Vujovich 2000). Castro de Machuca *et al.* (2002) identificaron en el complejo basamental del cerro Pan de Azúcar rocas metamórficas en facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas, intensamente retrogradadas y deformadas, que incluyen mayoritariamente a filitas, metacuarcitas, esquistos cuarzo-feldespático-micáceos y anfibolitas. Este basamento ha sido caracterizado como parte del Complejo Valle Fértil y se le ha atribuido edad proterozoica (Vujovich.1994, Castro de Machuca *et al.* 2002.). Al mismo se asocia una secuencia carbonática de edad incierta, probablemente Proterozoico superior-Paleozoico inferior (?) (Peralta y Castro de Machuca 2010). La relación de éstas con las restantes litologías que

componen el Complejo Valle Fértil no es clara; Bastías *et al.* (1984) y Vujovich (1995) asignan un carácter tectónico, mientras que Castro de Machuca *et al.* (2002) sugieren una probable discordancia angular (relación estratigráfica primaria) entre los bancos carbonáticos y el basamento. Recientemente, Ramaciotti *et al.* (2018) realizaron un análisis de procedencia de circones en metacuarcitas rocas calcáreas y esquistos donde involucran los afloramientos del Cerro Pan de Azúcar, los cuales arrojaron edades de máxima sedimentación 527 $\pm$ 6 Ma y 529 $\pm$ 6 Ma, los más jóvenes y 544, 656 y 805 Ma. Luego, Fuentes *et al.* (2019), han reconocido pseudotaquilitas, resultado de la fusión parcial de las rocas de caja (metacuarcitas y metagrauvacas milonitizadas) a lo largo de zonas de falla, y evidencian reactivación de paleo-estructuras basamentales en los niveles superiores de la corteza vinculada con eventos sísmicos antiguos. En toda la región bajo estudio, las anisotropías del basamento y fundamentalmente la actividad tectónica de la megafractura de Valle Fértil han ejercido un fuerte control sobre la geometría y cinemática de la estructuración paleozoica, post-paleozoica y principalmente andina.

1.4 Generalidades

1.4.1 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio comprende el cerro Pan de Azúcar (Fig. 1.1), ubicado entre las sierras De La Huerta y Pie de Palo, en el departamento de Caucete, San Juan. Desde la ciudad de San Juan, se accede a la zona de estudio mediante la ruta nacional N° 20, aproximadamente 38 km hasta su empalme con ruta Nacional N° 141. Desde allí se continúa por la ruta provincial N° 510 por la que se recorren 3,5 km hasta la localidad de Marayes. Desde este punto se recorren aproximadamente 15 km hacia el norte por un camino no consolidado, que une Marayes con el paraje las Chacras.

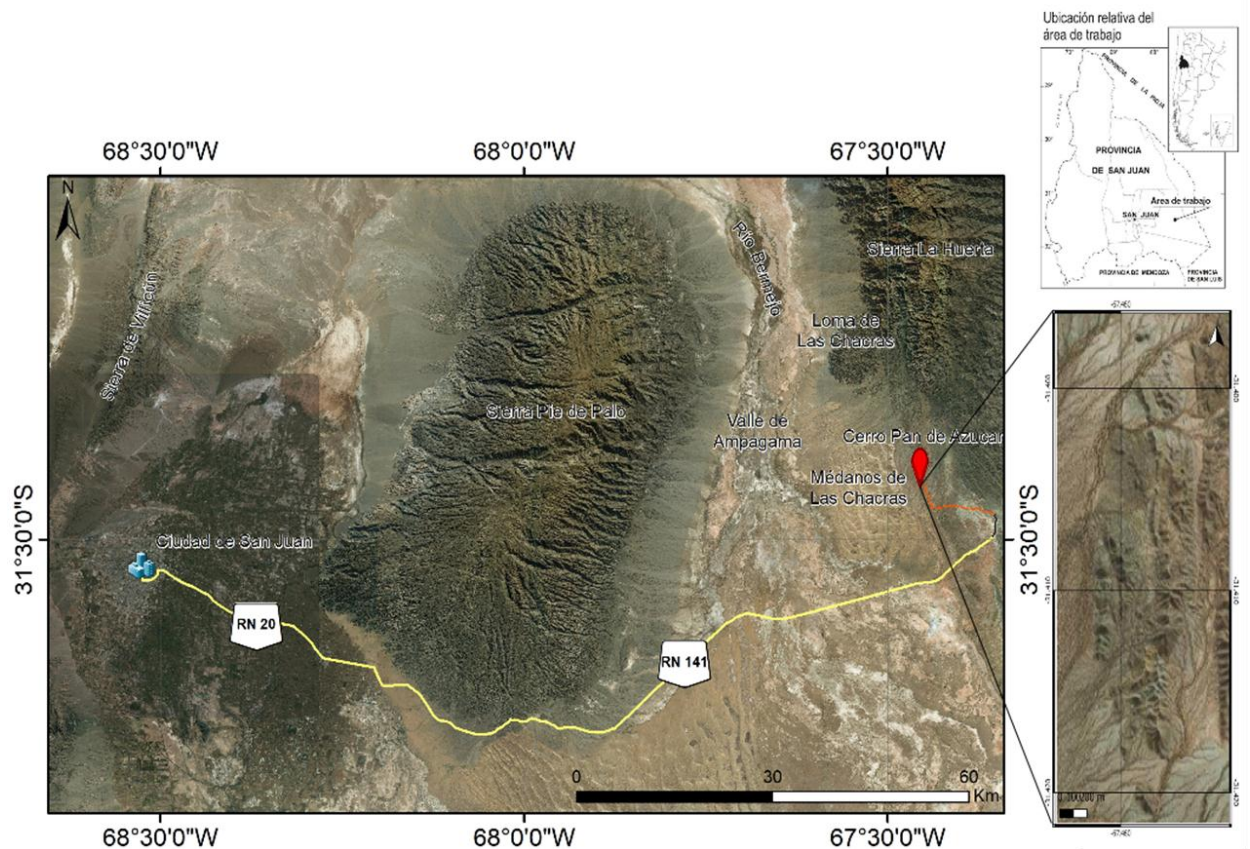


Figura 1.1. Imagen satelital tomada de *Google Earth* donde se muestra la ubicación de la zona de estudio y las principales unidades geológicas y geomorfológicas del área.

1.4.2 Clima

El clima de la región es extremadamente árido, las precipitaciones pluviales oscilan entre los 100 y 150 mm anuales, produciéndose en verano en forma de tormentas que provocan importantes crecientes. Las precipitaciones pluviales en el periodo estival son de tipo torrencial, de corta duración y elevada intensidad. Estas lluvias se desarrollan con mayor frecuencia en verano, considerándose los meses de Enero, Febrero y Marzo como la estación húmeda. Durante el resto del año, las lluvias son escasas, de tipo llovizna, abarcando grandes áreas. Hay precipitaciones nívicas esporádicas en invierno en los sectores montañosos. La evapotranspiración potencial supera ampliamente los valores de precipitación y se ha estimado en 1600 mm/año (Poblete y Minetti, 1989).

Los vientos predominantes provienen del sureste y también están presentes los vientos secos provenientes del norte y noroeste. El viento característico de la región, de dirección oeste-este, es el denominado Zonda, que sopla tanto en invierno como en verano. En este sector de

estudio existe una gran amplitud térmica diaria, con temperaturas máximas que exceden los 39° y mínimas de hasta -10°C.

1.4.3 Flora y fauna

La vegetación predominante es de tipo estepa o matorral arbustivo, formada por frútices achaparrados, espinosos, resinosos o áfilos cuya altura oscila entre 1 y 2 metros. A lo largo de los cauces temporarios se encuentran árboles como el quebracho blanco y el algarrobo. En la estepa climática predominan tres tipos de zigofiláceas conocidas vulgarmente como jarillas. En el interior de la sierra también se encuentran chaguales, garabatos, el alpataco, retortuño, la uña de gato, la brea, gran cantidad de canctáceas rastreras y cardones que a veces superan los 5 metros de altura.

La fauna dominante comprende mamíferos, aves, reptiles y artrópodos. Entre los mamíferos autóctonos, sumamente escasos debido a la falta de agua en la zona, se pueden citar: pumas, liebres, vizcachas, chinchillones, guanacos, zorrinos, zorros, quirquinchos y roedores menores. Entre las aves que integran la fauna local cabe mencionar: el ñandú, la martineta y gran variedad de pájaros. Los reptiles son muy abundantes, existen víboras, serpientes y lagartos de varios tipos. Las víboras más peligrosas son la yarará, la coral y el cascabel y otras especies menos ponzoñosas. Los escorpiones y las arañas son muy frecuentes y también lo son los insectos peligrosos como la vinchuca (Tomado de Bruno.N, 2000 y referencias allí insertas).

1.4.4 Hidrografía

La zona presenta ríos de carácter temporarios, ya que llevan agua sólo cuando se registran lluvias torrenciales, excepto el río las Chacras (al norte de la zona de estudio) que es de tipo permanente. Esto se debe a las condiciones climáticas que caracterizan la provincia de San Juan. El diseño de la red de drenaje es de tipo dendrítico a subdendrítico a lo largo del piedemonte occidental de la sierra de la Huerta. Rodeando el cerro se reconocen los ríos El Pinche, de la Cruz, y del Mercado. Estos drenan desde la sierra de la Huerta con dirección hacia el SO, hasta el borde oriental de los Médanos de las Chacras; donde cambian la dirección de escurrimiento hacia el S. Todos estos ríos drenan hacia la llanura aluvial del río Bermejo, la cual representa su nivel de base local (Tomado de Rothis, 2016 y referencias allí insertas).

1.4.5 Geomorfología

La zona de estudio se ubica dentro de la Región Oriental o Sierras Pampeanas. En sentido regional, el ambiente geomorfológico se manifiesta en un área de antepaís fracturado por la orogenia Andina en bloques de basamento. Los bloques ascendidos constituyen las sierras, mientras que las depresiones originadas entre los bloques conforman las cuencas sedimentarias, donde se desarrollan los ambientes de acumulación como piedemontes bajadas, playas limosas, dunas y playas salinas en el sector distal (Vujovich *et al*, 2007).

En la zona de estudio, Rothis (2016) realizó la clasificación de las principales unidades morfoestructurales de la región. Estas unidades, reconocidas en el faldeo occidental de la sierra de La Huerta se han agrupado en tres categorías principales que son: Unidad Montañosa, Unidad de Transición y Unidad deprimida.

La unidad montañosa comprende tres subunidades, la subunidad de montañas alta, subunidad de cerrilladas y subunidad de lomadas.

La subunidad de montañas altas corresponde a aquellos afloramientos prominentes, de mayor altura, ubicados al este de la zona de estudio que resaltan en el paisaje. Las alturas de los cordones montañosos disminuyen de norte a sur, siendo un rasgo muy notorio en el relieve. En el área de estudio las mayores elevaciones se corresponden con la sierra de La Huerta, cuya altura máxima es de 2060 msnm. En general, la unidad montañosa está formada por cordones con dirección NO y perfiles transversales asimétricos, siendo el faldeo occidental aquel que presenta mayor inclinación, y su flanco oriental el de menor pendiente.

La subunidad de Cerrilladas comprende una serie de pequeñas cerrilladas ubicadas hacia el sur de la localidad de Marayes correspondiente a la sierra de las Imanas. Esta sierra presenta una altura máxima de 750msnm, con una orientación NO y el desarrollo de un perfil asimétrico con su faldeo occidental más abrupto en relación al flanco oriental.

La subunidad de lomadas se desarrolla hacia el oeste de la sierra de la Huerta y al este de los Médanos de Las Chacras. Esta unidad geomorfológica está caracterizada por presentar unidades positivas, pero que contrastan con respecto a la unidad montañosa por tener una geología muy diferente y alturas menores. Las mayores elevaciones topográficas son aquellas localizadas en el sector norte del área de estudio, en las cercanías al caserío de Las Chacras, donde alcanzan los 945msnm, disminuyendo hacia el sur hasta los 685msnm, en esta unidad se incluye al cerro Pan de Azúcar y Loma de Los Palos. La unidad geomorfológica de Transición o piedemonte se extiende desde el frente montañoso hasta el nivel de base de erosión local, en este caso el río Bermejo.

La unidad morfoestructural deprimida se sitúa entre las montañas de un sector y por su centro suele discurrir un río o arroyo. Corresponde a la depresión intermontana que constituye la llanura aluvial del río Bermejo, ubicada entre la sierra de Pie de Palo por el oeste y de La Huerta por el este, considerada como la subunidad llanura de inundación del río Bermejo.

2-MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología regional

El área de estudio se encuentra comprendida en la Provincia Geológica de Sierras Pampeanas Occidentales. Las Sierras Pampeanas están constituidas esencialmente por un complejo ígneo-metamórfico aflorante en el centro-oeste de la República Argentina conformando el denominado antepaís Andino. Su estructura se caracteriza por grandes bloques limitados por fallas inversas de alto ángulo que se horizontalizan en profundidad (González Bonorino, 1950). Caminos (1979) distinguió, entre otras, dos importantes fajas por sus características litológicas, estructurales y tectónicas a las que denominó Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales respectivamente.

Las Sierras Pampeanas Occidentales se caracterizan por componer un cinturón metamórfico integrado de norte a sur por las sierras de San Buenaventura, Fiambalá, Toro Negro, Cumichango, Umango-Maz, Pie de Palo-Barboza-Valdivia, La Huerta-Valle Fértil y El Gigante. Están integradas por dos unidades litoestratigráficas mayores de distinta edad. La más antigua está representada por afloramientos alargados de rocas metamórficas de alto grado y edad Greenville (1.000-1.100 Ma) de acuerdo a lo propuesto por Varela y Dalla Salda (1992), Mc Donough *et al.* (1993) y Ramos *et al.* (1993). La segunda, supracortical respecto del Greenville, abarca un grupo de rocas metamórficas las que pueden separarse en dos grandes grupos, respecto a sus protolitos. El primero derivó de rocas sedimentarias, dando como resultado gneises biotíticos, biotítico-granatíferos, biotíticos-granatíferos-sillimaníticos y mármoles con forsterita- diópsido periclase, derivados de secuencias lutíticas-grauváquicas y calcáreo-dolomíticas respectivamente. El segundo conjunto comprende litologías de protolitos ígneos las cuales incluyen una amplia variedad de anfibolitas, vastos afloramientos de metadioritas y metatonalitas y rocas máficas- ultramáficas (metagabros y piroxenitas). Pequeños cuerpos de granitoides sincinemáticos ligeramente peraluminosos y pegmatitas instruyen a las unidades mencionadas. Su edad se asigna tentativamente al ordovícico inferior. (Castro de Machuca *et al.* 1996).

En las sierras de Valle Fértil-La Huerta afloran rocas del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas Occidentales, asignadas al Complejo Valle Fértil (Bossi 1971,1976, Cuerda *et al.* 1984). Son Principalmente metamorfitas de medio a alto grado con una edad de metamorfismo ordovícica que alojan una serie de cuerpos intrusivos correspondientes a un arco magmático que se desarrolló durante la Orogenia Famatiniana entre el Ordovícico temprano y el Ordovícico medio (490 - 460 Ma),(Tibaldi *et al.* 2009 y referencias allí insertas) las rocas intrusivas corresponden a granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros calcoalcalinos metalumínicos, y pegmatitas graníticas tardías (Mirré, 1976; Baldo *et al.* 1997; Rapela *et al.* 2001). Rocas de bajo grado metamórfico han sido reconocidas en el flanco occidental (Mirré 1971, Cuerda *et al.* 1984, Llano y Castro de Machuca 1984, Marín y Ramos 1987, Pezzutti y Godeas 1988, Castro de Machuca 1990). (Fig. 2.1)

Como se mencionó anteriormente, sobre el faldeo suroccidental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta y su continuación hacia el sur en la Sierra de las Imanas y Serranías del Desierto, afloran fajas miloníticas desarrolladas en el Complejo Valle Fértil, que registran una larga historia de eventos deformacionales y metamórficos (Vujovich 1995; Galindo *et al.* 2004; Murra y Baldo 2004; Roeske *et al.* 2005; McClelland *et al.* 2005). La configuración morfotectónica y la distribución de gran parte de la actividad neotectónica del área está controlada por la estructura dúctil (Snyder *et al.* 1990; Marín y Ramos 1987, Bastias *et al.* 1990, Gardini *et al.* 2009). Asimismo, se ha propuesto que la misma región constituye la zona de sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia (Snyder *et al.* 1990; Ramos 1994; Castro de Machuca *et al.* 2008). Roeske *et al.* (2005) demostraron que esta zona de cizalla dúctil de alta temperatura y edad ordovícica, pone en contacto a rocas del Paleozoico inferior sobre una secuencia de edad mesoproterozoica (Complejo La Resina). Incluso, indicaron evidencias de un evento extensional acaecido durante el Devónico. Según Murra y Baldo (2001) una deformación no coaxial, en condiciones de grado medio (facies de anfibolita) generó las fajas de milonitas ubicadas en diferentes sectores de las sierras de Valle Fértil-La Huerta y su prolongación austral la sierra de Las Imanas y las Serranías del Desierto.

En cuanto a las edades de deformación, Murra y Baldo (2006 y referencias allí insertas) sugieren que las milonitas relacionadas a las zonas de cizalla dúctil representarían el punto final de la orogenia Famatiniana que comenzó alrededor de los 460-452 Ma y continuó hasta los 432 ± 4 Ma (Castro de Machuca *et al.* 2008a, 2012). Sin embargo, Roeske *et al.* (2005) presentan datos radimétricos con edades de deformación entre 404-400 Ma en la faja de

cizalla de orientación NNE ubicada en Loma de las Chacras, lo cual sugiere que los efectos de la orogenia Famatiniana se extendieron hasta el Devónico.

Por encima de las rocas del basamento, sobre el borde occidental de la Sierra de la Huerta, se asientan en discordancia sedimentitas triásicas continentales que integran el grupo Marayes. Según Bossi (1796) la faja de estos afloramientos, ocupa el pie de monte occidental de un conjunto de sierras, con núcleo de basamento, desde Las Chacras al norte y sigue al sur hasta la sierra de Guayaguás. El mencionado grupo comprende las formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro. La Formación Esquina Colorada apoya en discordancia angular sobre el Complejo Valle Fértil y pasa transicionalmente a la Formación Carrizal, salvo a la altura de Marayes y más al sur, donde se advierte relación de subdiscordancia. Está constituida por gruesas capas de conglomerados finos angulosos, con rodados metamórficos, que alternan con diamictitas masivas o areniscas medianas micáceas algo lapidosas, el espesor máximo medido es de 500 a 550 m, no se conocen fósiles en esta unidad, la estrecha relación con la Formación Carrizal permite suponer una edad similar, tentativamente se ha ubicado esta formación en el triásico medio, correlacionándola con la parte inferior del Grupo Agua de la Peña de la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. La formación Carrizal tiene un espesor entre 100 y 350 m, litológicamente está constituida por areniscas finas calcáreas, micáceas, carbonosas, con estratificación cruzada e intercalaciones de areniscas conglomerádicas, con rodados subangulosos y subredondeados de cuarzos y esquistos silíceos y micáceos; conglomerados maduros, calcáreos, con limolita, arcillita y mantos de carbón arcilloso en su parte media, la coloración varía de acuerdo a la litología. Por su abundante contenido de material fósil (troncos, valvas, polen, y plantas fósiles), a la Formación Carrizal se le asigna edad triásica confirmada, a posiblemente Triásico superior. Finalmente, en la Formación Quebrada del Barro afloran conglomerados finos a medianos, en capas gruesas, con rodados de metarmorfitas subangulosas a subredondeadas con pátinas de MnO e impregnaciones de Fe₂O₃; se observan bien imbricados y con disposición gradada normal con intercalaciones de areniscas micáceas medianas friables generalmente masivas, el color gris pardusco a gris rojizo medio es muy constante. Los afloramientos constituyen lomadas suaves con drenaje dendrítico. El espesor máximo medido es de 1400m en el sector Cerro Morado-Sierras de Las Imanas, esta última fue asignada como posible edad el triásico superior, sin embargo Colombi *et al.* (2013) propusieron que la parte superior de la Formación Quebrada del Barro tendría una antigüedad jurásica. Al triásico de esta zona se atribuyen las escasas

rocas volcánicas (basaltos, traquibasaltos, traquitas y fonolitas) agrupadas en una única asociación alcalina continental no-orogénica. (Mirré, 1976).

Hacia el oeste del área de estudio, aflora la Sierra de Pie de Palo donde se reconocen cuatro unidades estructuralmente delimitadas que están separadas en gran medida según la litología y el grado metamórfico (Fig. 2.2). Mulcahy *et al.* (2011) reconocen de oeste a este: el Grupo Caucete, el Complejo Pie de Palo, el Complejo Central y el Grupo Nikizanga. El Grupo Caucete (Ramos *et al.* 1996, 1998; Vujovich y Kay, 1998; Casquet *et al.* 2001; Galindo *et al.* 2004; Van Staal *et al.* 2010) se expone a lo largo del margen occidental del cerro, en el bloque bajo del corrimiento Las Pirquitas y consiste en rocas cuarcíticas de bajo a medio grado, mármoles y en menor proporción rocas metavolcanoclásticas. Con base en las correlaciones estratigráficas y las edades de circon detríticas, varios autores consideran que el Grupo Caucete representa el equivalente metamórfico de las rocas paleozoicas dentro del terreno Precordillera hacia el oeste (Ramos *et al.* 1998; Vujovich y Kay, 1998; Naipauer *et al.* 2010). Dalla Salda y Varela (1984) estimaron ampliamente las condiciones metamórficas de 7 ± 2.5 kbar y $520 \pm 70^\circ$ C para el Grupo Caucete. El complejo Pie de Palo aflora en el sector occidental del Cerro, al este del corrimiento Las Pirquitas, y al oeste de la zona de cizalla Nikizanga (Dalla Salda y Varela, 1984; Ramos *et al.*, 1998; Vujovich y Kay, 1998). Mulcahy *et al.* (2011) restringen el término Complejo Pie de Palo para incluir solo aquellas rocas que se encuentran entre el corrimiento Las Pirquitas y la zona de cizallamiento Duraznos, además subdividen el Complejo Pie de Palo en tres unidades distintas basadas en sus protolitos: Una unidad máfica y ultramáfica que consiste principalmente en metagabros y anfibolitas granatíferas, una segunda unidad compuesta predominantemente por ortogneis intermedios y en menor cantidad anfibolitas, y una tercera unidad compuesta por ortogneis, metatonalitas y metavulcanitas. Vujovich *et al.* (2004) y Rapela *et al.* (2010) obtuvieron edades U-Pb del proterozoico medio (1204–1110 Ma) a partir de pegmatitas gábricas y diques dioríticos-granodioríticos dentro del Complejo Pie de Palo. Por su parte, Vujovich y Kay (1998) interpretaron las rocas máficas y ultramáficas del Complejo Pie de Palo como una secuencia ofiolítica formada dentro de una cuenca de retroarco. Mulcahy *et al.* (2011) definen al Complejo Central, integrado por esquistos, cuarcitas, metavulcanitas, mármoles, migmatitas y anfibolitas que se producen entre las zonas de cizalla de Duraznos y Nikizanga. Esta amplia clasificación incorpora las subdivisiones de Dalla Salda y Varela (1984), Casquet *et al.* (2001), y Galindo *et al.* (2004). McDonough *et al.* (1993) reportaron edades U-Pb de ~ 938 a ~ 1091 Ma en ortogneis del Complejo Central, aunque varios autores han informado edades

magmáticas y metamórficas del Cámbrico y Ordovícico para esta unidad .Varela y Dalla Salda (1992); McDonough *et al.* (1993); Pankhurst y Rapela, (1998). Casquet *et al.* (2001) obtuvieron para el pico metamórfico ordovícico (~ 460 Ma) condiciones de 13 ± 1 kb y 600 ± 50 °C, seguido por descompresión durante la deformación dúctil en condiciones de $9 \pm 1,3$ kb y 570 ± 50 °C. El grupo Nikizanga consiste en cuarcitas de grado metamórfico medio a bajo, esquistos grafiticos, mármoles y menos abundantes anfibolitas, y constituye el bloque techo de la zona de cizalla Nikizanga que discurre a lo largo del margen sureste del cerro. Esta unidad se caracteriza por su grado metamórfico bajo, la escasez de rocas intrusivas y la presencia local de clivaje de disolución.

Sobre la deformación milonítica, Mulcahy *et al.* (2007) describen milonitas cámbricas en el complejo Pie de Palo, preservadas en el bloque colgante del corrimiento Las Pirquitas. Por su Parte, Castro de Machuca *et al* (2008b) describen fajas miloníticas desarrolladas en el granitoide El Tigre de edad Mesoproterozoica. Mulcahy *et al.* (2011) concluyen que la historia de deformación preservada en la Sierra de Pie de Palo puede correlacionarse con la historia magmática y de deformación del margen de Famatina y con la historia de acreción del terreno de Precordillera. Las milonitas cámbricas del complejo Pie de Palo coinciden con el inicio del arco Famatina y el establecimiento de un margen convergente (Mulcahy *et al.* 2007). Estas milonitas se formaron en condiciones relativamente altas de P/T las cuales interpretan que se formaron en el inicio de un margen convergente. (Mulcahy *et al.* 2011). Sobre esta base, y la ausencia de deformación cámbrica media dentro del terreno Precordillera, Mulcahy *et al.* (2007) sugirió que el bloque Pie de Palo era parte del margen de Famatina por aproximadamente 515 Ma y no era parte del terreno Precordillera.

Con base en correlaciones estratigráficas y edades de circón detríticas, varios autores consideran que el Grupo Caucete representa el equivalente metamorfoseado de las rocas paleozoicas dentro del terreno Precordillera al oeste; Ramos *et al.* (1998); Vujovich y Kay, (1998); Naipauer *et al.* (2010), van Staal *et al.* (2010). La afinidad del Complejo Pie de Palo, el Complejo Central y el Grupo Nikizanga, sin embargo, se consideran como (1) sótano original al terreno de Precordillera o (2) separados del terreno de Precordillera y haber sido parte del margen de Famatina por 515 Ma.

Van Staal *et al.* (2011) Interpretaron que el corrimiento Las Pirquitas, el cual pone en contacto al Grupo Caucete por encima del Complejo Pie de Palo, como resultado de la deformación progresiva, generada durante el Ordovícico medio, cuando el microcontinente Cuyania (derivado de Laurentia) subdujo debajo del margen del Famatina, estos autores proponen que

la relación basamento-cobertera se estableció en el Cámbrico cuando el microcontinente Cuyania se separó de Laurentia. El corrimiento Las Pirquitas pudo haberse iniciado durante este periodo extensional, para luego ser reactivado y funcionar como una superficie de corrimiento. Los autores mencionados, sin embargo, no descartan la posibilidad que el Complejo Pie de Palo fuera un terreno exótico con respecto al Grupo Cauce, pero para que esto sea posible se deberían agregar una generación extra de estructuras, de las que no se han hallado evidencias.

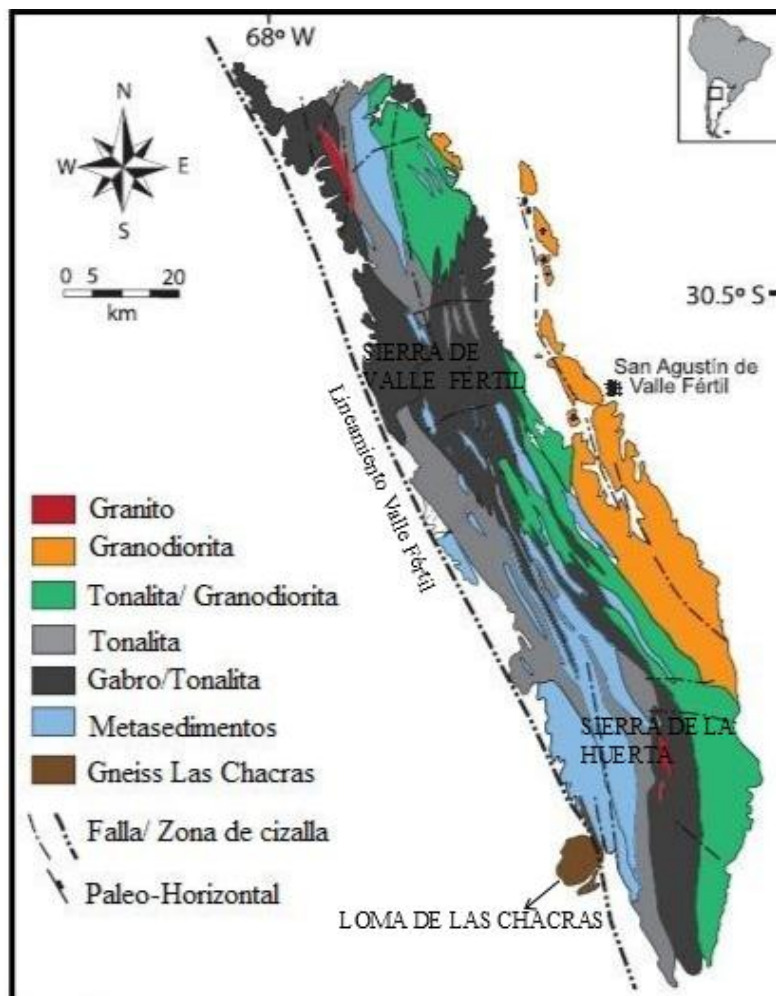


Figura 2.1: Mapa geológico de la Sierra de Valle Fértil- La Huerta. Tomado de Walker *et.al* (2015).

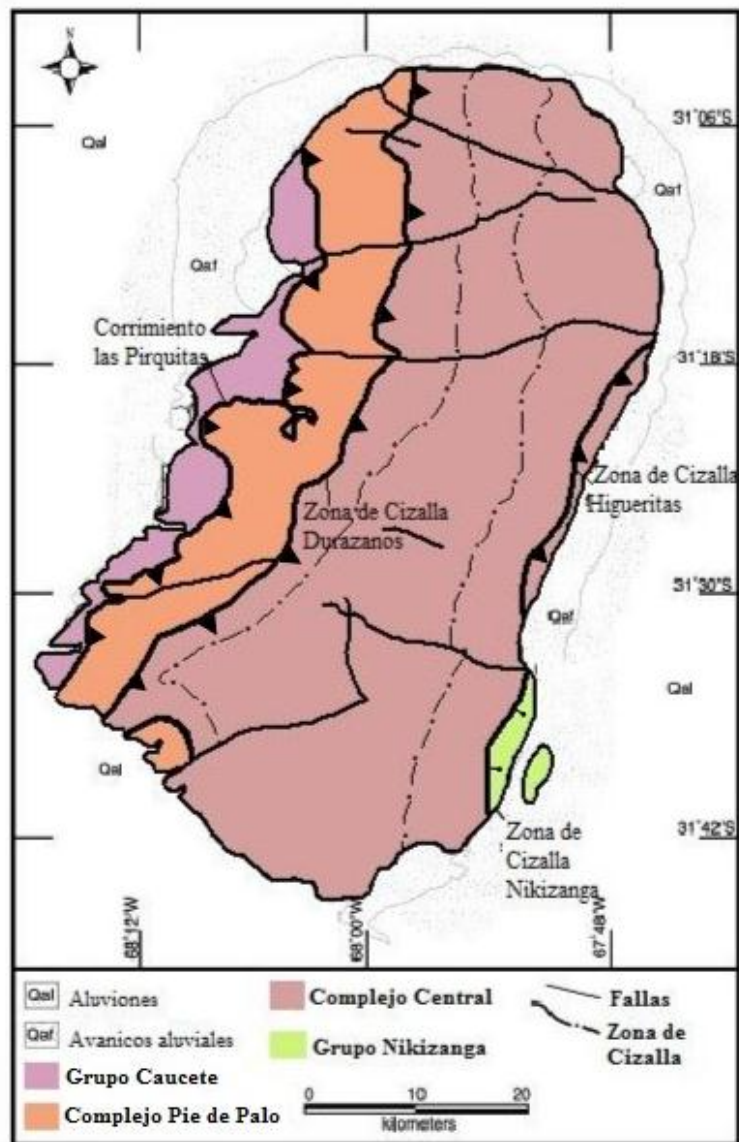


Figura 2.2: Mapa geológico de la Sierra Pie de Palo. Tomado de Mulcahy *et al.* (2011).

2.2 Geología local

PROTERIZOICO SUPERIOR- PALEOZOICO INFERIOR

Rocas del basamento.

Siguiendo el criterio de Castro de Machuca *et al.* (2002) se reconocieron tres unidades metamórficas dispuestas en fajas subparalelas y elongadas con rumbo N-S, en contacto neto entre ellas que forman el basamento del Cerro Pan de Azúcar, y una unidad de sedimentitas carbonáticas. (Fig 2.3)

- Unidad Cuarcítica: Afloran en el sector central del cerro. Son metamorfitas con un contenido de cuarzo superior al 85%, las que corresponden principalmente a metacuarcitas y filitas cuarcíticas, con intercalaciones menores de esquistos moscovíticos-cloríticos y venas de feldespato potásico. Las metacuarcitas constituyen bancos macizos de hasta 1,5m de potencia. Tienen grano fino, textura sacaroide, y color gris mediano con tonalidad verdosa a pardo rojiza debido a pátinas de limonita y barniz del desierto. Las filitas cuarcíticas comprenden rocas de grano fino y color gris claro, con abundantes filosilicatos que le otorgan apariencia satinada. Los bancos tienen espesores variables entre unos pocos cm a 0,5m y alternan con las metacuarcitas.

-Unidad de Milonitas cuarzo feldespáticas micáceas $\pm$ granatífera: Se extiende desde el sector central del cerro, donde se intersecta con la unidad cuarcítica, constituyendo la litología dominante del borde occidental. Incluye rocas de color pardo oscuro, con esquistosidad irregular a veces acentuada y otra pobremente definida, con “ojos” de feldespatos orientados. Los afloramientos alcanzan unas decenas de metros de potencia, y en ocasiones aparecen inyectados con desarrollo de porfiroblastos de feldespatos potásico de hasta 4 cm de largo, que les confieren carácter migmático. Es característica la textura de fluxión milonítica, con porfiroclastos ovoides de feldespatos. Los minerales accesorios: Granate (Almandino), apatito, titanita, epidoto, circón, rutilo, ilmenita y hematita son abundantes. Es común en esta litología el desarrollo de superficies S-C.

- Unidad de rocas anfibólicas: Incluye anfibolitas y una variada gama de esquistos asociados (Hornbléndicos- biotíticos, actinolítico- epidóticos, clorítico-epidóticos), derivados de rocas ígneas básicas a intermedias y/o sedimentos volcanogénicos. Las mejores expresiones se encuentran en una faja de espesor reducido en el sector occidental. Son rocas verde oscuras, de grano medio a fino, con fábrica planar notoria dada por la alternancia de capas leucocráticas y melanocráticas subparalelas de 1-2mm de espesor, con marcado estiramiento de minerales. El bandeo está definido por dominios ricos en plagioclasa $\pm$ cuarzo y otros integrados por anfíboles, filosilicatos y minerales accesorios, con escasos félsicos. La textura de fluxión milonítica es dominante.

- Unidad Carbonática: Comprende una serie de cuerpos tabulares y discontinuos de calizas elongados con rumbo NNO-SSE buzantes al este, intercalados con las litologías metamórficas. Están menos erosionados que éstas por lo que sobresalen como crestones por encima del complejo metamórfico. Los espesores varían desde pocos cm hasta unos 12m

como máximo. El contacto a la base no es claro, aparentemente se resuelve mediante discordancia angular con el basamento fuertemente plegado. Existe la posibilidad de que la superficie de discordancia haya favorecido corrimientos, lo que dificulta definir con precisión el tipo de contacto. Se trata de calizas macizas, rugosas y ásperas al tacto de color gris mediano y grano muy fino que en superficie desarrollan el típico aspecto paquidérmico. A menudo presentan nódulos de pedernal y estructuras de tipo estromatolíticas. Muchas exhiben bandeamiento con alternancia de láminas subparalelas claras y oscuras de 1-3mm de espesor generalmente microplegadas y con microfallas que las cortan y desplazan.

- Pegmatitas: Localmente, en el sector norte del cerro se reconocieron fajas de pegmatitas en afloramientos aislados de hasta un metro de espesor. Son rocas de color gris, con fenocristales de feldespatos potásico, cuarzo y en menor medida moscovita, en sectores de grano fino y otros de grano grueso.

- Pseudotaquilitas: A pesar de ser rocas de ocurrencia puntual dentro del basamento, recientemente Fuentes *et al.* (2019) reconocieron pseudotaquilitas y cataclasitas asociadas a fallas de rumbo N-S coincidentes con el rumbo de las estructuras dúctiles. Las pseudotaquilitas se presentan como venillas irregulares y discontinuas de 2 a 5 cm de espesor, identificándose venillas de falla (con evidencias de fusión, p. ej. microlitos), venillas de inyección y venillas cataclásticas (dominio de la cataclasis, sin fusión). A mesoescala, la matriz es de grano fino, de color pardo oscuro a negro con agregados y fragmentos de cristales, principalmente cuarzo y feldespatos, y de la roca de caja. El tamaño de los clastos alcanza 1-2 mm, tienen formas angulosas y están pobremente seleccionados. Al microscopio, las pseudotaquilitas son predominantemente microcristalinas y se caracterizan por presentar márgenes de enfriamiento; bandas de flujo marcadas por el cambio en la tonalidad y orientación de algunos fragmentos; microlitos con formas aciculares; cristales y agregados cristalinos con bordes corroídos, cóncavos y redondeados; amígdalas cloritizadas; texturas de desvitrificación como esferulitas y microfracturación de los cristales de feldespatos. Hasta el momento no existen edades absolutas de estas rocas, sin embargo al estar asociadas a las zonas de falla se las considera rocas recientemente formadas.

TRIÁSICO

Suprayacentemente a las rocas del basamento, afloran rocas sedimentarias de edad triásica.

- Formación Quebrada del Barro (Bossi *et al.* 1976): Afloran conglomerados finos a medianos, en capas gruesas, con rodados de metarmorfitas subangulosas a subredondeadas con pátinas de MnO e impregnaciones de Fe₂O₃; se observan bien imbricados y con disposición gradada normal con intercalaciones de areniscas micáceas medianas friables generalmente masivas, el color gris pardusco a gris rojizo medio es muy constante. Los afloramientos constituyen lomadas suaves con drenaje dendrítico. El espesor máximo medido es de 1400 m en el sector Cerro Morado- Sierras de Las Imanas, esta última fue asignada como posible edad el triásico superior, sin embargo Colombi *et al.* (2013) propusieron que la parte superior de la Formación Quebrada del Barro tendría edad jurásica.

CUATERNARIO

Vergara (2003) *op cit.* Determina a las unidades cuaternarias como acumulaciones de pie de monte, niveles de glacis, aluviones de cauces actuales y médanos. Los niveles de glacis son dos y consisten en superficies aplanadas labradas en conglomerados con rodados provenientes de la sierra de La Huerta o de los depósitos triásicos. En algunos casos los glacis están labrados directamente sobre el triásico o basamento tectonizado. Los ríos actuales son de cauce arenoso lo que indica una marcada disminución de la competencia respecto a periodos anteriores.

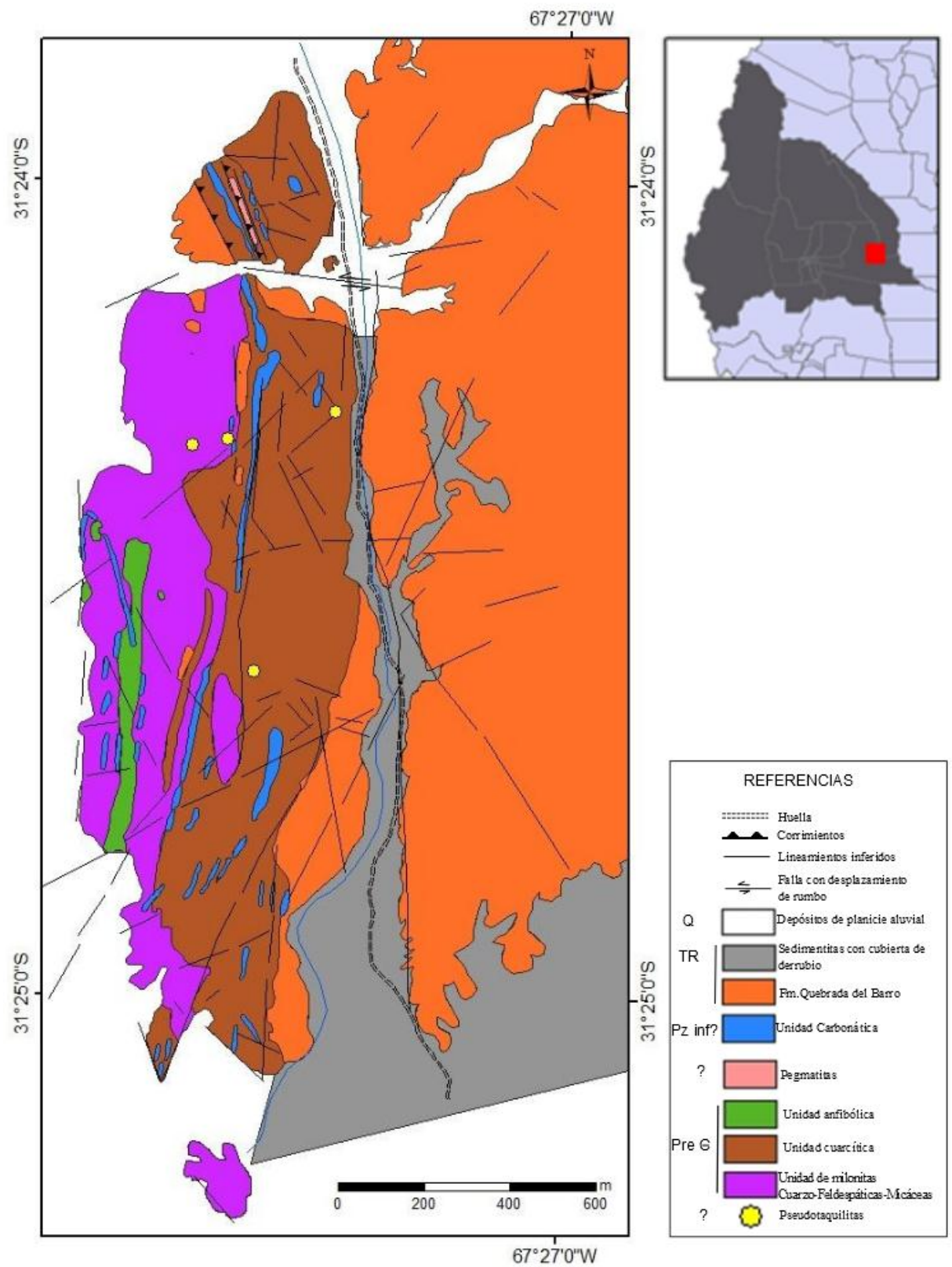


Figura 2.3: Mapa geológico del Cerro Pan de Azúcar. Modificado de Castro de Machuca *et al.* (2002)

3- ANÁLISIS PETROGRÁFICO

En este capítulo se detallan las características petrográficas de las diferentes litologías del Cerro Pan de Azúcar. Para la nomenclatura de los minerales se sigue la simbología propuesta por Kretz (1983). En cuanto a las rocas con deformación dúctil y frágil se siguen los siguientes criterios de clasificación.

-Rocas producto de deformación dúctil

El término milonita tiene varias definiciones, por lo que a continuación se aclaran las que serán usadas en el presente trabajo.

Según Passchier y Trouw, 2005, una milonita es una roca que presenta evidencias de una fuerte deformación dúctil, caracterizada por una estructura específica y en general asociada a una zona de cizalla. Esta estructura queda definida por la presencia de una fuerte fábrica caracterizada por una foliación planar y lineación de estiramiento mineral, la presencia de una matriz de grano relativamente fino con porfiroclastos (sólo ausentes en algunas ultramilonitas) y la ocurrencia frecuente de estructuras asimétricas como superficies C' o S-C, foliación oblicua, minerales con forma de pez o sombras de presión asimétricas, especialmente en milonitas de bajo grado. Milonita es un término estrictamente estructural y no hace referencia a la composición litológica de la roca.

Otra clasificación usada comúnmente para las milonitas se basa en el porcentaje de matriz respecto al de porfiroclastos (Spry, 1969; Sibson, 1977; Scholz, 1990; Schmid y Handy, (1991). Considerando:

- Protomilonita: Hasta 50% de matriz
- Milonita: De 50 a 90% de matriz
- Ultramilonita: > 90% de matriz

En la zona de cizallamiento dúctil la deformación y recuperación son altas y los procesos de recrystalización y rehomogenización son los predominantes. De forma general, a este dominio se asocian rocas generadas a profundidades superiores a 10 km. El término básico para las rocas que se generan en estas condiciones son las milonitas. Passchier y Trouw (2005).

-Rocas producto de cizallamiento frágil

En una zona de cizalla en un ambiente frágil (3 -4 km de profundidad) las condiciones de temperatura y presión no son suficientes para posibilitar la recrystalización de las rocas y el

mecanismo de deformación es la cataclasis (fragmentación o ruptura de la roca) generándose varios tipos de rocas, denominadas cataclasitas o brechas (Tomado de Ordóñez Carmona, 2000 y referencias allí mencionadas).

Según la cantidad de matriz generada durante la cataclasis estas rocas se clasifican en:

- Brecha o protocataclasita: 10 a 50% de matriz
- Microbrecha o cataclasita: 50 a 90% de matriz
- Ultracataclasita o gouge (salvanda, jaboncillo o arcilla de falla): > 90% de matriz.

Además existen otro tipo de rocas formadas en este dominio, conocidas como Pseudotaquilitas, las mismas, se forman por fusión parcial de la roca, a lo largo de un plano de falla frágil; debido al calor generado por el movimiento friccional o en zonas de falla sismogénicas con movimiento friccional asociadas con cataclasitas, brechas y milonitas de bajo grado; entre otras causas (López Isaza *et al.* 2008 y referencias allí mencionadas). El volumen de material fundido se enfría rápidamente, afectado por la temperatura de su roca de caja y se generan finas vetas de material fino o vítreo (De ahí el nombre pseudotaquilita). Este evento es de corto tiempo, lo que posibilita realizar dataciones e identificar el momento en el cual la falla liberó energía para generar este tipo de rocas. La zona en donde pueden ser encontradas estas rocas estaría ubicada a una profundidad entre 4 -15 km.

3.1 Unidad cuarcítica

-Cuarcitas

Comprenden rocas de color gris verdoso oscuro (5GY 4/1) según la carta de color de roca (*Rock Color Chart 2009*). Algunas presentan bandas de tonalidad más clara (Fig. 3.1 a). Tienen marcada foliación planar, afloran en bancos discontinuos de 1 a 2 metros de longitud a lo largo del sector oriental y central del cerro y presentan granulometría fina. Se encuentran intensamente milonitizadas, en ocasiones plegadas y es notoria la deformación frágil sobreimpuesta generando fábricas cataclásticas y un marcado diaclazamiento. (Fig. 3.1 b).

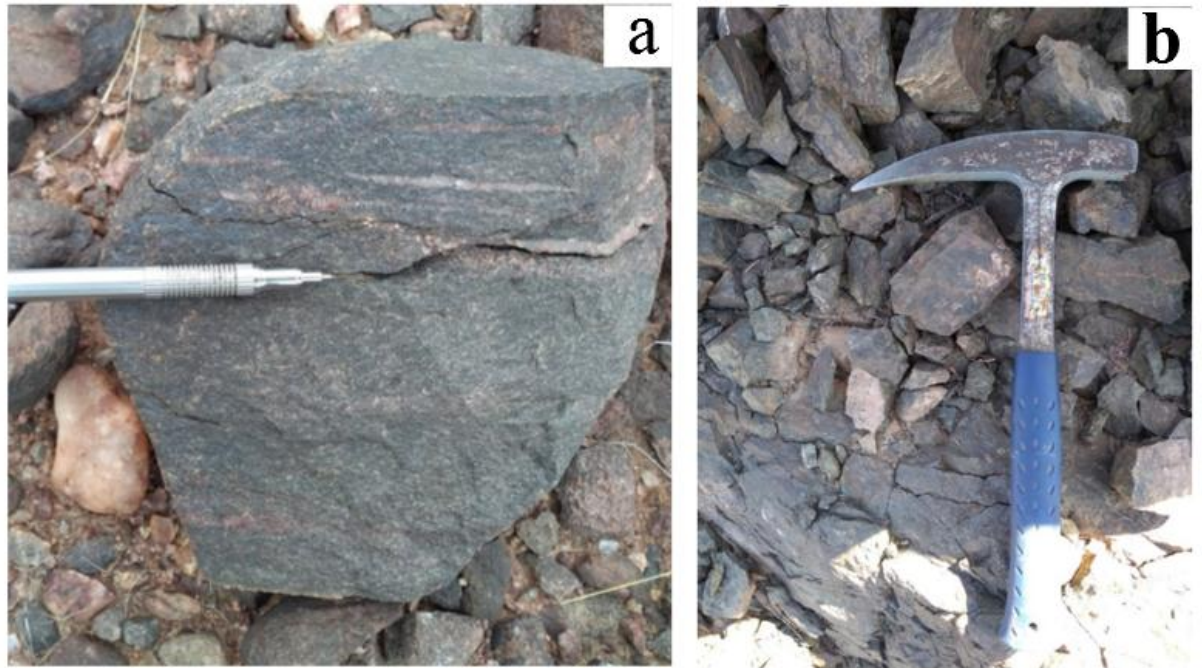


Figura 3.1: a) Detalle de cuarcita con cintas de cuarzo de 1.5 mm; b) Cuarcitas macizas y diaclasadas, expuestas en el sector sur del cerro.

Microscópicamente son rocas con textura granoblástica compuestas por más de un 90 % de Qtz cuyos minerales secundarios son $Ms \pm Ep \pm Chl$ y accesorio Tur. El cuarzo está recrystalizado dinámicamente (Fig. 3.2 a), y también se encuentran cristales de cuarzo elongados con extinción ondulante (Fig. 3.2b -d), por sectores con textura de fluxión y contactos suturales por la invasión de unos granos por otros (“bulging”) y con evidencias de recrystalización por rotación de subgranos (Fig. 3.2a - b). Como minerales accesorios aparecen folias orientadas de moscovita que en ocasiones conforman dominios peliculares, opacos, epidoto, circón y turmalina en ocasiones con estructura zonal. Algunas muestras presentan entrecruzamiento de venillas y parches de calcita (Fig. 3.2c), clorita y minerales opacos de espesores variables. En general están fracturadas y todas manifiestan recrystalización dinámica.

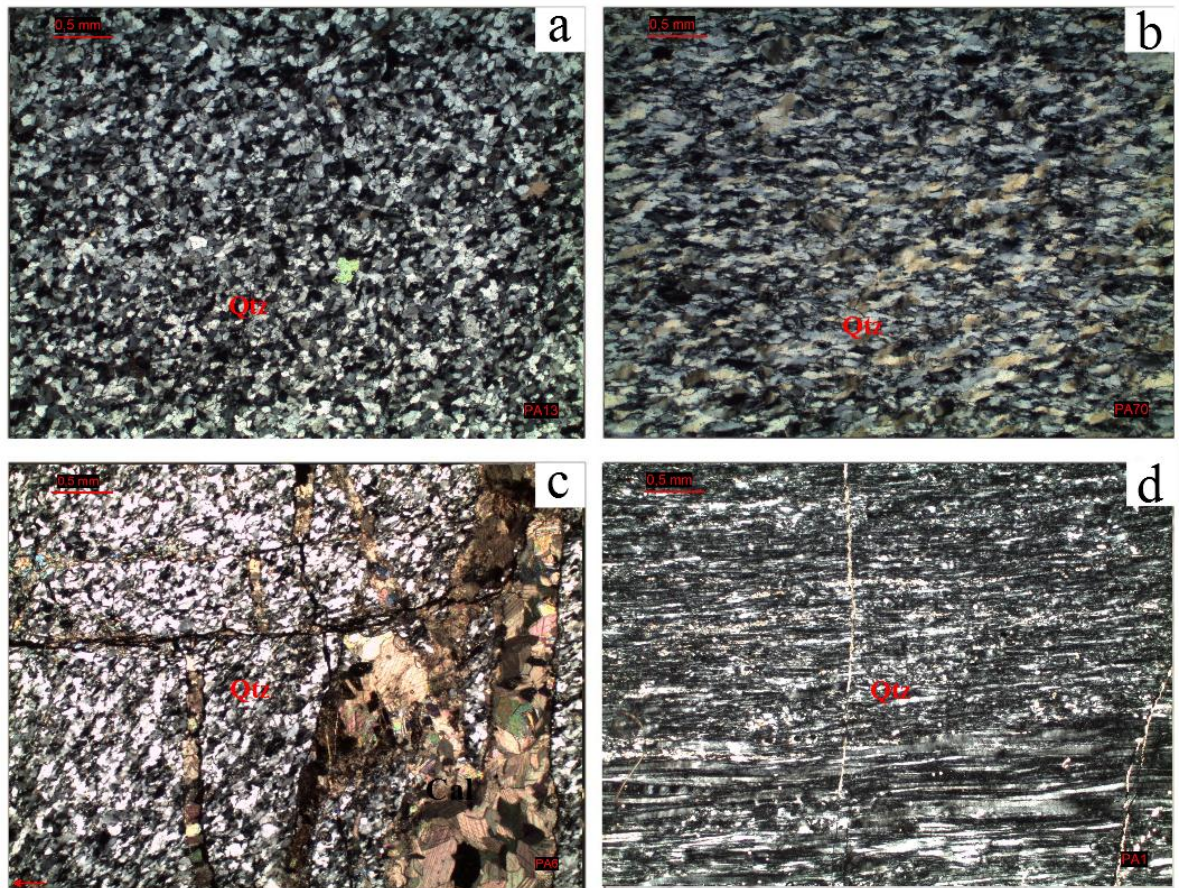


Figura 3.2: Fotomicrografías de metacuarzitas: a) detalle de textura granoblástica poligonal compuestas por cuarzo (Qtz) b) Cristales de cuarzo (Qtz) elongados con morfologías piciformes y con evidencias de recrystalización dinámica, c) cuarzo (Qtz) con textura granoblástica con fracturas rellenas por calcita, d) Fotomicrografía correspondiente a una ultramilonita donde se observa cintas de cuarzo (Qtz) y es difícil reconocer cristales individuales.

-Esquistos cuarzo-micáceos

Descripción macroscópica: Rocas foliada (Foliación milonítica) de color castaño claro (5 YR 5/2), grano medio a fino compuestas predominantemente por cuarzo y en menor proporción moscovita, plagioclasea y clorita (Fig. 3.3 a). En afloramiento suele encontrarse alternando con fajas de filitas y cuarcitas. En varias ocasiones se presentan plegados y diaclasados (Fig. 3.3 b). Esta litología se encuentra en los sectores central y oriental del cerro y en ocasiones, en el sector occidental.

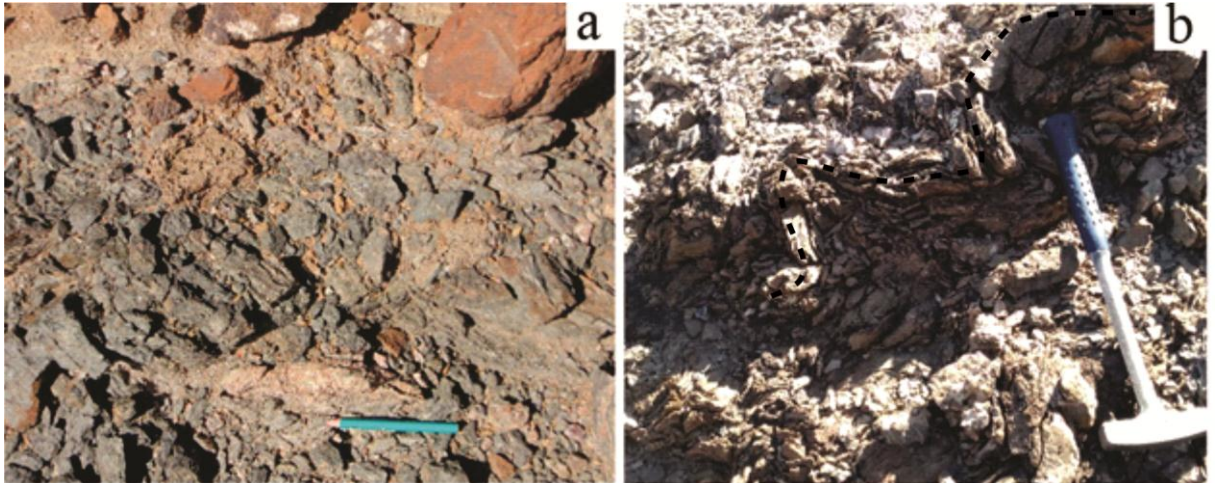


Figura 3.3: a) vista mesoscópica de esquistos cuarzo- micáceos cloritizados y milonitizados, por encima bancos de calizas cristalinas con pátinas de óxidos de hierro, b) Esquistos cuarzo- micáceos plegados.

Descripción microscópica:

Rocas compuestas principalmente por Qtz-Ms y Bt, y como minerales accesorios: Tur±Bt±Ap±Zrn±Cal±Op.

Se caracterizan por una alternancia de dominios de cuarzo de espesores relativamente uniformes (promedio 0,5 mm) con textura granoblástica (Fig. 3.4 a).y dominios peliculares (ricos en filosilicatos) compuestos por moscovita y en menor proporción biotita cloritizada, con textura lepidoblástica, concordantes con las cintas de cuarzo (Figura 3.4 a). El cuarzo presenta extinción ondulante, abundante desarrollo de subgranos, los contactos intergranulares son en mayor medida pseudopoligonales y en menor medida suturados (Fig. a-c -d). Escasa proporción de porfiroclastos de plagioclasa con maclas polisintéticas de albita con tamaños que oscilan de 0,2 mm a 0,5mm. En algunas muestras se puede observar una suave crenulación de la esquistosidad y un incipiente desarrollo de superficies S-C (Fig. 3.4-b). Generalmente presentan fracturas rellenas por calcita y venillas de opacos (Fig. 3.4 b-c -d)

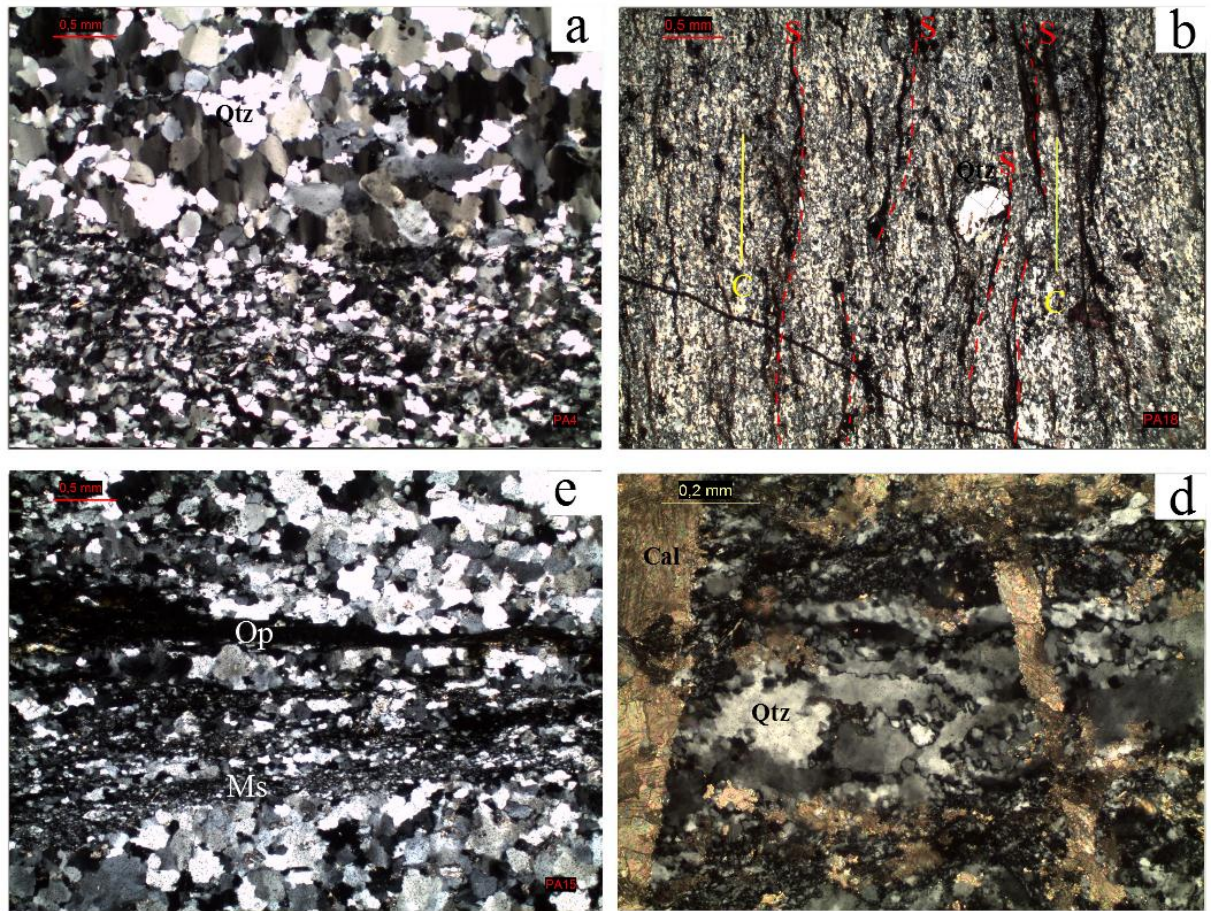


Figura 3.4: Fotomicrografías de Esquistos Cuarzo- Micáceos: a) Cuarzo (Qtz) con textura granoblástica, en bandas de tamaño de grano más grueso y dominios peliculares compuestos por cuarzo (Qtz) y Moscovita (Ms) b) Cristales de cuarzo (Qtz) de granulometría muy fina y fracturas rellenas por opacos (Op). Con desarrollo de superficies S-C (Representadas en líneas de color rojo y amarillo respectivamente). c) Cuarzo (Qtz) con textura granoblástica, moscovita (Ms) con textura lepidoblástica y venillas de opacos (Op)., d) Se destaca el proceso de “Migración de borde de grano” en los cristales de cuarzo (Qtz)., además venas de calcita (Cal). que cortan a la foliación.

-Filitas cuarzosas

Descripción macroscópica: Rocas foliadas de color gris oscuro a medio (N4), de grano fino, con abundantes filosilicatos que les otorgan apariencia satinada (Fig. 3.5 a). En general están plegadas y diaclasadas (Fig. 3.5b). Se presentan a lo largo del cerro en la faja central intercaladas con las otras rocas de la unidad cuarcítica.

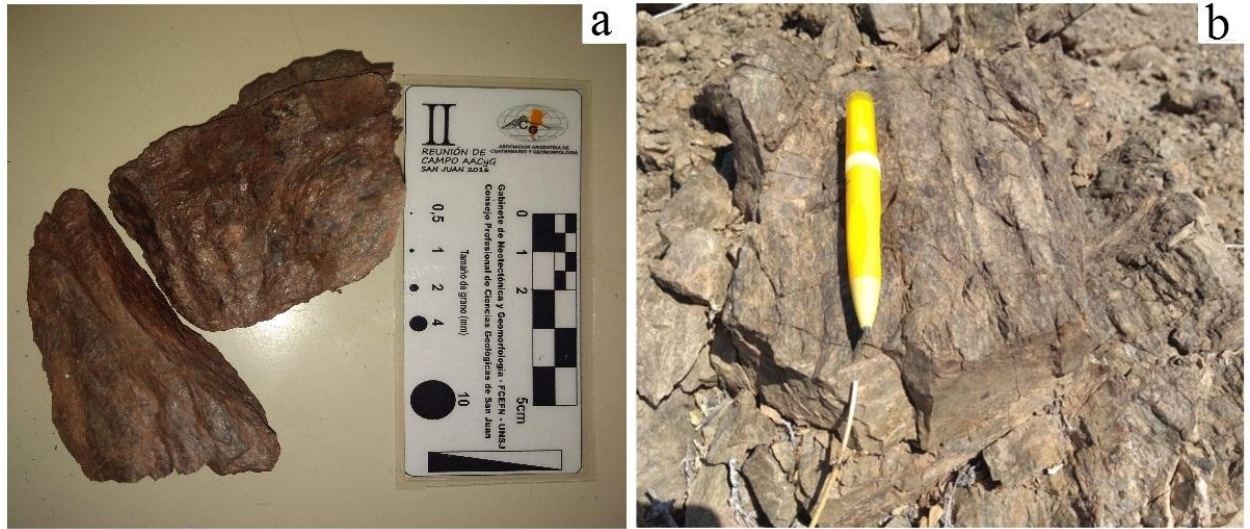


Figura 3.5: a) Filitas cuarzosas en muestra de mano. Nótese el brillo sedoso, b) Afloramiento de filitas cuarzosas plegadas

Descripción microscópica:

Rocas compuestas por: Ms, Chl $\pm$ Ser y Qtz. Como minerales accesorios: Ttn $\pm$ Op.

Roca de grano muy fino que se caracteriza por la alternancia de bandas de filosilicatos (Moscovita, clorita $\pm$ sericita) con textura lepidoblástica y en menor proporción por cintas de cuarzo con textura granoblástica con contactos intergranulares suturados (Fig. 3.6 a-b-c). En algunas muestras se destaca la presencia de pequeños porfiroclastos redondeados de granate retrogrado a clorita (Fig. 3.6 d) y algunos opacos. Están intensamente crenuladas (Fig. 3.6 a - b) y microfracturadas, algunas con desarrollo de superficies de fractura que cortan la crenulación (Fig. 3.6 c).

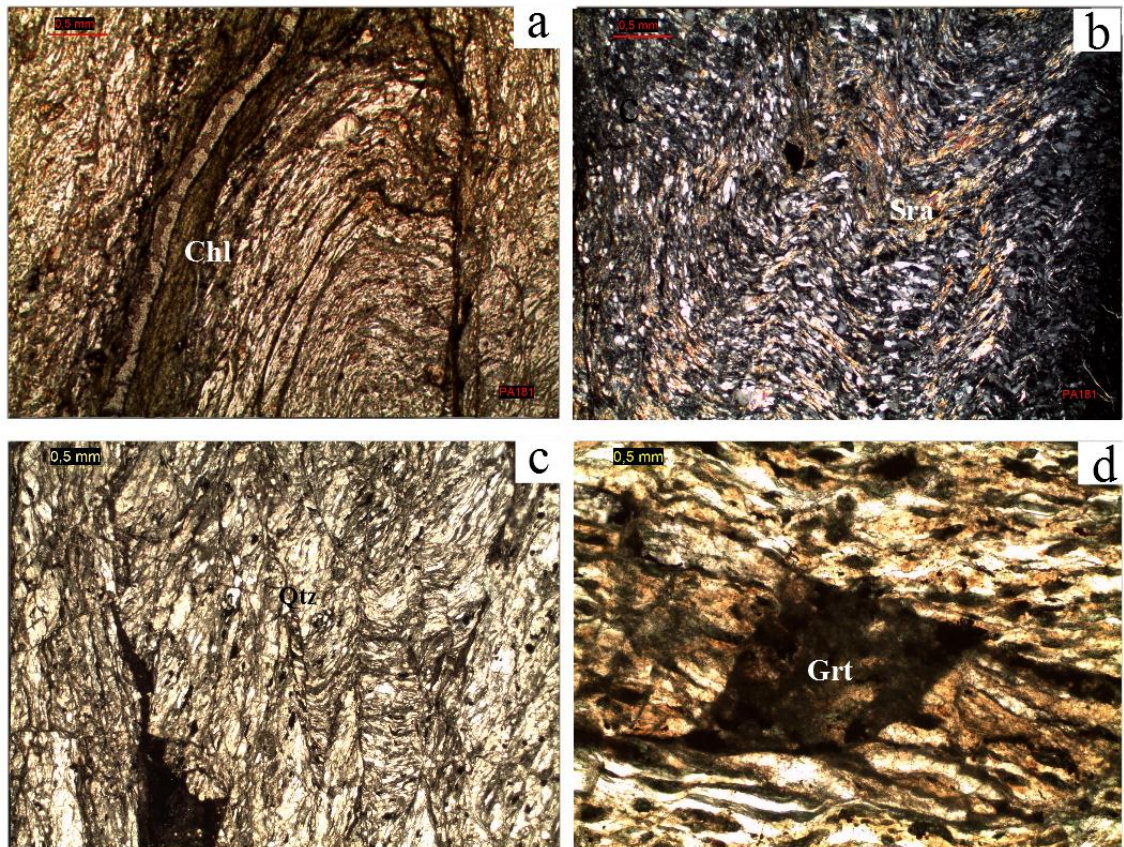


Figura 3.6: a y b) Bandas de filosilicatos y Qtz con clivaje de crenulación y venillas rellenas por Chl c) Cintas de Qtz y filosilicatos. Se destaca la intensa crenulación y fractura d) Porfiroclasto de granate retrogradado a clorita.

3.2.Unidad de milonitas cuarzo-feldespático-micáceos

-Milonitas de esquistos Qtz-Pg-Bt-Ms-Grt

Descripción macroscópica: Roca de color gris pardo claro (5 YR 6/1) y brillo satinado. Con una estructura marcadamente esquistosa, presenta clivaje crenulación. Compuesta por abundante moscovita, cuarzo y pequeños porfiroclastos de granates simétricos (Fig. 3.7 a - b).

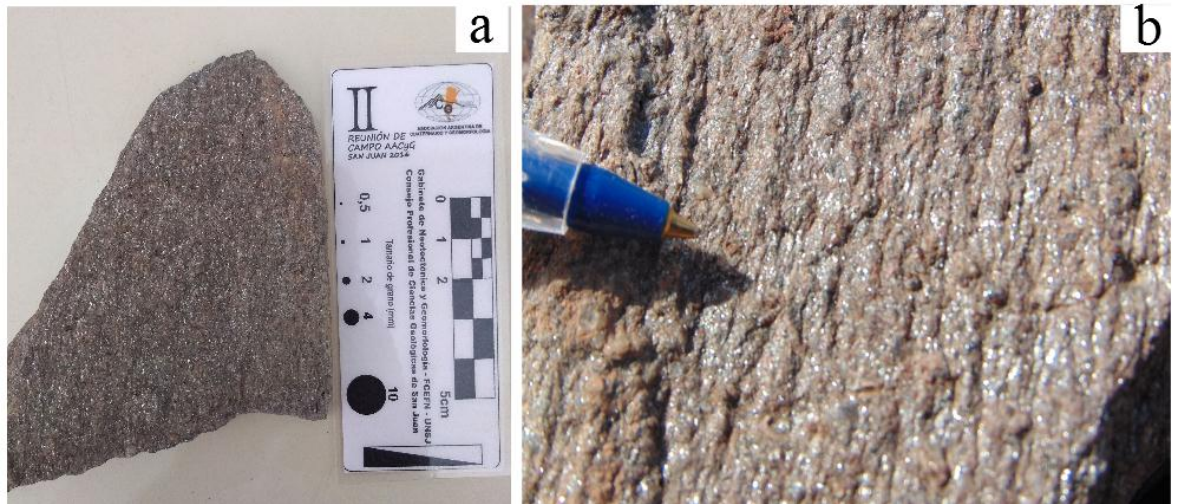


Figura 3.7: a) Esquisto cuarzo feldespático micáceo granatífero en muestra de mano, b) detalle de porfiroclastos de Grt donde se observa una orientación preferencial de las Ms.

Descripción microscópica:

Rocas compuestas por Qtz-Pg-Bt-Ms $\pm$ Grt. Como minerales accesorios aparece: Ttn $\pm$ Zrn $\pm$ Ep $\pm$ Ilm $\pm$ Op.

Tienen textura milonítica s. str. De grano fino con marcada fluxión. Están compuestas por una matriz (Entre un 50 a 90%) de grano fino rica en cuarzo con textura granoblástica, por sectores con contactos pseudopoligonales, en la que alternan dominios más ricos en filosilicatos (moscovita y biotita cloritizada) Con porfiroclastos de granate cuyo tamaño oscila entre 0,26 y de 0,88 mm de largo (Fig. 3.8 a - b). Hay abundantes porfiroclastos de plagioclasas saussuritizadas de hasta 1,5 mm de largo (Fig. 3.9 c) y más escasos de feldespatos alcalinos de hasta de 3,39 mm con desarrollo de sombras de presión. En ocasiones aparecen porfiroclastos de de titanita con exoluciones de ilmenita (Ilm). (Fig. 3.9 d)

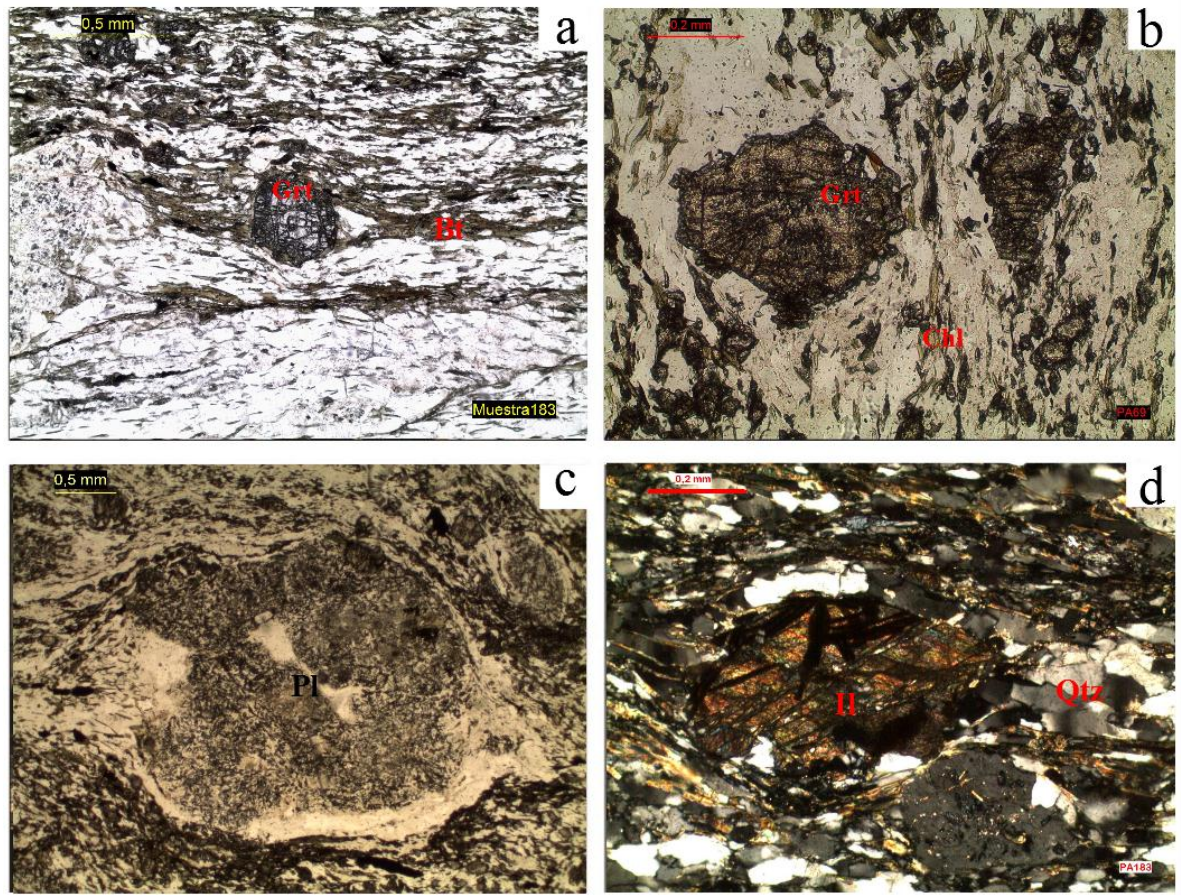


Figura 3.8: Fotomicrografías de milonitas de esquistos cuarzo micáceo granatífero a) textura milonítica cuya matriz de cuarzo presenta textura granoblástica compuesta mayoritariamente por Qtz y se observa otro dominio lepidoblástico dado por la presencia de Bt+ Chl, además se observan porfiroclastos de Grt y Pl, b) detalle de porfiroclasto de Grt con bordes y centro retrogradado a Chl c) Porfiroclasto de Pl. saussuritizada, d) Porfiroclasto de titanita con exoluciones de ilmenita (Ilm) y porfiroclasto de Fs.

-Milonitas de Qtz-Fs

Descripción macroscópica: Roca de color gris oliva oscuro (5 Y 3/2), de aspecto macizo, con fábrica milonítica caracterizada por abundantes porfiroclastos de feldespatos de color rosado orientados como “ojos” de hasta 3 cm de largo, si bien en afloramiento alcanzan hasta 5 cm, en una matriz oscura de grano fino (Fig. 3.9 a - b) . Presentan esquistosidad y en ocasiones muestran un carácter migmatítico. Los afloramientos llegan a decenas de metros de recorrido y se encuentran mayormente en el sector occidental del cerro.

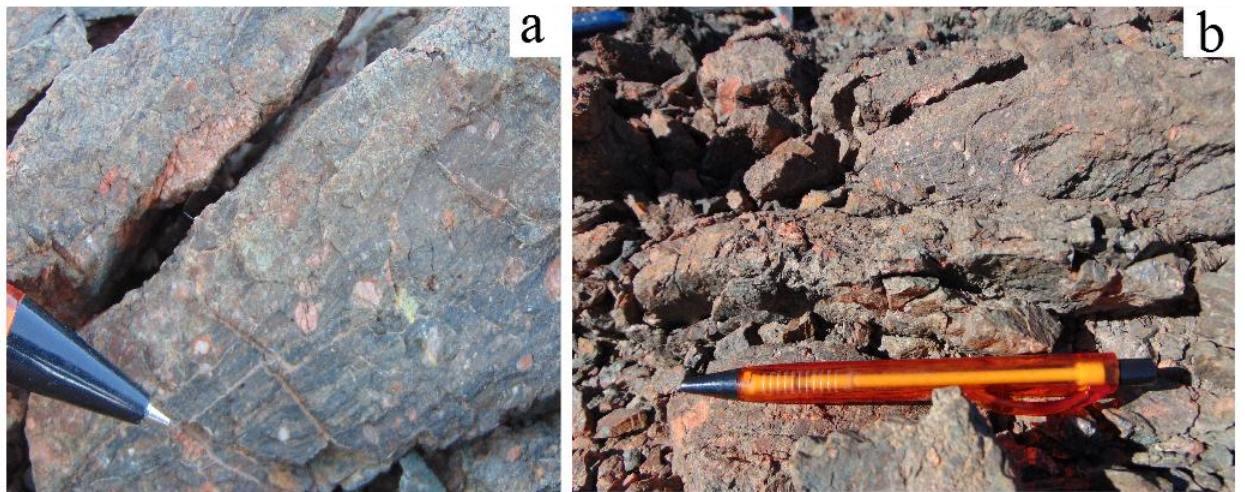


Figura 3.9: a) Milonita de esquistos cuarzo- feldespáticos Fotografías a mesoescala. Nótese los porfiroclastos subredondeados de feldespato potásico en matriz milonítica oscura de granulometría muy fina, b) Detalle de foliación milonítica

Descripción microscópica:

Roca compuesta por Qtz- Pl- Kfs., y como minerales accesorios: $Ep \pm Zrn \pm Ttn \pm Op$.

Presenta textura milonítica *s. str.* Se compone de porfiroclastos de 0,5 a 1 mm de largo de plagioclasa macladas según ley de albita y de feldespato alcalino con maclas en enrejado (microclino), fuertemente deformadas (Fig. 3.10 a, b, c y d). En algunas muestras la plagioclasa está alterada leve a moderadamente alteradas a epidoto. La matriz presenta fluxión y textura intercrystalina lobulada a granoblástica y está compuesta por cuarzo y clorita pseudomorfa de biotita con textura lepidoblástica (Figura 3.10 a-b -c). Como minerales accesorios se encuentran abundante epidoto (allanita), circón, titanita y minerales opacos. Presenta fracturas rellenas por calcita.

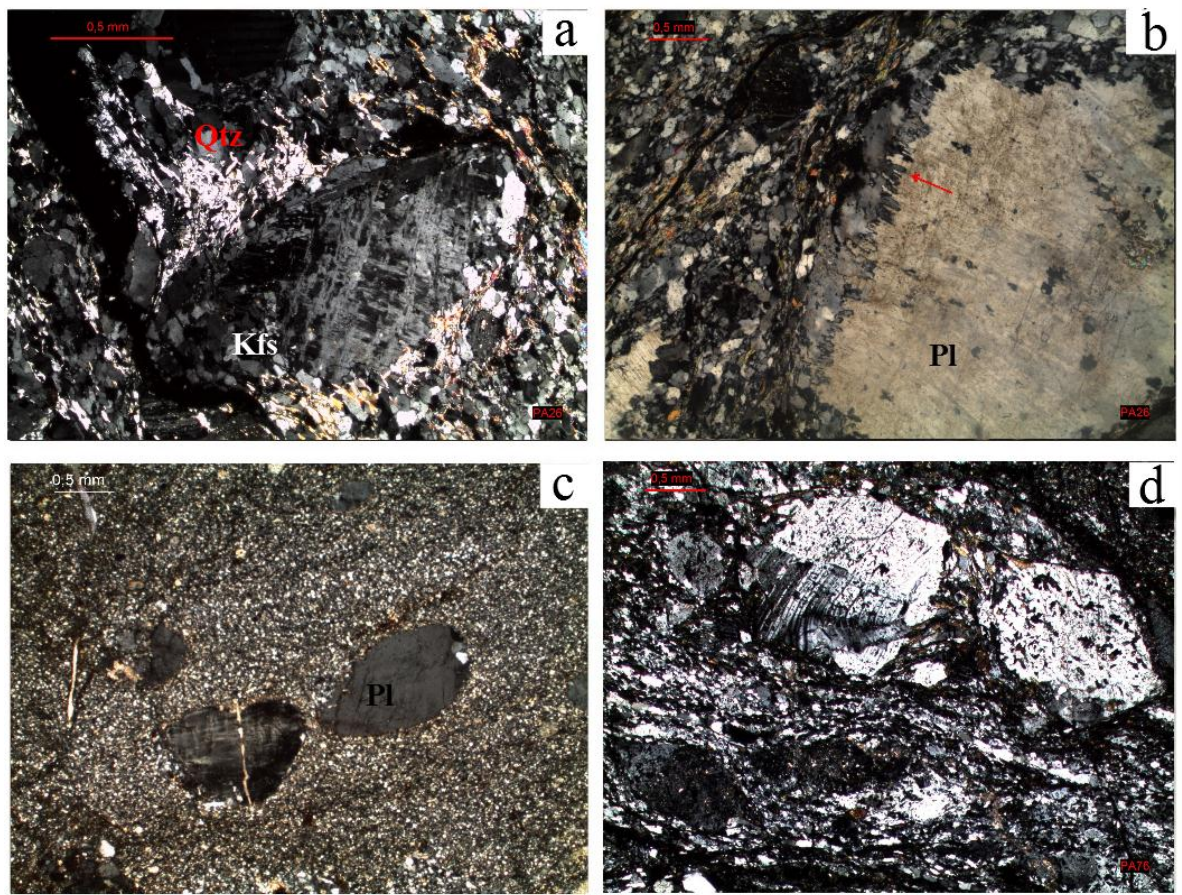


Figura 3.10: a) Porfiroclasto de Kfs. con macla en enrejado deformada, b) Porfiroclasto de Pl. con desarrollo de recrystalización por migración de borde de grano inmerso en una matriz de cuarzo y clorita, c) Porfiroclastos de Pl. con morfologías ovoides en una matriz fina de cuarzo, d) Porfiroclastos de Pl. macladas según ley de albita, cuya macla se encuentra deflectada.

3.3 Unidad de rocas anfibólicas.

Anfibolitas.

Descripción macroscópica: Rocas macizas de color gris oliva (5 Y 4/1). Con estructura de fluxión milonítica es dominante. Presenta bandas leucocráticas y melanocráticas subparalelas alternantes de 1-2mm de espesor, con marcado estiramiento de minerales (Figura 3.11). El bandeado está definido por dominios ricos en plagioclase $\pm$ cuarzo y otros integrados por anfíbol y filosilicatos, con escasos félsicos. La estructura de fluxión milonítica es dominante.



Figura 3.11: Muestra de mano de milonita de anfibolita, con marcado estiramiento de minerales formando bandas leucocráticas y melanocráticas. Además se puede observar porfiroclastos de Pl con formas sigmoidales.

Al microscopio están compuestas por $Hbl-Ep \pm Pl \pm Qtz$. Como minerales secundarios aparecen Bt-Chl y Tr-Act. Como minerales accesorios Op y Ap.

Presentan Textura de fluxión milonítica. Se observan bandas de 1,5 mm de ancho compuestas por hornblenda orientada con textura nematoblástica y también conformando porfiroclastos de 0,5 mm hasta 1mm de largo con marcado clivaje a 120° , que alternan con bandas de 1 mm de potencia de plagioclasa reemplazada por epidoto y muy escaso cuarzo con textura granoblástica (Fig. 3.12 a – b-c). Como accesorios hay abundantes minerales opacos (Fig. 3.12 d) y, apatito. y como minerales secundarios, biotitas y cloritas pseudomorfos del anfíbol (Fig. 3.12. d), mineral que también presenta pasaje a la variedad tremolita-actinolita. Algunas muestras presentan crenulación (Fig. Fig. 3.13 c-d.) y están atravesadas por numerosas venillas de calcita y/o cuarzo de espesores variables.

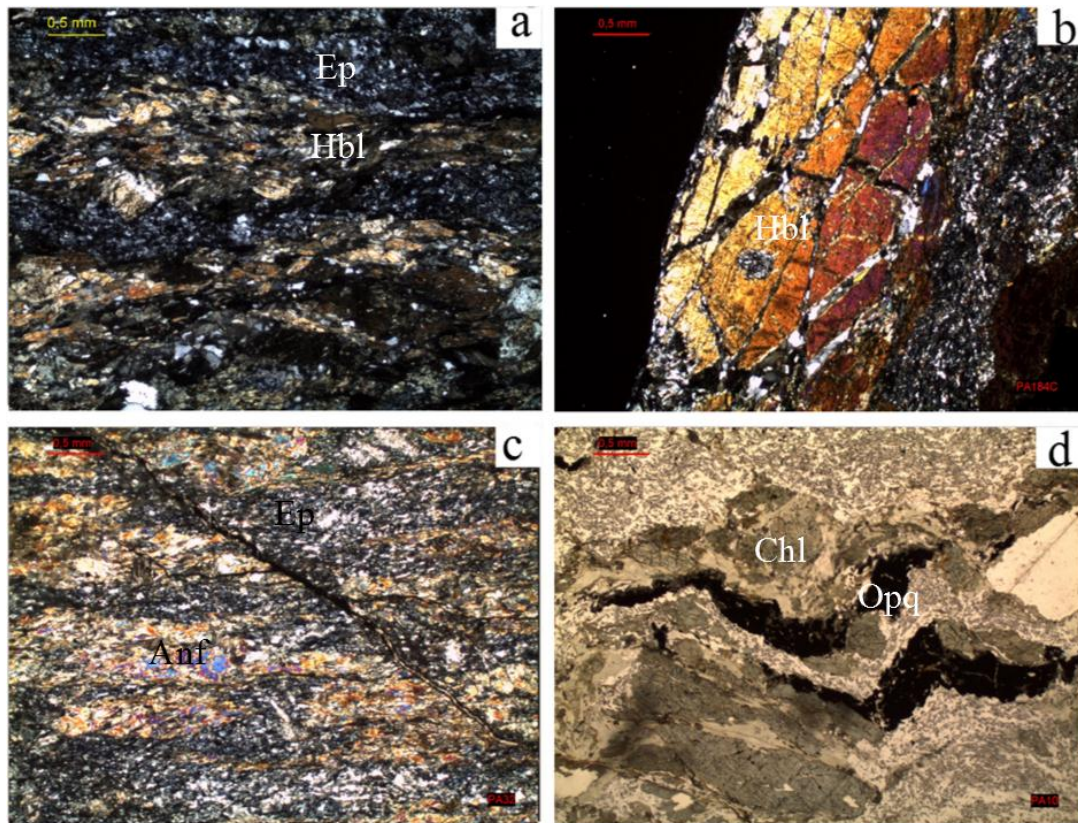


Figura 3.12: a) Bandas alternantes de Anf y Pl saussuritizadas, b) Banda de Hbl fracturadas, c) Bandas alternantes de Anf y Pl saussuritizadas, venilla rellena por Op. d) Textura general de foliación milonítica crenulada, donde se observa porfiroclasto de Hbl retrogradándose a Chl. y venas de opacos.

3.4. Unidad Calcárea

-Calizas cristalinas

Descripción macroscópica: Rocas de color gris medio (N5) y aspecto macizo. Compuesta por minerales carbonáticos. Algunas muestras presentan venillas rellenas por calcita y óxidos de hierro, que además se encuentran en pátinas (Fig. 3.13 a-b-c-d). En ocasiones se observa un bandeamiento, el cual puede corresponder a estructuras estromatolíticas (Fig. 3.13b), a veces plegado e interrumpido por diaclasas y fracturas. En otras ocasiones se puede observar la unidad carbonática plegada. (Fig. 3.13 a-c-d).

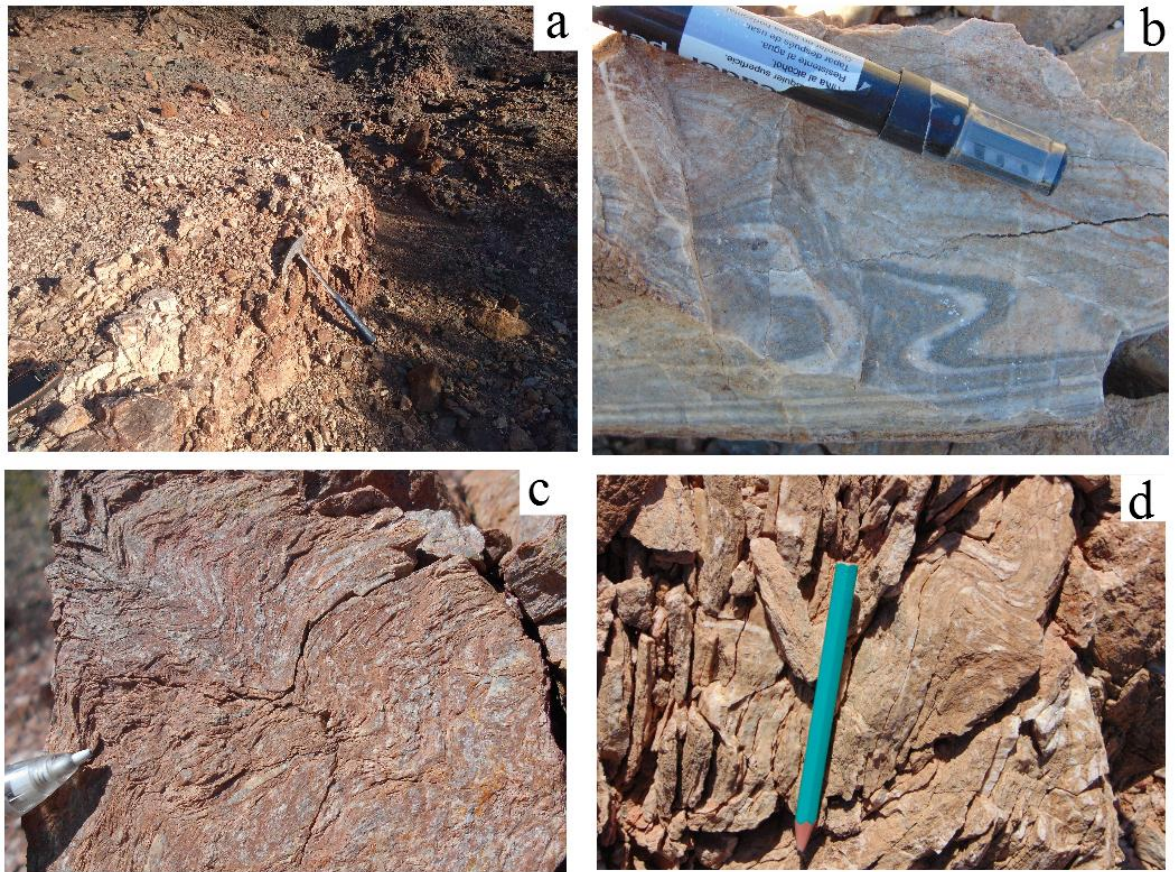


Figura 3.13: a) Rocas calcáreas, b) Caliza cristalina con estromatolito, c) y d) Calizas cristalinas con desarrollo de crenulación.

Descripción microscópica: Se encuentran compuestas por Cal casi en un 90%, con algunos minerales secundarios como Ms, Qtz y Op.

Las muestras presentan en general textura granoblástica, la calcita es de tamaños variados, con maclas polisintéticas. Algunas folias de moscovita y granos de cuarzo con extinción ondulante. En menor medida aparece biotita asociada a minerales opacos, además cuarzo y epidoto. (Fig. 3.14). Otras muestras presentan componentes Ortoquímicos (Micrita y Esparita) y en algunas se pueden reconocer posibles bioclastos con formas tubulares muy delgadas que podrían corresponder a restos algales. En general presentan fracturas rellenas por calcita.



Figura 3.14: Textura granoblástica compuesta por calcita (Cal), algunas folias de Moscovita Ms. Fractura rellena por opacos (Op).

4- ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Las rocas del área de estudio muestran fuertes evidencias de deformación tanto dúctil como frágil. Aquí se presentan las principales características de la deformación dúctil observada en las rocas milonitizadas y la superposición de la deformación frágil.

4.1 Elementos estructurales

Los afloramientos rocosos del cerro Pan de Azúcar exhiben fábricas tanto planares como lineales correspondientes a tectonitas P-L, posiblemente asociadas a una zona de cizalla. Se pudo reconocer una foliación milonítica dominante (S_2) y lineación (L_2), la cual afecta los planos de esquistosidad (S_1) difícilmente reconocibles. Además la foliación está plegada a varias escalas, generando una segunda fábrica planar (S_3) y lineal (L_3): Planos axiales y ejes de los pliegues de crenulación. Además se superpone a lo anterior un dominio frágil (S_4) marcada por la presencia de minerales rotos por cataclasis, fracturamiento inter e intragranular y por zonas de cataclasis. Los datos estructurales se representaron a partir del *software rocscience Dips v6*

4.1.1 Elementos planares:

-Foliación milonítica (S_2): Se tomó el dato de las foliaciones miloníticas, las cuales presentan en general un rumbo NE-SO, y cuyas inclinaciones predominantes son hacia el SE. Se deduce

una concentración de polos en el cuadrante NO-SE (Fig. 4.1). Lo que sería compatible con un eje de esfuerzo en dirección NO- SE (Coordenadas actuales).

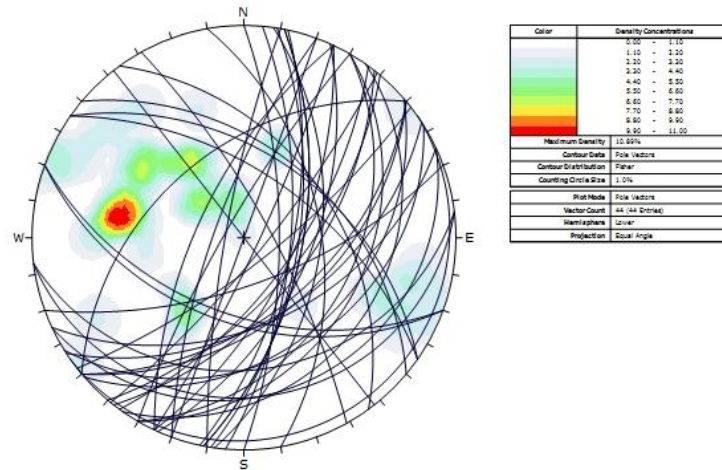


Figura 4.1: Proyección estereográfica equiareal del hemisferio inferior, representando los planos correspondientes a foliaciones miloníticas.

-Clivaje de crenulación (S_3): El clivaje de crenulación es penetrativo localmente y sigue la orientación de la foliación milonítica S_2 . En este sentido es considerado como parte del mismo evento por lo que a partir de los ejes de los pliegues encontrados se analizó la disposición de los esfuerzos. Se midió el eje de los pliegues de las foliaciones miloníticas (Fig. 4.2). La concentración de polos es en este caso es en la dirección NE-SO, lo que indicaría un esfuerzo actuando en este sentido.

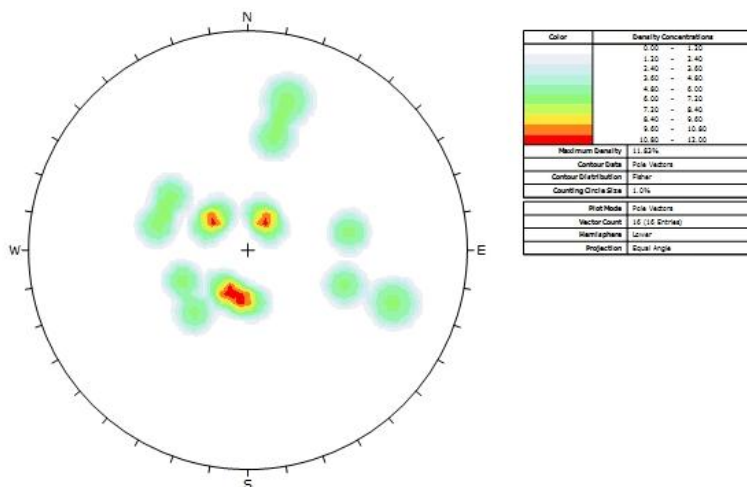
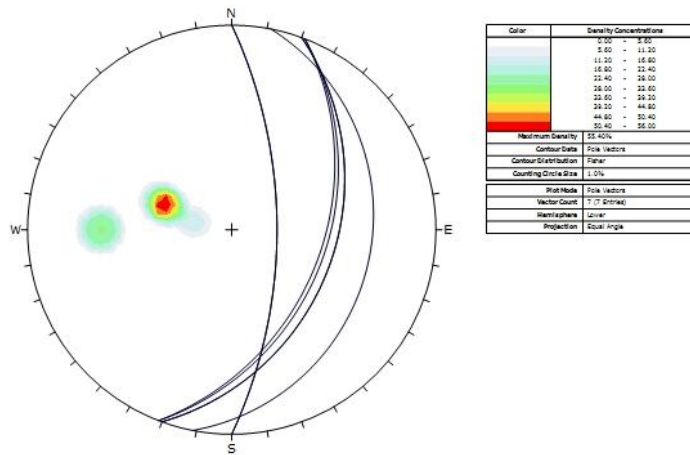


Figura4.2.: Proyección estereográfica equiareal del Hemisferio inferior, representando la concentración de polos correspondientes a ejes de pliegues.

-Superficies C: Presentan una concentración de polos al NO (Figura 4.3). Lo que sería coincidente con los ejes de esfuerzos de las foliaciones miloníticas anteriormente mencionadas.



4.2. Deformación frágil

4.2.1 Fallas y lineamientos principales

El área de estudio está limitada por fallas regionales de rumbo NNO-SSE entre las que se destacan la Falla Pan de Azúcar y la Falla Rickard con actividad tectónica reciente y fallas de rumbo NE-SO que confluyen con las anteriores (Bossi, 1976). Marín y Ramos (1987), en Vujovich, (1992) reubican la Falla Pan de Azúcar al oeste del cerro homónimo.

Mediante la interpretación de imágenes satelitales y su verificación en terreno, se reconocieron dos lineamientos principales de rumbo NNO-SSE que segmentan el cerro en forma casi meridional, acompañados de fallas menores paralelas a subparalelas buzantes al este que podrían ser responsables de repeticiones litológicas de secuencias de rocas calcáreas y metamorfitas a lo ancho del cerro (Lámina 1). El contacto entre las rocas calcáreas y metamorfitas (Rocas de la unidad cuarcítica) se observó en el sector central del cerro (Fig. 4.5), el mismo no es claro, se podría interpretar como un cabalgamiento de calizas sobre metamorfitas. En el sector norte del cerro una importante falla inversa, con buzamiento al sureste ($095^{\circ}/28^{\circ}$), pone en contacto rocas metamórficas y calizas con rocas sedimentarias rojizas formando un cabalgamiento de las rocas precámbricas sobre las rocas triásicas (Fm. Quebrada del Barro) (Fig. 4.6 a-b).

Asimismo, se reconocieron dos lineamientos NE-SO que segmentan el cerro en tres sectores: norte, centro y sur siendo los causantes de la configuración actual. Además, se definió una serie de lineamientos menores, conjugados, de poca expresión areal y subordinados a los principales (Lámina 1).

Se realizó un perfil en el sector centro-sur del cerro el cual tiene una dirección NO-SE (Lámina 1). De NO a SE: La secuencia comienza con rocas de la unidad calcárea en contacto con la unidad de milonitas de esquistos, el contacto no es claro, ambas litologías presentan foliaciones hacia el NO, continuando la secuencia aparece una alternancia de la unidad de milonitas esquistos y la unidad anfibólica, ambos con foliación al SE. A continuación aparece una alternancia de rocas cuarcíticas y milonitas de esquistos, con foliaciones al SE a lo largo de 75m, correspondientes a una serie de pliegues antiformal y sinformal. En contacto con la unidad de milonitas de esquistos aparecen calizas con foliación hacia el sureste cuyo contacto no es claro, posiblemente discordante, y luego, aparecen una alternancia de cuarcitas y filitas (Unidad cuarcítica) formando un plegamiento sinformal volcado inclinando al sureste,.

Sobre las unidades metamórficas mencionadas vuelven a aparecer calizas y luego de las calizas aparecen nuevamente rocas cuarcíticas en contacto posiblemente por falla, luego se observa un afloramiento de esquistos y finalmente aparece la unidad cuarcítica formando pliegues isoclinales que podrían consistir en un antiforma y sinforma volcados inclinados al SE y sobre esta unidad aparece nuevamente la unidad calcárea con disposición homoclinal.

Todas las unidades descritas aparecen milonitizadas en diferente grado. A meso y micro escala también se puede observar crenulación y fractura de la foliación como será descrito en los capítulos siguientes.



Figura 4.5 Contacto entre calizas y rocas cuarcíticas.



Figura 4.6: a. b) Afloramientos de rocas metamórficas + calizas cristalinas sobre sedimentitas triásicas.

Estructuras de transición Dúctil-frágil

4.2.2 Pseudotaquilas

Cabe mencionar que en la zona sur se observó la ocurrencia de pseudotaquilas (Fig. 4.15 a-b) asociadas al lineamiento occidental descrito previamente (Fig. 2.2.1). Fuentes *et al.* (2019) mencionan por primera vez la ocurrencia de estas rocas asociadas a los lineamientos principales en el área de estudio, las cuales fueron descritas en el apartado 2.2 En todas las observaciones se trata de venillas que no siguen un patrón en cuanto a la orientación y distribución espacial.

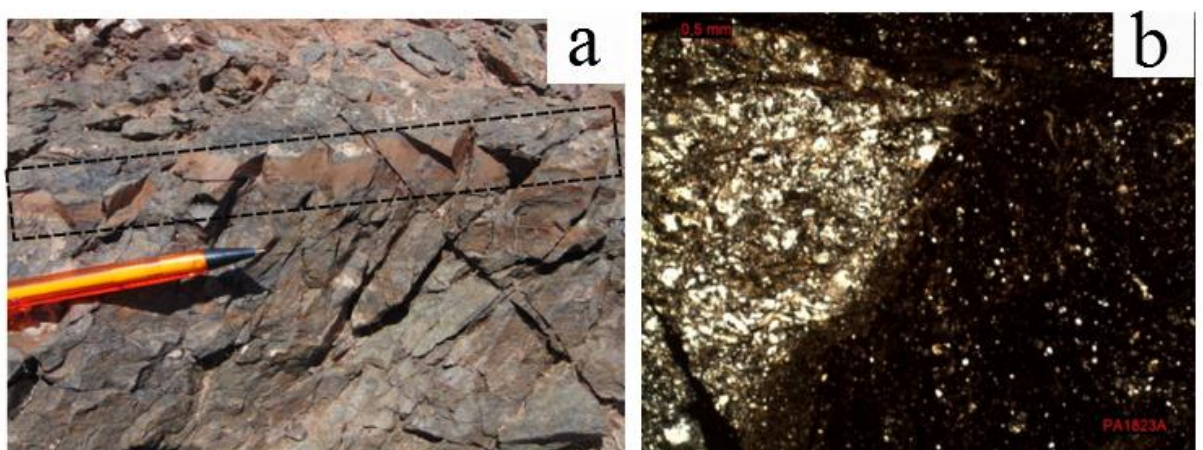


Figura 4.7: a) Venilla de Pseudotaquilita, b) fotomicrografía de Pseudotaquilita. Es posible observar clasto anguloso de metacuarcita en matriz vítrea.

4.3. Asociaciones de rocas miloníticas y microestructuras asociadas.

En toda la extensión del área de estudio se identificó rocas deformadas en diferentes grados. Se reconoció una zona ultramilonítica de rumbo aproximadamente NE-SO que aflora en el sector central del cerro, además se delimitó áreas de milonitas tanto al oeste como al este del cerro y protomilonitas en el margen occidental (Lámina 1).

4.3.1 Protomilonitas

Este tipo de rocas afloran principalmente en el sector occidental del cerro. Su protolito corresponde a anfibolitas y esquistos cuarzo-feldespáticos.

Las protomilonitas de anfibolitas presentan foliación no penetrativa discontinua a escala de afloramiento (Fig. 4.8 a-b)

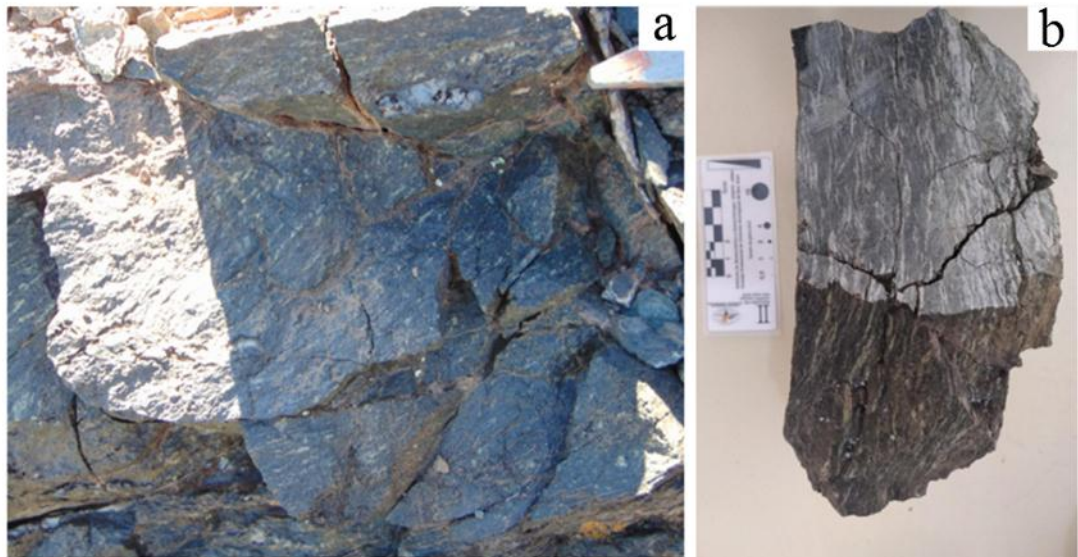


Figura 4.8. a) Afloramiento de Protomilonita de anfibolita b) Muestra de protomilonita de anfibolita, nótese la foliación discontinua de bandas de plagioclasa.

A microescala, la foliación se caracteriza por bandas de plagioclasa reemplazada por epidoto que alternan con bandas de anfíboles (Fig. 4.9 a). Las bandas ricas en anfíboles se orientan según el plano C de la foliación milonítica y frecuentemente se observan anastomosadas. El porcentaje de matriz es inferior al 50% y se caracteriza por la disminución del tamaño de grano (entre 0,1 a 0,3mm) de los cristales de plagioclasa y cuarzo. El cuarzo muestra extinción ondulante. Los porfiroclastos tienen tamaños entre 1,5 mm y 2,5 mm y están compuestos por anfíboles y plagioclasas. Los anfíboles forman porfiroclastos tipo sigma al igual que algunos cristales de plagioclasa saussuritizada, (Fig. 4.9 d). Algunos porfiroclastos de anfíboles presentan microfracturas y también se ha observado microbudinaje (formado por

la reología de estos cristales ante el flujo tectónico) (Fig. 4.9 b). Los indicadores cinemáticos muestran un sentido de cizalla NO-SE en los planos C (Fig. 4.9 c)

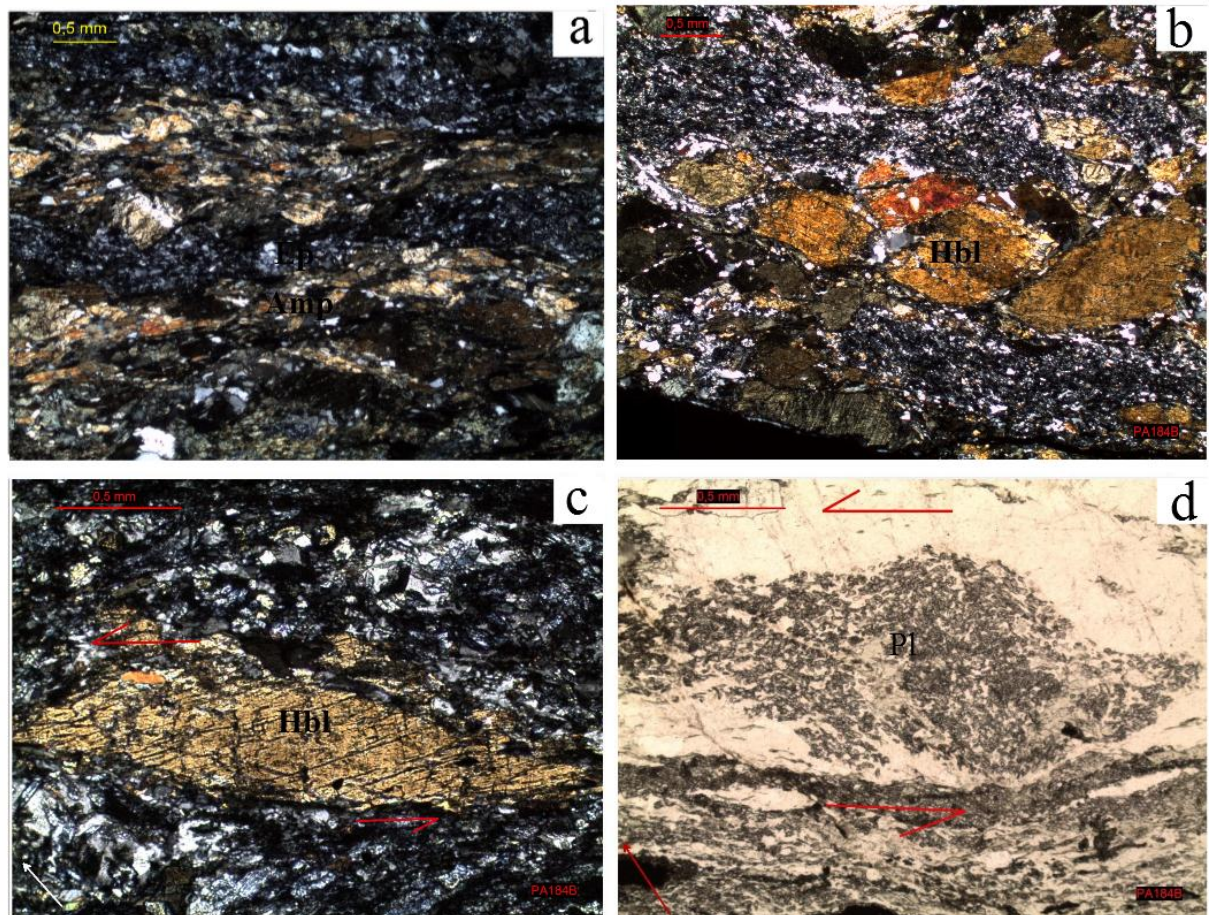


Figura 4.9. a) Alternancia de bandas de anfíboles y epidotos orientados según la foliación., b) Microboudinage en cristales de anfíboles en los planos de fractura se observa recrystalización de Qtz, c) Porfiroclasto de anfíbol tipo σ , evidenciando un sentido de cizalla NO-SE , d) Porfiroclasto de plagioclasa saussuritizada, tipo σ evidenciando un sentido de cizalla NO-SE.

Las protomilonitas de esquistos cuarzosos, y cuarzo-feldespáticos se caracterizan por presentar un menor desarrollo de matriz respecto a las otras litologías y porfiroclastos de hasta 3 cm de largo, con una orientación preferencial y con marcado estiramiento de minerales (Fig. 4.10a). Se pueden reconocer formas tipo sigma indicativas de un movimiento de techo al NO (Fig. 4.10 b-c y d). Estas rocas además de milonitizadas se encuentran en ocasiones plegadas a diferentes escalas y fracturadas (Fig. 4.10c).

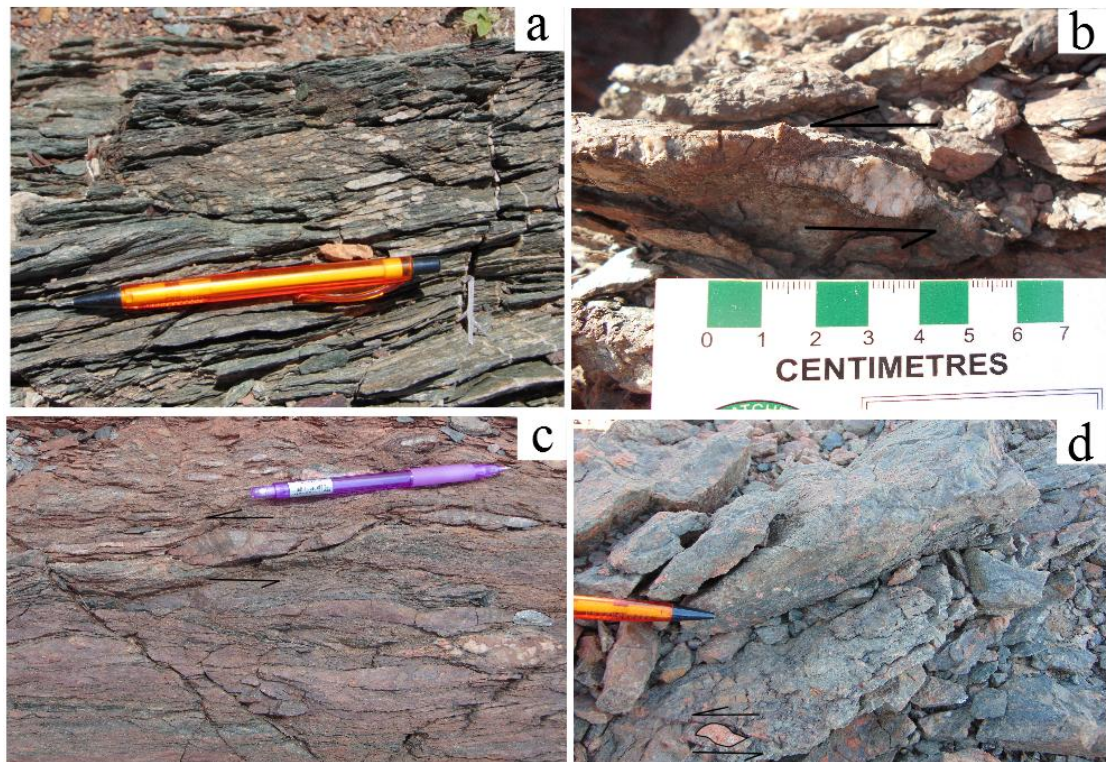


Figura 4.10 a) Protomilonita de esquistos Qtz-Fdp con porfiroclastos de feldespatos estirados y orientados, b) Porfiroclasto tipo σ de cuarzo, evidenciando un sentido de desplazamiento NO-SE, c) Protomilonita de esquistos cuarzosos, evidenciando un movimiento de techo hacia el NO. Presenta fracturas sobreimpuestas. d) Protomilonita de esquistos Qtz-Fdp con porfiroclastos de feldespatos asimétricos tipo σ , indicando movimiento de techo al NO.

Microscópicamente presentan una matriz en proporciones inferiores al 50%, de tamaño promedio de grano entre 0,2 y 0,3 mm, en la mayoría de los casos con orientación preferencial, compuesta por granos de cuarzo con extinción ondulante, plagioclasa y en menor medida moscovita, los cristales de cuarzo por sectores presentan textura granoblástica con marcado desarrollo de procesos de migración de borde de granos. (Fig. 4.11 b- c y d)

Los porfiroclastos son de feldespato alcalino y plagioclasa cuyo tamaño varía entre 1 mm y 0,5 mm de largo, presentan macla en enrejado típica de microclino en los feldespatos potásicos la cual está deformada y en las plagioclasas también se observan maclas flexuradas y agudizadas (Fig. 4.11 a-b). Están rodeados por agregados microcristalinos de moscovita y cuarzo desarrollando colas simétricas y asimétricas alrededor de los mismos. (Fig. 4.11 a-b) Algunos porfiroclastos exhiben procesos de migración de borde de grano (Bulging) (Fig. 4.11 c-d). La matriz (Menor al 50%) está compuesta principalmente por cuarzo con contactos intergranulares, suturales a lobulares y en menor proporción moscovita con textura lepidoblástica. Las muestras demás presentan fracturas rellenas por opacos.

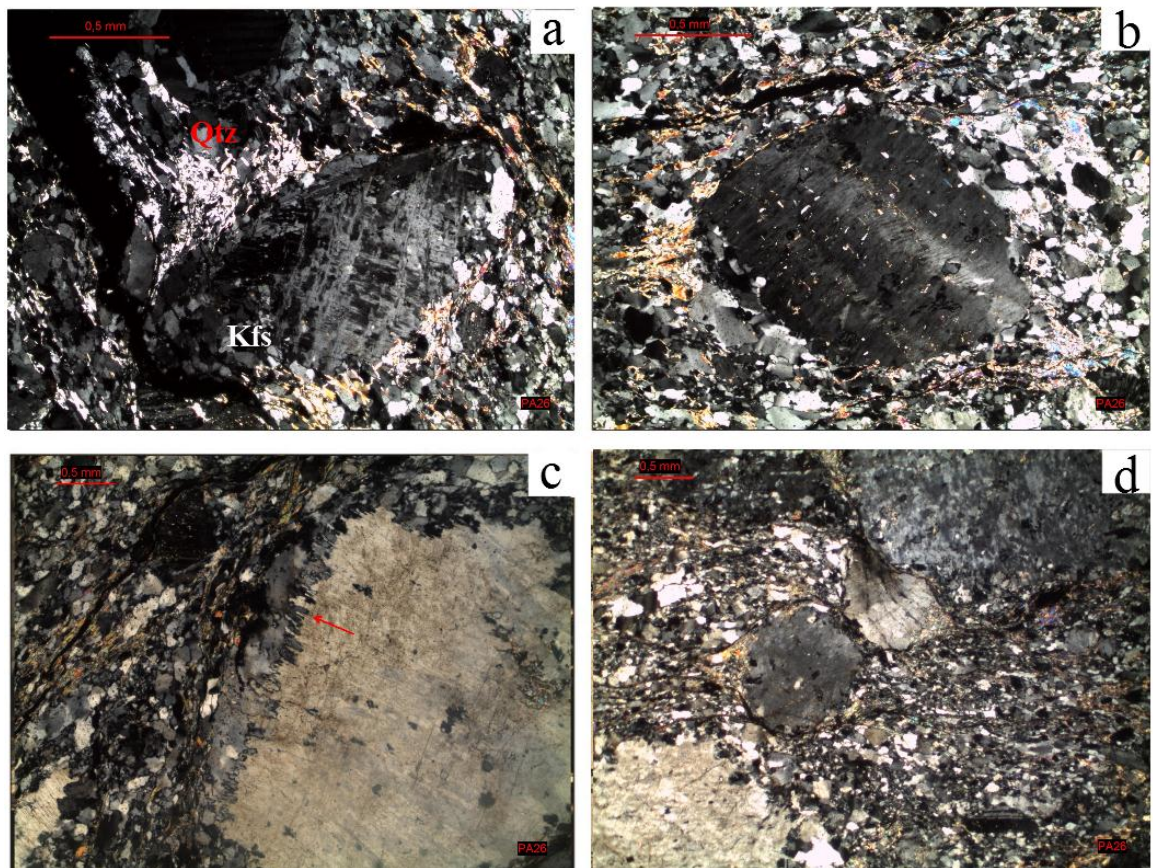


Figura 4.11: Fotomicrografías de protomilonitas de esquistos cuarzo-feldespático a) detalle de Porfiroclasto de Fs con macla en enrejado deformada, rodeado por agregados microcristalinos de Ms y Qtz conformando las colas de presión asimétricas; inmerso en una matriz Qtz-Ms, b) Porfiroclasto de Pl deformado en cuyo borde presenta procesos de migración de borde de grano y agregados de Ms alrededor del mismo formando colas asimétricas, c y d) Porfiroclasto de Pl deformado en cuyo borde presenta migración de borde de grano, y una matriz Qtz- Ms donde se observa recrystalización dinámica en el Qtz con formación de subgranos cuyo contacto intergranular es sutural a lobural.

4.3.2 Milonitas

Los protolitos de este tipo de rocas son esquistos cuarzo- feldespáticos, esquistos cuarzo-feldespáticos-granatíferos, esquistos cuarzosos micáceos y escasas anfibolitas y metacuarcitas. Este tipo de rocas afloran en toda la extensión del cerro, (Lámina 1) siendo más reconocibles en aquellas cuyos protolitos corresponden a rocas esquistosas y cuarcíticas.

Se caracterizan por un aumento en el porcentaje de matriz, entre un 50 a un 90% (Fig. 4.12a) y la reducción de sus componentes. En algunas se destacan porfiroclastos tipo sigma, que indican un movimiento NO- SE. (Fig. 4.12a). Además en algunos se puede apreciar un estiramiento de los porfiroclastos. (Fig. 4.12b). A escala de afloramiento se puede observar

bloques que aparentan ser porfiroclastos o microlitones rodeados por filitas milonitizadas o filonitas que remarcan las zonas de cizallamiento. (Fig. 4.12 c-d) Además se puede observar estructuras S-C; los planos S podrían corresponder a una esquistosidad (S1) con una foliación milonítica sobrepuesta. (Fig. 4.12 d). Cabe destacar el cabalgamiento de las calizas cristalinas sobre las secuencias metamórficas milonitizadas. (Fig. 4.12 c).

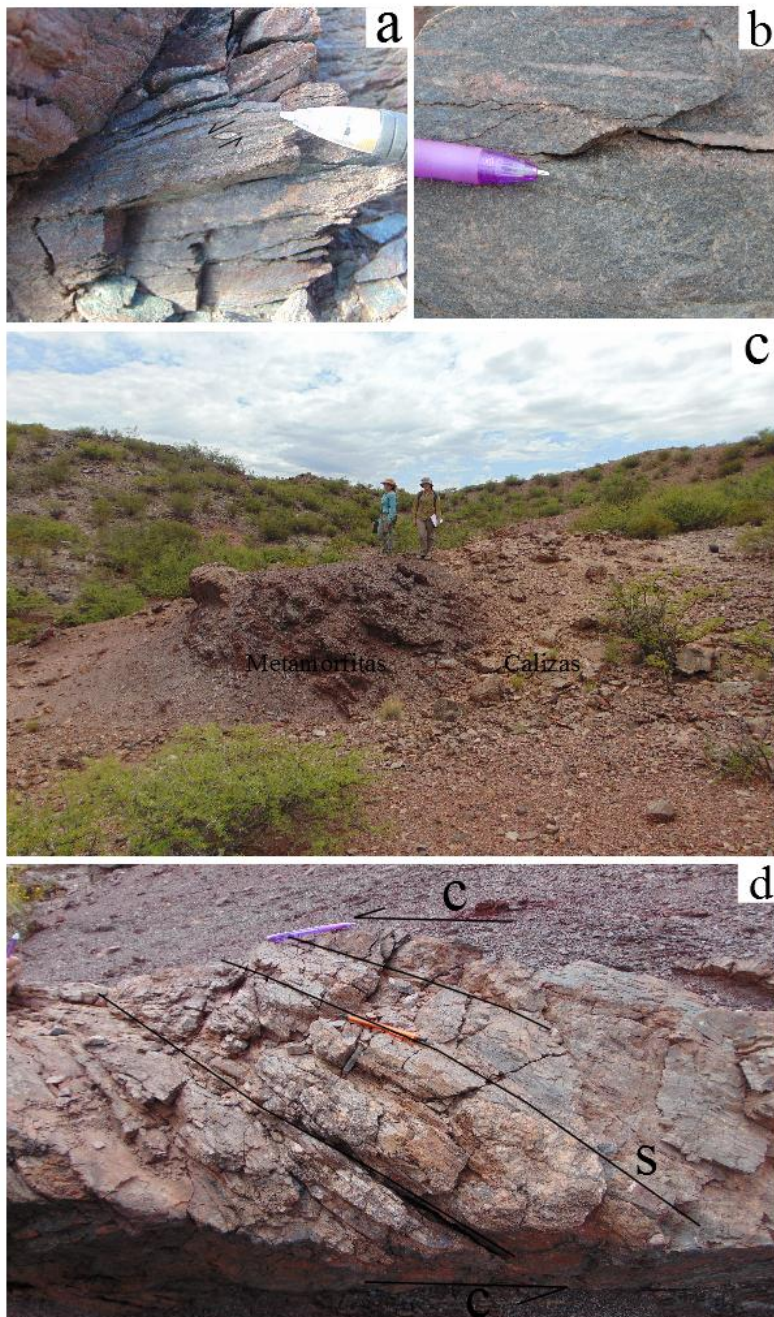


Figura 4.12: a) Milonita de esquito cuarzoso. Se observa un aumento en el porcentaje de matriz. Porfiroclasto de cuarzo tipo σ evidencia un movimiento de tipo inverso, b) Milonita con marcado estiramiento de minerales, c) Cabalgamiento de calizas cristalinas sobre

metamorfitas de la unidad cuarcítica. d) Bloque de cuarcitas con desarrollo de superficies S-C, marcando el sentido de cizalla.

Microscópicamente la fábrica milonítica en cintas exhibe una textura en bandas orientadas según el plano c, compuestas por cuarzo con extinción ondulante y moscovita alternadas con bandas de opacos y en otras ocasiones bandas de cuarzo y biotita (Fig. 4.13 a-b). El tamaño de los granos de la matriz es en promedio 0,2mm. Los porfiroclastos llegan a 0,6mm de largo, consisten en cristales de plagioclasa cuyas maclas están deformadas (Fig. 4.13 c) y en ocasiones flexuradas (Fig.4.13 b), y en menor medida cristales con forma σ , otras muestras presentan feldespatos potásicos y granates (Fig.4.13 d). Algunas muestras presentan porfiroclastos aislados con evidencias de tracción y desgarro, lo que indicaría condiciones cuasi frágiles, inmersos en una matriz fina con fracturas aleatorias. (Fig. 4.13 e - f)

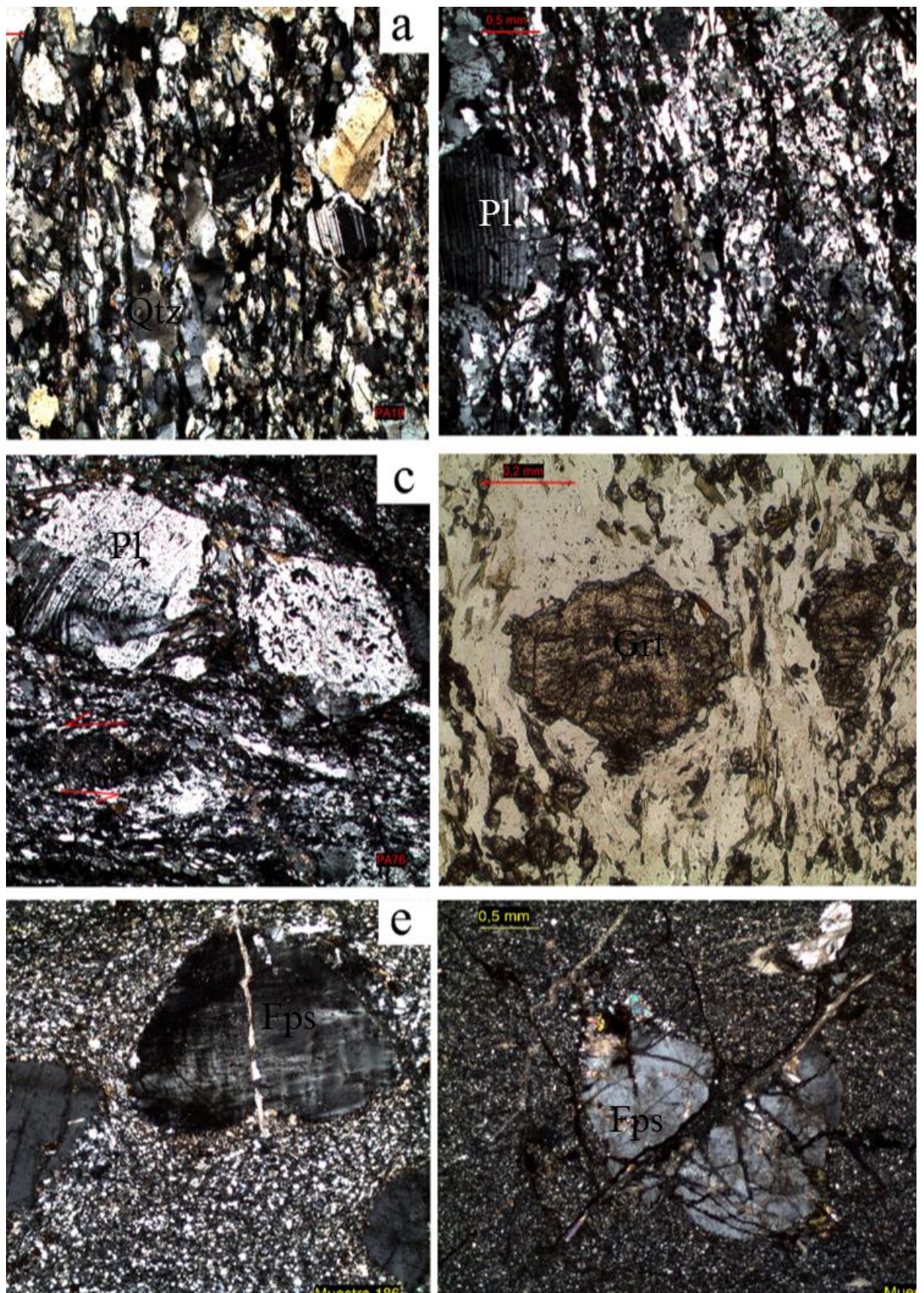


Figura 4.13 a) Textura general de milonita en cintas de esquistos Cuarzo- feldespático, caracterizada por bandas de cuarzo (Qtz) alternadas con bandas de Moscovita (Ms) y opacos

(Op) con porfiroclastos de Plagioclasa Pl, b) Milonita con porfiroclasto de Plagioclasa (Pl) flexurado c) Porfiroclastos de plagioclasa con macla polisintética aguzada y flexurada en los bordes con morfología tipo σ , d) Milonita de esquisto cuarzo-feldespático-granatífero, los porfiroclastos de granate (Grt) presentan formas subredondeadas, los mismos presentan retrogradación en los bordes a clorita (Chl), e) Porfiroclastos de feldespato potásico (Kfs) inmersos en una matriz de grano muy fino, donde se evidencia fracturas rellanas por calcita, .f) porfiroclasto de feldespato potásico (Kfs) fracturado con evidencias de tracción y desgarro, en una matriz de grano muy fino, la misma presenta fracturas en sentido aleatorio rellenas por calcita.

4.3.3 Ultramilonitas

En campo se presentan tonalidades en general gris oscuras. Son rocas macizas, con gran desarrollo de matriz y granulometría muy fina, en general plegadas y fracturadas (Figura 4.14 a-b). Cuyos protolitos son cuarcitas, filitas y en menor medida esquistos cuarzo- feldespáticos.

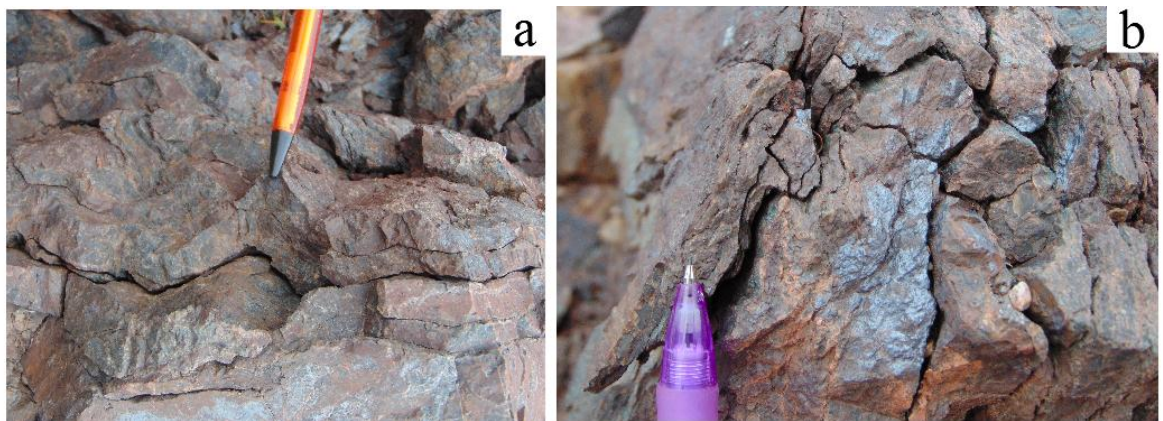


Figura 4.14 a-b) Ultramilonitas plegadas y fracturadas.

Microscópicamente, están caracterizadas por contener un 90% o más de matriz, de grano muy fino (inferior a 0,2mm) compuesta principalmente por cristales de cuarzo con extinción ondulante, moscovita, y clorita. Se destaca el marcado estiramiento de minerales en algunas muestras (Fig. 4.15 a-b) y evidencian procesos de recristalización dinámica (Fig. 4.15 b). Además, algunas se componen de escasos porfiroclastos de plagioclasa saussiritizada y granates, los cuales están rodeados por cloritas formando colas alrededor de los mismos (Fig. 4.15 d), y feldespatos. En algunos casos con formas de minerales tipo pez (mineral fish) indicadores de un sentido de cizalla NO-SE (Fig.4.15 c). El tamaño de los porfiroclastos llega en aisladas ocasiones a los 4 mm.

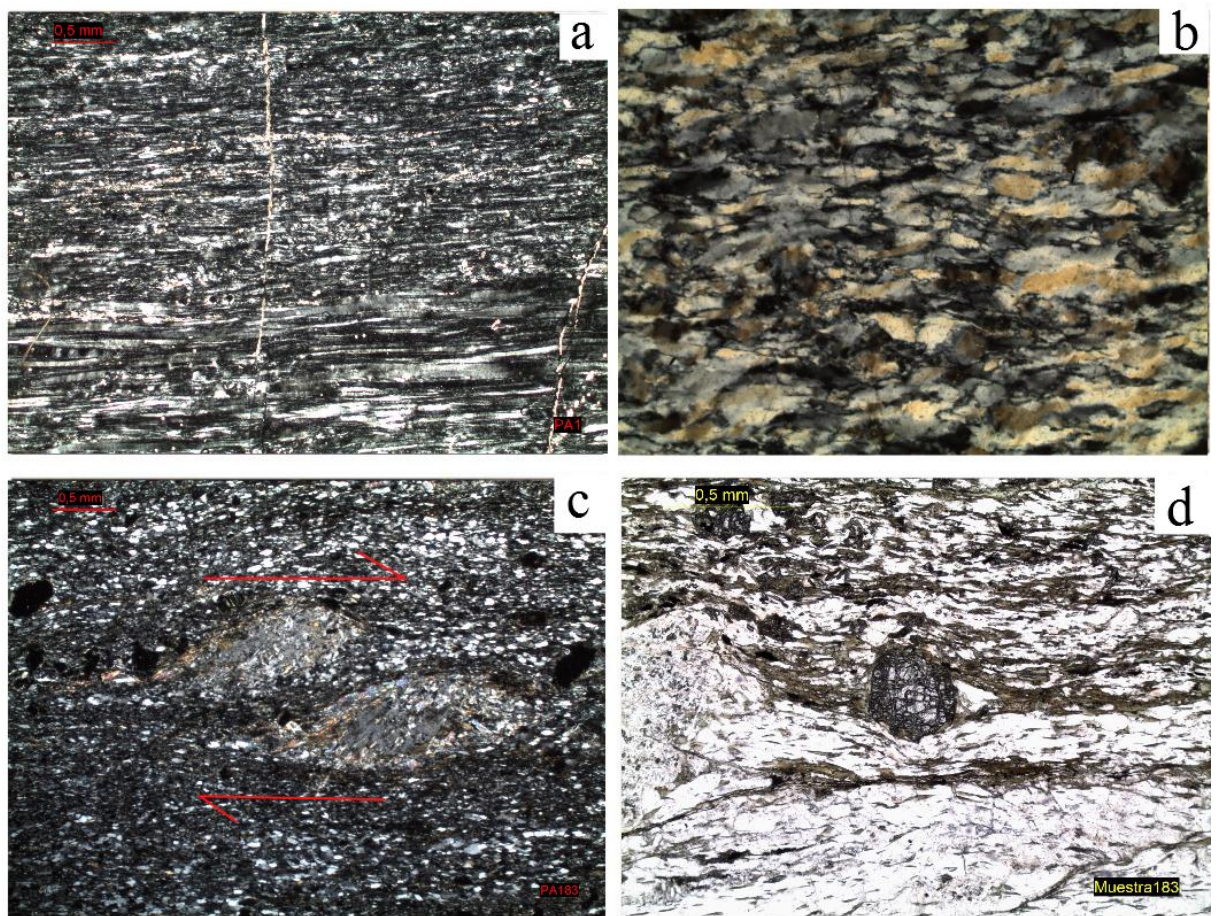


Figura 4.15: a) Ultramilonita de metacuarcita con marcado estiramiento de minerales, b) Cristales de cuarzo (Qtz) elongados con morfologías piciformes y con evidencias de recrystalización dinámica, c) ultramilonita de esquito cuarzo-feldespático con porfiroclasto de Fss con morfología piciforme, indicando un sentido de cizalla NO-SE, d) Porfiroclasto de granate rodeado de colas de biotita.

La fábrica de las ultramilonitas presenta crenulación con desarrollo de planos de clivaje (Fig. 4.16 a-b). Además se observa un claro dominio frágil sobreimpuesto, evidenciado por planos de fractura (Fig. 4.16 a-b-c-d).

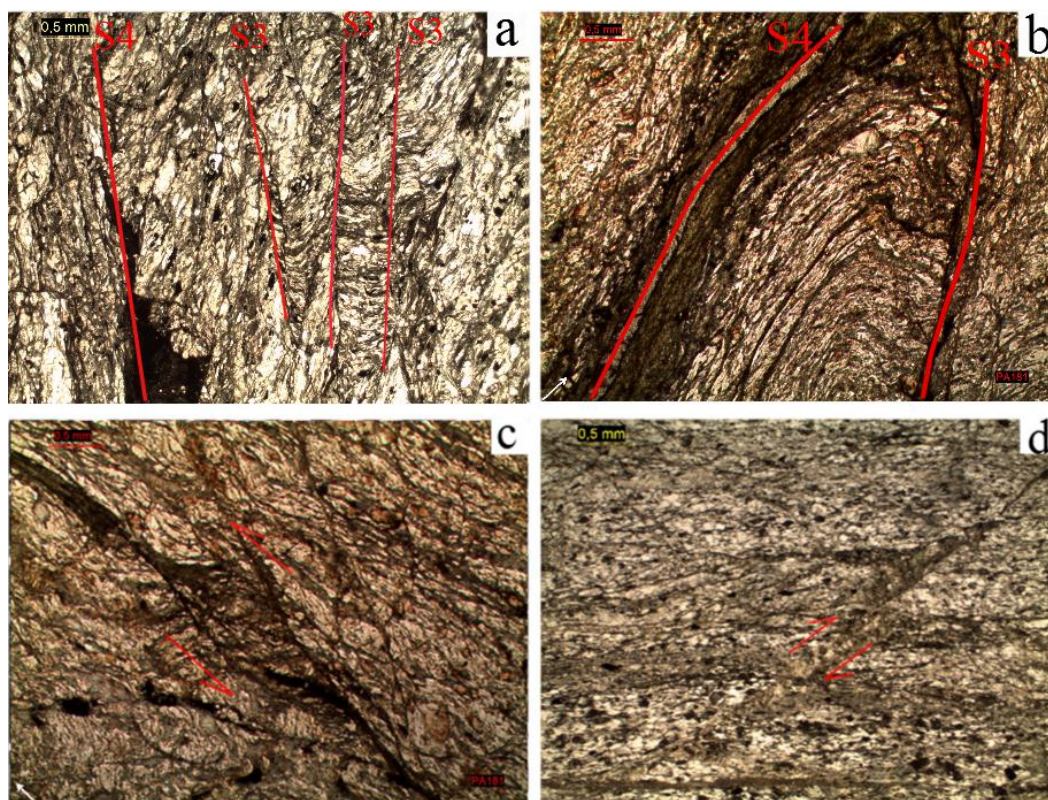


Figura 4.16 a-b) Desarrollos de clivaje de crenulación (S3) y plano de fractura (S4). c-d) Ultramilonitas fracturadas.

5- INTERPRETACIÓN

Durante los eventos de deformación y metamorfismo se generaron estructuras en estado dúctil a frágil-dúctil, a la cual se sobrepone deformación al estado frágil que obliteraron por completo las características originales de las rocas.

Los principales elementos estructurales corresponden a la foliación milonítica principal S_2 y la lineación de estiramiento mineral L_2 , a ejes y planos axiales de pliegues (S_3 y L_3) y superficies de fracturas (S_4) producto del dominio frágil.

La milonitización se desarrolla en todas las litologías en el basamento del cerro Pan de Azúcar, siendo de mayor grado en el sector central (Lámina 1) Lo que podría deberse a la diferente reología de los materiales o bien, a un aumento de la deformación por ser la zona central de una faja de cizalla. Las foliaciones miloníticas presentan en general un rumbo NE-SO.

La estructura del basamento del cerro fue interpretada por Castro de Machuca *et al* (2002), como una zona afectada por deformación dúctil, con intenso microplegamiento, marcada foliación y abundancia de rocas miloníticas. Numerosos pliegues isopáquicos o isoclinales de dimensiones milimétricas a centimétricas afectan a las metamorfitas. La secuencia carbonática se apoya sobre las metamorfitas aparentemente mediante discordancia angular. Es factible que la superficie de discordancia haya favorecido corrimientos. La disposición de los afloramientos es producto de la reactivación de estructuras basamentales a partir del paleozoico inferior, lo que provoca el ascenso a niveles corticales superficiales con dominio de la deformación frágil y la repetición por imbricación de escamas tectónicas de metamorfitas+calizas.

En este trabajo, a partir del perfil esquemático A-A', junto con los análisis de estructuras en campo y mediante fotointerpretación se interpreta que la geometría estructural consiste en una serie de pliegues sinformas y antifomas muy apretados o isoclinales con un flanco volcado, y en el sector central se produce una repetición de sinclinal volcado posiblemente por falla. Por otro lado el contacto entre las calizas y metamorfitas fuertemente plegadas podría deberse a corrimientos, y la repetición del contacto metamorfitas- calizas puede deberse a una repetición de escamas tectónicas o a plegamientos mayores en cuyo núcleo se encuentran las metamorfitas. (Lámina 1) .Además, las fallas de rumbo NNO-SSE, en el sector norte producen el contacto entre rocas del basamento y calizas sobre rocas triásicas, siendo esta una falla inversa buzante al este. El cerro está segmentado por dos lineamientos principales de rumbo NE-SO (Lámina 1), siendo los causantes de configuración actual. Este sistema también se manifiesta en la sierra de La Huerta.

Analizando los datos obtenidos mediante proyección estereográfica en conjunto con el perfil mencionado se puede interpretar un predominio hacia el NO (Coordenadas actuales) en la vergencia de la deformación.

De los indicadores cinemáticos, junto con el análisis estructural anteriormente mencionado se desprende esta estructura concuerda con las estructuras generadas en una zona de cizalla sinistral con un movimiento inverso (O movimiento de techo al NO) en condiciones de deformación dúctil.

Con respecto a la litología, como se describió en los capítulos anteriores, comprende diferentes unidades de rocas metamórficas afectadas en mayor o menor grado por

deformación; estas unidades incluyen: Unidad cuarcítica (Milonitas de cuarcitas, Milonitas de esquistos cuarzo micáceos y filitas- filonitas cuarzosas); Unidad de esquistos cuarzo-feldespático-micáceos: (Milonitas de esquistos Qtz-Fd-Bt-Ms-Grt y Milonitas de esquistos Qtz-Fss Unidad Anfibólica: (Milonitas de anfibolitas y esquistos asociados) y Unidad Calcárea: (Milonitas de calizas cristalinas).

Las asociaciones minerales $Pl+Chl+Ep+Qtz$ y $Pl+Hbl\pm Bt\pm Qtz$ indican un metamorfismo de baja temperatura en facies de esquistos verdes a facies de anfibolita con epidoto de temperatura intermedia, que llega a su pico máximo con la generación de granate; lo cual se podría asociar con un primer evento tectonometamórfico y luego se produce un evento retrogradación el cual se pone en evidencia con el pasaje de granate a clorita, hornblenda a clorita y biotita a clorita. Este fenómeno se asocia a la deformación dúctil (Evento tectonometamórfico 2) en condiciones de menor temperatura. Además la ocurrencia de pseudotaquilitas indicarían un transición frágil-dúctil durante el evento 2. Las unidades metamórficas y calcáreas presentan claras texturas cataclásticas las cuales podrían corresponder a un tercer evento.

Además se puede interpretar un aumento en el grado metamórfico de este a oeste, pasando de facies de esquistos verde a facies de anfibolitas. Esto se puede deducir a partir de la ocurrencia de afloramientos de rocas esquistosas y cuarcíticas en el sector occidental y rocas anfibólicas en el sector oriental.

6-DISCUSIONES

Como se mencionó anteriormente, el área de estudio fué caracterizada como parte del Complejo Valle Fértil y se le atribuyó edad proterozoica (Vujovich 1998, Castro de Machuca *et al* 2000). Sin embargo, en un trabajo más reciente Ramaciotti *et al* (2018), determinaron edades de máxima sedimentación cámbrica (527 ± 6 Ma) para los metasedimentos del cerro Pan de Azúcar (incluyendo a las unidades calcáreas, cuarcíticas y de esquistos) y compara estas edades con las edades de sedimentación del Grupo Nikizanga y la parte superior del grupo Cauçete de la Sierra de Pie de Palo y con las unidades de Loma de Las Chacras, arrojando edades similares. Además, esta secuencia ha sido correlacionada sobre la base de la composición isotópica de Sr de mármoles y edades U-Pb en circones detríticos con el Grupo Cauçete y con el Grupo Mesón del noroeste de Argentina, y se interpretó como una

depositación en una plataforma continental perteneciente al margen suroccidental de Gondwana (Ramacciotti *et al.*, 2018).

Analizando las unidades metamórficas descritas en el presente trabajo, así como las dataciones realizadas por Ramacciotti *et al* (2018). Se puede correlacionar con la litología del Grupo Nikizanga el cual se expone en el extremo sureste de la Sierra Pie de Palo. Este grupo según Mulcahy *et al.* (2011) está formado por rocas metamórficas de bajo grado (mármoles gráficos, cuarcitas, y filitas) y también con presenta cierta afinidad con el Complejo Central; definido por Mulcahy *et al.* (2011), integrado por esquistos cuarcitas, metavulcanitas, mármoles, migmatitas y anfibolitas que se producen entre las zonas de cizalla de Duraznos y Nikizanga. Además Mulcahy *et al* (2011) describe la zona de cizalla dúctil Nikizanga (La cual separa el Complejo Central del grupo Nikizanga), esta región exhibe foliaciones buzantes al SE y cuyo rumbo es NNE-SSO, y los indicadores cinemáticos indican un movimiento de techo al SO en la zona de cizalla.

Lo que indicaría que la litología y deformación del área tiene más afinidad con el grupo Nikizanga y el Complejo Central de la Sierra de Pie de Palo que con el Complejo Valle Fértil.

El cerro forma parte de una faja milonítica de rumbo NE-SO en el área de influencia de la megafractura de Valle Fértil. Esto es coincidente con lo descrito por Vujovich (1994), quien menciona dos fajas de milonitas de rumbo N-S e inclinaciones al SE superiores a 45°, afectando a las unidades de grado metamórfico medio-alto de Loma de Las Chacras, en el flanco oeste de la Sierra de La Huerta. Lo que también es coincidente con lo descrito para la Sierra de Pie de Palo por Ramos *et al.* (1996, 1998) y Casquet *et al.* (2001b) quienes describen una deformación milonítica en diferentes litologías de la Sierra. Por su parte, Mulcahy *et al.* (2004) describen para el Paleozoico temprano a medio, en la sierra de Pie de Palo, zonas de cizalla subsidiarias vinculadas al corrimiento Las Pirquitas. Estos autores determinaron para las mismas un sentido de cizalla con movimiento de techo al oeste-suroeste. Castro de Machuca *et al.* (2010b) analizaron en la misma sierra la faja de cizalla del granitoide El Tigre, para la que determinaron condiciones propias de la facies de esquistos verdes con temperaturas inferiores a los 400 °C. Además Mulcahy *et al* (2011) describe la zona de cizalla dúctil Nikizanga ubicada en el extremo Sureste de la Sierra de Pie de Palo (La cual separa el Complejo Central del grupo Nikizanga), esta región exhibe foliaciones buzantes al SE y cuyo rumbo es NNE-SSO, y los indicadores cinemáticos indican un movimiento de techo al SO en la zona de cizalla.

7- CONCLUSIONES

En función del estudio estructural y petrográfico del área del Cerro Pan de Azúcar, se puede concluir lo siguiente

Las rocas del basamento del Cerro Pan de Azúcar corresponden a un régimen metamórfico de bajo grado en facies de esquistos verdes a facies de anfibolita baja. Se fuertemente milonitizadas, plegadas y fracturadas a diferentes escalas

Las unidades metamórficas propuestas por Castro de Machuca *et al* (2012) , se encuentran milonitizadas a diferentes niveles (Se reconocieron rocas protomilonitas, milonitas y ultramilonitas.). Estas unidades comprenden : Unidad Cuarcítica: compuesta por milonitas de metacuarcitas, milonitas de esquistos cuarzo micáceos y milonitas de filitas cuarzosas o filonitas ; Unidad de esquistos cuarzo-feldespático-micáceos: la cual incluye milonitas de esquistos cuarzo-feldespáticos-micáceos $\pm$ biotíticos $\pm$ granatíferos y milonitas esquistos cuarzo- feldespáticos; Unidad Anfibólica: formada por milonitas de anfibolitas y milonitas esquistos anfibólicos y Unidad Calcárea: formada por calizas cristalinas milonitizadas.

La complejidad estructural de la zona, producto de diferentes eventos ocurridos desde el Paleozoico dificulta el reconocimiento de las litologías por el intenso brechamiento y alteración química que presentan. Además la zona de falla se erosiona fácilmente y esto favorece el emplazamiento de cauces. A esto se suma .las intensas zonas de brechas y cataclasis producto de fallamientos que se superponen a las estructuras dúctiles.

Sin embargo, la estructura actual del cerro se interpreta como una serie de pliegues sinformas y antifomas muy apretados o isoclinales con un flanco volcado y con eje subvertical, que afecta a las secuencias miloníticas, y en el sector central se produce una repetición de sinclinal volcado posiblemente por falla. Las rocas metamórficas se encuentran en contacto con las secuencias calcáreas aparentemente mediante discordancia angular o corrimientos que colocan las calizas sobre las metamorfitas milonitizadas y plegadas. Este contacto se repite a lo ancho del cerro, lo que puede deberse a una repetición de escamas tectónicas o a plegamientos mayores en cuyo núcleo se encuentran las metamorfitas. (Lámina 1). Además, las fallas de rumbo NNO-SSE, en el sector norte producen el contacto entre rocas del basamento y calizas sobre rocas triásicas, siendo esta una falla inversa buzante al este. El cerro está segmentado por dos lineamientos principales de rumbo NE-SO (Lámina 1), siendo estos los causantes de configuración actual. En general la deformación presenta vergencias al NO (Coordenadas Actuales).

El análisis petrológico y estructural permitió reconocer paragénesis minerales así como diferentes estructuras y texturas deformacionales, y diferenciar tres eventos tectono-metamórficos:

Evento 1-Asociado a la esquistosidad de las rocas (S1). Metamorfismo de baja temperatura en facies de esquistos verdes alta, dado por la asociación mineralógica (Pl+Chl+Ep+Qtz) a facies

de anfibolita baja ($Pl+Hbl\pm Bt\pm Qtz$) .A partir de las rocas de composición basáltica (Anfibolitas) se produce el metamorfismo en facies de Anfibolita con epidota, dado por la presencia de los minerales diagnósticos: $Hbl+Pl+Ep\pm Cl$.

Evento2-Deformación dúctil evidenciada por las texturas miloníticas (Foliaciones S2), generadas en facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas baja, y crenulación de la foliación (Superficies S3) Un proceso de metamorfismo retrógrado se sobreimprime al anterior y retrotrae el grado metamórfico, este fenómeno se asocia a la deformación dúctil en condiciones de menor temperatura. Esto queda evidenciado en el pasaje de granate a clorita, de biotita a clorita y hornblenda a clorita. Y transición frágil-dúctil evidenciada por la ocurrencia de pseudotaquilitas.

Evento 3- Deformación frágil evidenciada por los sistemas de falla.

Durante el evento 2: Se generó en una faja de cizalla con movimiento sinistral y componente inversa (Movimiento de techo al NO). Esta cizalla generó la formación de pliegues escalonados con ejes subverticales y la milonitización de las rocas.

La milonitización afecta a la totalidad del cerro, en mayor o menor grado según sean las litologías afectadas, encontrándose las rocas con mayor deformación en el sector central (Lámina 1), lo que podría deberse además a encontrarse en la zona central de la faja de cizalla.

El cerro forma parte de una faja milonítica de rumbo NE-SO en el área de influencia de la megafractura de Valle Fértil.

De lo mencionado anteriormente, junto con en el estudio petrológico y estructural realizado, y por comparación con la información geológica aportada por los autores anteriormente mencionados, se concluye que el Cerro Pan de azúcar tiene mayor afinidad litológica y estructural con el Complejo Central y grupo Nikizanga del Cerro Pie de Palo que con el Complejo Valle fértil.

8- BIBLIOGRAFÍA

Baldo, E., Saavedra, J., Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Galindo, C., 1997, Síntesis geocronológica de la evolución paleozoica inferior del borde sur de Gondwana en las Sierras Pampeanas, Argentina: *Acta Geológica Hispana*, 32(1), 17-28.

Bastias, H., Baraldo, J. & Pina, L. (1984). Afloramientos calcáreos en el borde oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Argentina* 39: 153-155.

Bastías, H., Uliarte, E., Paredes, J., Sanchez, A., Bastías, J., Ruzyski, L., & Perucca, L. (1990). Neotectónica de la provincia de San Juan. Bordonaro, O. (Ed.) *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*, 11° Congreso Geológico Argentino: 228-245, San Juan.

Bossi, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes- El Carrizal, provincia de San Juan, república Argentina. *Actas del 6° Congreso Geológico Argentino*. 1: 23-38. Buenos Aires.

Bossi, G., 1971. Análisis de la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. *Actas 1° Congreso Hispano- Luso-Americano de Geología Económica*, 2, sección 1: 611-626. Madrid

Bruno, N., 2000. Estudio del volcanismo basáltico de la Cuenca de Marayes- El Carrizal, Provincia de San Juan. Tesis final de Licenciatura Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Camino, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Turner, J.C.M. (Ed.), *II Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 224-291, Córdoba.

Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R., Rapela, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. (2001), Participación del terreno de la Precordillera argentina en el cinturón móvil famatiniano: U- Pb SHRIMP y evidencia metamórfica de Sierra de Pie de Palo, *Geología*, 29 , 703–706

Castro de Machuca, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. *10° Congreso Geológico Argentino*, 1:157-161. San Juan.

Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Meissl, E., Pontoriero, S., & Sumay, C. (1996). Petrología de las asociaciones máficas-ultramáficas de la Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino* (No. 13, pp. 439-452).

Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Pontoriero, S., Meissl, E. & Beresi, M. (2002). Geología del cerro Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas p.129-135.

Castro de Machuca, B. C., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L., & Pontoriero, S. (2008). P–T–t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13: 216-226.

Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Previley, L., Pontoriero, S. y Morata, D. 2008b. Ordovician mylonites from Mesoproterozoic granitoid, Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan Province. *In* Proceedings of the 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina. Editado en CD-Rom.

Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Previley, L., Pontoriero, S. y Morata, D. 2008b. Ordovician mylonites from Mesoproterozoic granitoid, Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan Province. *In* Proceedings of the 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina. Editado en CD-Rom.

Castro de Machuca, B., Morata, D., Pontoriero, S., Previley, L. y Arancibia, G., 2010b. Textural variations and chemical mobility during mylonitization: the El Tigre Granitoid Shear Zone, Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 54-6

Castro de Machuca, B., Delpino, S., Previley, L., Mogessie, A. y Bjerg, E., 2012. Tectono-metamorphic evolution of a high- to medium-grade ductile deformed metagabbro/metadiorite from the Arenosa Creek Shear Zone, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Structural Geology* 42: 261-278.

Colombi, C.E., Santi Malnis, P. Correa, G., Martínez, R., Fernández, E., Apaldetti, C. y Alcober, O.A. 2013. Una nueva unidad de posible edad jurásica en el techo de la sucesión sedimentaria de la cuenca Marayes - El Carrizal, Sureste de San Juan. 5º Simposio Argentino del Jurásico, Ameghiniana 50 Suplemento 2013-resúmenes: R40, Trelew. Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C., 1984. Descripción geológica de la hoja 19d, Mogna, provincia de San Juan. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 192: 1-86. Buenos Aires.

Dalla Salda, L., y Varela, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 68-93.

Fuentes, M. G., Lopez, M. G., Castro De Machuca, B., Malisia C. I. (2019). Pseudotaquilitas y cataclasitas en el cerro Pan de Azúcar: evidencias de reactivación de la megafractura Valle Fértil, San Juan. XIII Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogenia (XIII MinMet – IV PIMMA). Córdoba.

Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R. J., Baldo, E., & Saavedra, J. (2004). Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research* 131: 55-71.

Gardini, C., Rivarola, D., Agüera, M., & Candela, G. (2009). Estructura de la región Sierra de Guayaguás-Marayes, Provincia de San Juan y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 551-565.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5:81-110.

Isaza, J. A. L., Cárdenas, M. A. C., Naranjo, J. A. O., Vargas, L. E. B., & Castillo, E. C. (2008). Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. *Boletín de Geología*, 30(2).

Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2), 277-279. Llano, J. y Castro de Machuca, B., 1984. Estudio petrográfico de las metamorfitas de alto grado de la quebrada de Yanzi, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 243-263. San Carlos de Bariloche.

Marín G. y Ramos, V., 1987. Descripción geológica de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, (Inédito)

Mulcahy, S., Roeske, S., McClelland, W., Nomade, S. y Renne, P. 2007. Cambrian initiation of the Las Pirquitas thrust of the western Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 35: 443-446.

Mulcahy, S., Roeske, S., McClelland, W., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P., Vervoort, J. y Vujovich, G., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina, *Tectonics*, 30, TC1005, doi: 10.1029/2009TC002656.

McClelland, W., Ellis, J., Roeske, S., Mulcahy, S., Vujovich, G. & Naipauer, M. (2005). U-Pb SHRIMP igneous zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and Gondwana margin, Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwestern Argentina. Pankhurst, R. y Beiga D. (Eds), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Abstracts: 250.

Mc Donough, M.R., Ramos, V.A., Isachsen, C. E., Bowring, S. A. y Vujovich, G.I., 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 340-342. Buenos Aires.

Mirré, J.C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincial de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 113-127. Corrigenda en revista 26(2): 279

Mirré, J.C., 1976, Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja: Buenos Aires, Argentina, Servicio Geológico Nacional, Boletín No. 147, 70 pp.

Mulcahy, S. R., Roeske, S. M., McClelland, W. C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P. R., ... & Vujovich, G. I. (2011). Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics*, 30(1).

Murra, J. y Baldo, E. 2001. Metamorfismo y deformación en la sierra de Las Imanas, margen occidental del cinturón famatiniano, Sierras Pampeanas Argentinas. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología. Trabajo 110. Montevideo. Edición en CD-ROM.

Murra, J., & Baldo, E. (2004). Las fajas de cizalla dúctil en la sierra de Las Imanas, Provincia de San Juan, Argentina. 12° Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural. Resúmenes, 26. Cafayate, Salta.

Murra, J.A. y Baldo, E.A., 2006. Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra

de la Huerta y de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina). *Revista Geológica de Chile* 33: 277-298.

Naipauer, M., Vujovich, G., Cingolani, C. y McClelland, W., 2010. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences* 29: 306–326.

Otamendi, J. 2012. Reconstrucción de la estructura cortical del arco famatiniano: implicancias en el origen y evolución de las Sierras Pampeanas. XV Reunión de Tectónica, Resúmenes: 169, San Juan. Edición en CD-ROM.

Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I., Viñao, G.A., 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil e La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-335.

Otamendi, J.E., Vujovich, G.I. de la Rosa, J.D. Tibaldi, A.M. Castro, A. Martino, R.D. y Pinotti, L.P., 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleoarc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.

Carmona, O. O. (2000). Rocas en zonas de falla. *Dyna*, 129, 72.

Pankhurst, R. y Rapela, C., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *In* The Proto-Andean Margin of Gondwana (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). Geological Society, Special Publication, No. 142, p. 1-9. Londres

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Second Edition, Springer, Germany, 119 p.

Peralta, S. H., & de MACHUCA, B. C. (2010). Los estromatolitos del cerro Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. *Correlaciones y significado estratigráfico*. Serie correlación geológica, 26(1), 65-74.

Pezzutti, N. y Godeas, M., 1988. Petrografía de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, 40 p. Buenos Aires. Informe inédito.

Poblete, A. y Minetti, J. (1989). Los mesoclimas de San Juan, Primera y Segunda parte: San Juan, Argentina, Centro de Investigaciones de San Juan, Universidad Nacional de San Juan, Informe técnico N° 11. *Boletín*, (4).

Ramacciotti, CD, Casquet, C., Baldo, EG, Galindo, C., Pankhurst, RJ, Verdecchia, SO, & Fanning, M. (2018). Una plataforma cámbrica mixta de carbonato-siliciclástico en SW Gondwana: evidencia de las Sierras Pampeanas occidentales (Argentina) e implicaciones para la paleogeografía paleozoica temprana del margen protoandino. *Revista Internacional de Ciencias de la Tierra*, 107(7), 2605-2625.

Ramos, V. A. (1994). Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°–33° S latitude). *Tectonics of the Southern Central Andes*: 249-261. Springer, Berlin- Heidelberg.

Ramos, V., Vujovich, G. y Dallmeyer, R., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preándicas de la sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, V: 377-391. Buenos Aires.

Ramos, V., Dallmeyer, R. y Vujovich, G., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.). *The proto-Andean margin of Gondwana: Geological Society, Special Publication 142*: 143-158. Londres.

Ramos, V. y Vujovich, G. 2000. Hoja geológica 3169-IV San Juan, provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino, Secretaría de Energía y Minería, Boletín 243. Buenos Aires

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J., 2001, Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and Velasco Batholith, *en 3rd International Symposium on South American Isotope Geology: Pucón, Chile, Extended Abstracts*, 616-619, Disco Compacto.

Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C. y Dahlquist, J., 2010. The western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330–1030 Ma) of

intraoceanic arcs, subduction-accretion at continental edge and AMCG intraplate magmatism, *Journal of South American Earth Sciences* 29: 105–127.

Rocscience Inc. 2010, SLIDE, versión 6, software, Rocscience Inc., Toronto

Roeske, S., McClelland, W., Cain IV, J., Mulcahy, S., Vujovich, G., & Iriondo, A. (2005). Paleozoic record of convergence and extension within the arc-forearc transition of the Famatinian arc, as recorded in western Sierra de La Huerta, Argentina. En Pankhurst, R. y Beiga D. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Abstracts: 315.

Rothis, M. (2016). Análisis de la actividad tectónica cuaternaria en el área sur de la falla de las Chacras y evaluación de la peligrosidad sísmica. Sierras Pampeanas occidentales. Provincia de San Juan. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Scholz, C.H., 1990. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rdsch.* 77:319-328.

Schmid, S.M. y Handy, M.R., 1991. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: Müller DW, Mc Kenzie JA, Weissert H (eds.) *Controversies in modern geology, evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. Academic Press: 339-361. Londres.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133: 191-213. Londres

Snyder, D. B., Ramos, V. A., & Allmendinger, R. W. (1990). Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. *Tectonics* 9: 773-788.

Spry, A., 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford. 336 p.

Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Vujovich, G.I., Martino, R.D., 2009, Condiciones físicas de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(3), 487-503.

Van Staal, C., Vujovich, G. y Naipauer, M., 2011. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc, *Journal of Structural Geology* 33: 343-361.

Varela, R., y Dalla Salda, L., 1992. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 271–275.

Vergara, M. (2003). Estudio magnético y sísmico del Cerro Pan de Azúcar Sierra de la Huerta, Provincia de San Juan. Trabajo Final de licenciatura. Universidad Nacional de San Juan. San Juan

Vujovich, G., 1992. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo del sector occidental de la sierra de La Huerta. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata, 300 p. Inédita.

Vujovich, G. (1995). Geología del basamento ígneo-metamórfico de la loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 321-336.

Vujovich, G. (1998). Hoja geológica 3166-III Chepes, provincias de San Juan y La Rioja, Servicio Geológico Minero, Secretaría de Energía y Minería, Boletín N°251 (edición preliminar). Buenos Aires.

Vujovich, G., 1992. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo del sector occidental de la sierra de La Huerta. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata, 300 p. Inédita.

Vujovich, G. (1995). Geología del basamento ígneo-metamórfico de la loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 321-336.

Vujovich, G., 1992. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo del sector occidental de la sierra de La Huerta. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata, 300 p. Inédita.

Vujovich, G. y Kay, S., 1998. A Laurentian? Greenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, western Sierras Pampeanas, Argentina, in *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, editado por R. Pankhurst y C. Rapela. Geological Society, Special Publication 142, 159–180.

Vujovich, G., Van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age Constraints on the Tectonic Evolution and Provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania Composite Terrane, and the Famatinian

Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1041-1056.

Vujovich, G., Chernicoff, C., Tchilinguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., Sepúlveda, E.; López, H.; Cardó, R. y Díaz, I. (2007). *Hoja Geológica 3166-III. Chepes, provincias de La Rioja, San Juan y San Luis*. SEGEMAR, 65 p., Buenos Aires.

Walker Jr, B. A., Bergantz, G. W., Otamendi, J. E., Ducea, M. N., & Cristofolini, E. A. (2015). A MASH zone revealed: the mafic complex of the Sierra Valle Fértil. *Journal of Petrology*, 56(9), 1863-1896.