

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS



**GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA DE LAS UNIDADES METAMÓRFICAS AFLORANTES
EN EL CERRO BARBOZA, SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES,
PROVINCIA DE SAN JUAN**

Cecilia Morandi Varas

Asesor: Lic. María Victoria Sanchez

Co-asesor: Dr. Marcos Ariel Sanchez

SAN JUAN

2025

Agradecimientos

A mí mamá por estar a mi lado apoyándome cuando tuve que intentarlo de nuevo, enseñándome a perseverar y no bajar los brazos.

A mí papá, le agradezco que con su sacrificio pudo darme lo necesario para que pueda estudiar y hoy estar aquí.

A mis hermanas/no, por ser mis mejores amigos, por ser tan compañeros, agradezco esas charlas que aún tenemos y que ayudaron en momentos difíciles. Les agradezco por escucharme y aconsejarme.

A mí Agustín, gracias por aparecer en el momento indicado. Por estar en mis peores y mejores momentos, y actuar con tanto cariño y templanza en mis momentos de inestabilidad. Por acompañarme y alegrarte de mis logros. Por demostrarme tanto amor y por hacer de los momentos tristes, los más alegres y terminar riéndonos juntos.

Quiero dedicarle unas líneas especiales a mi peludito de cuatro patas MILA. Ella me acompañó en momentos muy duros que hicieron que casi abandone este camino, me vio llorar y reír, pero, aunque ese ser tan noble no entendiera que pasaba, me dejaba abrazarla. Verla crecer y ser ella me hizo enfocar mi meta y seguir adelante.

A Elena por escucharme y animarme a seguir adelante., y al departamento de Geología, por estar siempre a disposición.

A esas personas que me cruce durante mi carrera, que de alguna manera ayudaron a que yo finalice esta etapa.

A los alumnos de la cátedra de gravimetría por su colaboración en la realización de este trabajo.

ÍNDICE

RESUMEN.....	5
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1 Ubicación y vías de acceso	6
1.2 Motivos	7
1.3 Objetivos	7
1.3.1 Objetivo general	7
1.3.2 Objetivos específicos	7
1.4. Metodología de trabajo	8
2. GEOGRAFÍA.....	10
2.1 Orografía	10
2.2 Hidrografía	12
2.3 Clima.....	13
3. ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO Y ZONAS CIRCUNDANTES	14
4. GEOLOGÍA REGIONAL.....	17
4.1 Geología de Sierras Pampeanas	17
4.2. Estructura	18
4.2.1. Estructura pre-andina	18
4.2.2. Estructura andina.....	19
4.3. Basamento metamórfico: El Complejo Pie de Palo	22
5. SENSORES REMOTOS Y UNIDADES DE MAPEO.....	25
5.1. Fotointerpretación de imágenes satelitales.....	25
5.2. Clasificación supervisada.....	28
6. GEOLOGÍA LOCAL.....	31
6.1. Estructura	31

6.2. Unidades de Mapeo.....	36
6.2.1. Unidad 1: Esquistos y Gneises anfibólicos-biotíticos-granatíferos	38
6.2.2. Unidad 2: Esquistos anfibólicos-biotíticos-epidóticos.....	45
6.2.3. Unidad 3: Esquistos y Rocas Miloníticas cuarzo-feldespáticas-granatíferas.....	48
6.2.4. Unidad 4: Esquistos cuarzo-moscovíticos y cuarcitas epidóticas	59
7. GEOFÍSICA	61
7.1. Métodos geofísicos	61
7.1.1. Gravimetría	61
7.1.2. Magnetometría	68
7.1.3 Metodología de adquisición y procesamiento.....	72
7.2. Interpretaciones Geofísicas	76
7.2.1. Interpretación de anomalías gravimétricas.....	76
7.2.2. Interpretación de anomalías magnéticas	78
8. DISCUSIONES E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS	80
8.1. Unidades del Cerro Barboza	80
8.2. Comparación con el Cerro Valdivia.....	83
9. CONCLUSIONES	84
10. BIBLIOGRAFÍA	86
11. ANEXOS	98
11.1 Descripciones petrográficas	98

RESUMEN

El presente estudio, realizado en el Cerro Barboza, provincia de San Juan, Argentina, se enfocó en la caracterización de las unidades litológicas expuestas y en la evaluación del grado metamórfico que presentan. Para ello, se emplearon técnicas de fotointerpretación de imágenes satelitales (LANDSAT 9 y ASTER TERRA), análisis petrográfico de muestras de campo y métodos geofísicos (gravimetría y magnetometría).

Los resultados permitieron reagrupar y redefinir las rocas del Cerro Barboza en cuatro unidades principales y dos subunidades, en función del tipo de protolito, la mineralogía y la fábrica desarrollada. La Unidad 1 comprende esquistos y gneises anfibólicos, biotíticos y granatíferos. Esta se subdivide en: 1a, integrada por esquistos anfibólicos-granatíferos y esquistos biotíticos-anfibólicos-granatíferos, localizados en el sector oriental con rumbo NO-SE; y 1b, constituida por gneises anfibólico-biotítico-epidóticos y gneises anfibólico-granatíferos, ubicados en el sector occidental, con rumbo ONO-ESE. La Unidad 2, formada por esquistos anfibólicos-biotíticos, aflora en fajas localizadas principalmente en el bloque sur del cerro. La Unidad 3, integrada por esquistos y rocas miloníticas cuarzo-feldespáticos granatíferos, fue subdividida en: 3a, compuesta por esquistos cuarzo-feldespáticos granatíferos con rumbo NO-SE; y 3b, que incluye protomilonitas y milonitas cuarzo-feldespáticas granatíferas, restringidas a zonas de intensa deformación. Finalmente, la Unidad 4 comprende esquistos cuarzo-moscovíticos y cuarcitas epidóticas, que afloran en pequeños cuerpos aislados, también de rumbo NO-SE.

El análisis estructural permitió reconocer al menos cuatro eventos de deformación superpuestos, que dieron lugar a estructuras dúctiles (foliaciones y lineaciones) y estructuras frágiles a frágil-dúctiles (fallas y pliegues). En términos metamórficos, las unidades 1, 2, 3a y 4 presentan evidencias de metamorfismo regional bajo condiciones de facies de anfibolitas y esquistos verdes, mientras que la subunidad 3b evidencia un metamorfismo dinámico asociado a zonas de cizalla dúctil. Además, en varias unidades se reconocieron signos de retrogradación.

Las anomalías gravimétricas positivas se asociaron con rocas de mayor densidad, como, esquistos y gneises anfibólicos, mientras que las anomalías negativas se relacionaron con zonas intensamente deformadas. Por su parte, las anomalías magnéticas se correlacionaron con la presencia de minerales ferromagnesianos.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio está ubicada en la provincia de San Juan, departamento Rawson, aproximadamente a 36 Km al sur de la ciudad Capital de San Juan al este de la ruta nacional N° 40, sus coordenadas geográficas son 68°26'54"-68°25'68" LO y 31°43'39"-31°47'11" LS.

Se accede por ruta nacional N° 40, vía principal que conecta las provincias de San Juan y Mendoza, hasta ruta provincial N° 259 la cual se toma en dirección este hasta una huella que bordea la silueta del cerro, no presentando ninguna dificultad de acceso a la zona de estudio (Fig. 1).

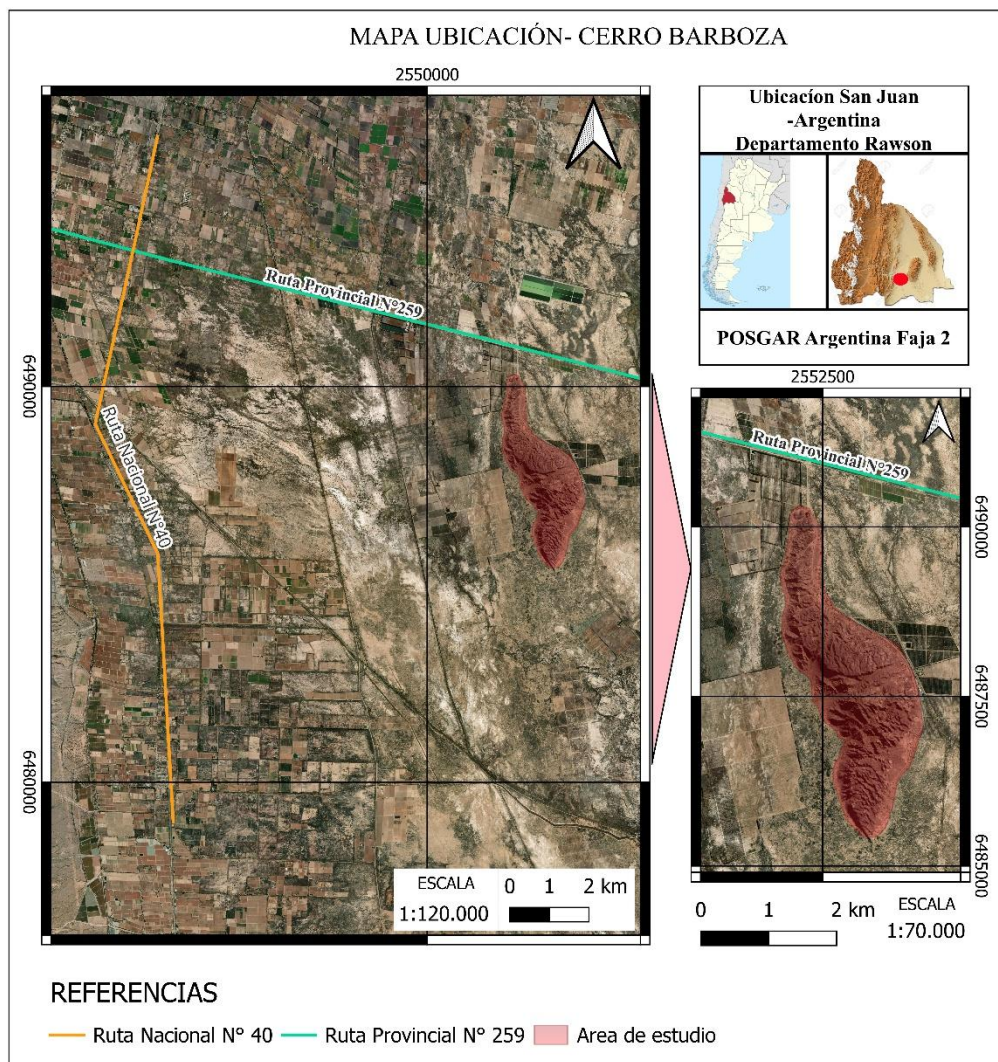


Figura 1: Mapa ubicación Cerro Barboza con rutas de acceso principales, en rojo, área de estudio.

1.2 Motivos

El presente Trabajo Final de Licenciatura tiene como finalidad dar cumplimiento al requisito necesario para la obtención del título de Licenciado en Ciencias Geológicas, que otorga la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales dependiente de la Universidad Nacional de San Juan. Por tal motivo, se propone realizar la caracterización geológica y geofísica del bloque de basamento expuesto en el Cerro Barboza, ubicado en el departamento Rawson, provincia de San Juan. El mismo se realizó en el marco de la BECA INTERNA DE INVESTIGACIÓN Y CREACIÓN – UNSJ, CONVOCATORIA 2022, otorgada por Resolución N°591, desarrollando tareas de investigación sobre el tema “*Geología y geofísica de las unidades metamórficas aflorantes en el Cerro Barboza, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan*”, bajo la Dirección de la Dra. Cecilia Weidmann.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo consiste en profundizar y actualizar el conocimiento sobre las rocas del basamento expuestas en el Cerro Barboza, a partir de la caracterización geológica y geofísica de las mismas.

1.3.2 Objetivos específicos

- 1) Actualizar la cartografía del Cerro Barboza, a partir de la implementación de imágenes de sensores remotos procesadas y relevamiento de campo.
- 2) Actualizar la petrografía de las unidades metamórficas y la nomenclatura de las mismas, de acuerdo a los criterios de clasificación modernos. Se siguió a Passchier y Throuw (2005).
- 3) Caracterizar las propiedades geofísicas de las rocas expuestas en el Cerro Barboza y su entorno a partir de mediciones de gravedad, magnetismo y susceptibilidad magnética.
- 4) Establecer una correlación entre la distribución de unidades litológicas, tipo e intensidad del metamorfismo con las propiedades geofísicas determinadas.
- 5) Comparar parámetros geofísicos (anomalías gravimétricas y magnetométricas) del Cerro Barboza, con el de otros bloques del basamento aledaños (Cerro Valdivia y Sierra de Pie de Palo).

1.4. Metodología de trabajo

La metodología empleada se desarrolló en tres etapas: una fase preliminar de gabinete, el trabajo de campo y una etapa final de gabinete.

En la fase preliminar, se llevó a cabo la recopilación y análisis de información bibliográfica, el procesamiento de imágenes satelitales y la identificación y mapeo de unidades geológicas. Para la recopilación bibliográfica, se solicitó a la Universidad de Buenos Aires (Facultad de Ciencias Exactas y Naturales) el escaneo de la tesis de grado de la Licenciada Hebe Adriana Lema, ya que dicho documento no es de libre acceso. Además, se consultó material disponible en la biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ). El procesamiento de imágenes se realizó a escala 1:20.000, utilizando imágenes satelitales ASTER TERRA y LANDSAT 9 (sensor OLI-2), obtenidas de la plataforma de libre acceso Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Para el análisis, se empleó el complemento Semi-Automatic Classification Plugin (Congedo, 2016) en QGIS (QGIS.org, 2023), aplicando una corrección atmosférica DOS1 previa, siguiendo a Moran et al.1992.

El trabajo de campo consistió en la toma de datos estructurales mediante el uso de brújula geológica tipo Brunton, con la cual se midieron rumbo, buzamiento y superficies o planos de origen tectónico (esquistosidad, clivaje, foliaciones miloníticas, etc.). La recolección de muestras se realizó extrayendo fragmentos representativos de roca no alterada directamente del afloramiento, registrando su ubicación mediante georreferenciación y documentando el sitio de muestreo con fotografías (Fig. 2).

En la etapa final de gabinete se llevó a cabo el procesamiento e interpretación de la información litológica y estructural obtenida en campo. Esto incluyó la descripción macroscópica y microscópica de las muestras, así como el análisis e integración de los datos geofísicos con bases de datos preexistentes.

Para el análisis petrográfico, las rocas fueron caracterizadas macroscópicamente en función de su estructura y composición mineralógica, utilizando una lupa de aumento 20x. En el análisis microscópico, se identificaron las texturas metamórficas, se determinaron las facies y el protolito, y se definieron los tipos de metamorfismo mediante el reconocimiento de minerales diagnósticos y asociaciones mineralógicas. Para ello, las muestras fueron enviadas al

laboratorio de petrología, ubicado en el Complejo Universitario Islas Malvinas, donde se realizaron los cortes delgados de roca. Posteriormente, se analizaron con un microscopio óptico de polarización Biotraza petro-calcográfico con luz transmitida, equipado con una cámara fotográfica XP607LP Biotraza, utilizada para la toma de fotomicrografías con un objetivo de 10 y 4 micrones.

Finalmente, se elaboró un mapa geológico actualizado que representa la trama litoestructural de las unidades metamórficas del cerro y se redactó el informe del Trabajo Final de Licenciatura.

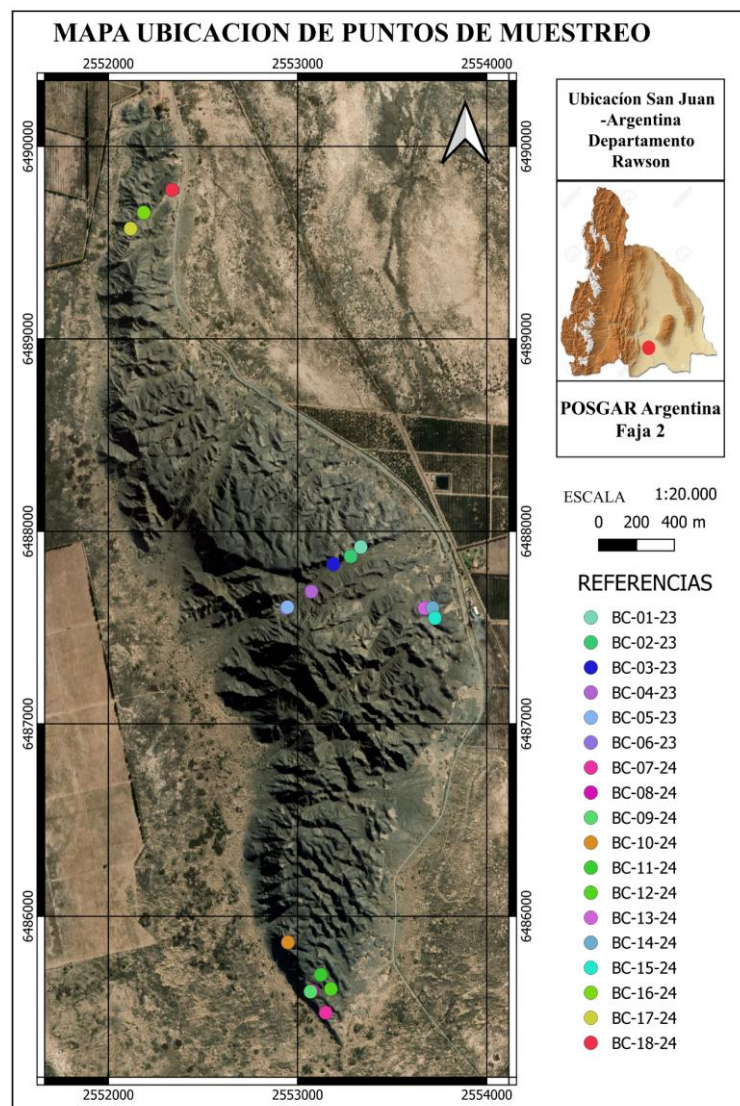


Figura 2: Ubicación de los puntos de muestreo en el área de estudio.

2. GEOGRAFÍA

2.1 Orografía

El Cerro Barboza al igual que los Cerro Valdivia y Salinas, son pequeñas elevaciones del sur del valle del Tulum, en el sector sudoriental de la provincia de San Juan. El Cerro Barboza conforma un bloque elongado con orientación N-S que emerge de la depresión del Valle del Tulum. La topografía del cerro es muy escarpada, posee una altura media elocuentemente mayor que los cerros circundantes, oscilando alrededor de los 650-782 m.s.n.m, (Fig. 3) siendo máxima en la ladera occidental (Sotarello, 1988).

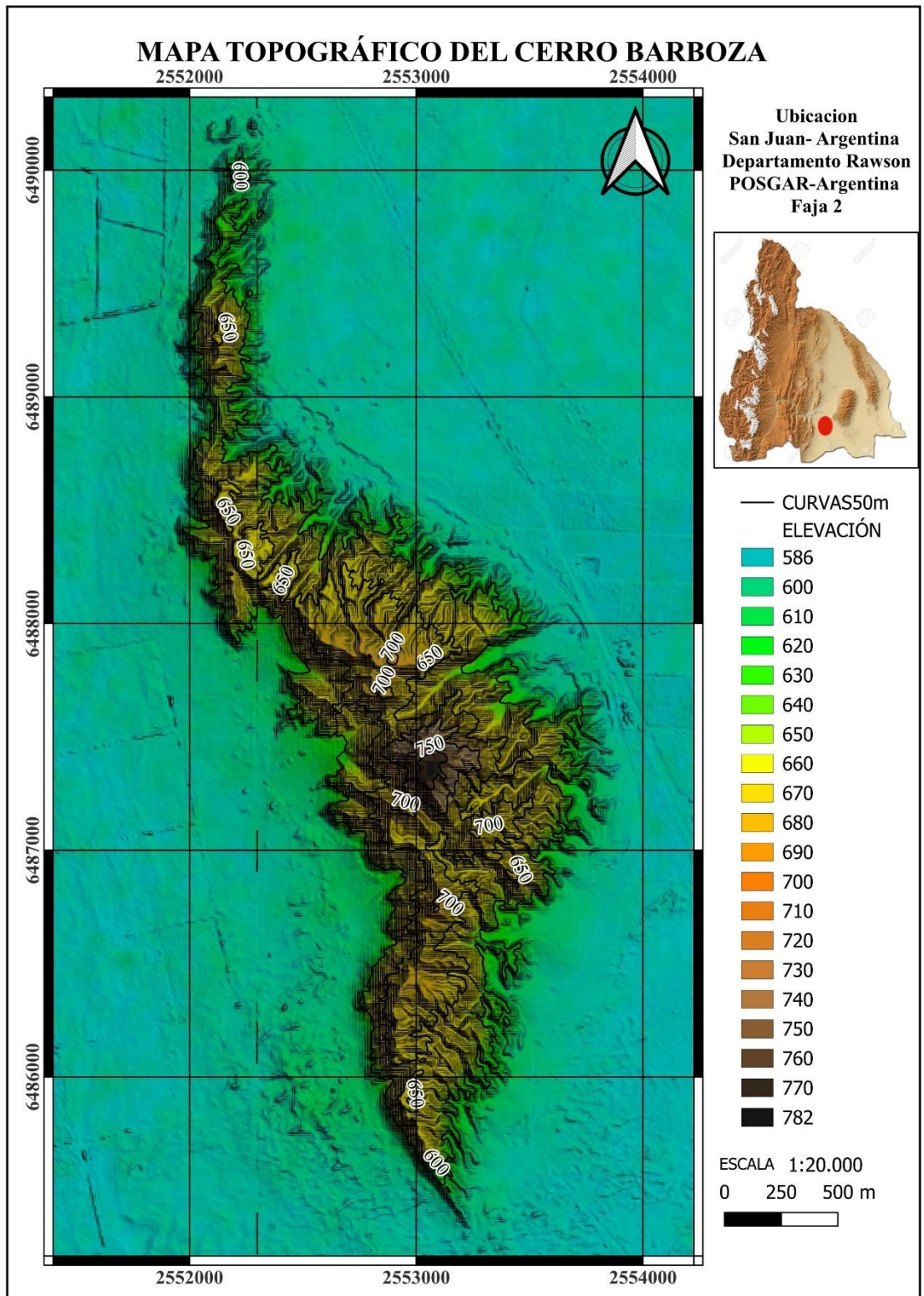


Figura 3: Mapa topográfico del Cerro Barboza, donde se muestran las curvas de nivel con una equidistancia de 50 metros (en negro) extraídas de un DEM con resolución de 5m del IGN.

2.2 Hidrografía

La red de drenaje presente se observa con un buen grado de integración, alta densidad, moderadamente uniforme y un alto control estructural. Y en cuanto al diseño la red presenta dos tipos de diseño, en el sector NO es de tipo paralela y en el sector SE es dendrítico. Esta red se clasifica según Strahler (1957) donde el cauce de mayor orden corresponde al de 4° orden (Fig. 4).

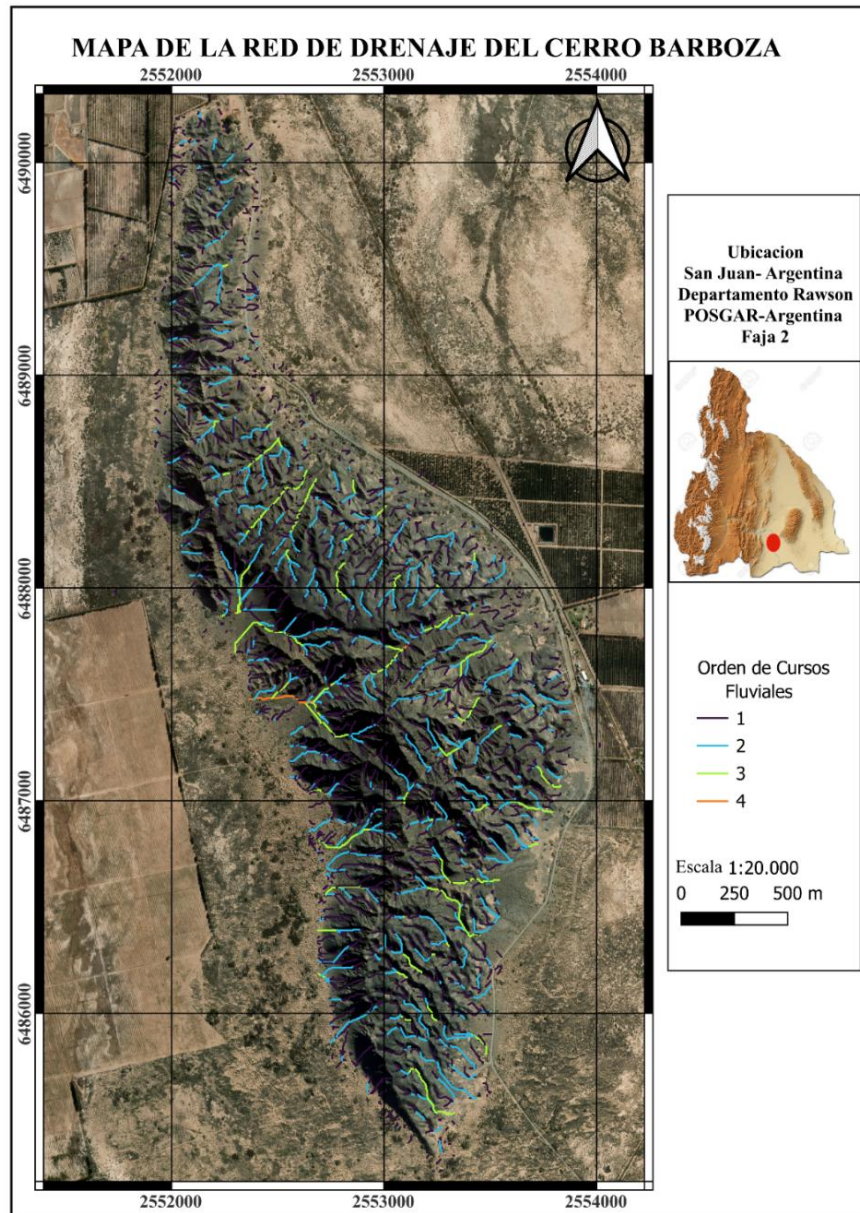


Figura 4: Mapa de la red de drenaje del Cerro Barboza, donde se muestran el orden de cursos fluviales extraídos de un DEM con resolución de 5m del IGN.

2.3 Clima

El clima de la zona es típico de regiones semidesérticas, se puede incluir en el tipo “árido de sierras y bolsones” según Koppen (1936), este tipo de clima es de escasa humedad ambiental y temperaturas medias anuales de 17° C. Los veranos son muy cálidos y alcanzan temperaturas que superan los 40° C, registrando una notable disminución en invierno, con registros inferiores a -8° C. Esta amplitud térmica anual también sucede durante el día, especialmente en zonas de alta montaña.

En el área es destacable la escasez de precipitaciones a lo largo del año, alcanzando valores medios entre 80-100mm/a, siendo los máximos períodos de lluvias entre los meses de diciembre a marzo, de carácter torrencial y no uniforme en el área.

Existen además dos vientos de influencia también regional, uno el denominado viento “Zonda”, cálido y extremadamente seco del cuadrante noroeste. El restante frío proveniente del sector sur. Ambos actúan alternadamente, principalmente en los períodos de agosto-diciembre y provocando fluctuaciones importantes de la temperatura ambiente en cortos lapsos de tiempo. En muchas ocasiones las velocidades superan los 100km/h (Sotarello, 1988).

3. ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO Y ZONAS CIRCUNDANTES

Lema (1971) realizó el mapeo geológico del Cerro Barboza e identificó tres unidades litológicas, a las cuales las clasificó dentro del dominio cataclástico. La Unidad 1, compuesta por anfibolitas, cuarcitas y esquistos biotíticos-hornblendíferos, es la de mayor representación en el cerro. La Unidad 2, constituida principalmente por cuarcitas, se desarrolla predominantemente en el sector oriental. Por último, la Unidad 3, caracterizada por la presencia de esquistos cuarzo-micáceos y cuarzo-micáceos-granatíferos, se dispone en una faja longitudinal a lo largo del sector norte del cerro. Llano (1981) estudió las características geoquímicas de las anfibolitas del Cerro Barboza, las cuales son compatibles con protolitos sedimentarios e ígneos. Según este autor, las anfibolitas para y orto-derivadas desde el punto de vista geoquímico no serían compatibles con aquellas expuestas en el Cerro Valdivia.

Por otra parte, Escalante et al. (1981) realizaron un estudio petrográfico del Cerro Barboza, contribuyendo al conocimiento de sus unidades metamórficas. En su investigación, describieron la presencia de protomilonitas, milonitas, gneis miloníticos, esquistos miloníticos y blastomilonitas, las cuales afloran desde el extremo sur hasta el norte del cerro. Mediante el análisis de muestras, identificaron texturas cataclásticas bien definidas, por lo que clasificó estas rocas siguiendo el esquema de Higgins (1971). Su estudio resalta la predominancia del metamorfismo deformante en esta zona tectónicamente activa, señalando que estas metamorfitas han recibido escasa atención y son mencionadas de forma limitada.

En su trabajo, Vujovich y Kay (1998) proponen un origen común para las ortoanfibolitas, expuestas en la Sierra de Pie de Palo y los cerros Valdivia y Barboza, a partir del metamorfismo de cumulos máficos-ultramáficos. A su vez, Vaca y Rosa (1988) realizaron un estudio de la petrología y estructura del frente occidental de Sierras pampeanas, sobre la Sierra Pie de Palo y los cerros Barboza, Valdivia y Salinas, concluyendo en que el grado de metamorfismo va de la facies de esquistos verdes, zona de la clorita, hasta facies de anfibolitas almandínicas y zona de la sillimanita. Destacando que la intensidad del metamorfismo disminuye de norte a sur respondiendo a gradación normal en procesos metamórficos. En cambio, las variaciones litológicas y el grado metamórfico de este a oeste obedecen a causas tectónicas post-metamórficas, llegando a modificar en sectores la estructura original.

En la zona de trabajo se realizaron estudios geofísicos que permitieron conocer en profundidad la estructura de estas rocas. Entre los autores se destaca a Cominguez y Ramos (1991), que mediante datos de reflexión sísmica profunda obtenidos por reprocesamiento de líneas de Vibroseis industriales, recolectadas por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) entre las provincias geológicas de la Precordillera y Sierras Pampeanas, reconstruyeron la geometría profunda entre estas dos unidades. La existencia de reflectores oblicuos, hasta profundidades mayores de 30 km, indica un límite cortical mayor en la corteza media y superior.

Ruiz e Introcaso (2008) determinaron variaciones de gravedad en el Valle del Tulum, obteniendo un campo de variaciones relativas de gravedad el cual muestra relaciones consistentes con la actividad sísmica de magnitud mayor que 3. Indicando rasgos sobresalientes como: (1) alineación en los máximos con variaciones de hasta +0.088 mGal en el sudoeste de la Sierra de Pie de Palo, +0.045 mGal en el Cerro Barboza y de +0.065 en el Cerro Valdivia. (2) Una zona de máximos (hasta 0.090 mGal) en el centro-oeste de la Sierra Chica de Zonda correlacionada con nidos de sismos de magnitud 3 a 3.9. (3) Una marcada quietud en los puntos fijos ubicados al sur de la Sierra Chica de Zonda. (4) Un ascenso generalizado de todos los puntos ubicados al norte del río San Juan llegando a 0.080 mGal en la falla de La Laja (epicentro del terremoto del 15-01-1944). Estos autores, concluyen que, si se atribuyen los cambios de gravedad (g) enteramente a cambios topográficos, las variaciones altimétricas estarían en el orden de los 10 centímetros.

Zambrano y Suvires (2008) analizaron el sistema de fallamiento existente en la depresión tectónica de Tulum, ubicada en la parte este y sur de la provincia de San Juan. Estos autores establecieron los límites tectónicos entre el margen más occidental de las Sierras Pampeanas Occidentales, mediante técnicas de sondeo eléctrico vertical y datos de perforaciones obtenidos de la prospección de agua subterránea efectuados al sur y al oeste del Cerro Valdivia. El límite entre el sistema pampeano y Precordillera se aproxima al cordón montañoso de la Sierra Chica de Zonda, continuando al sur en el Cerro Salinas. De allí al sur-suroeste existen, en superficie, evidencias que el sistema de fallamiento continúa hasta Montecito, donde el sistema pampeano de fallas es interrumpido por la gran falla con actividad cuaternaria que sirve de límite oriental a la Sierra de Las Peñas. El contacto entre ambos sistemas forma el extremo sur de la Precordillera Oriental en subsuelo.

Ruiz et al. (2011) determinaron cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera sanjuanina. Establecieron una red de control geodésico con el propósito de relacionar espacio-temporalmente la evolución del campo gravitatorio producido por actividad tectónica. Dicha red está compuesta por 65 puntos fijos bien materializados que cubre un área de 3.500 km², con la ciudad de San Juan en su centro. Estos autores identificaron tres segmentos activos: a) La falla de La Laja con fuerte disminución de la gravedad, b) El segmento Maradona-Cerro Bayo, con aumentos de gravedad al oeste de la Sierra Chica de Zonda y c) Una disminución de gravedad en la falla de La Rinconada. Estos datos mostraron una actividad tectónica en el sistema de fallas del Tulum que exhibe un gradiente en la dirección del lineamiento Cerro Valdivia-Cerro Barboza-Sierra de Pie de Palo que se incrementa hacia el este. Sus variaciones máximas negativas se observan al este del Cerro Barboza. Mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas señalan patrones en el basamento coincidentes con estas estructuras activas.

Rodríguez y Suvires (2015) llevaron a cabo un análisis del sector sur del sistema de fallamiento Tulum mediante la aplicación del método gravimétrico orientado al ordenamiento territorial. En su estudio, integraron datos geomorfológicos para definir unidades ambientales en torno a dicho sistema de fallas. Como parte de su investigación, recopilaron antecedentes y procesaron una nueva base de datos, lo que permitió la obtención de anomalías gravimétricas residuales. Estos resultados proporcionaron información relevante sobre la estructura y comportamiento del sistema de fallamiento Tulum, en el cual se encuentran involucrados el Cerro Barboza, el Cerro Valdivia, el Cerro Salinas y la Sierra de Pie de Palo.

4. GEOLOGÍA REGIONAL

4.1 Geología de Sierras Pampeanas

El Cerro Barboza está ubicado dentro de las Sierras Pampeanas Occidentales según la clasificación propuesta por Caminos (1979) y actualizada por Ramos (1999), estas conforman una unidad morfoestructural ubicada en el retroarco andino actual, entre la Precordillera Oriental y las Sierras Pampeanas Orientales. Se extienden a lo largo de las provincias de San Juan, La Rioja, Catamarca y el oeste de San Luis.

Las Sierras Pampeanas Occidentales registran una evolución geológica prolongada que comienza en el Mesoproterozoico y continúa hasta la actualidad, reflejando una historia compleja de subducción, acreción, deformación y retrabajo cortical (Rapela et al., 2010). El basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales está compuesto por asociaciones de rocas metamórficas de medio a alto grado, que incluyen ortogneises, anfibolitas, paragneises y migmatitas, interpretadas como parte de un complejo de origen oceánico evolucionado entre aproximadamente 1330 y 1030 Ma (Rapela et al., 2010). Durante este intervalo se desarrollaron sucesivos arcos intraoceánicos y eventos de acreción sobre corteza oceánica, incluyendo la intrusión de granitoides anorogénicos tipo A y cuerpos de la suite AMCG entre los 1070 y 1060 Ma (Rapela et al., 2010). Se han identificado dos eventos de rifting ocurridos a los 840 y 760 Ma, representados por granitoides tipo A con firmas isotópicas juveniles de Hf y O, lo que ha sido interpretado como un episodio extensional posterior a la colisión de bloques continentales (Casquet et al., 2011). Sobre este basamento ígneo-metamórfico se depositó una secuencia carbonática marina somera, cuya composición isotópica de Sr, C y O indica una edad máxima de sedimentación cercana a los 580 Ma (Galindo et al., 2004). La distribución y geoquímica de estas unidades carbonáticas sugieren su formación en un margen pasivo y su vinculación directa con Gondwana (Galindo et al., 2004). Durante el Cámbrico temprano se desarrolló la orogenia Pampeana, que comenzó con la formación de un arco magmático calcoalcalino entre 550 y 530 Ma, seguido por un evento de colisión continental con intrusión de granitoides tipo S entre 530 y 520 Ma (Rapela et al., 1998). Este episodio generó una intensa deformación penetrativa y un metamorfismo regional que afectó tanto al basamento como a su cubierta, con desarrollo de zonas de cizalla dúctil, cabalgamientos e imbricaciones tectónicas (Casquet et al., 2001). Durante el Ordovícico se desarrolló la orogenia famatiniana, caracterizada por el

emplazamiento de un arco magmático calcoalcalino sobre el margen continental de Gondwana, en un contexto de deformación activa sincinemática (Vujovich et al., 2004).

Durante el Pérmico y el Triásico Inferior se emplazaron cuerpos andesíticos, dacíticos y riolíticos vinculados a un arco magmático de afinidad intermedia a ácida, con edades radiométricas U-Pb y K-Ar que varían entre los 300 y 260 Ma (Castro de Machuca et al., 2005). En el Cenozoico, la región experimentó un rejuvenecimiento tectónico vinculado a la evolución del sistema andino, lo que generó el levantamiento actual de las sierras mediante el funcionamiento de fallas inversas de alto ángulo en el antepaís (Rapela et al., 2001).

4.2. Estructura

4.2.1. Estructura pre-andina

Las Sierras Pampeanas Occidentales conservan estructuras dúctiles de gran escala que se formaron durante los eventos orogénicos del Paleozoico temprano, en particular durante la orogenia Pampeana. Durante este evento, tanto el basamento como su cubierta sedimentaria fueron afectados por una deformación penetrativa y un metamorfismo regional, que generaron zonas de cizalla dúctil, cabalgamientos e imbricaciones tectónicas. Estas estructuras presentan una geometría asimétrica con vergencia general hacia el este, lo cual ha sido interpretado como evidencia de colisión continental activa en el margen proto-andino de Gondwana (Casquet et al., 2001).

La superposición tectónica entre unidades metamórficas y sedimentarias está documentada por zonas miloníticas que separan complejos con diferente evolución geotectónica, lo que indica el apilamiento de láminas corticales de distinta procedencia. Este apilamiento también incluye contactos tectónicos entre mármoles ediacáricos y metasedimentos clásticos con edades máximas de depósito cámbricas, lo que sugiere una inversión tectónica posterior al depósito de estas unidades (Galindo et al., 2004).

Durante la orogenia Famatiniana, se produjo una reactivación de las estructuras previamente formadas, acompañada por el emplazamiento de granitoides calcoalcalinos sincinemáticos, lo cual indica la coexistencia de deformación activa y magmatismo (Vujovich et al., 2004). El registro de edades Ar-Ar y K-Ar en minerales metamórficos y milonitas sugiere que la actividad tectónica continuó durante el Silúrico y Devónico, con edades que van desde los 450 hasta los 365 Ma (Rapela et al., 2001).

4.2.2. Estructura andina

Durante el Cenozoico, las Sierras Pampeanas Occidentales fueron reactivadas en un contexto de compresión andina, asociado a la subducción horizontal de la placa de Nazca, lo que generó un estilo estructural dominado por bloques de basamento elevados a lo largo de fallas inversas de alto ángulo (Costa et al. 2000; Ramos et al. 2002). Estas estructuras corresponden a la reactivación de discontinuidades paleozoicas bajo un régimen de acortamiento activo que se instaló en el antepaís del cinturón orogénico andino durante el Terciario (Rapela et al., 2001).

Un ejemplo representativo de este estilo es el Valle del Tulum, una depresión estructural delimitada por bloques de basamento elevados, controlados por fallas principales con rumbo NNE y fallas transversales como la de La Flecha (Fig. 5), que segmentan el bloque en dirección este-oeste (Zambrano y Suvires, 2007).

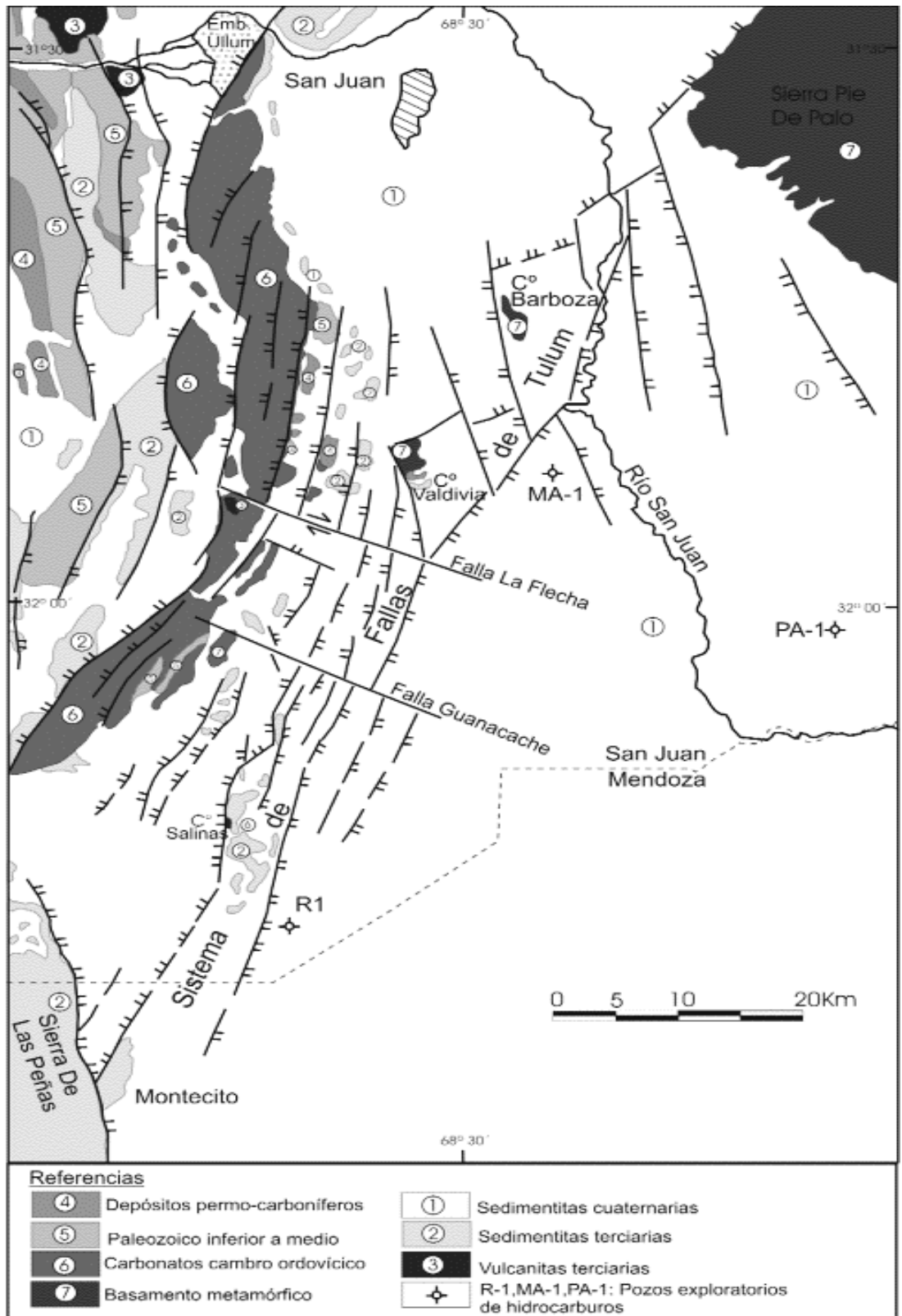


Figura 5: Geología de Sierras Pampeanas Occidentales en la zona de estudio, Tomado de Zambrano y Suvires (2008).

Dentro de esta configuración, afloramientos como los cerros Valdivia, Barboza y Salinas se interpretan como bloques de basamento elevados tectónicamente mediante fallamiento inverso (Fig. 6), alineados con estructuras activas que también condicionan la distribución de los sedimentos cuaternarios en el interior del valle (Zambrano y Suvires, 2007).

Estudios gravimétricos realizados en la región revelan anomalías negativas asociadas al levantamiento cortical activo, evidenciando la existencia de gradientes de gravedad que aumentan hacia el este (Ruiz et al., 2011). Además, modelos geofísicos muestran dos niveles de despegue cortical ubicados a profundidades de 13 y 28 km, así como una raíz cortical que alcanza los 48 km, configurando una arquitectura estructural compatible con un régimen de compresión vigente (Perarnau et al., 2010).

El sistema de fallas del valle del Tulum constituye una de las expresiones más marcadas de la tectónica andina en las Sierras Pampeanas Occidentales y marca el límite estructural entre estas y la Precordillera Oriental (Ruiz et al., 2011), el cual atraviesa la depresión tectónica con una orientación predominante NNE (Zambrano y Suvires, 2007).

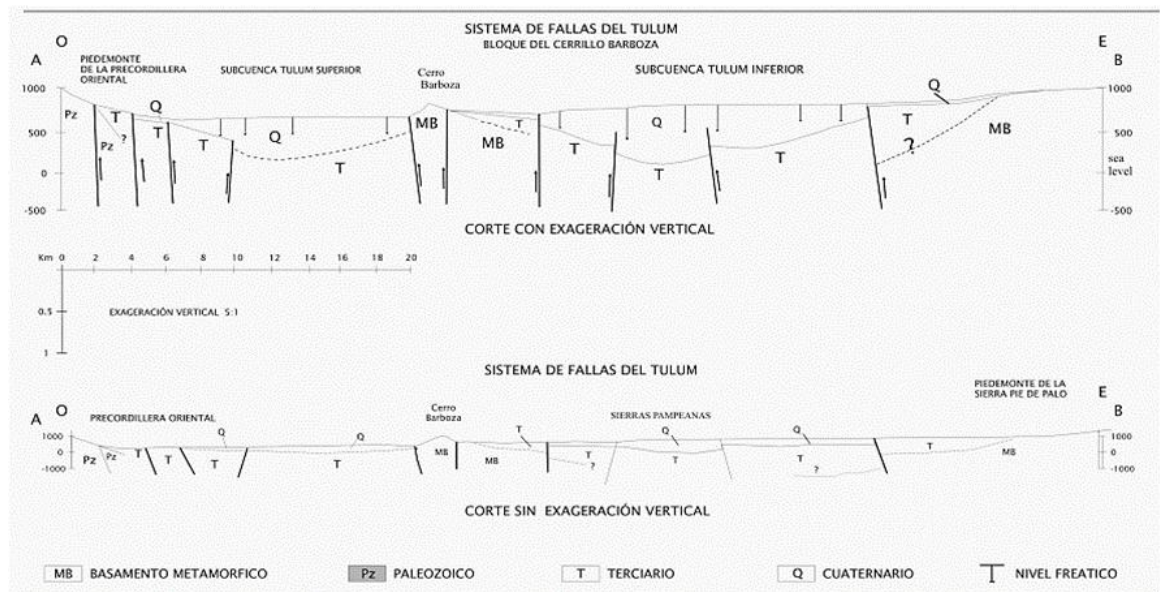


Figura 6: Imagen tomada de Zambrano y Suvires 2008. Corte geológico A-B que atraviesa el valle del Tulum a los 31°44' de latitud sur. La principal diferencia estratigráfica entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera oriental es la presencia, en esta última provincia geológica, de depósitos marinos de edades cámbrica a devónica: afloran en los cordones montañosos y el piedemonte oriental, y buzan hacia el este, es decir hacia el subsuelo de la cuenca Tulum superior. En las Sierras Pampeanas, las sedimentitas paleozoicas halladas en los afloramientos y en el subsuelo no son marinas y su edad es permo-carbonífera.

4.3. Basamento metamórfico: El Complejo Pie de Palo

El Complejo Pie de Palo está compuesto por una secuencia de rocas gneísico-esquistosas, anfibolitas y metaígneas máficas y ultramáficas, que constituyen la mayor parte del basamento cristalino de la Sierra de Pie de Palo y los Cerros Barboza y Valdivia (Ramos y Vujovich, 2000).

Principales unidades litológicas

Las rocas máficas y ultramáficas metamorizadas incluyen serpentinitas, esquistos talcosos, clorítico-anfibólicos, actinolíticos y cloríticos, junto con metapiroxenitas, hornblenditas, metagabros y anfibolitas. Estas unidades afloran principalmente en el flanco occidental de la sierra, en una faja con rumbo NNE entre las quebradas de La Lichona y Las Pirquitas (Factor y Milán, 1949; Kittl, 1949; Fernández Lima, 1962; Villar, 1975, 1985; Llano y Escalante, 1979; Castro de Machuca, 1981; Dalla Salda y Varela, 1984). También se encuentran afloramientos en los cerros Valdivia y Barboza (Dalla Salda y Rapela, 1972; Llano, 1981; Sotarello, 1988; Vujovich, 1994). Dentro de este conjunto, las serpentinitas y metapiroxenitas bandeadas son las principales rocas ultramáficas, con cuerpos reconocidos en las quebradas del Gato y La Petaca (Kittl, 1949; Factor y Milán, 1949; Fernández Lima, 1962; Puigdomenech, 1980; Castro de Machuca, 1981) y cuerpos talcosos impuros en la quebrada de La Paz (Omati, 1984; Fernández Noia, 1982).

Las anfibolitas representan una parte significativa del basamento cristalino de la Sierra de Pie de Palo y los cerros Valdivia y Barboza, donde se asocian con esquistos anfibólicos, micáceos y grafíticos. Son de color verde oscuro a verde claro, con grano fino a medio, y aparecen en bancos de 0,5 a 1 m de espesor. Hacia el este, su presencia disminuye y se intercalan con gneises y esquistos micáceos granatíferos. Geoquímicamente, estas anfibolitas derivan de rocas ígneas básicas (Castro de Machuca y Conte-Grand, 1994; Dalla Salda y Rapela, 1972; Llano, 1981; Llano y Escalante, 1979; Vujovich, 1993, 1994; Ramos et al., 1993). Las edades obtenidas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican eventos metamórficos a $463,1 \pm 0,9$ Ma, $360,4 \pm 0,8$ Ma y $423,7 \pm 0,9$ Ma (Ramos et al., 1996, 1998), mientras que otros valores más antiguos, sin plateau bien definido, sugieren un evento magmático en el Proterozoico medio (~ 1.050 Ma) (McDonough et al., 1993; Varela y Dalla Salda, 1993).

Los esquistos micáceos tienen amplia distribución en la sierra y están intruidos por pequeños cuerpos granitoides. Dentro de este grupo, se incluyen esquistos biotíticos, cuarzo-biotíticos-

granatíferos, moscovíticos y biotítico-moscovíticos, con cuarzo y feldespato. Son rocas de color gris verdoso claro a oscuro, de grano fino a medio y con una esquistosidad bien desarrollada. Suelen formar paquetes plegados, afectados por corrimientos internos, y en algunas zonas la deformación es tan intensa que generan protomilonitas o milonitas, con lentes y ojos de cuarzo y feldespato. En la quebrada del Molle, los esquistos cuarzo-biotíticos presentan megacrystales de plagioclasa y texturas relictas volcánicas, sugiriendo un origen intermedio a básico. Se encuentran cerca del contacto tectónico con las cuarcitas y calizas del Grupo Cauce, y también afloran en la quebradita de La Cantera (Dalla Salda y Varela, 1984).

Los esquistos grafiticos y depósitos de grafito se asocian con anfibolitas, esquistos clorítico-micáceos y gneises anfibólicos. El grafito aparece en vetas de 0,4 a 0,6 m de potencia, generalmente concordantes con la esquistosidad de las rocas anfibólicas, aunque también se presenta en bolsones irregulares o rellenando fracturas. Mineralógicamente, el grafito está asociado con cuarzo, calcita, yeso, hornblenda, moscovita y epidoto, y corresponde a la variedad escamosa criptocristalina (Zakalik, 1960).

En el flanco oriental de la sierra afloran gneises y esquistos feldespático-biotíticos-granatíferos, compuestos por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), biotita y granate, con cristales de feldespato alcalino. Son rocas de color gris verdoso oscuro, con tonalidades rosáceas y grano medio, con foliación bien desarrollada. Se caracterizan por un bandeamiento fino (~2 mm) y la presencia de granates subidiomorfos pardo-rojizos, de hasta 0,5 cm de diámetro. Además, se observan venas cuarzo-feldespáticas blancas a rosadas, con espesores de 1-2 mm hasta 20 cm, las cuales siguen la esquistosidad y muestran evidencias de plegamiento y cizallamiento. Edades U/Pb en circones de origen magmático varían entre 1.091 y 938 Ma (McDonough et al., 1993).

En el sector nordeste de la sierra, afloran calizas cristalinas (mármoles), formando bancos con rumbo meridiano a submeridiano, intercalados con gneises biotítico-granatíferos y algunas anfibolitas. Su contacto con los gneises es tectónico, marcado por corrimientos con vergencia al oeste. Son rocas de color blanquecino, con tonalidades grisáceas a amarillentas, de grano medio a grueso, y textura sacaroide. Presentan intensa deformación interna y, en algunos casos, boudines de anfibolitas de 1 a 2 m de longitud. Un análisis isotópico en estos mármoles arrojó una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,707066 \pm 0,017$ (Abruzzi, 1994).

Por último, en la zona comprendida entre la quebrada del Agua de Los Caballos y el Mogote Tres Mogotes, afloran cuerpos pegmatoides, extendiéndose hasta las cercanías del Cerro del Durazno. Estos cuerpos graníticos foliados varían en potencia desde 10 cm hasta 5 m, con color blanco amarillento y grano medio a grueso (0,3 a 1 cm). Presentan una foliación grosera y están compuestos por cuarzo, feldespato y biotita, con granates de 2-3 mm. Sus contactos con los esquistos son netos y siguen los planos de esquistosidad, aunque en ocasiones los cortan.

5. SENSORES REMOTOS Y UNIDADES DE MAPEO

5.1. Fotointerpretación de imágenes satelitales

En la fotointerpretación se emplearon imágenes satelitales LANDSAT 9 y ASTER TERRA en el Cerro Barboza y Valdivia. Para el procesamiento de las imágenes LANDSAT 9, se aplicó el cociente de bandas R7/6, G6/5 y B4/2, equivalentes en longitudes de onda a los propuestos por Gad y Kusky (2006) para LANDSAT 7, metodología que fue aplicada en el Cerro Valdivia por Ariza et al. (2017). Este enfoque ha demostrado ser eficaz en la discriminación litológica de rocas máficas, ultramáficas y unidades litológicas asociadas. Para las imágenes ASTER TERRA se utilizó la composición de radio color R8/5; G 5/4 y B 7/8 propuesta por Cutipa et al. (2014) la cual también es muy eficaz para la discriminación de litologías.

El cociente de bandas espectrales R7/6; G6/5 y B4/2, para LANDSAT 9 en el Cerro Barboza (Fig. 7a), permite resaltar tres tonalidades distintivas: rojo en el sector sur-oeste, amarillo en la zona centro-sur y verde en el sector oriental. En cambio, las imágenes obtenidas en el Cerro Valdivia, permiten resaltar cuatro tonalidades (Fig. 7b): verde en el sector norte, rojo en el centro-norte, celeste en el centro y violeta en el sector sur.

El cociente de bandas R8/5; G5/4 y B7/8, para ASTER TERRA, propuesto por Cutipa et al. (2014), aplicado en el Cerro Barboza (Fig. 7c), resalta tres tonalidades diferenciadas: amarillo en el sector centro y sur oeste, celeste en la zona centro-sur este y azul en el sector oriental. En contraste en las imágenes obtenidas en el Cerro Valdivia (Fig. 7d), se reconocen cuatro tonalidades: azul en el sector norte, celeste en el centro-norte, violeta en el centro y anaranjado en el sector sur.

Estas diferencias de tonalidades observadas en las imágenes reflejan variaciones en la composición litológica de los materiales presentes en la zona. Sin embargo, en gran parte del área de ambos cerros, las respuestas espectrales son diferentes lo que significa que no se pueden correlacionar entre si las unidades litológicas presentes. Solo en algunos sectores se pueden observar respuestas espectrales similares. Por ejemplo, en el cociente de bandas R8/5; G5/4 y B7/8 (Cutipa et al. 2014), para el sensor ASTER TERRA, se identifican tonos celestes que presentan similitud en ambos cerros (Fig. 7c y d).

De igual manera, en el cociente de bandas R7/6; G6/5 y B4/2, se observa una correspondencia entre las tonalidades rojas en el sector sur-oeste del Cerro Barboza (Fig. 7a) y las tonalidades rojas en el centro-norte del Cerro Valdivia (Fig. 7b). Ariza et al. (2017) denominaron a estas rocas de tonalidades rojas del Cerro Valdivia como esquistos biotíticos y anfibolitas, lo que coincide con las observaciones previas de Lema (1971) para el Cerro Barboza.

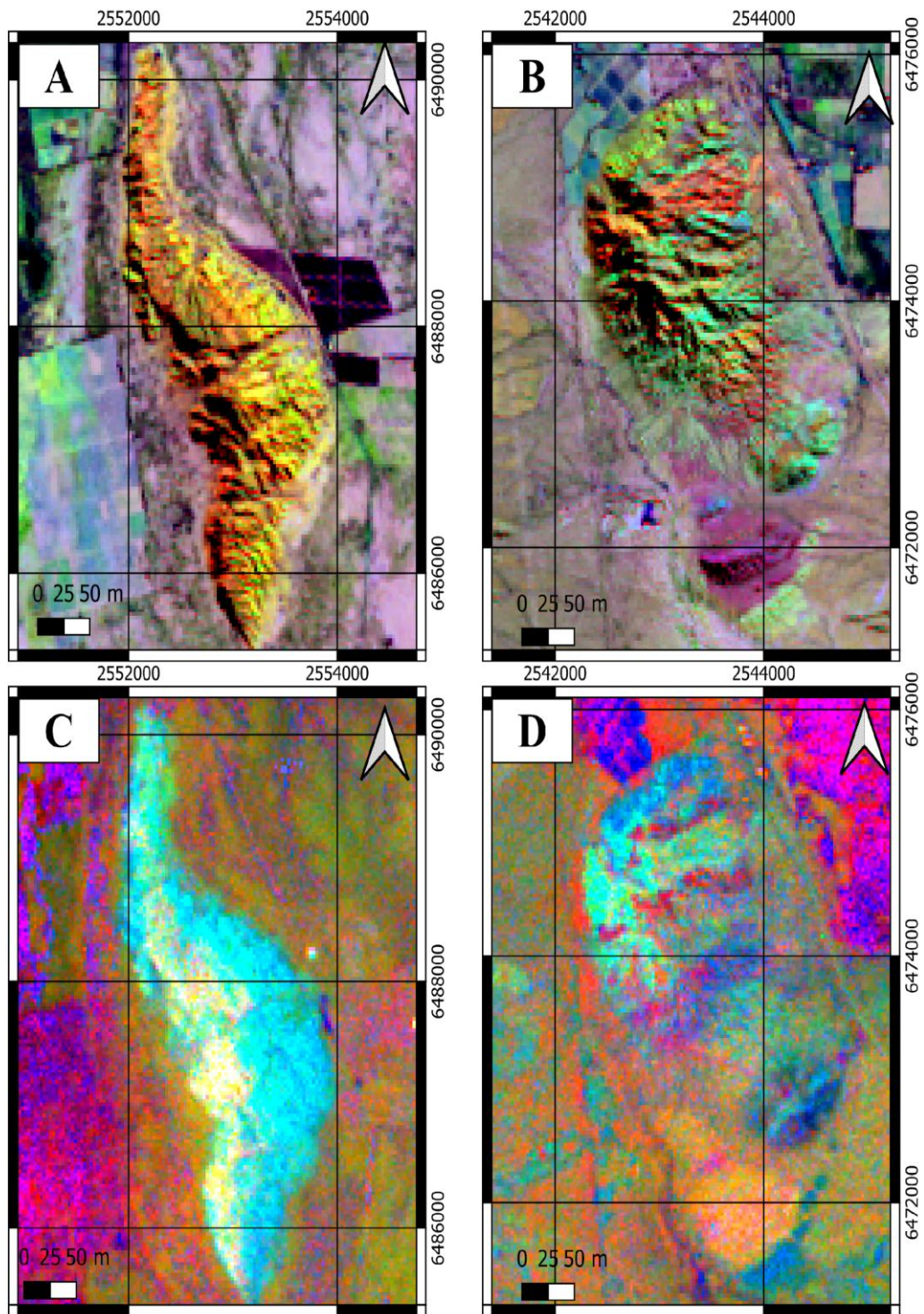


Figura 7: A, Cociente de bandas R7/6; G 6/5 y B 4/2 satélite LANDSAT 9 en el Cerro Barboza, B, Cociente de bandas R7/6; G 6/5 y B 4/2 satélite LANDSAT 9 en el Cerro Valdivia; C, Cociente de bandas R8/5; G 5/4 y B 7/8 sensor ASTER TERRA en el Cerro Barboza., D, Cociente de bandas R8/5; G 5/4 y B 7/8 sensor ASTER TERRA en el Cerro Valdivia.

5.2. Clasificación supervisada

Par la clasificación supervisada realizada para delimitar unidades en el Cerro Barboza, se utilizaron imágenes satelitales procesadas del sensor ASTER TERRA, considerando sus firmas espectrales y las 14 bandas del espectro electromagnético (Fig. 8). Este método requiere la selección de una región de interés (ROI), que consiste en polígonos dibujados sobre áreas de la imagen que agrupan píxeles pertenecientes a una misma clase de material (Congedo, 2016). A partir de los ROI, se establecieron tres macro clases, basadas en los protolitos definidos a partir de las muestras de campo recolectadas y usadas como puntos de control.

ASTER Bands	Wavelength [micrometers]	Resolution [meters]
Band 1 - Green	0.52 - 0.60	15
Band 2 - Red	0.63 - 0.69	15
Band 3N - Near Infrared (NIR)	0.78 - 0.86	15
Band 4 - SWIR 1	1.60 - 1.70	30
Band 5 - SWIR 2	2.145 - 2.185	30
Band 6 - SWIR 3	2.185 - 2.225	30
Band 7 - SWIR 4	2.235 - 2.285	30
Band 8 - SWIR 5	2.295 - 2.365	30
Band 9 - SWIR 6	2.360 - 2.430	30
Band 10 - TIR 1	8.125 - 8.475	90
Band 11 - TIR 2	8.475 - 8.825	90
Band 12 - TIR 3	8.925 - 9.275	90
Band 13 - TIR 4	10.25 - 10.95	90
Band 14 - TIR 5	10.95 - 11.65	90

Figura 8: Bandas del satélite ASTER TERRA, con sus longitudes de onda (Wavelength) y la resolución en metros de cada pixel, tomado de Congedo (2016).

Posteriormente, se clasificó el área de estudio utilizando el método de Mínima Distancia, el cual calcula la distancia espectral entre las firmas de los píxeles de la imagen y las firmas de los ROI. La distancia es 0 cuando las firmas son idénticas y aumenta en función de la diferencia espectral entre ellas (Richards y Jia, 2006). El algoritmo usado es el este método de la mínima distancia, el cual clasifica toda el área de estudio comparando las características espectrales de cada píxel con las características espectrales de las macro clases (Fig. 9). La respuesta que se obtiene es la similitud de las firmas espectrales de los píxeles en toda el área de trabajo resultando en una distinción de las macro clases propuestas en las regiones de interés, pero en toda el área de estudio (Congedo, 2016).

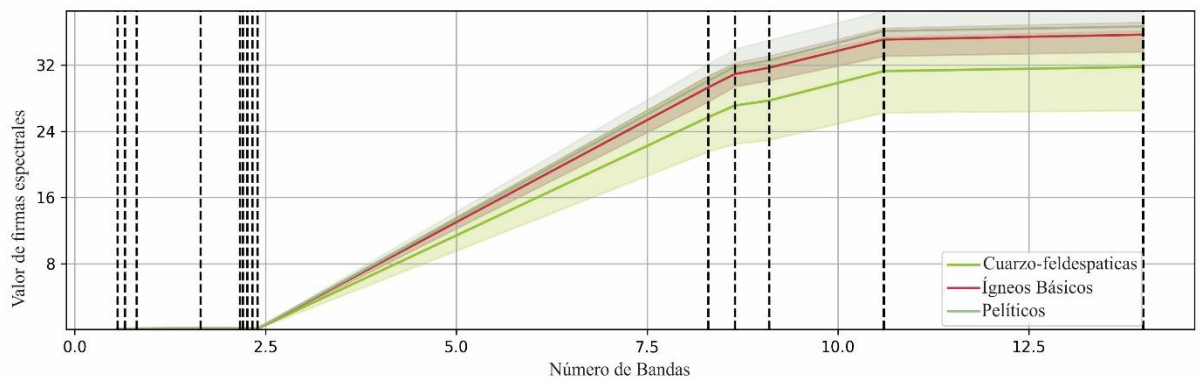


Figura 9: Gráfico de firmas espectrales, generadas a partir del archivo de entrenamiento para el área de estudio, las líneas en colores rojo, pardo claro y verde, corresponde a la firma espectral de la unidad y la zona sombreada corresponde a la distancia mínima.

Las firmas espectrales de los materiales presentes en el cerro se calcularon considerando los valores de los píxeles que tienen el mismo ID de las macro clases propuestas en las regiones de interés o ROI (Fig. 10a). En la Figura 10b se observa el resultado de la clasificación supervisada, en la que se diferencian las tres macro clases propuestas para los ROI. La macro clase en color verde corresponde a rocas derivadas de protolitos sedimentarios pelíticos, según Llano (1981) corresponden a la secuencia pelítica margosa o semipelítica, mientras que la macro clase en color rojo se asocia a rocas derivadas de protolitos ígneos básicos o secuencia eruptiva según Llano (1981). Por último, la macro clase en color pardo claro representa rocas derivadas de protolitos sedimentarios cuarzo-feldespáticos.

La macro clase de color verde ocupa gran parte del cerro, lo que indica que la mayor parte del área presenta píxeles con firmas espectrales similares. Por otro lado, las macro clases de color pardo claro presentan una distribución en franjas con orientación norte-sur, localizadas preferentemente en el sector occidental del cerro. Finalmente, las macro clases de color rojo tienen una distribución limitada en el cerro. Sin embargo, la mayor similitud de firmas espectrales se concentra en la zona centro-sur, lo que sugiere una mayor abundancia de este tipo de material en dicha área.

El análisis de los resultados de la fointerpretación de imágenes satelitales (Apartado 5.1.1) muestra una correspondencia entre la respuesta espectral obtenida y las litologías presentes en la zona.

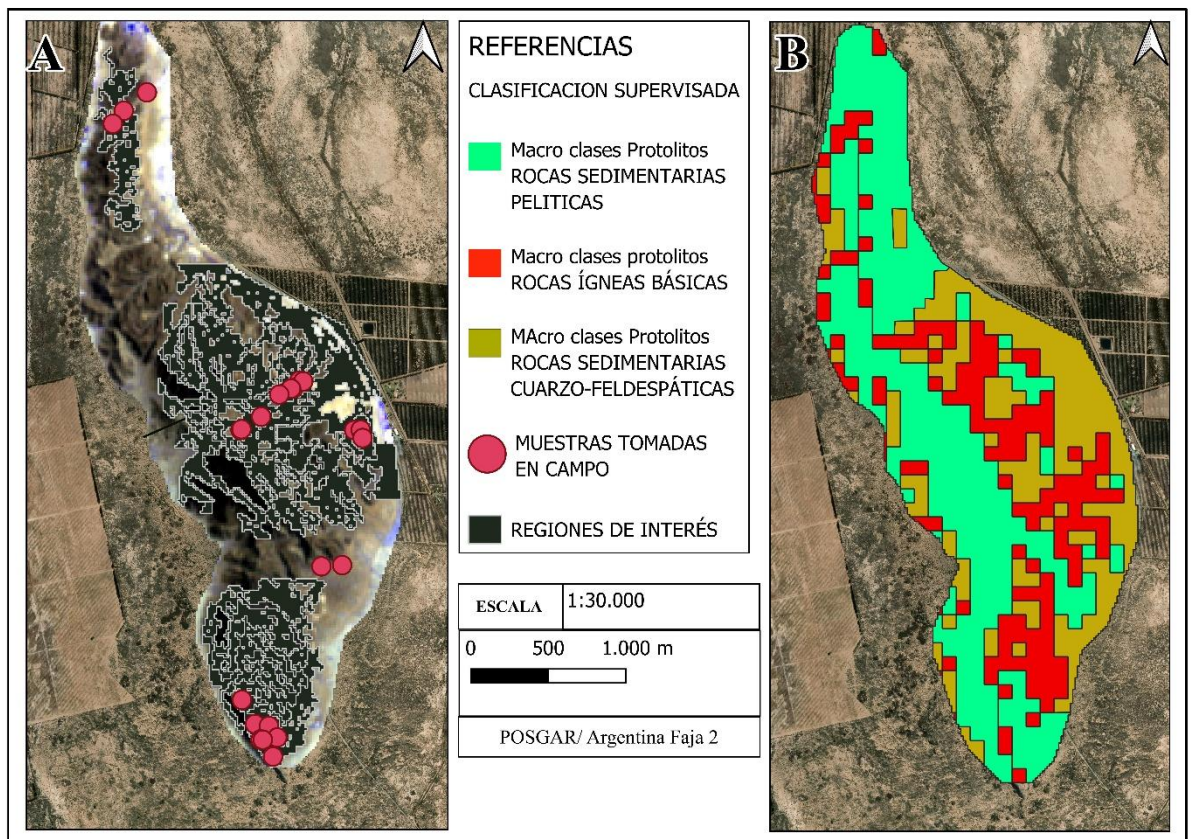


Figura 10: A) Regiones de interés basadas en muestras de control tomadas en campo e imagen del satélite ASTER TERRA de fondo; B) Clasificación supervisada, con las tres macro clases diferenciadas.

6. GEOLOGÍA LOCAL

6.1. Estructura

El Cerro Barboza es un bloque elevado y alargado, limitado en su flanco occidental por una falla inversa con orientación NO-SE, descrita por Lema (1971). El control estructural de esta falla se evidencia en el perfil del relieve, con un frente occidental abrupto y una pendiente moderada hacia el este (Fig. 11). Además, el bloque está subdividido en sub-bloques delimitados por lineamientos con rumbo SO-NE (Fig. 15), mencionados por Escalante et al. (1981).

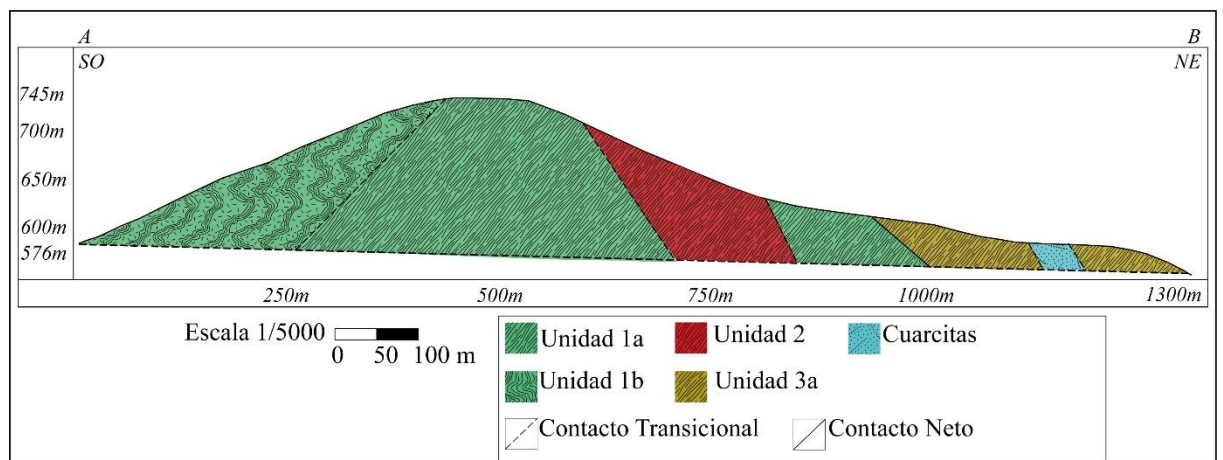


Figura 11: Sección estructural de la quebrada central en el Cerro Barboza

Las unidades litológicas se disponen en fajas longitudinales de rumbo NO-SE y buzamiento al NE (Fig. 12). Estas bandas corresponden a las cuatro unidades principales reconocidas en el área. Los contactos entre ellas son de dos tipos. Por un lado, hay contactos transicionales, como el que separa la unidad 1 de la unidad 2, donde la variación en textura y mineralogía es gradual. Por otro lado, se identifican contactos netos, como el que separa la unidad 1 de la subunidad 3b. Estos contactos son planos bien definidos, con orientación promedio de $139^{\circ}/39^{\circ}$ al NE, y no muestran estructuras que indiquen desplazamiento.

A escala mesoscópica, las estructuras observadas corresponden a foliaciones, lineaciones minerales, pliegues y fallas (Fig. 12). A partir del análisis de estos elementos estructurales se reconocieron cuatro generaciones de superficies de deformación planar (S_1 , S_2 , S_3 y S_4) y tres generaciones de lineaciones minerales (L_1 y L_3). Estas estructuras están distribuidas en las

unidades litológicas reconocidas y reflejan una evolución tectónica compuesta por al menos cuatro fases de deformación superpuestas.

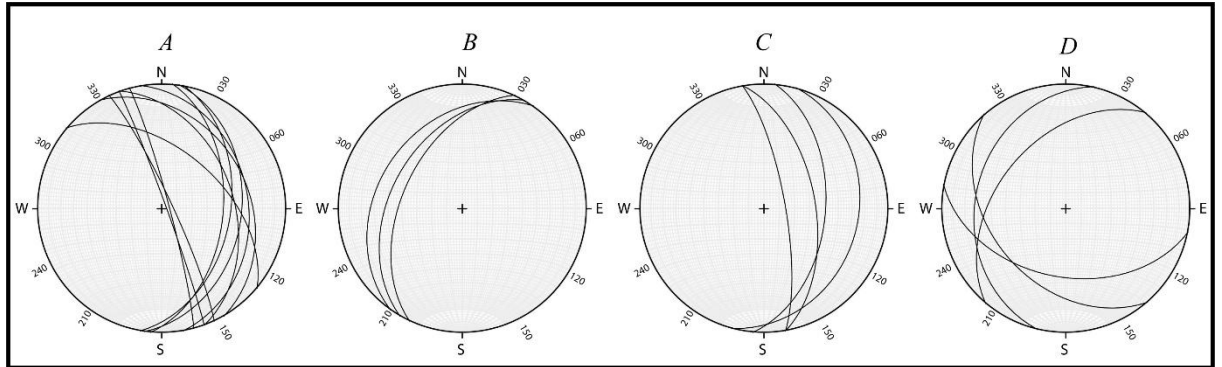


Figura 12: Distribución espacial de los planos observados en el área de estudio. A: Planos de esquistosidad (S_1). B: Foliación gnéissica (S_2). C: Foliación Milonítica (S_3). D: Fallas (S_4).

La esquistosidad S_1 se encuentra desarrollada en las unidades 1a, 2, 3a, y 4, en esta última unidad se observa levemente desarrollada. En la unidad 1a, compuesta por Esquistos anfibólicos-granatíferos, S_1 está definida por la orientación preferencial de micas (biotitas y cloritas), presenta un carácter penetrativo. La lineación L_1 está asociada a S_1 , definida por la alineación mineral de hornblenda. La orientación de S_1 corresponde a planos con rumbo 330° , buzamiento de 52° hacia el NE. La lineación L_1 , con rumbo 80° y buzamiento 50° , forma un ángulo oblicuo con el rumbo de la foliación S_1 , lo que sugiere una deformación compresiva u oblicua.

En la unidad 2, formada por Esquistos anfibólicos-biotíticos, S_1 se presenta también bien desarrollado, definida por la orientación preferencial de biotita. En esta unidad se identificó también a L_1 , contenida en los planos de esquistosidad S_1 . L_1 presenta rumbo 105° y buzamiento 55° , también es oblicua respecto al rumbo de S_1 , lo cual, es compatible con un régimen compresivo.

En el caso de la subunidad 3a y la unidad 4, S_1 está definido por la orientación de micas. En estas unidades no se reconoce la presencia de lineaciones minerales asociadas a S_1 .

La foliación gnéissica S_2 fue observada únicamente en la subunidad 1b integrada por Gneis anfibólicos-granatíferos. Se manifiesta como un bandeamiento composicional, con alternancia de capas máficas y félsicas. Su orientación difiere notablemente de S_1 , presentando un rumbo de 210° y un buzamiento de 46° . No se reconoce una nueva lineación asociada a esta foliación, en muchos sectores S_2 conserva L_1 como estructura lineal. Además, asociado al desarrollo de

S₂ se han observado estructuras producto de deformaciones dúctil como pliegues en vaina (Fig.13b) cuya orientación promedio es rumbo 358° y buzamiento 58°.

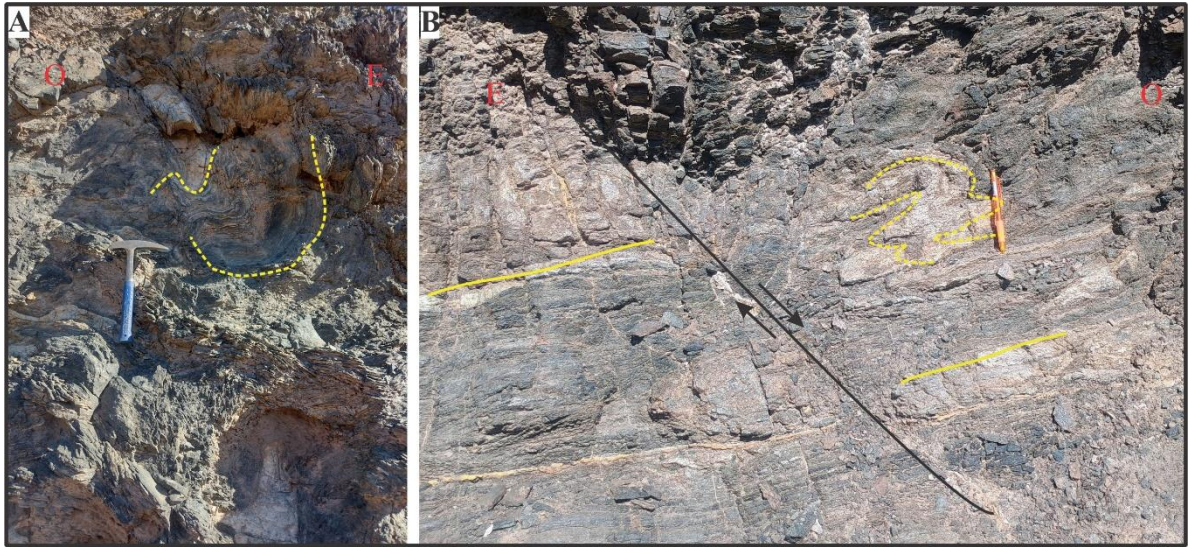


Figura 13: A: Pliegues disarmónicos en unidad 1b; B: Pliegues en Vaina en líneas amarillas punteadas. En línea negra se muestra el plano de falla y el movimiento relativo de los bloques, afectando a Gneis anfibólico-granatífero de la unidad 1b.

En la subunidad 3b, compuesta por milonitas y protomilonitas cuarzo-feldespáticas granatíferas, se reconoció una foliación milonítica designada como S₃. Esta superficie se encuentra muy bien desarrollada en zonas de deformación intensa, con rumbo promedio de 345° y buzamiento de 57°. Acompañando a esta foliación aparece L₃, una lineación mineral de estiramiento, constituida por la elongación de granos de cuarzo durante deformación dúctil intensa, orientados paralelos al plano S₃ interpretada como evidencia directa de flujo dentro de una zona de cizalla (Passchier y Trouw, 2005). L₃ presenta una orientación con rumbo 130° y buzamiento 52°, que es claramente oblicua respecto al rumbo de S₃, lo cual sugiere una deformación oblicua con componente de acortamiento. En la foliación S₃ también se desarrollan estructuras asociadas a deformación dúctil típica de niveles estructurales inferiores, como los pliegues en vaina (Fi. 14), cuya orientación (rumbo 322°, buzamiento 25° al NE) es similar a la observada en los pliegues en vaina asociados a S₂.

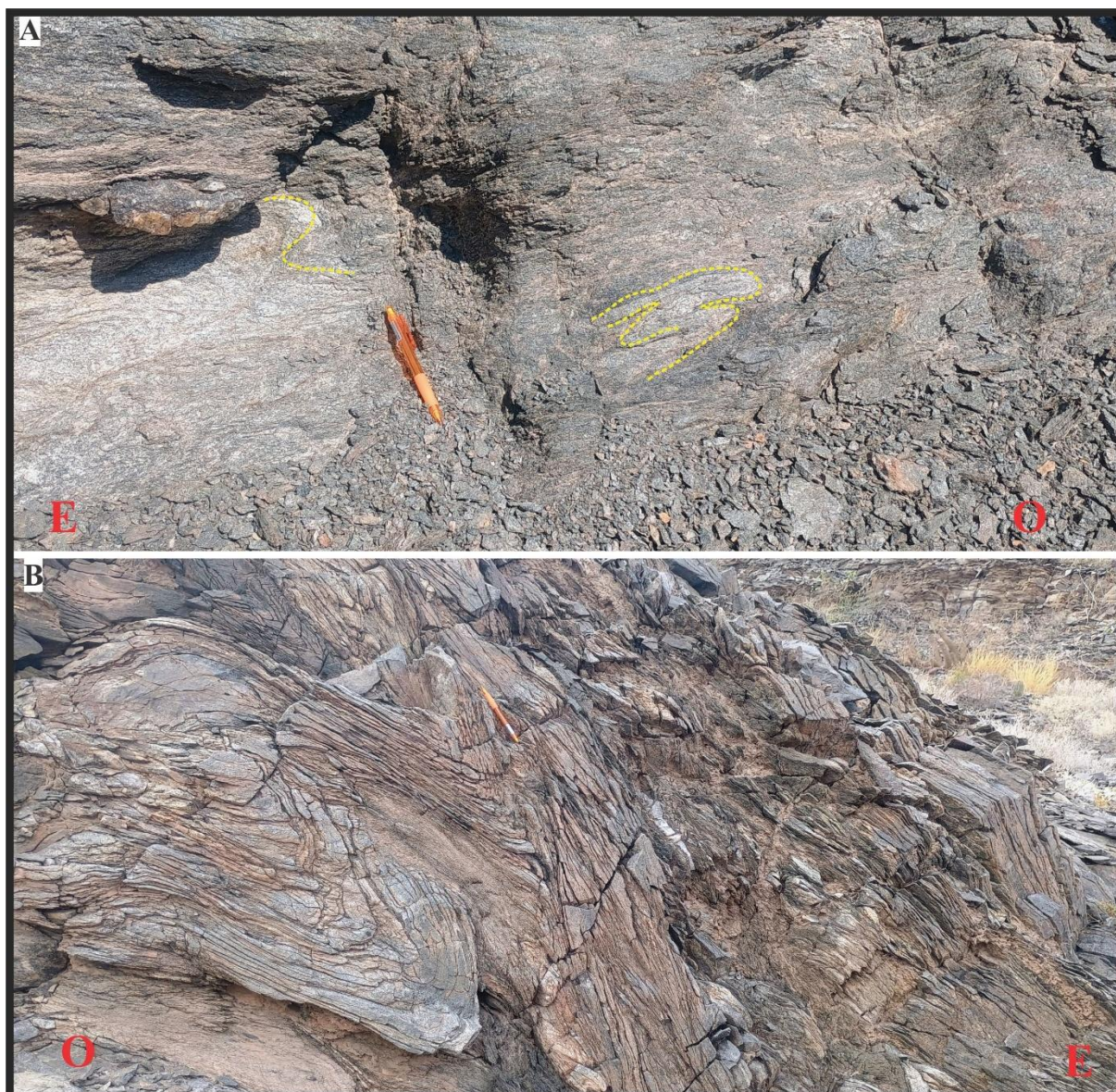


Figura 14: A: En líneas amarillas punteadas se muestra pliegues en Vaina afectando a Milonitas cuarzo-feldespáticas granatíferas de la unidad 3b. B: Protomilonitas de esquistos cuarzo-feldespático-granatífero afectados por estructuras de deformación dúctil-frágil (pliegues chevrón)

La superficie S_4 agrupa estructuras frágiles y frágil-dúctiles que afectan a todas las unidades del área. Se incluyen aquí planos de falla, pliegues chevrón y pliegues disarmónicos. Las fallas, de geometría de alto ángulo; presentan una orientación con rumbo 193° y buzamiento de 28° . Por otra parte, los pliegues chevrones y las disarmonías son característicos de plegamiento isopaco de nivel estructural medio (Ramsay y Huber, 1987). En este caso, los pliegues chevrón se caracterizan por su geometría de charnelas agudas y flancos rectos, lo que indica un comportamiento frágil-dúctil. Estos se reconocen en rocas de la unidad 3, en Esquistos cuarzo-

feldespático granatíferos y protomiloníticas cuarzo-feldespáticas granatíferos (Fig. 14b), y presentan un eje con rumbo 341° y buzamiento de 54° . Por su parte, los pliegues disarmónicos fueron observados en los gneises de la unidad 1b, donde afectan capas con diferente competencia mecánica, generando geometrías irregulares; su orientación promedio es de rumbo 135° y buzamiento 43° al SO.

El análisis de estas estructuras permite proponer una evolución tectónica con al menos cuatro fases de deformación:

- La fase D_1 corresponde al desarrollo de la esquistosidad S_1 y la lineación L_1 , bajo un régimen de deformación regional penetrativa que afectó a las unidades 1a, 2, 3b y 4.
- Durante la fase D_2 se desarrolló la foliación gnéssica S_2 en la unidad 1b, diferenciable de S_1 por su orientación y disposición de los minerales y desarrollo de pliegues en vaina en los gneises de la unidad 1b.
- La fase D_3 está representada por la foliación milonítica S_3 y la lineación L_3 , restringidas a la subunidad 3b, y vinculadas a una zona de posible cizalla dúctil. Durante esta fase también se habrían formado los pliegues en vaina observados en las milonitas y Protomilonitas de esta unidad.
- Por último, la fase D_4 incluye las fallas, los pliegues chevrón y pliegues disarmónicos. Según la clasificación de Passchier y Trouw (2005), los pliegues en vaina observados en la unidad 1b podrían haberse originado durante D_2 , mientras que los reconocidos en 3b estarían relacionados con D_3 . En cambio, los pliegues chevron y disarmónicos se formaron posteriormente, posiblemente como replegamientos tardíos vinculados a la fase frágil D_4 .

6.2. Unidades de Mapeo

Los afloramientos de rocas metamórficas del Cerro Barboza han sido agrupados en cuatro unidades principales, en función de su composición mineralógica y del tipo de protolito que representan. La identificación del protolito se realizó a partir de las asociaciones mineralógicas observadas en las muestras, en combinación con la información geoquímica previamente publicada por Llano (1981) y por Castro de Machuca y Conte Grand (1994), pudiendo obtener conclusiones sobre la naturaleza ígnea o sedimentaria del tipo de protolito.

Además, en base a diferencias estructurales y texturales observadas en campo y en lámina delgada, las unidades 1 y 3 fueron subdivididas en dos subunidades cada una, con el fin de reflejar variaciones internas significativas dentro de estas litologías.

En función de estos criterios, se distinguen las siguientes unidades (Fig. 15):

- Unidad 1: Esquistos y gneises anfibólicos granatíferos
 - 1a: Esquistos anfibólicos-granatíferos y Esquistos biotíticos-anfibólicos- granatíferos (sector oriental)
 - 1b: Gneis anfibólico-biotítico-epidótico y Gneis anfibólico-granatífero-biotítico (sector occidental)
- Unidad 2: Esquistos anfibólicos biotíticos;
- Unidad 3: Esquistos y Rocas Miloníticas cuarzo-feldespáticas granatíferas
 - 3a: Esquistos cuarzo-feldespáticos granatíferos
 - 3b: Protomilonitas y Milonitas cuarzo-feldespáticas granatíferas
- Unidad 4: Esquistos cuarzo-moscovíticos y cuarcitas epidóticas

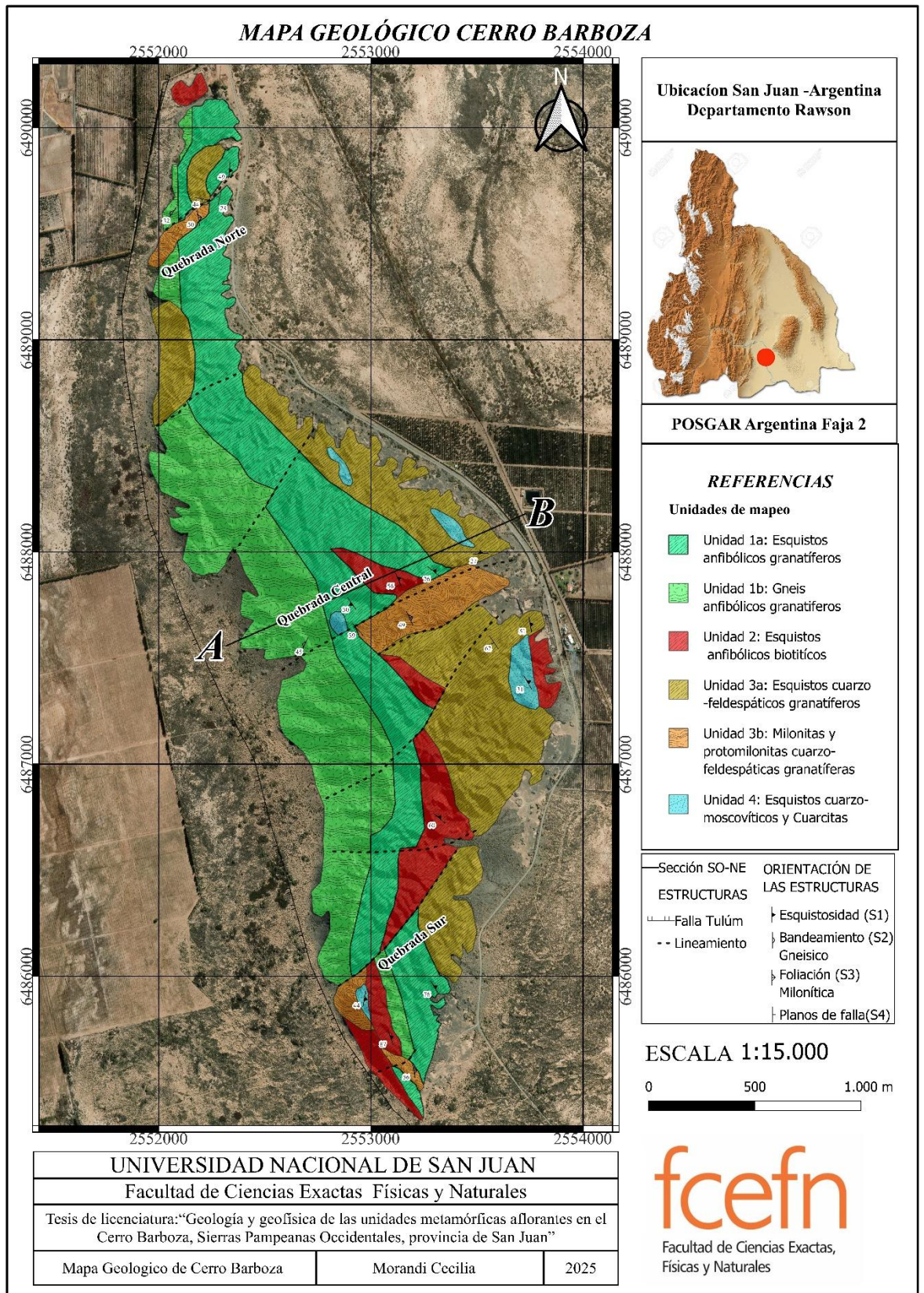


Figura 15: Mapa geológico del Cerro Barboza

6.2.1. Unidad 1: Esquistos y Gneises anfibólicos-biotíticos-granatíferos

Esta unidad está constituida por metapelitas para-derivadas, formadas a partir de una secuencia pelítico-margosa, que aflora en fajas longitudinales con rumbo predominante NO-SE, distribuyéndose a lo largo de todo el cerro. En afloramiento, las rocas presentan color verde oscuro (5G 3/2) en ambas subunidades, con una estructura definida que varía de este a oeste de esquistosa a gnéisica. El contacto de esta unidad con las unidades vecinas es transicional, mostrando cambios progresivos de este a oeste en la composición mineral (Fig. 16a). Salvo en algunas zonas, como en la quebrada central, esta unidad se reconoce un contacto entre las rocas de la Unidad 3b, compuestas por milonitas y protomilonitas cuarzo-feldespáticas con foliación penetrativa. En esta zona, contacto es neto, sin una zona de transición visible, y se presentan con cambios en color, textura y composición mineralógica. No se identifican indicadores cinemáticos que evidencien movimiento de los bloques. Este plano de contacto presenta una orientación de rumbo 139° y buzamiento de 39° hacia el suroeste, lo cual se puede verificar en el mapa geológico (Fig. 15) y en la figura 16b.

La asociación mineral observada (hornblenda + plagioclasa ± granate ± biotita) en general en esta unidad indica que se trata de rocas formadas bajo condiciones de metamorfismo regional en facies de Anfibolitas

Subunidad 1a: Esquistos anfibólicos-granatíferos y Esquistos biotíticos-anfibólicos-granatíferos (sector oriental).

Estas rocas se localizan en el sector oriental del Cerro Barboza, en los afloramientos de esta unidad se han observado estructuras asociadas con deformaciones dúctiles como Boudins de Esquistos anfibólicos- granatíferos (roca oscura) contenidos por cintas de cuarzo (Fig. 16c), además se observan cintas de cuarzo (Fig. 16d) atravesando los planos de esquistosidad (S_1).

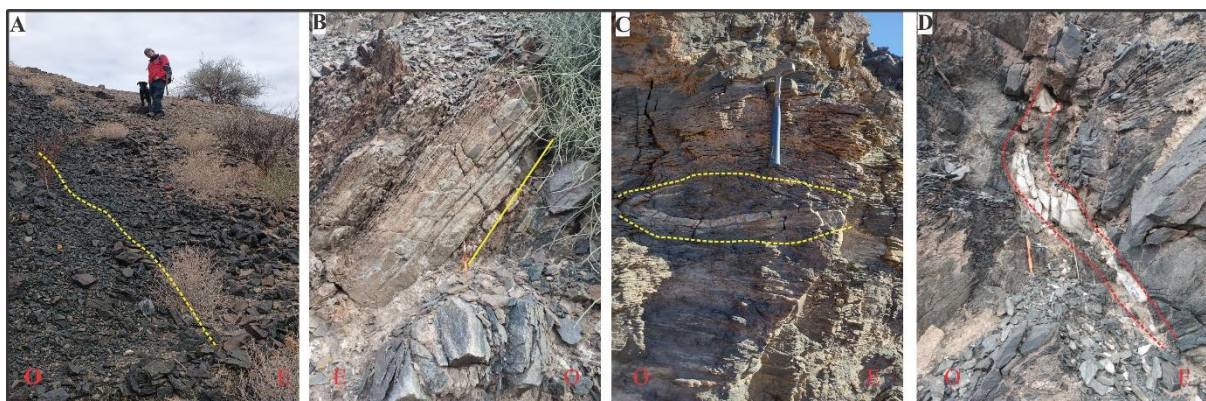


Figura 16: A: Contacto transicional de unidad 1 con unidad 2. B: Contacto neto de unidad 1 con unidad 3b. C: Estructuras de boudinaje, en líneas punteadas amarillas, rodeadas por cintas de cuarzo (en el centro de la imagen.). D: Foto afloramiento de Esquisto biotítico- anfibólico, donde se muestran cintas de cuarzo

Las rocas de esta unidad son de grano fino a medio, con planos de esquistosidad (S_1) que aumentan su desarrollo de sur a norte al igual que el tamaño de grano, además presentan una lineación mineral (L_1), desarrollada sobre los planos de esquistosidad (S_1), la cual queda definida por la orientación preferencial de granos euhedrales a subhedrales de hornblenda (Fig. 17a y b).

En lámina delgada, la textura general de la subunidad es porfiro-nematoblástica (Fig.17c) caracterizada por porfiroblastos de granates y cristaloblastos de hornblendas, biotitas y plagioclasas.

Los porfiroblastos de granates en general se presentan subidiomorfos a xenomorfos con tamaños que varían desde 0,2mm a 0,5mm, distribuidos en el plano de foliación (S_1), con inclusiones de epidotos y cuarzo (Fig. 17c y 18b). Los cristaloblastos de hornblenda se presenta en secciones prismáticas subhedrales, de color castaño claro. La biotita se encuentra en láminas orientadas que forman dominios lepidoblásticos los cuales presentan mayor definición en zonas donde el tamaño de grano de la roca es fino principalmente en el sector centro sur (Fig.17g). La plagioclasa se presenta en cristaloblastos subhedrales a anhedrales, con bordes que varían de irregulares en el sector norte a suturados en el sector centro sur. Muestra maclas según las leyes de periclino, y en sectores donde el cristal presenta más deformación presentan texturas de tracción y desgarre. Además, en todas las muestras observadas presentan saussuritización (Fig. 17 f y 18a). El cuarzo aparece en porfiroclastos elongados, y en agregados microcristalinos de grano fino. Presenta deformaciones intracristalinas como lamelas de deformación, además de

evidencias de recristalización dinámica, como crecimiento de subgranos en los bordes de los cristales por bulging, y en algunos sectores, texturas que indican migración de bordes de grano (Fig. 17h). Entre los minerales accesorios se encuentra circón como inclusiones de biotitas y opacos asociados a la orientación de biotitas.



Figura 17: A: Foto afloramiento de Esquisto anfibólico-granatífero (BC-18-24) del sector norte donde se muestra con lápiz la dirección y desarrollo de S_1 y de L_1 , B y C: Muestra de mano y fotomicrografía de Esquisto anfibólico-granatífero (BC-18-24) del sector norte, donde se observa el predominio y la orientación de hornblenda (L_1) en color castaño claro junto con biotitas (verdes a violetas) dando una textura Porfiro-nematoblástica. D, E Y F: Foto afloramiento, muestra de mano y fotomicrografía de Esquisto biotítico anfibólico (BC-O2-24) en el sector centro-sur donde se muestra el poco desarrollo de superficies S_1 . G: Se muestra un predominio de biotitas con textura lepidoblástica en Esquisto biotítico-anfibólico-granatífero (BC-07-24) del sector sur. H: Fotomicrografía donde se muestran las texturas intracristalinas de porfiroclastos de cuarzo. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Grt: granate, Czo: clinozoisita.

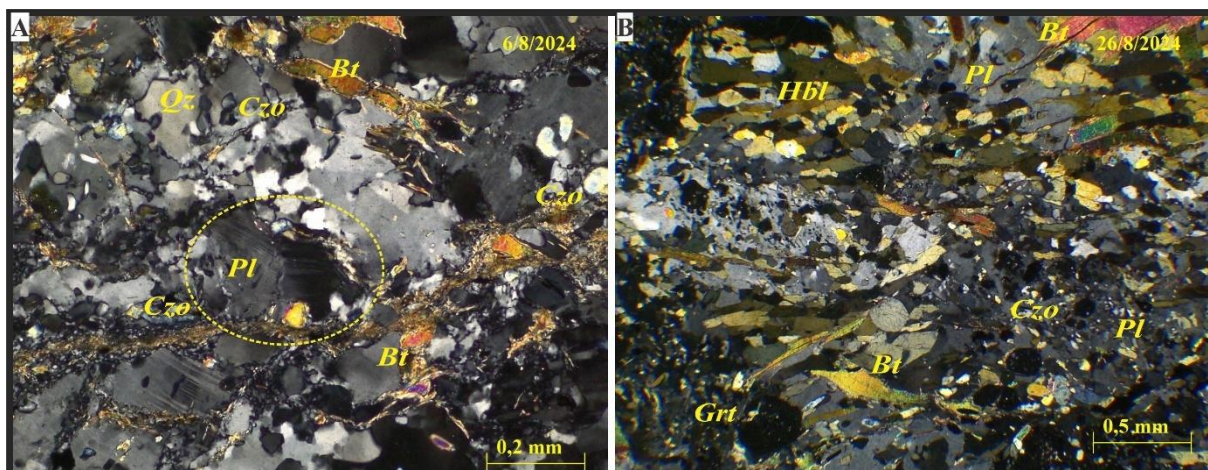


Figura 18: A: Se muestran texturas intracristalinas en plagioclasas: Maclas según la ley de periclino y fracturas en cristaloclastos de bordes difusos con evidencias de recristalización dinámica en sus bordes. B: Se muestran cristaloclastos de plagioclasas con abundantes inclusiones de epidotos de la variedad zoisita-clinozoisita, además de porfiroclastos de granates subidiomorfos a xenomorfos con inclusiones de cuarzo y epidotos. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Grt: granate, Czo: clinozoisita

Subunidad 1b: Gneis Anfibólico-Biotítico-Epidótico y Gneis Anfibólico- granatífero-biotítico (sector occidental)

Las rocas de esta unidad se localizan en el sector occidental dispuestas en fajas longitudinales a lo largo de todo el cerro (Fig. 15). Son de grano medio a grueso, están representadas por una foliación gnéisica (S_2) y exhiben un bandeamiento composicional definido por la alternancia de capas máficas y félsicas. Las capas máficas están compuestas por minerales prismáticos, principalmente hornblenda, junto con biotita, los cuales presentan una lineación mineral (L_1). Las capas félsicas, por su parte, están constituidas por plagioclasa y cuarzo.

Además del bandeamiento composicional, en afloramiento se han observado estructuras asociadas a deformación dúctil y dúctil-frágil que afectan a las rocas de esta unidad, como pliegues disarmónicos (Fig. 13a) y pliegues en vaina, así como estructuras generadas por deformación frágil, como fallas (Fig. 13b). Las relaciones espaciales entre estas estructuras y sus datos estructurales se detallan en el apartado 6.1.

En lámina delgada la textura general es porfiro-nematoblástica (Fig. 19c) debido a que se observa mayor abundancia de hornblenda, esta ocupa el 50% del volumen de roca y se presenta en cristaloclastos subhedrales a anhedrales orientados (L_1) asociados a S_2 . Son de color castaño claro con tamaños de aproximadamente 0,5mm (Fig. 19c). El granate aparece en porfiroblastos subhedrales a xenomorfos de 0,3 a 1 mm, con abundantes inclusiones de cuarzo y epidotos (Fig. 19f). La biotita se presenta en láminas orientadas (L_1) con textura lepidoblástica. Por sectores, se observan descoloridas, pasando a cloritas. Además, muestran evidencias de deformación debido a que se observan fracturadas y plegadas (Fig. 19 d y f). La plagioclasa, se observa en cristaloclastos subhedrales con deformación intracrystalina en sus maclas de deformación según la ley de periclino, presentan texturas de tracción y desgarre y bordes irregulares, además de abundantes inclusiones de epidoto mostrando saussuritización. El cuarzo se observa en forma de porfiroblastos elongados, con bordes suturados. Presenta deformaciones intracrystalinas similares a las observadas en la subunidad 1a, como lamelas de deformación y recristalización dinámica evidenciada por subgranos en sus bordes y migración de bordes de grano (Fig. 19 d y e).

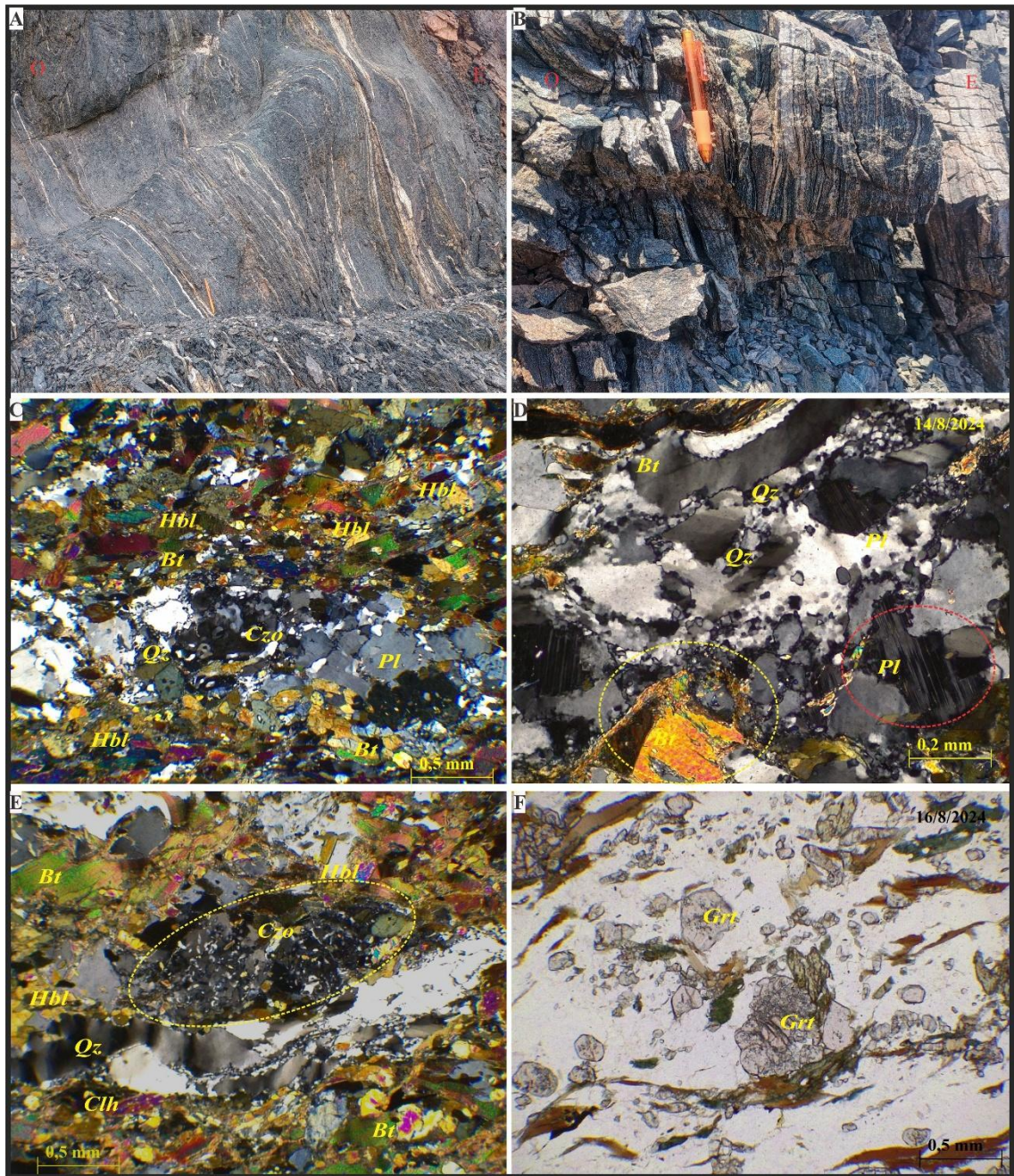


Figura 19: A y B: Foto afloramiento donde se ve el bandeamiento composicional, en C se muestra el bandeamiento gnéísico a escala microscópica. Además, también se muestra la lineación de hornblenda L_1 , el bandeo gnéísico, además de la textura Porfiro-nematoblástica. D: Se muestran biotitas kink (círculo amarillo) además de texturas de tracción y desgarre en cristaloclastos de plagioclasas con sus maclas (círculo rojo). En el centro de la fotomicrografía se observan porfiroblastos de cuarzo elongados con evidencias de recristalización dinámica en sus bordes. E: Se muestran las formas elongadas de cuarzo con su textura intracristalina y a plagioclasas saussuritizadas (círculo amarillo). F: Porfiroclastos de granates de 1 a 0,3mm con abundantes inclusiones de cuarzo y epidoto. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Grt: granate, Czo: clinozoisita.

6.2.2. Unidad 2: Esquistos anfibólicos-biotíticos-epidóticos

Esta unidad está compuesta por rocas meta-básicas ortoderivadas, generadas a partir de protolitos ígneos básicos. Afloran en fajas elongadas dispuestas con orientación NO-SE, mejor desarrollada en el bloque sur del Cerro Barboza, pero también se han encontrado pequeños afloramientos en el bloque norte (Fig. 15). Las rocas presentan un color verde oscuro (5G 3/2) en superficie fresca y muestran una estructura planar esquistosa (S_1), definida por la orientación preferencial de Hornblendas y biotitas.

La asociación mineral hornblenda + biotita + plagioclasa \pm cuarzo es representativa de un metamorfismo regional bajo condiciones de facies de anfibolitas.

El contacto con la unidad 1, al norte y al sur, es transicional mostrando cambios graduales en composición mineral (Fig. 20a), en cambio el contacto con la unidad 3 y unidad 4 es en general neto (Fig. 20 b, c y d).



Figura 20: A: Contacto transicional de la unidad 2 con unidad 1, (Vista al norte). B: Contacto neto de unidad 2 con la unidad 3 en el sector sur (Vista al norte). C: Contacto neto de unidad 2 con unidad 4 en el sector centro sur. D: Contacto neto de unidad 2 con unidad 4 en el sector centro sur (Vista al este).

En afloramiento se muestra un cambio progresivo en el desarrollo de la esquistosidad y el tamaño de grano: hacia el sur, las rocas son de grano medio a grueso y la foliación (S_1) está bien definida (Fig. 21 a), mostrando además lineación de minerales (L_1) con orientación de hornblendas, mientras que hacia el norte el grano es más fino, con una esquistosidad menos marcada pero la lineación (L_1) sigue estando presente en algunas ocasiones (Fig. 21 d y g).

En lámina delgada, la textura general es nematoblástica definida por la abundancia de hornblenda, la cual supera el 50% de la composición en relación al resto de los minerales. Esta se presenta en cristales prismáticos subhedrales a euhedrales, con tamaños que varían de sur a norte de 3mm a 0,3mm (Fig. 21b, e y h) estos están alineados (L_1) en dirección ESE-ONO. En algunas se observan inclusiones de epidoto, indicativas de procesos retrógrados (Fig. 21e). La biotita se encuentra en láminas finas bien orientadas siguiendo los planos S_1 , desarrollando dominios lepidoblásticos. Presentan fracturas y están plegadas (Fig. 21c y i).

La plagioclasa se observa en cristaloclastos subhedrales a anhedrales, con bordes irregulares o suturados. Presentan maclas de deformación según la ley de periclino, y abundantes inclusiones de epidoto, generando saussuritización. En algunos sectores, muestran intercrecimientos con cuarzo (Fig. 21c y f).

El cuarzo, aunque poco abundante, aparece en cristaloclastos anhedrales o en pequeños agregados microcristalinos, su participación textural es subordinada frente al resto de los minerales esenciales, aumentando hacia el norte, donde muestra evidencias de deformación intracristalina como lamelas de deformación y recristalización dinámica en sus bordes. El epidoto se presenta en cristaloclastos subhedrales, y también como inclusiones comunes en hornblenda y plagioclasa. Las variedades presentes son pistacita en colores de interferencia de tercer orden y la variedad Zoicita-Clinozoicita en colores de interferencia de segundo orden (Fig. 21f). Los minerales accesorios incluyen apatita, titanita, circón y opacos.

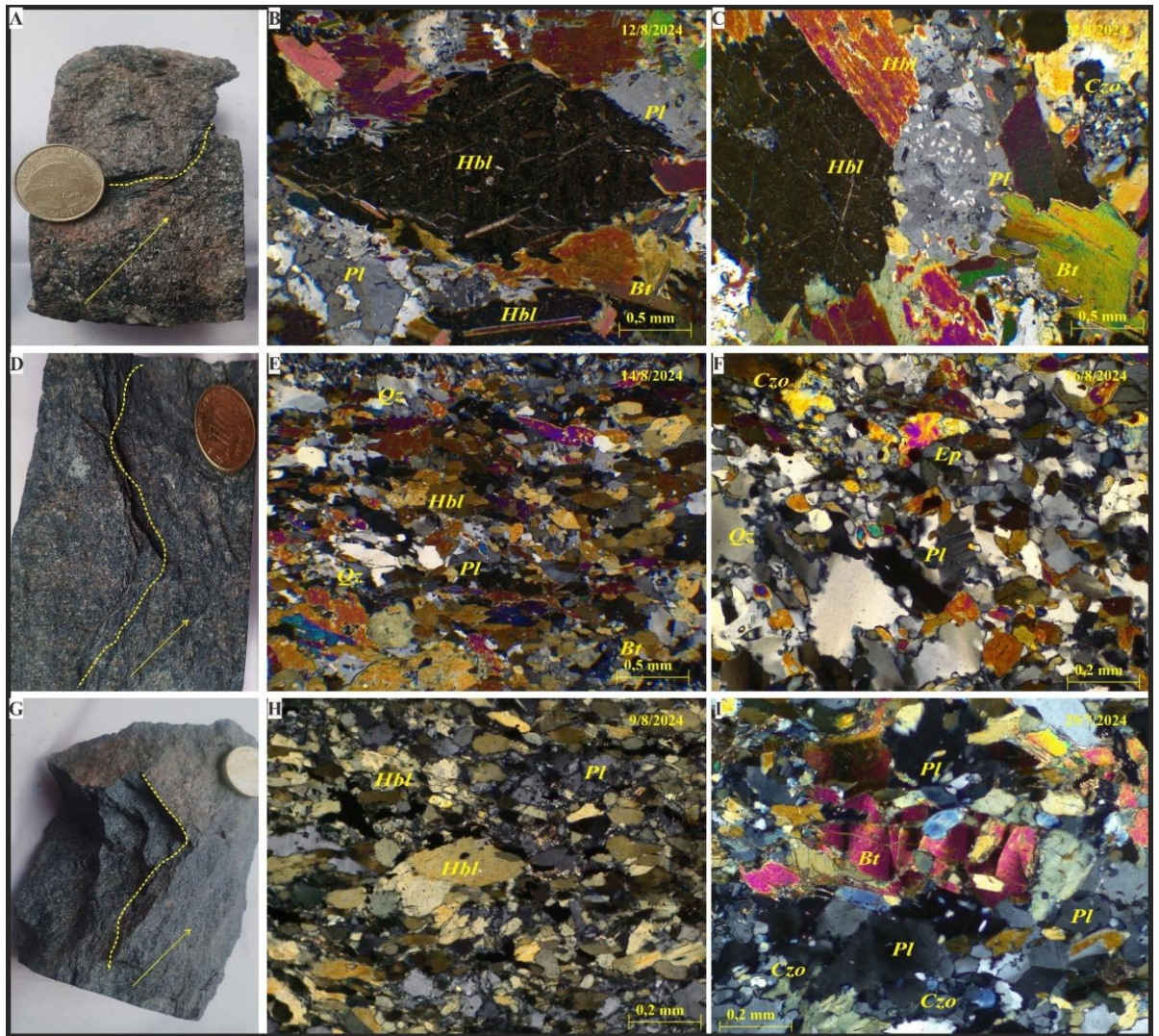


Figura 21: Muestras de mano donde se muestran los planos de esquistosidad en líneas punteadas y con una flecha se señala la dirección de la lineación mineral L_1 , y fotomicrografías donde se muestra la disminución del tamaño de grano. A, D y G: Muestras de mano tomadas de sur a norte. B, E y H: Fotomicrografías donde se muestra la orientación y disminución del tamaño de grano de hornblenda, además se muestra la textura general Nematoblástica. En C se muestra a plagioclasas con intercrecimientos y en el costado derecho se muestra un cristaloclasto con abundantes inclusiones de epidoto de la variedad clinzoisita. F: Se muestran cristaloclastos de cuarzo con recristalización dinámica en sus bordes y extinción ondulante. En el centro de la imagen se muestra un grano de plagioclase con macla de periclino deformada e inclusiones de epidoto. I: Se muestra la abundancia de epidotos de la variedad clinzoisita, además el centro en tonos violetas se muestra un cristaloclasto de biotita con deformación interna. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Pl: plagioclase, Qz: cuarzo, Czo: clinzoisita

6.2.3. Unidad 3: Esquistos y Rocas Miloníticas cuarzo-feldespáticas-granatíferas

Esta unidad está compuesta por rocas meta-sedimentarias cuarzo-feldespáticas de origen para-derivadas, que en superficie fresca presentan un color gris verdoso claro (5GY 6/1). La paragénesis mineral principal está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, granate, biotita y moscovita, con presencia secundaria de epidoto y clorita. Como minerales accesorios se identifican circón, titanita y minerales opacos.

Afloran principalmente en el sector oriental del área de estudio; sin embargo, se han reconocido afloramientos en el sector occidental del bloque norte del Cerro Barboza. Los contactos con las unidades vecinas son netos, por ejemplo, en el bloque norte se ha observado en contacto con rocas de la unidad 1 (Fig.16b) mientras que en el bloque sur está en contacto con rocas de la unidad 2 (Fig. 20b). Las rocas de esta unidad se disponen en bandas con rumbo NO-SE, siguiendo la tendencia regional. Si bien la paragénesis mineral es homogénea en toda la unidad, el grado de deformación y la fábrica resultante permiten subdividirla en dos subunidades diferenciadas (Fig. 15):

- ❖ Subunidad 3a: Esquistos cuarzo-feldespáticos granatíferos.
- ❖ Subunidad 3b: Milonitas y Protomilonitas cuarzo-feldespáticas-granatíferas.

Las rocas de la subunidad 3a han sido afectadas por metamorfismo regional en facies finales de esquistos verdes. En cambio, la subunidad 3b corresponde a rocas afectadas por deformación dúctil, producto de un metamorfismo dinámico en facies de esquistos verdes. Esta se encuentra restringida a sectores muy puntuales del área de estudio, principalmente en las quebradas transversales de rumbo este-oeste.

Subunidad 3a – Esquistos cuarzo-feldespáticos granatíferos

Esta sub unidad se encuentra mejor desarrollada en el sector este a lo largo de todo el cerro. Son rocas de grano medio y presentan una fábrica planar esquistosa (S_1) bien definida (Fig.22a) estos planos están definidos por la orientación de micas, principalmente moscovita.

Además, de los planos de esquistosidad reconocidos, se ha observado la presencia de estructuras producto de deformaciones frágil-dúctil posteriores como por ejemplo la presencia de pliegues tipo chevrón (Fig.22d).

En lámina delgada presentan en general textura porfiro-granoblástica, dominada por porfiroclastos de feldespato potásico, plagioclasas, cuarzo y granates en una matriz granoblástica cuarzo-feldespática y en menor medida se observa la presencia de biotita y moscovita orientadas de textura lepidoblástica. La biotita, en algunos casos se observa descolorida pasando a cloritas, además contiene inclusiones de circón con halos pleocroicos, y localmente muestra formas tipo mineral fish (Fig.22e).

Los feldespatos potásicos se muestran en porfiroclastos subredondeados de bordes irregulares con tamaños que varían de 0,5 a 1mm, presentan maclas de deformación en enrejado las cuales no son continuas en todo el individuo, sino que están acentuadas en zonas deformadas, además están fracturados (Fig.22f). El cuarzo presenta bordes subredondeados con formas anhedrales, algunos de hasta 0,5 mm. Presentan deformación intracristalina como lamelas de deformación y extinción ondulante (Fig.22 c y e). Las plagioclasas se muestran en porfiroclastos subhedrales, presentan maclas de deformación según la ley de periclino. Algunos porfiroclastos presentan texturas de tracción y desgarre exhibiendo fracturas intracristalinas (Fig.22b y f). Tanto el feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo, muestran evidencias de recristalización dinámica, manifestadas por crecimiento de subgranos en sus bordes y engolfamiento (bulging) y nucleación de nuevos granos (Fig. 22c y f). El granate aparece en forma de porfiroclastos euhedrales, de hábito idiomorfo y tamaños de hasta ~0,2 mm (Fig.22c).

Los minerales accesorios incluyen epidotos, circón y opacos, distribuidos entre los granos principales o como inclusiones. Entre estos se destacan los del grupo del epidoto. Se reconoce tres variedades con alto relieve y pleocroísmo débil, correspondientes a zoisita-clinozoisita, pistacita y allanita. La allanita se distingue por su color castaño y zonación concéntrica bien definida; a menudo se encuentra parcialmente alterada a pistacita, lo que sugiere procesos de retrogradación (Fig. 22 g y h)..

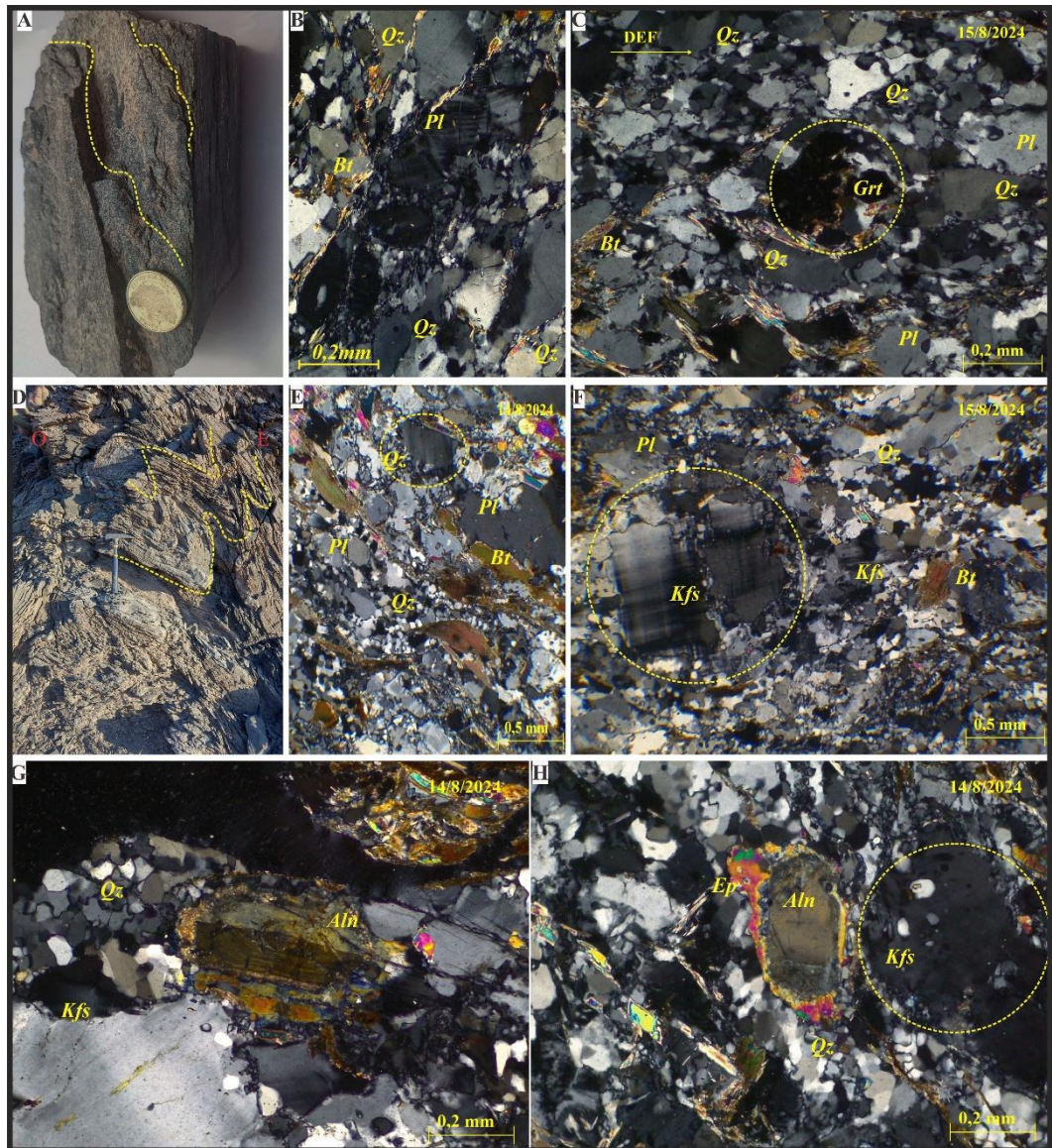


Figura 22: A: Muestra de mano donde se observan las superficies de esquistosidad S_1 , en líneas punteadas. B: Centro imagen se muestra un pórfiroclasto fracturado de plagioclasas con maclas de deformación según la ley de periclino. C: En círculo amarillo se muestra un pórfiroclasto de granate euédral fracturado y con inclusiones. Arriba a la derecha se muestra a porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa con evidencias de recristalización dinámica. D: Pliegues tipo chevrón afectando a Esquistos cuarzo-feldespático granatífero (Muestra BC-01-23), en líneas punteadas. E: En círculo amarillo se muestra a cuarzo con lamelas de deformación. De la esquina superior izquierda a la esquina inferior derecha se muestran biotitas orientadas con inclusiones de circón y formas de mica fish. F: En círculo amarillo se muestra un pórfiroclasto de feldespato potásico con maclas de deformación, evidencias de recristalización dinámica y fracturado. En la esquina superior izquierda se muestra un pórfiroclasto de plagioclasa con inclusión de epidotos y alteración a arcillas. G y H: Se observan cristaloblastos de allanita con halos de pistacita, evidencia de retrometamorfismo. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Grt: granate. Aln: Allanita; Ep: Epidoto, variedad pistacita.

Subunidad 3b – Protomilonitas y Milonitas cuarzo-feldespáticas granatíferas

Las rocas agrupadas en esta subunidad afloran en sectores intensamente deformados del Cerro Barboza, en fajas subparalelas de rumbo este-oeste. Las rocas presentan un color gris claro verdoso (5GY 7/1) en superficie fresca y se caracterizan por una foliación S_3 , cuyo desarrollo y penetración varían significativamente según el grado de deformación. En función de sus características estructurales y texturales, se distinguen dos tipos: Protomilonitas y Milonitas. La clasificación de estas rocas se basa en criterios texturales y proporción de matriz (Passchier y Trouw, 2005 y referencias allí insertas).

Protomilonitas

Las muestras de rocas con fábrica protomilonítica se localizan en los sectores orientales del Cerro Barboza, presentan una foliación incipiente (S_3) cuyos planos están orientados en dirección NO-SE. Conjuntamente, se ha observado una leve orientación de granos de cuarzo y micas generando lineación mineral (L_3). Además, se observan en afloramiento estructuras producto de deformación dúctil y frágil-dúctil debido a la presencia de pliegues tipo chevrón y boudinaje que responden a deformaciones posteriores (Fig.23a y b).

En lámina delgada se observa textura protomilonítica compuesta por porfiroclastos de feldespato potásico, granate, plagioclasa, dispuestos en una matriz inferior al %50, de grano fino a medio, de composición cuarzo-feldespática de textura granoblástica y micas, orientada de textura lepidoblástica.

El feldespato potásico se presenta en general, con formas ovoides (~1,5 mm) con maclas de deformación en enrejado presentes en sectores de mayor deformación, mostrando texturas de tracción y desgarre quedando internamente fracturados. Además, presenta inclusiones de cuarzo y epidoto (Fig. 23c). El granate se muestra con formas subhedrales, en algunas muestras se observaron levemente deformados o con formas sigmoidales. De aproximadamente 0,5mm con abundantes inclusiones de cuarzo y epidotos. En general en todas las muestras se observan fracturados y presentan colas de moscovita o cuarzo (Fig. 23f). La plagioclasa se presenta con formas subhedrales y por sectores con formas ovoides o de ojos, también se han observado con formas sigmoidales. Los tamaños varían desde 0,5 mm hasta menos de 3 mm. Es común la presencia de maclas bien desarrolladas, principalmente según la ley de Carlsbad, y en ciertos granos también se observa maclado según la ley de periclino. Algunos porfiroclastos se

observan alterados a minerales arcillosos (Fig. 23d y e). Tanto los feldespatos potásicos como plagioclasas muestran evidencias de recristalización dinámica, observándose el desarrollo de subgranos en los bordes de los granos (Fig. 23c y d).

En la mayoría de las muestras observadas es frecuente el desarrollo de estructuras S-C en las cuales la esquistosidad S_1 observada en la subunidad 3a es rotada por planos de cizalla C (Fig. 23e y f). Además, se observan cintas policristalinas de cuarzo orientadas las cuales junto con micas dan una lineación mineral, L_3 (Fig. 24).

La paragénesis de recristalización formada por cuarzo, biotita/moscovita y epidotos sugiere condiciones de metamorfismo dinámico en facies de esquistos verdes. Conjuntamente, las texturas de recristalización en cuarzo y la incipiente foliación S_3 , sugieren condiciones de metamorfismo de grado bajo.

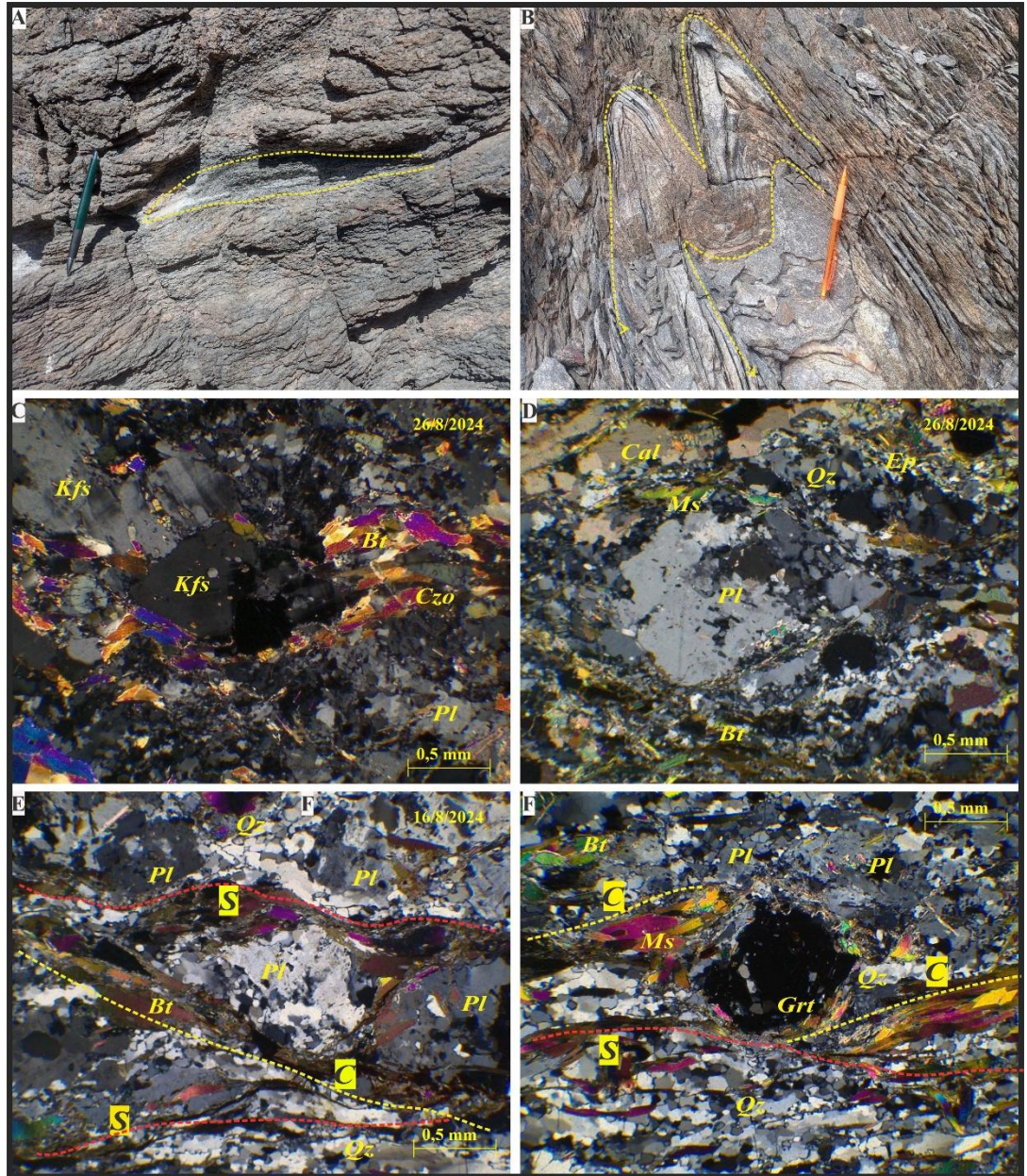


Figura 23: A y B: Protomilonitas de esquistos cuarzo-feldespático-granatífero afectados por estructuras de deformación dúctil (boudin imagen A) y dúctil-frágil (pliegues chevrón Imagen B). C: Pórfiroclasto de feldespato potásico, centro de la imagen, con formas ovoides y maclas en enrejado acentuadas en una zona del grano. Ariba a la izquierda se muestra otro pórfiroclasto fracturado y con maclas acentuadas en zonas de mayor presión. D y E: Porfiroclastos de plagioclasa con formas sigmoide u ovoides con evidencias de recrystalización dinámica en sus bordes. Además, en E se muestran superficies SC, afectando a biotitas y plagioclasas. F: Porfiroclasto de granate levemente deformado, con colas de cuarzo e inclusiones de cuarzo y epidotos. Además, se muestra superficies SC al igual que en E, pero involucrando a moscovita. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Kfs: Feldespato potásico; Bt: biotita, Ms: Moscovita; Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Grt: granate; Czo: Clinozoisita; Cal: calcita.

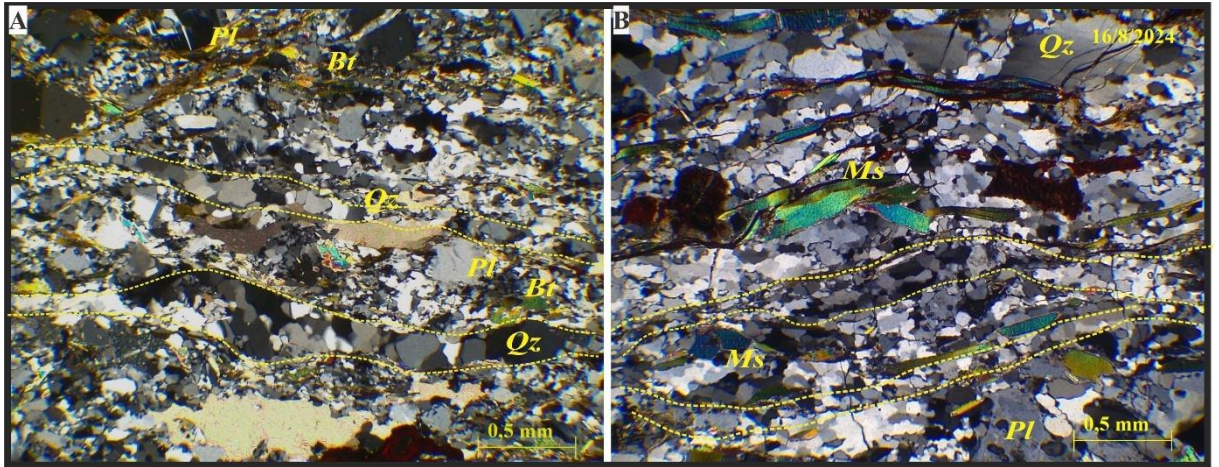


Figura 24: A: se muestra en líneas punteadas amarillas la lineación mineral (L_3) de cintas policristalinas de cuarzo. B: Se muestra L_3 , pero además de cuarzo (en líneas punteadas amarillas) también se observan moscovitas orientadas.

Milonitas

Las rocas con fábrica milonítica se localizan en los sectores occidentales del Cerro Barboza en las zonas de mayor deformación, donde la foliación milonítica (S_3) se vuelve penetrativa. Las milonitas aparecen en fajas bien definidas con deformación intensa. Presentan un aspecto bandeado y están alojadas en unidades de Esquistos cuarzo feldespáticos granatíferos de la subunidad 3a. A escala de afloramiento se observan indicadores cinemáticos que evidencian el sentido de la cizalla, por ejemplo, se han observado estructuras desarrolladas en cizalla dúctil (nivel estructural inferior) como pliegues en vaina (Fig. 14a) y porfiroclastos de plagioclasa tipo sigma de aproximadamente 10cm, los cuales indican sentido de cizalla dextral, además se observan boudines y cintas de cuarzo (Fig.25a).

En lámina delgada la roca presenta una textura milonítica compuesta por porfiroclastos de feldespato potásico, granates y plagioclasas. Los porfiroclastos de plagioclasa se presentan con bordes irregulares, con maclas de deformación según la ley de periclino y fracturas internas mostrando texturas de tracción y desgarre (Fig. 25b). El granate forma porfiroclastos subhedrales a xenomorfos, en los que se reconocen sombras de presión simétricas de cuarzo. Presentan abundantes inclusiones de cuarzo y epidotos. En algunos sectores se han observado porfiroclastos con formas elongadas, estirados y deformados (Fig. 25c y e). Los feldespatos potásicos, se observan subhedrales o con morfologías sigmoidales muestran maclas en enrejado (Fig. 25f).

La matriz representa más del 50 % del volumen de la roca y muestra una reducción significativa en el tamaño de grano, lo que indica una deformación intensa. La composición es principalmente de cuarzo y micas (moscovita y biotita) recrystalizados dinámicamente. En detalle, estas micas presentan morfologías mica fish y contienen inclusiones de circón (Fig. 25d). Además, se ha observado la presencia de cristaloclastos prismáticos de epidotos, la variedad presente es zoisita-clinozoisita y pistacita. Estos se encuentran fuertemente orientados junto con biotitas (Fig. 25d).

En la mayoría de las muestras, se observan, subgranos de cuarzo fuertemente estirados (cintas), que son el resultado de procesos de recrystalización dinámica intensamente desarrollados. Estas cintas están alineadas de manera preferencial, definiendo una lineación mineral (L_3), integrada

por cuarzo, biotita y moscovita (Fig. 26) sobre los planos S_3 . En los bordes de las cintas de cuarzo se reconocen evidencias de recristalización dinámica, como la presencia de agregados granulares que indican mecanismos de migración de bordes de grano (GBM) y rotación de subgranos (SGR).

Las micas se disponen, paralelas a la foliación, formando dominios lepidoblásticos bien desarrollados. Además, también se observa el desarrollo de estructuras S-C en las cuales la esquistosidad S_1 observada en las rocas de la subunidad 3a y la foliación milonítica S_3 son rotadas por planos C (Fig. 26a y b).

La paragénesis de recristalización formada por cuarzo, moscovita/biotita y epidotos sugiere condiciones de metamorfismo dinámico en facies de esquistos verdes. Las texturas observadas en el cuarzo y las micas son indicativas de un grado metamórfico bajo a medio durante la deformación.



Figura 25: A: Foliación milonítica (S_3) en Esquistos cuarzo feldespáticos granatíferos. En el centro de la imagen se observa un porfiroclasto sigma de plagioclasa. Debajo de la piqueta se muestra un boudin de cuarzo sigmoidal. B: Porfiroclasto de plagioclasa con maclas y fracturas internas. C: Porfiroclasto de granate estirado y deformado, con posibles colas asimétricas de cuarzo. D: Individuos de biotitas con formas de mineral fish, abajo a la izquierda se muestra bien orientados cristaloclastos prismáticos de epidotos de la variedad Zoicita-clinozoicita. E: Centro imagen, se muestra a porfiroclasto de granate con abundantes inclusiones de cuarzo y epidotos, presenta sombras de presión de cuarzo. F: Fotomicrografía de detalle (10x) de un porfiroclasto de feldespato potásico tipo sigma, fracturado, en el centro se observan maclas en enrejado difusas. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Kfs: Feldespato potásico; Bt: biotita, Ms: Moscovita; Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Grt: granate; Czo: Clinozoisita.

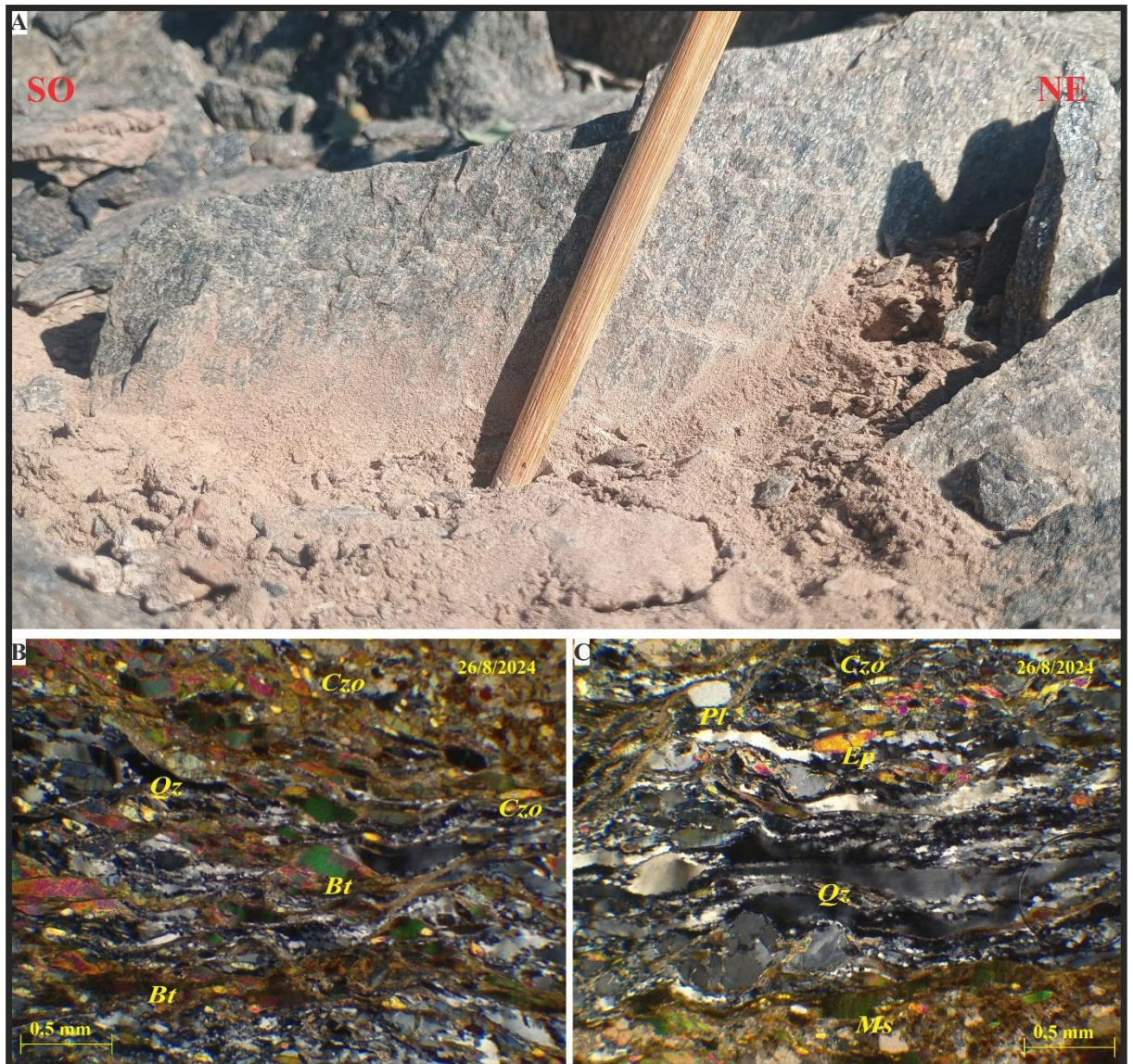


Figura 26: A: Foto afloramiento donde se señala con lápiz la dirección de L_3 . B: Detalle de la foliación milonítica (S_3) y el bandeamiento producto de la deformación. Además, en B se muestra el desarrollo de superficies SC' que va de izquierda a derecha de abajo hacia arriba. Y en C se muestran las cintas de cuarzo orientadas formando una lineación mineral (L_3). Abreviaturas minerales según Warr (2021): Bt: biotita, Ms: Moscovita, Qz: cuarzo; Czo: Clinozoisita.

6.2.4. Unidad 4: Esquistos cuarzo-moscovíticos y cuarcitas epidóticas

Esta unidad se localiza en afloramientos aislados, son fajas elongadas de poca dimensión y con orientación NO-SE (Fig. 15). Generalmente se hallan en contacto neto con rocas de la unidad 2 (Fig. 27a) y con las rocas de la unidad 3a (Fig. 27c). Las rocas presentan un color amarillo grisáceo (5Y 8/4) en superficie fresca y muestran una estructura variable: en el sector norte se observan rocas isótropas (Fig. 27b), mientras que, en el sur (Fig. 27d), las rocas presentan una leve esquistosidad (S_1).

En lámina delgada las rocas presentan una textura general porfiro-granoblástica, compuesta por porfiroblastos de plagioclasas y cuarzo en una matriz granoblástica de cuarzo. En los sectores donde S_1 está levemente desarrollado, estos planos están definidos por folias de moscovita y/o biotita (Fig. 27g) algo orientadas con textura lepidoblástica.

El cuarzo es el componente principal, los porfiroblastos son anhedrales a subhedrales (Fig. 27f), de bordes irregulares. La plagioclasa se presenta en forma de porfiroblastos subhedrales con bordes subredondeados. Exhibe maclas típicas de Carlsbad y periclino y en algunos sectores, contiene inclusiones de cuarzo y muestra una alteración incipiente a arcillas (Fig. 27e y g). Además, se observan cristaloblastos de epidotos, dispuestos en agregados dispersos, subhedrales (Fig. 27e).

La asociación de cuarzo + moscovita + epidoto \pm feldespato, corresponde a condiciones de facies de esquistos verdes, en un metamorfismo regional de bajo grado.

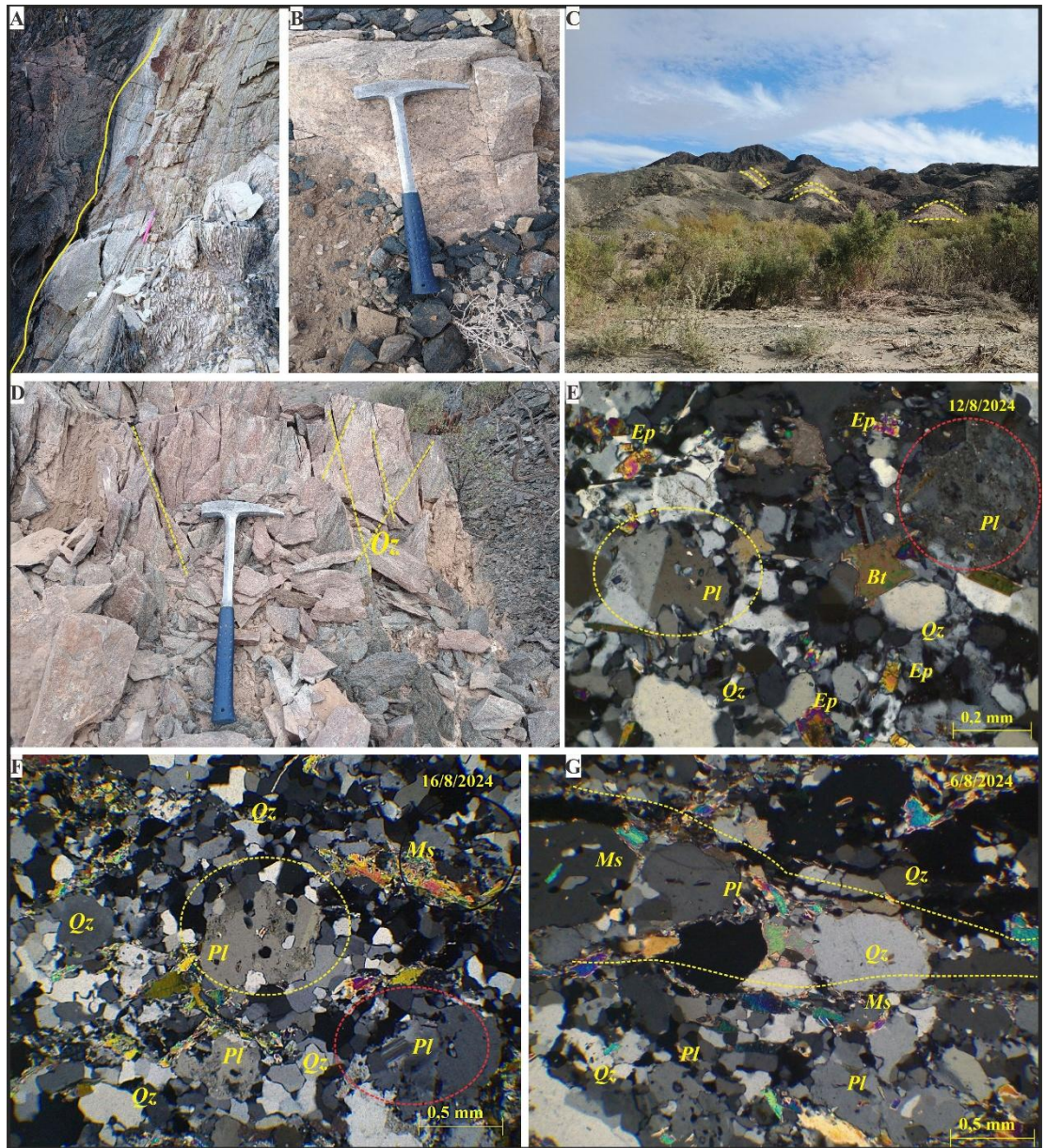


Figura 27: A: Contactos neto de la unidad 4 con Unidad 2. B: Afloramiento de cuarcitas (muestra BC-15-24) en el sector centro norte. C: Vista al oeste de afloramientos de esquistos cuarzo-moscovíticos en contacto con rocas de la unidad 3a. D: Afloramiento de esquistos cuarzo-moscovítico epidótico en el sector sur (Muestra BC-10-24), afectado por diaclasas, (líneas amarillas). E: Fotomicrografía de esquistos cuarzo-moscovíticos epidóticos (muestra BC-10-23), Se observan dos porfiroblastos de plagioclasas con macla de carlsbad e inclusiones de epidotos (Círculo amarillo) y con alteración a arcillas (Círculo rojo). F: Fotomicrografía de cuarcitas. En el centro (Círculo amarillo) de la imagen se observa un porfiroblasto de plagioclase con inclusiones de cuarzo y leve alteración a arcillas. En círculo rojo se muestra a porfiroblasto de plagioclase con macla de periclino difusas. G: Fotomicrografía de esquistos cuarzo-moscovíticos, donde se observan en líneas amarillas los planos de esquistosidad (S1) definido por la leve orientación de moscovitas. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Bt: biotita, Ms: Moscovita; Pl: plagioclase, Qz: cuarzo; Ep: Pistacita.

7. GEOFÍSICA

7.1. Métodos geofísicos

7.1.1. Gravimetría

El método gravimétrico es un método de prospección geofísica que permite identificar variaciones de diferente orden y magnitud en el campo gravitatorio terrestre. Se basa en la medición del vector de aceleración de gravedad producido por la interacción de dos masas (Lowrie, 2007). En la Tierra, la aceleración de la gravedad en cualquier punto está dada por la siguiente ecuación derivada de la Ley de gravitación universal de Newton:

$$g = G \frac{M_T}{R_T^2}$$

Donde M_T y R_T^2 corresponden a la masa y al radio de la Tierra respectivamente y G la constante de gravitación universal ($6,673 \times 10^{-11} N \cdot m^2/kg$). El método gravimétrico se basa en la medición de la variación del campo gravitatorio producida por la distribución heterogénea de masas de la Tierra. Estos cambios se miden en miligales ($mGal = 1 \times 10^{-5} m/s^2$; Lowrie, 2007).

En la mayoría de los relevamientos geofísicos, las mediciones de gravedad son de tipo relativas, es decir que se mide la diferencia de gravedad g entre un sitio determinado y una estación de referencia donde el valor absoluto del vector de gravedad sea conocido. Los gravímetros realizan mediciones relativas de gravedad a partir del registro de la elongación de un resorte unido a una masa, de esa forma la elongación del resorte es directamente proporcional a la atracción de la masa al centro de gravedad terrestre (Lowrie, 2007).

Forma de la tierra

Para calcular el campo gravitatorio terrestre normal se debe conocer la forma de la tierra, la que normalmente se asocia con una esfera. Sin embargo, esta es más compleja: la Tierra está achatada por los polos, el hemisferio sur es un poco más voluminoso que el norte, y tiene una cierta rugosidad debida al relieve del terreno (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2005). Las representaciones que intentan modelar la superficie real de la Tierra también denominada superficie Topográfica son:

Elipsoide: En el siglo XVII, Newton formuló la Hipótesis de que, a causa de su constante giro, la esfera terrestre estaría sometida a una fuerza centrífuga que actuaría con mayor intensidad sobre la parte más alejada de su eje de rotación (el ecuador), provocando un achatamiento que transformaría la esfera en un elipsoide. (Fig. 28)

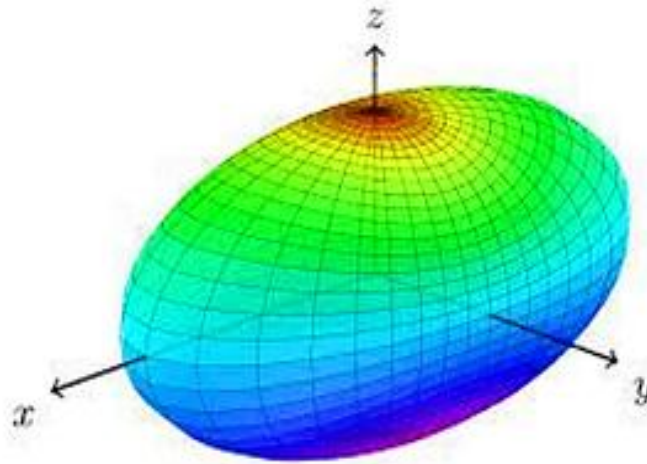


Figura 28: Imagen ilustrativa del elipsoide de revolución, tomada de Ulloa López, D. R. (2018)

En términos teóricos, un geoide es una superficie equipotencial del campo de gravedad de la Tierra que se puede aproximar al nivel medio del mar. Se lo define como "una de las superficies equipotenciales del campo de Gravedad de la Tierra, de la cual la superficie media de los océanos forma parte" (Hofmann-Wellenhof 2005). Esto significa que la superficie del geoide es perpendicular al vector de gravedad en todos los puntos (Fig. 29).

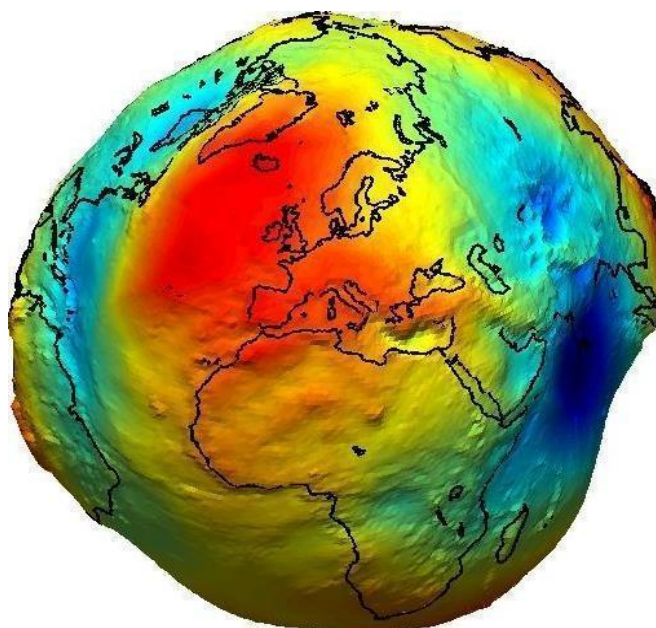


Figura 29: Forma del geoide, exagerado verticalmente los abombamientos y depresiones, que aparecen representados en rojo en las zonas más elevadas, y en azul las más deprimidas. Imagen tomada de Ulloa López (2018).

Correcciones

Previo a la obtención de los diferentes mapas de gravedad, los valores medidos sobre la superficie deben ser corregidos debido a cambios temporales y espaciales. En primer lugar, la gravedad medida en un punto determinado de la superficie, varía con el tiempo (correcciones temporales) debido a las mareas solares y lunares; se suma a esto el efecto de la deriva instrumental propia de cada instrumento debido a la fatiga del material del resorte (Blakely, 1995). En este trabajo las correcciones por marea terrestre, fueron realizadas de manera automática por el instrumento de adquisición (gravímetro scintrex CG5 autograv). En tanto que la corrección por deriva instrumental no se tuvo en cuenta por ser despreciable para la magnitud de la resolución objetivo de este trabajo (10-2 mgal). Por otra parte, debido a las variaciones del campo gravitatorio respecto a la latitud y altitud (asociadas con la forma del geoide), deben realizarse correcciones espaciales como: la remoción de variaciones de gravedad, debido a las diferencias de las distancias del centro de la tierra, la corrección de aire libre (Fig. 30), debido a la masa en exceso o defecto entre el elipsoide de revolución y el punto de observación la corrección de Bouguer (Fig. 31) y corrección topográfica. (Blakely, 1995)

Correcciones Espaciales

Corrección por latitud

A fin de simplificar el análisis del campo gravitatorio, se podría asemejar a la tierra - como una aproximación de primer orden con un elipsoide de revolución homogéneo. El valor teórico de la gravedad calculado varía según la latitud de la estación. Hay una simetría con respecto al Ecuador, presentando un máximo de gravedad en los Polos y un mínimo en el Ecuador, debido a la aceleración centrífuga de la rotación terrestre. El modelo más reconocido para describir el campo de gravedad teórico de un elipsoide homogéneo en rotación es el WGS84 (Moritz, 1980).

En este caso, siguiendo los estándares de anomalías según Hinze *et al.* (2005) se usó la Fórmula Internacional de la Gravedad (en inglés IGF) en la fórmula cerrada de Somigliana para el elipsoide terrestre medio de 1980 adoptado por la Asociación Internacional de Geodesia (Moritz, 1980):

$$\gamma_0 = 978032,67715 \left(\frac{1 + 0.001931851353 \operatorname{sen}^2 \varnothing}{\sqrt{1 - 0.006694380229 \operatorname{sen}^2 \varnothing}} \right) [mGal]$$

Siendo \varnothing la latitud geodésica con respecto al elipsoide terrestre medio geocéntrico, compatible con las coordenadas geocéntricas provistas por GPS (Featherstone y Dentith, 1997). En estudios más locales, es conveniente usar el gradiente de gravedad teórico

horizontal variable con la latitud:

$$\Delta\gamma_0 = 0.000812 \operatorname{sen}(2\varnothing) \Delta x [mGal]$$

Donde Δx es la distancia norte-sur en metros entre la estación base y el punto observado (Miranda, 2019).

Corrección de Aire Libre

Debido a la diferencia de nivel entre el valor de la gravedad observado y el geoide como referencia, se utiliza la corrección de aire libre (CAL) sin tener en cuenta las masas intermedias. Esta corrección se calcula multiplicando el gradiente vertical de la gravedad por la diferencia de altura. La ecuación propuesta por Rivas Meza (2016) y Hofmann-Wellenhof (2005) considera la Tierra como un elipsoide de revolución:

$$CAL = \pm(-0,3087691 + 0,0004398 \text{ sen}^2\phi) h + 7,2125 \cdot 10^{-8} h^2 \text{ [mGal]}$$

Donde h es la diferencia de altura y ϕ es la latitud en radianes. Es (+) si se encuentra bajo el geoide y (-) si está sobre el geoide o nivel medio del mar. En este trabajo h , es la altura elipsoidal determinada con GPSD. (Fig. 30)

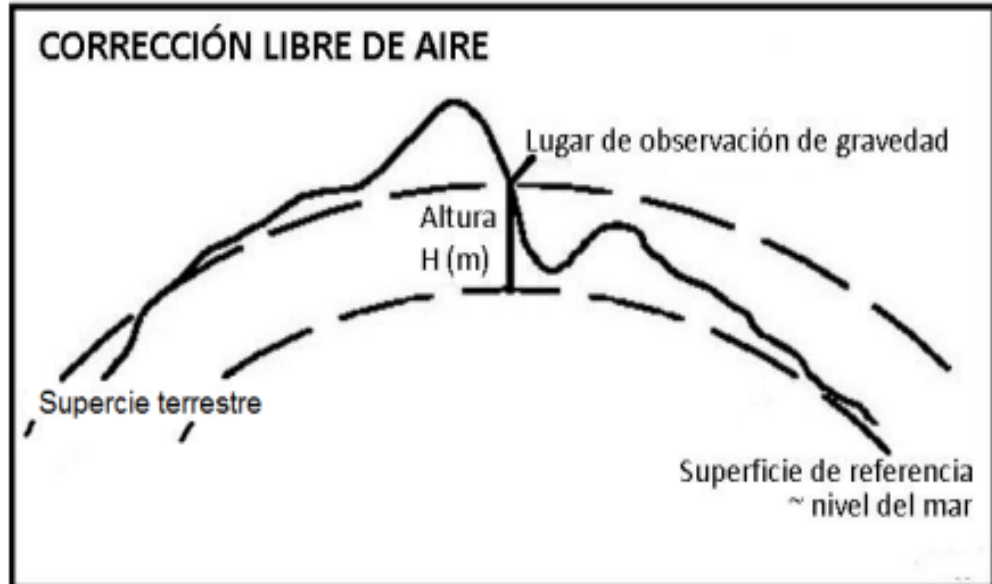


Figura 30: Esquema representativo de la corrección de Aire Libre. Tomado de Rivas, (2016)

Corrección de Bouguer

Aquí se consideran las masas interpuestas entre ambos niveles de referencia descritos en la corrección de Aire Libre. Esto se hace considerando una losa plana homogénea de extensión lateral infinita y espesor h igual a la diferencia de altura entre los niveles de referencia (Fig. 31):

$$CB = 2\pi G\rho_m h \text{ [mGal]}$$

CB significa corrección de Bouguer y ρ_m (g/cm^3) la densidad media del lugar. La reducción de Bouguer es (-) cuando hay un exceso de masa por encima del nivel de referencia y (+) cuando hay déficit de masa.

Para el cálculo de la anomalía se considera una densidad media general de $2,67 \text{ g/cm}^3$ (Hinze *et al.*, 2005). Por otro lado, h es la altura elipsoidal obtenida con GPSD.

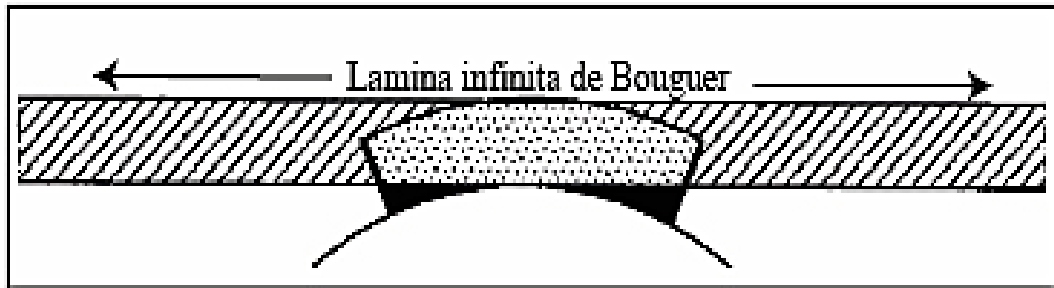


Figura 31: Losa plana homogénea de extensión lateral infinita y espesor h , Imagen ilustrativa modificada de LaFehr (1991).

Corrección Topográfica

La corrección de Bouguer considera una topografía plana, esto rara vez es cierto. Por lo que se debe corregir el exceso de masas consideradas en la corrección y también las masas por encima de la estación que no han sido tomadas en cuenta. Esta corrección siempre es positiva, es decir se deberá sumar a la gravedad observada debido a que en las zonas montañosas se provoca una disminución en la atracción de gravedad y los valles que fueron rellenados por la losa de Bouguer originarán un exceso negativo, rellenando algo inexistente (Telford et al., 1990; LaFehr, 1991).

El método más utilizado está basado en el gráfico de Hammer, el cual divide el área alrededor de la estación en círculos concéntricos, dividiendo estos a su vez en distintos sectores los cuales se delimitan por rectas radiales provenientes del centro de dicho círculo (donde se localiza la estación). Luego se establece el promedio de la altura de cada sector el cual es restado a la altura de la estación. Así la contribución de cada sector del círculo al valor de g observado, que está dada por:

$$g_{topografico} = G\rho\theta[(r_2 - r_1) + \sqrt{(r_1^2 + \Delta z^2)} - \sqrt{(r_2^2 + \Delta z^2)}]$$

Donde r_2 y r_1 son los radios externo e interno respectivamente, θ el ángulo de sector en radianes, $\Delta Z = \|Z_e - Z_a\|$ donde Z_e es la altura a la que se encuentra la estación y Z_a es el promedio de elevación de ese sector de la plantilla de Hammer.

Finalmente, la corrección topográfica se obtiene sumando la contribución de cada uno de los sectores de la plantilla de Hammer.

Anomalías de Gravedad

La gravedad observada proporcionada por el gravímetro, menos la gravedad teórica obtenida luego de las correcciones permite obtener la anomalía de Bouguer (g_{AB}):

$$g_{AireLibre} = g_{Observada} - g_{Latitud} - COR_{AireLibre}$$
$$g_{AB} = g_{AireLibre} - COR_{Bouguer} + COR_{Topográfica} - g_{Teórica}$$

Una vez realizadas las correcciones para cada punto, el resultado corresponde al mapa de anomalías de Bouguer el cual delimita las variaciones laterales de densidad en la corteza superior de tal manera que un rasgo de alta densidad en un medio de baja densidad se observa como una anomalía positiva y de manera inversa, se obtiene una anomalía negativa cuando hay un cuerpo de baja densidad en un medio de mayor densidad. El mapa de anomalías de Bouguer muestra de manera conjunta anomalías de diferentes longitudes de onda producidas por diversas fuentes a distintas profundidades. Las componentes de mayor longitud de onda muestran rasgos más profundos, mientras que a menor longitud de onda se corresponden a rasgos más someros (Blakely, 1995; Hinze et al., 2005).

7.1.2. Magnetometría

Se trata de un método potencial de prospección geofísica basado en el registro de las variaciones del campo magnético terrestre. El mismo es principalmente generado por las corrientes de convección del núcleo externo de la tierra y puede aproximarse al campo producido por un dipolo magnético inclinado $11,5^\circ$ (Fig. 32) respecto al eje de rotación terrestre (Lowrie, 2007). De esta manera, el campo magnético terrestre puede ser representado en cualquier punto de la superficie por un vector definido por: Su ángulo respecto al norte geográfico o declinación (D), su ángulo respecto a la horizontal o inclinación (I) y su intensidad (F) que es máxima en los polos y mínima en el ecuador (Lowrie, 2007). A diferencia del campo Gravitatorio, el campo magnético terrestre no depende únicamente de la latitud, ya que las componentes no dipolares de origen mantélico y cortical, así como las corrientes convectivas del núcleo líquido no alineadas por la rotación terrestre producen distorsiones importantes respecto a un campo dipolar (Lowrie, 2007). Las componentes de longitud de onda larga son incluidas en el Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) calculado cada cinco años utilizando datos satelitales y una red mundial de observatorios geomagnéticos (Olsen *et al.*, 2010). Por otra parte, la presencia de cuerpos con diferentes propiedades magnéticas produce desviaciones de menor longitud de onda y son reconocidas como anomalías magnéticas locales (Lowrie, 2007; Dentith y Mudge, 2014).

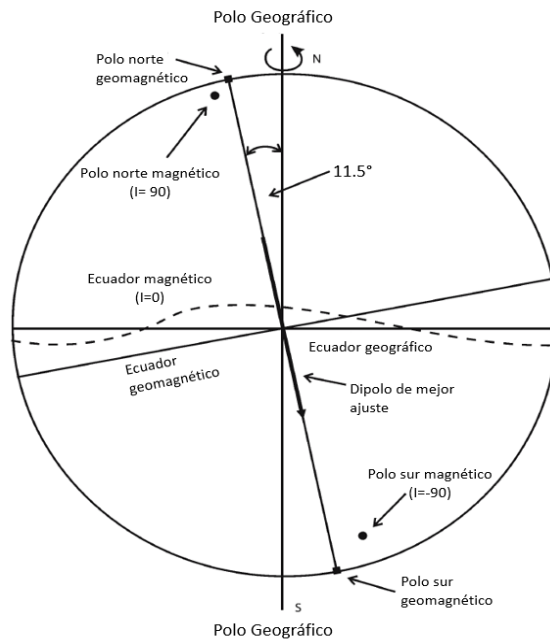


Figura 32: Campo geomagnético con inclinación de $11,5^\circ$ con respecto al eje de rotación (McElhinny, 1973).

Las anomalías magnéticas corticales son causadas por cuerpos magnetizables, que ante la presencia del campo magnético terrestre (H), generan localmente campos magnéticos inducidos (B) de acuerdo a la permeabilidad magnética del material (μ) y su propiedad de magnetización (J), que a su vez depende de la susceptibilidad magnética (k) (Lowrie, 2007). Comprendiendo así las siguientes ecuaciones:

La forma de una anomalía depende de cómo interactúa el campo magnético terrestre principal y el cuerpo, de tal manera que las anomalías están determinadas por el contraste de susceptibilidad del cuerpo con el medio circundante, la latitud a la que se encuentre el cuerpo, su forma, profundidad, orientación, tamaño y su susceptibilidad magnética. Debido a que una misma anomalía puede ser generada por distintas configuraciones de esos parámetros, para interpretar el resultado de una prospección magnética es necesario considerar el problema de ambigüedad (Dentith y Mudge, 2014).

La identificación de anomalías magnéticas en relevamientos geológicos terrestres se realiza mediante el uso de magnetómetros móviles diseñados para medir el módulo del campo resultante o campo total.

Campo geomagnético internacional de referencia (IGRF)

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) es un modelo matemático, que tiene la finalidad de describir el campo magnético terrestre (CMT) y sus variaciones en el tiempo entre los años 1900 y el presente (Olsen et al., 2010).

Debido a que los cambios se repiten a largo plazo no son predecibles, excepto mediante la extrapolación de observaciones pasadas, el IGRF es actualizado cada cinco años en función de análisis de observatorios magnéticos fijos que estudian estas observaciones para proporcionar un modelo definitivo. El IGRF es publicado por un grupo de investigación de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, por sus siglas en inglés (IAGA), organismo encargado de desarrollar y actualizar la representación detallada y precisa del campo en términos de intensidad, dirección e incluso variaciones espaciales que mejor son adaptados a todos los datos reales de observación (Grant, 1973).

Anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas son desviaciones o perturbaciones al CMT (F) en relación con la intensidad o variaciones promedio en condiciones normales, es considerado como una suma vectorial del IGRF ($FIGRF$) en ese punto y una componente anómala ΔF , originada por la presencia de materiales magnéticos en la corteza como cambios en la composición litológica, estructuras geológicas o la presencia de materiales ferromagnéticos, etc., estas variaciones pueden ser positivas o negativas en relación con el campo magnético esperado (Reeves, 2005). El componente IGRF estará orientado con la dirección del campo principal en un punto, mientras que el campo magnético de una fuente local, ΔF , puede tener cualquier orientación. Ambas componentes pueden ser representadas en un mismo plano, sin embargo, F es al menos dos órdenes de magnitud mayor que ΔF (Reeves, 2005).

Cuando esta condición se cumple, el valor escalar reportado ($F_{\text{observado}} - FIGRF$) en un levantamiento magnético no difiere significativamente del valor de la componente de ΔF en la dirección de $FIGRF$. Por lo tanto, los mapas de anomalías magnéticas del campo total registran las componentes de las anomalías locales en la dirección del campo principal de la Tierra, la Figura 33 muestra la dirección de cada una de las variables que componen el campo magnético observado (Reeves, 2005). Al realizar un modelo directo de los posibles efectos de los cuerpos magnéticos, la magnitud de esta componente es calculada para compararla con las observaciones en campo (Reeves, 2005). Las formas de las anomalías dependen de diversos factores, incluyendo la inclinación del campo magnético actual de la Tierra.

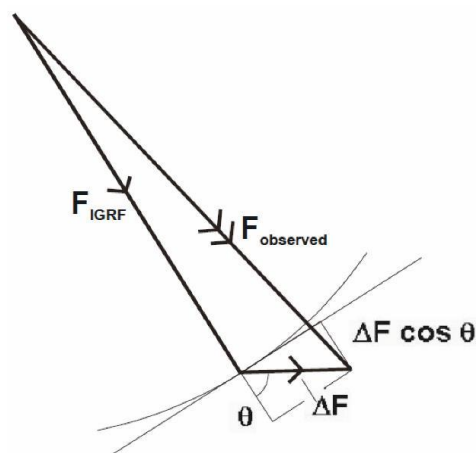


Figura 33: Dirección de cada una de las variables que componen el campo magnético observado. Descripción gráfica de las anomalías magnéticas (Reeves, 2005).

Correcciones matemáticas

Campo magnético total

El campo Magnético Total es la suma de los campos magnéticos individuales presentes en un área. Donde los efectos producidos por el núcleo y las anomalías magnéticas locales son observados en conjunto. Los efectos producidos por el núcleo corresponden a altas frecuencias, mientras que aquellos efectos producidos por las anomalías locales corresponden a bajas frecuencias. Para poder interpretar la información magnética correctamente es necesario filtrar la información para dejar únicamente la señal de las anomalías magnéticas locales (Hinze et al., 2013).

Campo magnético residual

El Campo Magnético Residual (CMR) es el resultado de restar el Campo Magnético Total (CMT) del Campo Magnético de Referencia Internacional (IGRF), esta operación muestra el proceso (López-Loera *et al.*, 2020), para obtener solo la señal de las respuestas magnéticas de los cuerpos locales y eliminar el aporte de la señal del núcleo de la Tierra.

$$CMT - IGRF = CMR$$

Posteriormente debe realizarse el proceso de reducción al polo, con la finalidad de corregir la desviación angular de las anomalías (Hinze et al., 2013)

7.1.3 Metodología de adquisición y procesamiento

Adquisición del dato

Para el procesamiento e interpretación de los datos gravimétricos y Magnéticos previamente a la adquisición del dato, se marcaron las estaciones en un mapa de la zona de estudio (Fig. 34). En este se marcaron dos transectas en dirección E-O, en el sector sur y centro del cerro, siguiendo fallas que cortan al cerro en esas direcciones, con estaciones de medición a equidistancia de aproximadamente 50m.

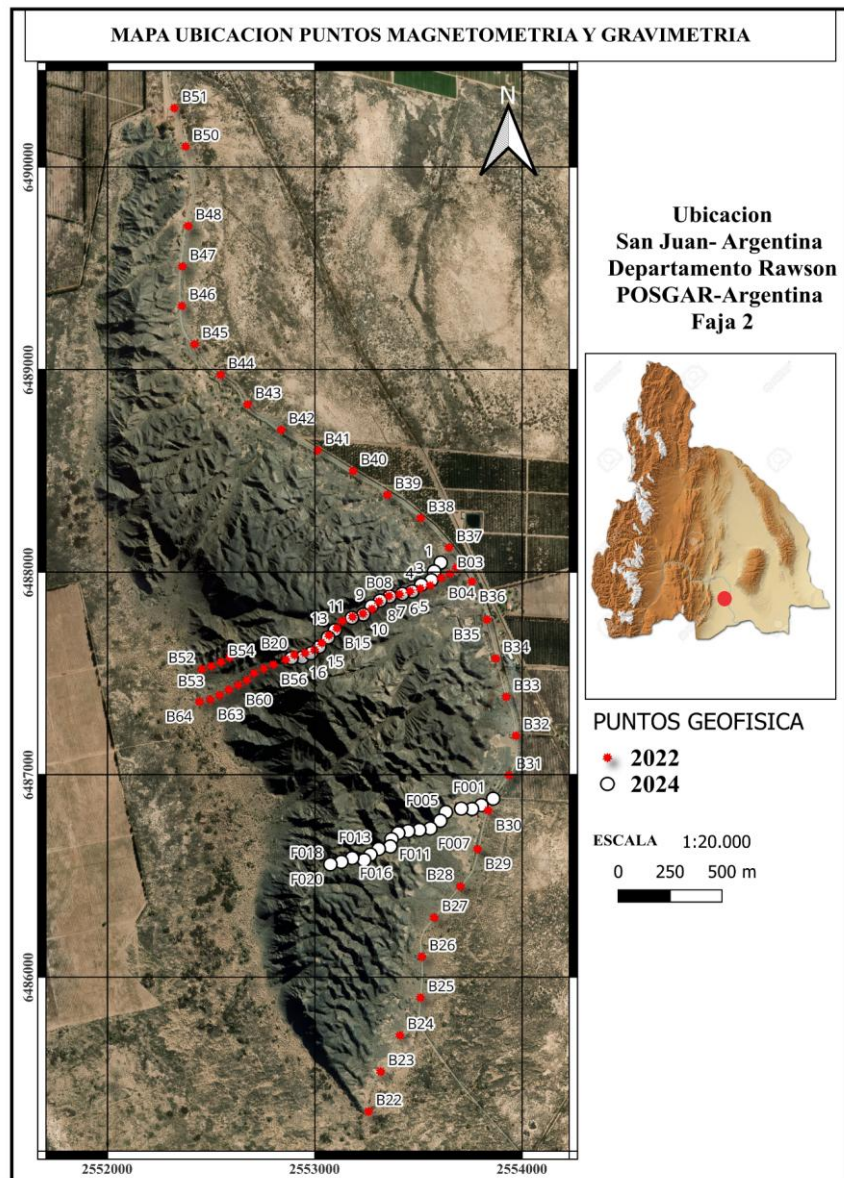


Figura 34: Mapa ubicación de puntos magnéticos y gravimétricos tomados en el Cerro Barboza.

La ubicación de las estaciones y el relevamiento topográfico se realizó utilizando un GPS diferencial Trimble 5700 de doble frecuencia con una precisión de $\pm 1\text{m}$ (Fig. 35).



Figura 35: GPS Diferencial, a cargo de alumnos de la Universidad Nacional de San Juan- Departamento de Geofísica y Astronomía.

El relevamiento se realizó con gravímetro *Scintrex Autograv CG-5*, (Fig. 36) con nivelado semiautomático y precisión de $0,005\text{ mGal}$. Los datos recolectados fueron corregidos por marea lunisolar y deriva instrumental. La marea terrestre se corrigió mediante el algoritmo de Longman (1959) incorporado en los equipos. La corrección por deriva instrumental no se aplicó en este caso debido a que el gravímetro no presenta variación con respecto a la toma inicial. Los valores fueron referenciados al valor absoluto de gravedad de 979141.365 mGal (Medido en el Instituto Geofísico Ing. Volponi).



Figura 36: Gravímetro Scintrex Autograv CG-5, el rango de operación en todo el mundo es de (8,000 mGal sin reinicio) tiene una resolución estándar de 1 microGal con una desviación estándar de <5 μ Gals. Es el medidor de gravedad más rápido y portable.

Para el procesado de los datos y la obtención de mapas de anomalías, se empleó el software *Oasis Montaj* (Geosoft). Con el fin de obtener los valores de anomalías gravimétricas, se comparó la gravedad observada con la gravedad teórica, calculada de acuerdo al elipsoide de la Red de Estandarización Internacional de la Gravedad 1971 (IGSN71; Morelli, 1974). Posteriormente se realizó la corrección de Bouguer utilizando un valor de densidad promedio de la roca de $2,67 \text{ g/cm}^3$ de la zona (densidad media de la corteza terrestre) y la corrección topográfica mediante los algoritmos de Kane (1962) y Nagy (1966) en base al relevamiento topográfico previamente realizado con GPS diferencial (Pérez, 2018).

En cuanto a la medición del campo magnético la forma de adquisición es similar a la gravimétrica, realizando mediciones en estaciones. La adquisición de los datos se realizó simultáneamente al relevamiento gravimétrico y topográfico con GPS diferencial, siguiendo dos transectas E-O con un magnetómetro de precesión protónica *GEM Systems Overhauser GSM 19 v7* con precisión absoluta de 0,1 nT. Los magnetómetros de precesión protónica (Fig. 37), consisten en un recipiente con un líquido con protones rodeado por un solenoide. El solenoide induce un campo polarizante que orienta los protones, al interrumpir el campo magnético polarizante, los protones generan un movimiento de precesión cuya frecuencia

permite determinar la intensidad del campo magnético terrestre. La medición de los pequeños cambios del campo magnético reflejados se mide en nano Tesla ($1 \text{ nT} = 0,00001 \text{ Gauss}$) también conocido como unidad gamma ($1\gamma = 1 \text{ nT}$; Jiménez Morales, 2023)



Figura 37: Magnetómetro de precesión protónica, utilizados para medir las variaciones en el campo magnético de la Tierra.

Posteriormente se descargaron los datos para luego corregirlos por variación diurna a partir de los datos de la estación base utilizando el software Gemini proporcionado por el fabricante. El perfil de anomalías magnéticas fue obtenido luego de la remoción del Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) para las coordenadas y fecha de la adquisición.

7.2. Interpretaciones Geofísicas

7.2.1. Interpretación de anomalías gravimétricas

Las anomalías gravimétricas obtenidas en el área del Cerro Barboza (Fig. 38) muestran máximos en colores cálidos que indican zonas de mayor densidad, lo que se interpreta como la presencia de rocas metamórficas de mayor densidad correspondientes a metamorfitas derivadas de protolitos ígneos básicos y sedimentarios inmaduros. Estas unidades, debido a su alta densidad, se asocian con máximos gravimétricos ocupando casi la totalidad del cerro, lo que sugiere una mayor abundancia de rocas más densas en el cerro.

Por otra parte, los mínimos gravimétricos se asocian con zonas donde las rocas han sufrido una intensa deformación, por ejemplo, en la quebrada central (Fig. 38), donde se observan tonos fríos que corresponden a bajos gravimétricos, mientras que los máximos gravimétricos coinciden con cuerpos más densos y menos deformados los que se ubican en el sector norte y sur del cerro.

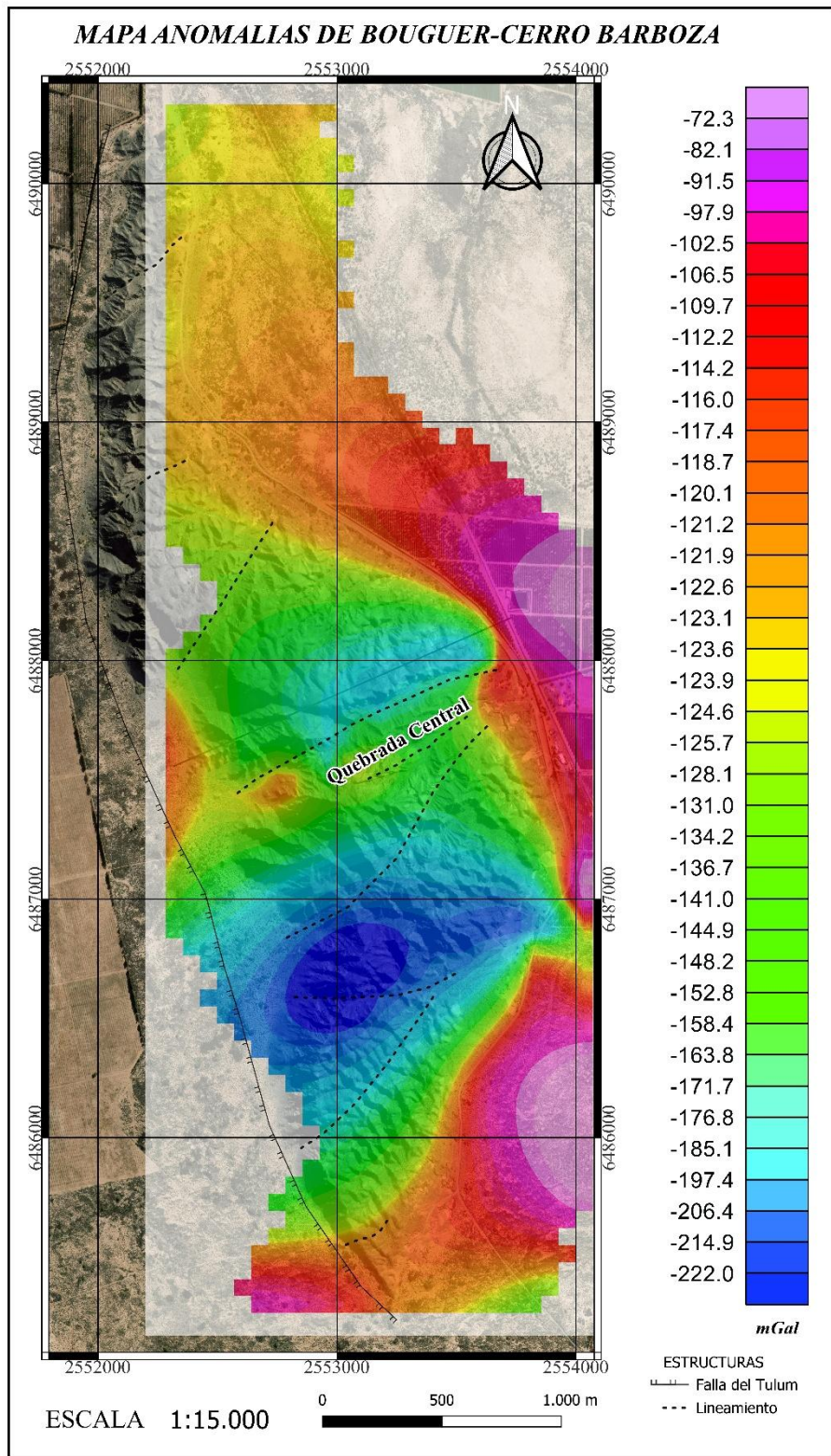


Figura 38: Mapa de anomalías de Bouguer donde los altos gravimétricos se muestran en tonos cálidos y los bajos gravimétricos en tonos fríos, valores en mGal.

7.2.2. Interpretación de anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas positivas registradas en tonos cálidos, (Fig. 39) se correlacionan con la presencia de rocas metamórficas compuestas por minerales ferromagnesianos como anfíboles y biotita. En particular, las unidades de rocas derivadas de protolitos ígneos básicos y las de protolitos de rocas sedimentarias inmaduras son las responsables de estas anomalías. Los mínimos magnéticos que se muestran en color fríos, pueden estar asociados con rocas que carecen de minerales ferromagnesianos como cuarcitas y esquistos cuarzo-feldespáticos.

Por otro las anomalías magnéticas no muestran una correlación clara con las estructuras presentes.

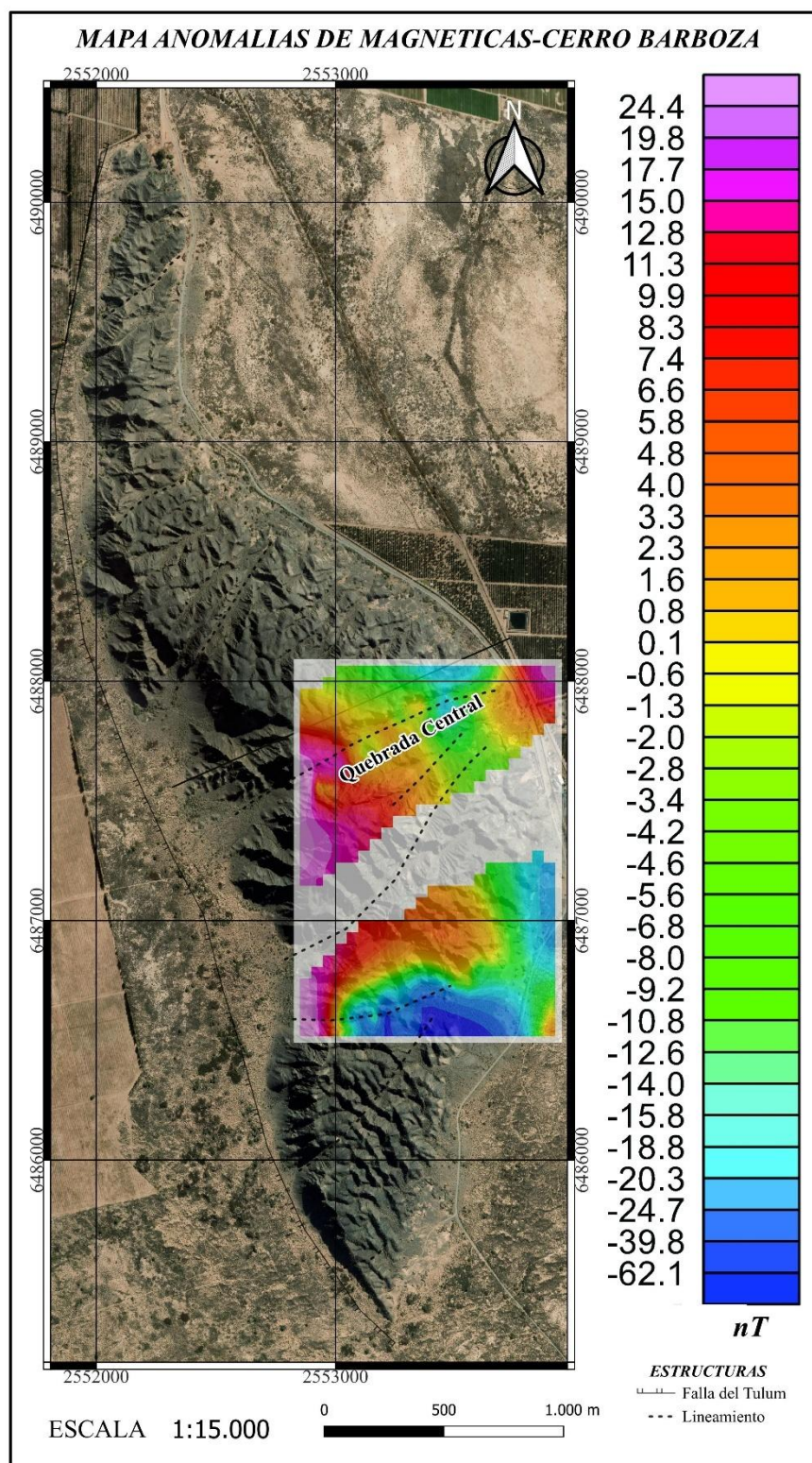


Figura 39: Mapa de anomalías magnéticas donde los altos magnéticos se muestran en tonos cálidos y los bajos magnéticos en tonos fríos, valores en nano tesla (nT).

8. DISCUSIONES E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

8.1. Unidades del Cerro Barboza

¿Son las unidades metamórficas del Cerro Barboza cataclasitas, según la clasificación específica de Paschier y Trow (2005)?

Las unidades metamórficas del Cerro Barboza fueron estudiadas por Lema en 1971 quien las definió como cataclasitas basándose en sus características petrográficas aclarando que las rocas presentan una intensa deformación y trituramiento. Además, las diferencia en tres unidades principales: la unidad 1, formada por anfibolitas, cuarcitas y esquistos biotíticos-hornblendíferos; la unidad 2, formada por cuarcitas; y la unidad 3 formada por esquistos cuarzo-micáceos y esquistos cuarzo micáceos-granatíferos. Es importante señalar que la clasificación original de las rocas del Cerro Barboza como cataclasitas, propuesta por Lema (1971), debe interpretarse en el contexto del conocimiento estructural de la época, cuando las rocas con evidencias tanto de deformación frágil como dúctil eran englobadas bajo ese término. Posteriormente, Sibson (1977) introdujo una distinción más precisa entre cataclasitas y milonitas, aunque ambas quedaron incluidas dentro del dominio cataclástico, asociado al metamorfismo dinámico. Esta clasificación ha sido mantenida por Passchier y Trouw (2005), quienes, si bien no proponen una nueva clasificación formal, la complementan mediante estudios experimentales que detallan los mecanismos y condiciones físicas bajo los cuales se desarrollan dichas rocas.

Además, Lema (1971) en su trabajo no especifica el criterio que usa para diferenciar a las rocas del Cerro Barboza en tres unidades.

En este trabajo se describieron y reagruparon a las unidades metamórficas del cerro en cuatro unidades y dos subunidades en función del tipo de protolito del cual provienen, su mineralogía y de la fábrica que presentan (1) Esquistos y Gneis anfibólicos biotíticos granatíferos, esta unidad se subdivide en dos unidades diferenciadas por su fábrica en (1a) Esquistos anfibólicos-granatíferos y Esquistos biotíticos-anfibólicos- granatíferos (sector oriental) y (1b) Gneis Anfibólico-Biotítico-Epidótico y Gneis Anfibólico- granatífero-biotítico (sector occidental); (2) Esquistos anfibólicos Biotíticos; (3) Esquistos, Protomilonitas y milonitas cuarzo-feldespaticas-graníferas, esta unidad también se subdividió en dos debido a que las rocas presentan fábricas distintas, (3a) Esquistos Cuarzo-Feldespaticos Granatíferos; (3b) Milonitas

y Protomilonitas cuarzo-feldespáticas-granatíferas y por último la unidad (4) Esquistos cuarzo-moscovíticos y cuarcitas.

La unidad (1) Esquistos y Gneis anfibólicos biotíticos granatíferos, propuesta en este trabajo difiere en la unidad 1 de Lema (1971) ya que la autora agrupa a rocas con distintos protolitos y grados metamórficos. En este trabajo, esta unidad fue redefinida agrupando a rocas de la misma facies metamórfica, una composición mineralógica y protolito similar. Además, la misma unidad fue subdividida en dos subunidades debido a que de este a oeste presentan diferencia en su estructura (Fig. 22).

En cuanto a la unidad (2) Esquistos anfibólicos biotíticos, propuesta en este trabajo, no es posible realizar una comparación con el trabajo de Lema (1971), dado que no se identificó una unidad comparable en su clasificación.

La unidad (3) Esquistos, Protomilonitas y milonitas cuarzo-feldespáticas-granatíferas, propuesta en este trabajo difiere de la unidad 3 propuesta por Lema (1971) en la estructura y fábrica que presentan las rocas que la integran. Lema (1971), agrupa en esta unidad a rocas con fábrica planar esquistosa, pero según el análisis petrográfico y lo visto en campo estas rocas se dividen en dos subunidades con fábricas distintas, la subunidad 3a en la cual las rocas presentan fábrica planar esquistosa (Figs. 22) y la subunidad 3b en la cual las rocas presentan fábrica milonítica (Figs. 23 y 25).

Por último, la Unidad (4) cuarcitas con moscovita presenta similitudes con la Unidad 2 de Lema (1971), que incluye cuarcitas moscovíticas y cuarcitas. Además, la distribución y la forma de ambas unidades son prácticamente las mismas.

En síntesis, teniendo en cuenta el interrogante inicial, de las unidades metamórficas presentes en el cerro Barboza, analizadas en este trabajo sólo las rocas de la subunidad 3b pueden ser asignadas al dominio cataclástico, ya que presentan texturas miloníticas y protomiloníticas. Las demás unidades no se consideran cataclasitas, sino que corresponden a rocas afectadas predominantemente por procesos de metamorfismo regional.

En relación con la comparación entre las unidades anfibólicas del Cerro Barboza y del Cerro Valdivia, existe un debate abierto en la bibliografía. Por un lado, Llano (1981) realizó un estudio geoquímico detallado de las anfibolitas del Cerro Barboza, identificando protolitos tanto

sedimentarios como ígneos. Según su interpretación, las características geoquímicas de las anfibolitas para y ortoderivadas de este cerro no serían compatibles con las del Cerro Valdivia, lo que sugeriría un origen distinto. Sin embargo, otros autores han propuesto una visión alternativa. Vujovich y Kay (1998), en un estudio de mayor escala regional, plantean un posible origen común para las orto-anfibolitas del Cerro Barboza, del Cerro Valdivia y de la Sierra de Pie de Palo. Según estos autores, dichas unidades podrían derivar del metamorfismo de cumulatos máficos-ultramáficos, lo cual implicaría una evolución compartida para ambos cerros. En este trabajo, si bien los datos petrográficos obtenidos para el Cerro Barboza no son concluyentes para confirmar un origen común con el Cerro Valdivia, tampoco permiten descartarlo. Por lo tanto, se considera necesario mantener abierta esta discusión y destacar la necesidad de estudios integrados que incluyan análisis isotópicos y geoquímica comparativa.

8.2. Comparación con el Cerro Valdivia

En relación con la fotointerpretación de imágenes satelitales LANDSAT 9 y ASTER aplicadas en el Cerro Barboza, es posible realizar una comparación con los resultados obtenidos en los estudios de Ariza et al. (2019) en el Cerro Valdivia. Las tonalidades de respuesta espectral observadas en el Cerro Barboza se reconocen únicamente en el sector norte del Cerro Valdivia, y según Ariza et al. (2019), estas corresponden a esquistos biotíticos y anfibolitas, lo que sugiere cierta similitud con las unidades identificadas en el Cerro Barboza. Sin embargo, esta similitud en la respuesta espectral no implica que las unidades pertenezcan al mismo tipo de litología.

En relación a los métodos geofísicos empleados también se puede realizar una comparación con los usados por Ariza et al. (2022) en el Cerro Valdivia. En el Cerro Barboza, las anomalías gravimétricas muestran máximos en áreas con rocas metamórficas densas, como aquellas derivadas de protolitos ígneos básicos y rocas sedimentarias inmaduras, lo que genera respuestas gravimétricas elevadas.

De manera similar, en el Cerro Valdivia, los máximos de la anomalía de Bouguer también se correlacionan con afloramientos de rocas meta ígneas máficas y ultramáficas, lo que indica un fuerte contraste de densidad respecto a las unidades meta sedimentarias menos densas. Sin embargo, en el Cerro Valdivia, la segmentación causada por el lineamiento estructural NO-SE también influye en las anomalías gravimétricas, generando discontinuidades en las propiedades geofísicas.

En el Cerro Barboza, las zonas de mínima gravedad están principalmente asociadas con áreas de intensa deformación, mientras que, en el Cerro Valdivia, la estructura geológica (lineamientos principales) parece jugar un rol más significativo en la segmentación de las anomalías gravimétricas.

9. CONCLUSIONES

El estudio del Cerro Barboza permitió actualizar el conocimiento geológico del sector, mediante una caracterización integrada que combinó técnicas de análisis geológico de campo, petrografía, fotointerpretación satelital y geofísica (gravimetría y magnetometría).

A partir de la fotointerpretación de imágenes satelitales LANDSAT 9 y ASTER TERRA, fue posible discriminar áreas con diferente respuesta espectral asociadas a composiciones litológicas contrastantes. La clasificación supervisada con el método de mínima distancia permitió delimitar tres macro clases principales que se corresponden con rocas derivadas de protolitos pelíticos, ígneos básicos y sedimentarios cuarzo-feldespáticos. La distribución espacial de estas macro clases mostró coherencia con los afloramientos reconocidos en campo. Si bien se identificaron algunas similitudes espectrales puntuales con el Cerro Valdivia, en general las respuestas espectrales difieren, lo que refuerza la complejidad litológica del área.

Se definieron cuatro unidades principales de rocas metamórficas, subdivididas en función de características composicionales, texturales y estructurales. Estas unidades comprenden Esquistos y gneises anfibólicos-granatíferos (Unidad 1), Esquistos anfibólicos-biotíticos-epidóticos (Unidad 2), Esquistos y rocas miloníticas cuarzo-feldespáticas granatíferas (Unidad 3) y Esquistos cuarzo-moscovíticos con cuarcitas epidóticas (Unidad 4). Las unidades 1 y 3, a su vez, fueron subdivididas en dos subunidades cada una, reflejando variaciones composicionales y en grado de deformación.

Desde el punto de vista estructural, se reconocieron fajas litológicas con rumbo NO-SE y buzamiento al NE, compuestas por unidades con contactos tanto transicionales como netos. El análisis de estructuras en afloramiento y en lámina delgada permitió identificar al menos cuatro fases de deformación superpuestas (D_1 a D_4). Estas incluyen el desarrollo de esquistosidad regional penetrativa (S_1), foliación gnéisica (S_2), foliación milonítica (S_3) asociada a zonas de cizalla dúctil, y estructuras frágiles a frágil-dúctiles (S_4), como fallas, pliegues chevrón y disarmónicos.

Las asociaciones minerales observadas permiten inferir que las rocas del Cerro Barboza se formaron bajo condiciones de metamorfismo tanto regional como dinámico. Las unidades 1 y 2 presentan mineralogía y texturas compatibles con un metamorfismo regional en facies de

anfíbolitas y las unidades 3a y 4 en facies de esquistos verdes. En cambio, las rocas de la subunidad 3b muestran evidencia de metamorfismo dinámico, con desarrollo de milonitas, protomilonitas, estructuras tipo S-C y texturas de recristalización dinámica, indicativas de deformación en zonas de cizalla dúctil.

Los resultados geofísicos complementaron las observaciones geológicas. Las anomalías gravimétricas mostraron máximos en sectores donde se localizan las unidades derivadas de protolitos sedimentarios inmaduros y de protolitos ígneos básicos. En contraste, los bajos gravimétricos se relacionan con zonas intensamente deformadas, como lo observado en la quebrada central. Las anomalías magnéticas también mostraron valores positivos en sectores donde dominan los minerales ferromagnesianos (anfíboles y biotita), de las unidades 1 y 2.

En todas las unidades del Cerro Barboza se ha observado que las rocas presentan evidencias de metamorfismo retrogrado debido a una disminución de la temperatura y grado metamórfico.

Finalmente, se considera relevante destacar que, si bien en el presente trabajo se abordó una caracterización estructural general del área, no fue posible determinar con precisión el movimiento de cizalla en las zonas de deformación dúctil ni realizar un análisis estructural detallado que permita definir el régimen cinemático de los eventos tectónicos registrados. Por ello, se propone como línea futura de investigación ampliar el análisis estructural a partir de estudios más detallados de microestructuras y mecanismos de deformación. Asimismo, se sugiere incorporar mediciones de susceptibilidad magnética en las distintas unidades litológicas, tal como fue planteado originalmente en el plan de trabajo, pero que no pudo llevarse a cabo debido a la falta de disponibilidad del equipo necesario.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Abbruzzi, J.M., 1994. The chemistry, Pb isotopic signature, and age of the Central Andean Precordillera Basement: implications for "flat-slab" volcanic rocks and Laurentia-Gondwana connections. Bachelor Thesis, Cornell University. 113 p. (inedito), Cornell.
- Alascio, B. 1941. Observaciones geológicas en el Cerro Valdivia. Boletín de Informaciones Petroleras ,1241:12-37, Buenos Aires.
- Amos, A. 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda (San Juan). *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 9(1), 5-38.
- Ariza, J. P., Fernández, D., Palacio B. G., Sanchez, M. y Moreno, C. 2019. Sensoramiento remoto aplicado al mapeo litológico estructural de unidades metamórficas en el Cerro Valdivia, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (4): 363-374.
- Ariza, J.P., Sánchez M. A., Weidmann, M. C. 2022. Aporte al conocimiento geofísico del Cerro Valdivia, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan. 1° Congreso Latinoamericano de ciencia, tecnología y sociedad, San Juan.
- Ariza, J.P., Weidmann, M.C., Sanchez, M.V., Gonzalez, I., Carbajal, F., Mendoza, N., y Diaz, I. 2017. Procesamiento de imágenes landsat aplicado a la caracterización estratigráfica y estructural de unidades metamórficas expuestas en el extremo norte del Cerro Valdivia, Sierras Pampeanas de San Juan. XX Congreso geológico argentino.
- Baldo, E.G., Dahlquist, J., Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Fanning, M., Ramacciotti, C., 2012. Ordovician peraluminous granites in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas of Argentina. Geotectonic implications. Congreso Geológico de España Oviedo. *Geo-Temas* 13, 569.
- Blakely, R. J. 1995. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 19:1-220, Córdoba.

- Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales v.14, p.1- 136, Buenos Aires.
- Brogioni, N. 1990. Geología y petrografía del vulcanismo Mio-Plioceno de la Provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata, 10(90), 197-214.
- Cardó, R., 1978. Estudio geológico de la quebrada Grande del Molle, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 49p. (Inédito), San Juan.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian Mobile Belt: U–Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology* 29, 703–706.
- Casquet, C., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C.W., González-Casado, J.M., Dahlquist, J.A., 2006. U-Pb SHRIMP zircon dating of Grenvillian metamorphism in Western Sierras Pampeanas (Argentina): correlation with the Arequipa Antofalla craton and constraints on the extent of the Precordillera Terrane. *Gondwana Res.* 9, 524–529.
- Castro de Machuca, B, y A. Conte-Grand, 1994. Génesis de las anfibolitas de las Sierras Pampeanas Occidentales, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2:989-994, Concepción.
- Castro de Machuca, B., 1981, Génesis de la mina de talco “Don León”, sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis)*, 4: 535-555, Buenos Aires.
- Castro de Machuca, B. 2023. Atlas de Rocas Metamórficas de la provincia de San Juan, Argentina.
- Castro, C.E., 1980. Estudio litológico de las metamorfitas calcáreas en los alrededores de la quebrada de las Piedras Pintadas, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 71p. (Inédito) San Juan.
- Cominguez, A. H., y Ramos, V. A. 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Andean Geology*, 18(1), 3-14.
- Congedo, L. 2016. Semi-automatic classification plugin. Release, 4(0.1), 29.

- Cuerda, A.J., Cingolani, C. y Schauer, O. 1988. Descripción geológica de la Hoja 21 c, San Juan. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 233 p, Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., Varela, R. y Iniguez, A. M. 1983. Secuencia salifera en el terciario de Nikisanga, Sierra Pie de Palo, Provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina*, 38, 412-20.
- Cutipa, M., Orozco, Y., Zárate, H., Gonzales, K., Casas, J., y Santos, A. 2014. Discriminación litológica utilizando imágenes Aster y Espectroscopia Térmica en el área de Chaparra–Departamento de Arequipa. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 109, 150-153.
- Dalla Salda, L. y R. Varela. 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1- 2): 68-93, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y Rapela, C. 1972. El origen de las anfibolitas del Cerro Valdivia. *Actas 5ª Congreso Geológico Argentino*, 1: 111-121, Buenos Aires.
- Dentith, M., y Mudge, S. T. 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- Escalante, A., Serralonga, A., y Llano, J. 1981. Petrografía del Cerro Barboza. Provincia de San Juan. República Argentina. VIII Congreso Geológico Argentino. San Luis. Acta IV: 935-951.
- Factor, A. y J. Milán 1949. Geología de los yacimientos minerales de la Quebrada del Gato, Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista Minera*, 20: 3-35, Buenos Aires.
- Featherstone, W. E., y Dentith, M. C. 1997. A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Computers y Geosciences*, 23(10), 1063-1070.
- Fernández Lima, J. C. 1962. Informe sobre la mina de talco de la quebrada Agua del Gato, departamento Angaco, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, informe técnico 14 (inédito), Buenos Aires.
- Fernández Noia, E. 1982. Estudio Geológico del sector superior de la quebrada La Paz y alrededores, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, San Juan, 76p. (Inédito), San Juan.
- Gad, S. y Kusky, T. 2007. ASTER spectral ratioing for lithological mapping in the Arabian–Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt. *Gondwana research*, 11(3), 326-335.

- Grant, F. S. 1973. The magnetic susceptibility mapping method for interpreting aeromagnetic surveys. *Geophysics*, 38, 1201.
- Heim, A. 1948. Observaciones Tectónicas en La Riconada, Precordillera de San Juan. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 64: 5- 38, Buenos Aires.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G. R., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., y Winester, D. 2005. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4), J25-J32.
- Hinze, W. J., von Frese, R., y Saad, A. H. 2013. *Gravity and Magnetic Exploration*.
- Hofmann-Wellenhof, B., y Geodesy, H. M. 2005. Modern views on the determination of the figure of the earth. *Physical Geodesy*, Springer. https://doi.org/10.1007/3-211-27467-7_9
- Jiménez Morales, J. L. 2023. Prospección magnetométrica aérea y teledetección con ASTER en el área Mapimí-Tlahualilo-Velardeña: un entendimiento metalogénico a las posibles fuentes magmáticas que dieron origen a la mineralización polimetálica. Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica. Repositorio IPICYT. <http://hdl.handle.net/11627/6488>
- Kane, M. F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462. <https://doi.org/10.1190/1.1439044>
- Kay, S. M., y Gordillo, C. E. 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(1), 25-44.
- Keidel, J. 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 239-368, Córdoba.
- Kittl, E. 1949. Un nuevo yacimiento de Níquel en la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista Minera XVIII*: 41-54, Buenos Aires.
- Koppen, W. 1936. Das geographische System de Klimate. *Handbuch der klimatologie*.

- LaFehr, T. R. 1991. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8), 1179-1184. <https://doi.org/10.1190/1.1443138>
- Lema, H. 1971. Geología de los cerritos, provincia de San Juan. Inédito. Trabajo de Licenciatura. U.B.A.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschbaum, A. M., y Moreno, R. S. 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2), 157-177.
- Llano, J. y Escalante, A. 1979. Petrología de las anfibolitas de la Quebrada del Gato, Sierra de Pie de Palo. *Actas II Congreso Geológico Chileno*, 3: E39- E58.
- Llano, J. y Grassi, J. 1982. Estudio Geológico del sector sur de la quebrada Seca, Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan, Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 261- 275, Buenos Aires.
- Llano, J. 1981. Geoquímica de las rocas metamórficas del Cerro Barboza, San Juan, Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 311-323, Buenos Aires.
- Longman, I. M. 1959. Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and Sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(12).
- López, M., y Solá, P. 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes-Caján, provincia de San Luis y Córdoba. In *Congreso Geológico Argentino*. No. 8, pp. 967-978.
- López-Loera, H., Macías, J., Espíndola, J., Arce, J., Layer, P., y Torres-Gaytán, E. 2020, The Santa Fe Intrusion and Other Magmatic Bodies Under the Chichón Volcano Area (Mexico): inferences from Aeromagnetic and New Petrologic Geochronologic Data. *Surveys in Geophysics*, p. 859 – 895
- Lowrie, W. 2007 *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Marín, G. y Ramos, V.A. 1987. Descripción geológica de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional (inédito) Buenos Aires.

- Mc Donough, M.R., Ramos, V.A. C.E. Isachsen, S.A. Bowring y G.I. Vujovich, 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas occidentales de San Juan: Sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 3: 340-342, Buenos Aires.
- McElhinny, M. W. 1973. Mantle plumes, palaeomagnetism and polar wandering. *Nature*, 241(5391), 523-524.
- Miranda, S. 2019. Apunte de Gravimetría y Magnetometría. *Cátedra Gravimetría y Magnetometría*. FCEFNU UNSJ.
- Morelli, C. 1974. «The international gravity standardization net 1971 (IGSN 71)». *Publ. Spec. Bull. Geod.* 4, p.
- Moritz, H. 1980. Advanced physical geodesy. *Advances in Planetary Geology*.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P.R., Vervoort, J.D., Vujovich, G.I. 2011. Structural Evolution of a Composite Middle to Lower Crustal Section: The Sierra de Pie de Palo, Northwest Argentina. *Tectonics* 30.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Nomade, S., Renne, P.R. 2007. Cambrian initiation of the Las Piriquitas thrust of the western Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 35, 443–446. <https://doi.org/10.1130/G23436A.1>.
- Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2), 362-371. <https://doi.org/10.1190/1.1439779>
- Olsen, N., Manda, M., Sabaka, T. J., Toffner-Clausen, L. y Nbom, E. 2010. «The CHAOS-3 geomagnetic field model and candidates for the 11th generation IGRF». *Earth, planets and space* 62.10, p.
- Omati, S. 1984. Estudio geológico del sector inferior de la quebrada La Paz, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 34p. (Inédito), San Juan.

- Ortiz, A. y J.J Zambrano, 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. Actas 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), 3: 59-74, Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C.M. 1998. The Famatinian Magmatic Arc in the Central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician Continental Arc on the Gondwana Margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geol. Soc. Lond, pp. 343–367.
- Passchier, C. W., y Trouw, R. A. 2005. Microtectonics. Springer Science y Business Media. *Springer Berlin Heidelberg New York*, 371.
- Pérez, P. 2018 Estudios neotectónicos y geofísicos en la zona de la falla el Tigre, San Juan, TFL, Universidad de Buenos Aires.
- Puigdomenech, H. 1980. Sucesión litológica y estructural en las rocas carbonáticas de los alrededores de la Quebrada de La Petaca, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 71 p. (inédito), San Juan.
- QGIS.org. 2023. QGIS Geographic Information System. <http://www.qgis.org>
- Ramacciotti, C.D., Baldo, E.G., Casquet, C. 2015. U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from the Neoproterozoic Difunta Correa Metasedimentary Sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina): provenance and paleogeographic implications. *Precambrian Res.* 270, 39–49.
- Ramacciotti, C.D., Casquet, C., Baldo, E.G., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Verdecchia, S.O., Rapela, C.W., Fanning, C.M. 2013. A Cambrian mixed carbonate–siliciclastic platform in SW Gondwana: evidence from the Western Sierras Pampeanas (Argentina) and implications for the early Paleozoic paleogeography of the proto-Andean margin. *Int. J. Earth Sci.* 107 (7), 2605–2625.
- Ramsay, J. G., y Huber, M. I. (1987). The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press.
- Ramos, V. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174.

- Ramos, V.A., Vujovich, G.I., Kay, S.M. y Mc Donough, M.R. 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: Pie de Palo un sistema de acreción de arcos Islándicos. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 3:343-357, Buenos Aires
- Ramos, V.A., Dallmeyer, D. y Vujovich, G. 1996. The Laurentia derived Precordillera terrane of Argentina: Constraints on the amalgamation. Geological Society of America South-Central Section, Annual Meeting, 28 (!):59, Austin.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, D., y Vujovich, G.I. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera. central Argentina. En R..l. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. The Geological Society, Special Publications, 142: 143-158, Londrcs.
- Ramos, V. A., Vujovich, G. I., Cardó, R., Pérez, L., Pelichotti, R., Godeas, M. C., y Chernicoff, C. J. 2000. Hoja Geologica 3169-IV San Juan.
- Rapela, C. P. 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction? And crustal melting. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 491.
- Rapela, C. W., Dias, G. F., Franzese, J. R., Alonso, G., y Benvenuto, A. R. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triasico-Jurasico asociado a fallas transcurrentes. *Andean Geology*, 18(2), 121-138.
- Rapela, C.; Pankhurst, R.; Casquet, C.; Dahlquist, J.; Fanning, C.; Baldo, E.; Galindo, C.; Ramacciotti, C.; Verdecchia, S.; Murra, J.; Basei, M. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: Evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 187: 259285.s.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J. 2010. The Western Sierras Pampeanas: protracted Grenville-age history (1330–1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction–accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 105–127.

- Reeves, C. 2005, Aeromagnetic Survey Principles, Practice by Interpretation. Washington (DC): Geosoft
- Regairaz, A., Suvires, G. M. y W. Simón. 1987. Síntesis Geomorfológica Regional de la provincia de San Juan. República Argentina. In Actas III, X Congreso Geológico Argentino (pp. 337-343).
- Richards, J. A., y Jia, X. 2006. Interpretation of hyperspectral image data. Remote sensing digital image analysis: An introduction, 359-388.
- Rivas Meza, T. V. 2016 Estudio de perfil gravimétrico a lo largo del eje Santa Juana - Carampangue, Cordillera de Nahuelbuta, Octava región del Bío-Bío, Chile
- Rodríguez, A. I., y Suvires, G. M. 2015. Análisis del sector sur del sistema de fallamiento tulum mediante el uso del método gravimétrico orientado al ordenamiento territorial. CONICET y Universidad Nacional de San Juan. Instituto Geofísico y Sismológico Volponi. Acta geológica lilloana 28 (Suplemento): III Jornadas de Geología de Precordillera.
- Ruiz, F., Introcaso, A., Nacif, S., Leiva, F., Gimenez, M., Martinez, P., y Laplagne, A. 2011. Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre las Sierras Pampeanas Occidentales Y la Precordillera Sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 594 - 605.
- Ruiz, F., y Introcaso, A. 2008. Variaciones de gravedad en el valle de Tulum, san juan: aportes a la caracterización sismotectónica de la región. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, GEOACTA 33, 115-121, 7.
- Salfity, J., y Gorustovich, S. 1984. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. Asociación Geológica Argentina, Revista 38(3-4) (1983):437-453.
- Sotarello, G. 1988. Geología del sector norte del Cerro Valdivia, Departamento Sarmiento, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
- Stapenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección de Geología Minería y Mineralogía. Anales 4 (3): 1-187, Buenos Aires.
- Stelzner, A. 1873. Comunicaciones al Profesor H.B. Geinitz. Neues Jahrbuch für mineralogie, Geologie und Paläeontologie, Jahrgang 1872: 193-198 y 630-636.

- Stieglitz, O. 1914. Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo. Talleres gráficos del Ministerio de agricultura.
- Strahler, A. N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Ulloa López, D. R. 2018, Introducción al análisis del espacio terrestre-Esfera, elipsoides y geoide; Tema I: fijar la posición. Curso de postgrado, Universidad de La Habana, Cuba
- Vaca, A., y Rosa, N. 1988. Petrología y estructura del frente occidental de Sierras Pampeanas en San Juan Argentina. V Congreso geológico chileno. Departamento de geología y geofísica. Universidad de Chile tomo 1.
- Varela, R. y Dalla Salda, L. 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 271-276, Buenos Aires.
- Vargas, A. 2023 Caracterización del extremo norte de la cuenca del valle de Tulum de San Juan, integrando diferentes métodos geofísicos. Departamento de geofísica y astronomía. Universidad Nacional de San Juan- Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
- Villar, L.N. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la República Argentina y su significado metalogenético. *Acta II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 3: 135-156
- Villar, L.N. 1985. Las fajas ultramáficas, tipos de ultramáficas. *Metalogenia. Actas IV Congreso Geológico Chileno*, 3: 610-633.
- Vujovich, G. I. 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 321-336, Buenos Aires.
- Vujovich, G. I., y Kay, S. M. 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 142(1), 159-179.

- Vujovich, G.I. 1992a. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo de la Sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata, 300p. (Inédito). La Plata.
- Vujovich, G.I. 1992b. Anfibolitas y metabasitas de la Loma de las Chacras, Sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. En M.K. de Brodtkorb I.Schalamuk (Eds.). Actas 1° Jornada de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 2: 491- 500, La Plata.
- Vujovich, G.I. 1993. Arcos magmáticos Islandicos en el sector occidental del terreno Pampeano. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 4:17-22, Buenos Aires.
- Vujovich, G.I. 1994a. Cerro Valdivia: meta-piroxenitas y anfibolitas, su comportamiento geoquímico. Actas 2° Jornadas de Mineralogía Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Universidad Nacional de la Plata, Instituto de Recursos Minerales, 3: 653- 662, La Plata.
- Vujovich, G.I. 1994b. The mafic Ultramafic belt of Pie de Palo Terrane, Western Argentina. Second Circum- Atlantic/Pacific Terrane Conference, Program with Abstracts: 39.
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R., 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 Res.* 7, 1041–1056.
- Zakalik, B. 1960. Estudio Minero-Económico de los yacimientos de grafito de la Sierra de Pie de palo. Provincia de San Juan. Universidad Nacional de Cuyo y Dirección Nacional de Minería. Carpeta 421-1003p (Inédito), Buenos Aires.
- Zambrano, J. J. y Suvires, G. M. 2008. Actualización en el límite entre Sierras Pampeanas occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1), 110-116.
- Zambrano, J.J. y Suvires, G.M. 2005. Aporte a la geología del Alto de Mogna, al norte de la depresión de Tulum, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(2): 425-427, Buenos Aires.

Zambrano, J.J. y Suvires, G.M. 2007. A geologic structural updating of the Tulum valley, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* (en prensa).

11. ANEXOS

11.1 Descripciones petrográficas

En este apartado se describen, a nivel macroscópico y microscópico, las muestras recolectadas en campo. Para la clasificación macroscópica, se utilizó una lupa con un aumento de 20x, lo que permitió determinar la estructura y la composición mineral reconocible a este nivel de detalle. El color de la roca se determinó siguiendo la Rock Color Chart (Munsell, 2009).

Para la descripción microscópica, se empleó un microscopio óptico de polarización Biotraza petro-calcográfico con luz transmitida, equipado con una cámara fotográfica XP607LP Biotraza, utilizada para la toma de fotomicrografías con objetivos de 10x y 4x. Esto permitió determinar la forma, el tamaño, la disposición y las relaciones mutuas entre los componentes minerales (Kilmurray y Teruggi, 1982), lo que a su vez facilitó la determinación de la textura presente en la muestra de roca.

La clasificación de estructura y textura se realizó según Kilmurray y Teruggi (1982) y Passchier y Trouw (2005).

La nomenclatura mineralógica empleada sigue las recomendaciones de la (IMA -CNMNC) International Mineralogical Association–Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (Warr, 2021).

Muestra BC-01-23: Esquisto cuarzo-feldespático granatífero

Descripción Macroscópica: Descripción Macroscópica: Roca de color gris verdoso claro (5GY 6/1), con una estructura esquistosa bien desarrollada. Está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa y micas, con la presencia de granates en menor proporción (Fig. 40a).

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfirogranoblastica, compuesta por porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 40 c) con bordes subredondeados con tamaños de hasta 0,5 mm, y, ocasionalmente, porfiroclastos euhedrales de granate de 0,2 mm (Fig. 40d). El cuarzo presenta lamelas de deformación y extinción ondulante, además evidencias de recrystalización dinámica, manifestadas en el crecimiento de subgranos en los bordes de los porfiroclastos por abultamiento (bulging), con presencia de engolfamiento y nucleación de granos más pequeños (Fig. 40b). Las plagioclasas exhiben maclas de deformación según la ley de periclino, y también presentan evidencias de recrystalización dinámica (Fig. 40c). En algunos sectores se observan porfiroclastos de cuarzo y plagioclasas con leves asimetrías sigmoides. (Fig. 40f). Estos porfiroclastos se encuentran en una matriz compuesta por dominios granoblásticos de cuarzo -feldespato y en menor proporción un dominio más fino compuesto por biotitas y moscovita de textura lepidoblástica, estas a su vez se observan en cristaloclastos con formas piciformes (Fig. 40b y e).

Entre los minerales accesorios, se observan epidotos y minerales opacos. El epidoto aparece en cristales prismáticos subhedrales y fracturados, con alto relieve y un leve pleocroísmo. La variedad predominante es zoisita-clinozoisita, caracterizada por su color azul pálido y colores de interferencia grises de primer orden. Los minerales opacos se encuentran asociados a la biotita, siguiendo los planos de esquistosidad.

Protolito	Tipo de metamorfismo	Facies
Roca Cuarzo-Feldespática	Regional	Esquistos Verdes

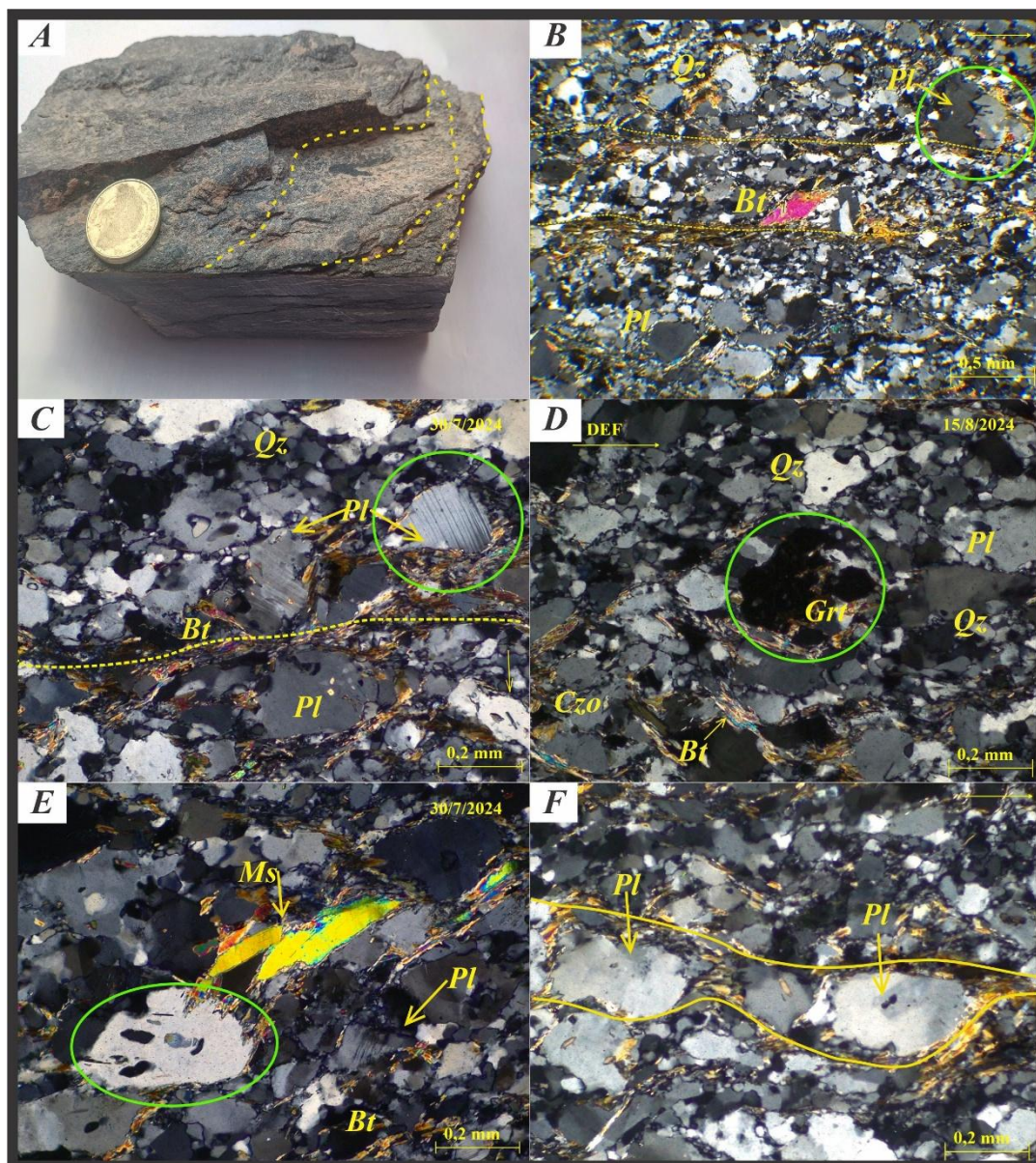


Figura 40: (A) Muestra de mano donde las líneas punteadas amarillas indican la esquistosidad. Diámetro de la moneda: 2,5 cm. (B) Fotomicrografía que muestra porfiroclastos de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) en una matriz de grano fino compuesta por cuarzo y feldespatos con textura granoblástica, y biotita (Bt) con textura lepidoblástica. En el círculo verde, se observa un porfiroblastode cuarzo con engolfamiento y nucleación de subgranos; en el centro de la imagen, biotita con morfología piciforme. (C) Planos de esquistosidad resaltados en líneas amarillas. En el círculo verde, un porfiroblastode plagioclasa con morfología sigmoide y evidencias de recrystalización dinámica en sus bordes. (D) Porfiroblastode granate (Grt) señalado en el círculo verde. (E) Biotita con morfología piciforme (círculo verde). (F) En el centro de la imagen, porfiroblastode plagioclasa con morfología levemente sigmoide, mientras que en la parte centro-izquierda se observa un porfiroblastode cuarzo con una morfología similar. Aumentos de 10X y 4X. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Qz: cuarzo, Ms: moscovita, Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Grt: granate, Czo: clinozoisita, Opl: opacos.

Muestra BC- 02-23: Esquisto Biotítico-Anfibólico- Granatífero-Epidótico.

Descripción Macroscópica: Roca de color gris oscuro (N3), de grano fino y con estructura esquistosa poco definida (Fig. 41a). Su composición mineralógica incluye plagioclasa y minerales máficos, posiblemente biotita y/o anfíboles. En menor proporción, se observan cuarzo y granate.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura porfiro-nematoblástica, compuesta principalmente por biotita, anfíboles, epidoto, plagioclasa, cuarzo y granate. Los **anfíboles** corresponden a la variedad hornblenda (Fig. 41c) y representan aproximadamente el 30% de la muestra. Se encuentran en cristaloclastos subhedrales, con formas prismáticas orientadas, exhibiendo una textura nematoblástica. Además, presentan inclusiones de apatito. La **biotita** se presenta en cristaloclastos subhedrales en secciones longitudinales, de textura lepidoblástica. Su color es castaño oscuro, aunque en algunos sectores los cristales aparecen con tonalidades verdosas, lo que indica alteración a clorita. Algunos individuos muestran fracturación y, en ciertos casos, presentan halos pleocroicos asociados a inclusiones de circón (Fig. 41b). Las **plagioclasas** aparecen en cristaloclastos subhedrales, con bordes que varían de rectos a suturados. Contienen inclusiones de epidoto, mayormente de la variedad zoisita-clinozoisita. Presentan maclas de deformación según la ley de periclino, aunque estas son poco marcadas. El **cuarzo** se encuentra en cristaloclastos anhedrales, con bordes rectos y formando agregados microcristalinos. En algunos de estos cristaloclastos se observan lamelas de deformación. Tanto el cuarzo como las plagioclasas presentan una textura granoblástica (Fig. 41d). El **granate** se observa en porfiroblastos euhedrales, con tamaños que oscilan entre 0,3 mm y 0,2 mm. Se encuentra muy fracturado y contiene inclusiones de epidoto (Fig. 41e). El **epidoto** se observa en cristaloclastos subhedrales, con formas tabulares y como inclusiones en plagioclasas. Se caracteriza por estar muy fracturado. Su tamaño varía entre 0,2 mm y 0,3 mm, y se distinguen dos variedades: zoisita-clinozoisita, en tonos azulados, y pistacita, más abundante, con colores de interferencia en tonos amarillo a violeta (Fig. 41f).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas sedimentarias Pelítica margosas	PARA-	Regional	Anfibolitas

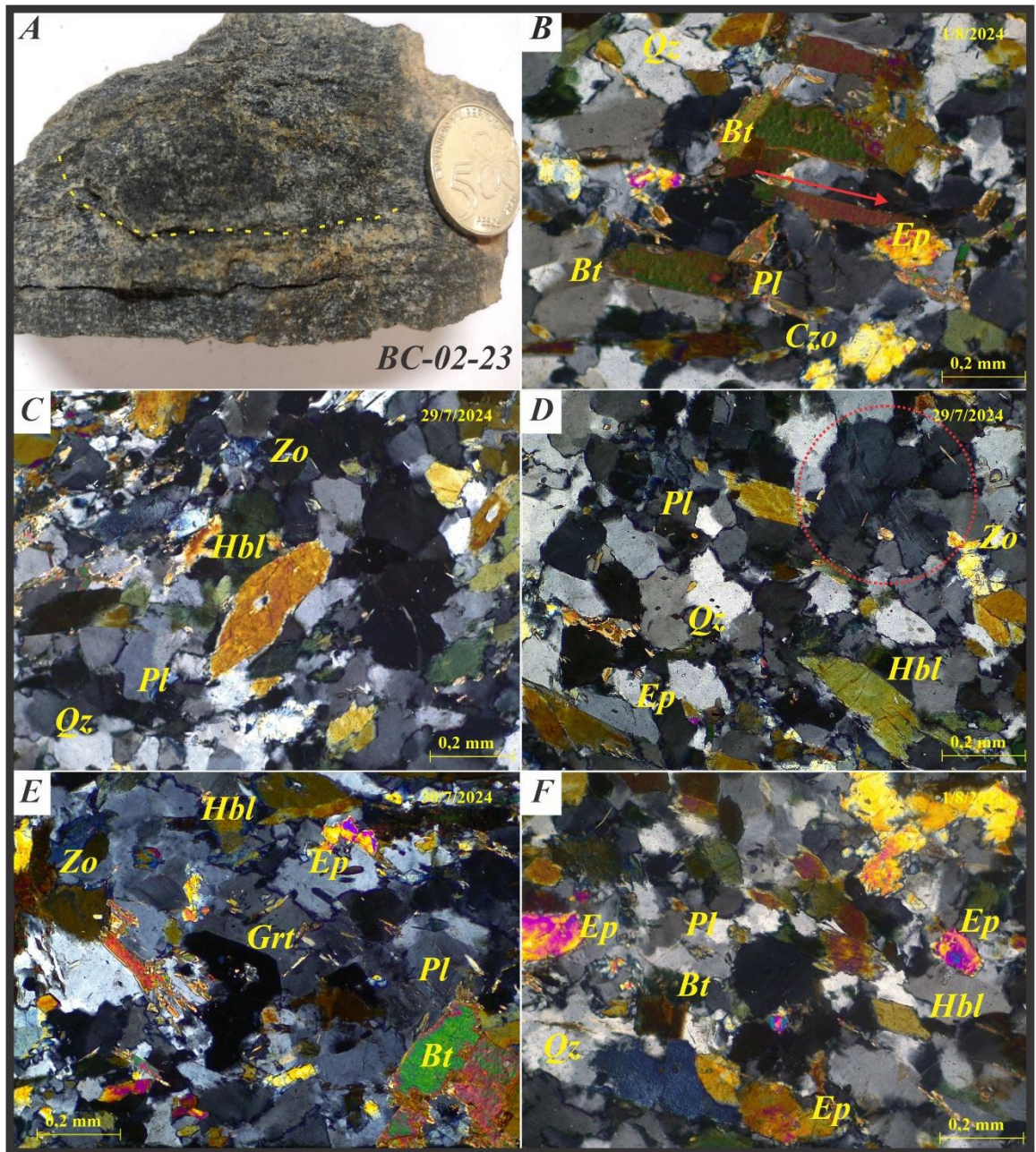


Figura 41: A: Muestra de mano donde las líneas amarillas punteadas indican planos de esquistosidad poco definidos. (B): Biotitas orientadas señaladas con flecha roja. (C): En el centro de la imagen se observa un cristaloblasto de hornblenda orientado y con inclusión de apatito. (D) Cristaloblastos de plagioclasa con bordes poligonales. En círculo rojo se muestra maclas de deformación según la ley de periclino poco desarrolladas. (E) Pórfiroblasto de granate (Grt) en el centro de la imagen, en nicols paralelos. (F) Cristaloblastos de hornblenda orientados (centro imagen). Cristaloblastos de plagioclasas con bordes suturados. Cristaloblastos de epidotos siguiendo la orientación de Hornblendas. Aumento 4X y 10X. Abreviaturas minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Grt: granate, Zo: zoisita, Czo: clinozoisita, Ep: epidoto variedad pistacita.

Muestra BC-03-23: Protomilonita de Esquisto Feldespático-Granatífero-moscovítico

Descripción Macroscópica: Roca de color gris verdoso claro (5GY 6/1), con una fábrica protomilonítica incipiente, y una posible lineación mineral dominada por cuarzo. Su composición mineralógica incluye porfiroclastos de feldespato y granate, identificables con lupa de mano, inmersos en una matriz de grano fino, posiblemente compuesta por cuarzo y micas. Además, presenta una abundante cantidad de moscovita (Fig. 42a y b).

Descripción Microscópica: En lámina delgada se observa una textura protomilonítica caracterizada por porfiroclastos de feldespato potásico, granate y plagioclasa, inmersos en una matriz inferior al %50 de cuarzo y feldespato con textura granoblástica, junto con moscovita de textura lepidoblástica. Como minerales accesorios, se identifican epidotos y titanita, además de parches de calcita. El feldespato potásico se presenta en porfiroclastos ovoides (~1,5 mm) con maclas en enrejado, fracturados y con inclusiones de cuarzo y epidoto. Las plagioclasas son subhedrales, redondeadas y de hasta 0,5 mm, presentan maclas según la ley de Carlsbad (Fig. 42 d). Tanto feldespatos como plagioclasas muestran evidencias de recristalización dinámica por bulging y fracturación. Además, se observan superficies SC en porfiroclastos de feldespato (Fig. 42c). Los granates (0,5-0,8 mm) son euhedrales, fracturados y contienen inclusiones de cuarzo y epidoto, además de colas de cuarzo (Fig. 42e). La moscovita se encuentra orientada, flexuradas y fracturadas, con formas pisiformes y evidencias de kinkeo (Fig. 42f). Los epidotos aparecen en cristales prismáticos subhedrales de color amarillo pálido, las variedades zoisita-clinozoisita Otra variedad presente es allanita, con tonos castaños y zonación; en sus bordes se observa un halo de pistacita. El cuarzo se presenta en agregados microgranulares de grano fino, con bordes poligonales, presenta extinción ondulante y lamelas de deformación (Fig. 42f).

La paragénesis mineral producto de metamorfismo dinámico es Cuarzo, moscovita y epidotos.

Protolito	Tipo de metamorfismo	Porcentaje de Matriz	Facies
Rocas Cuarzo feldespáticas	Dinámico	%30	Esquistos Verdes

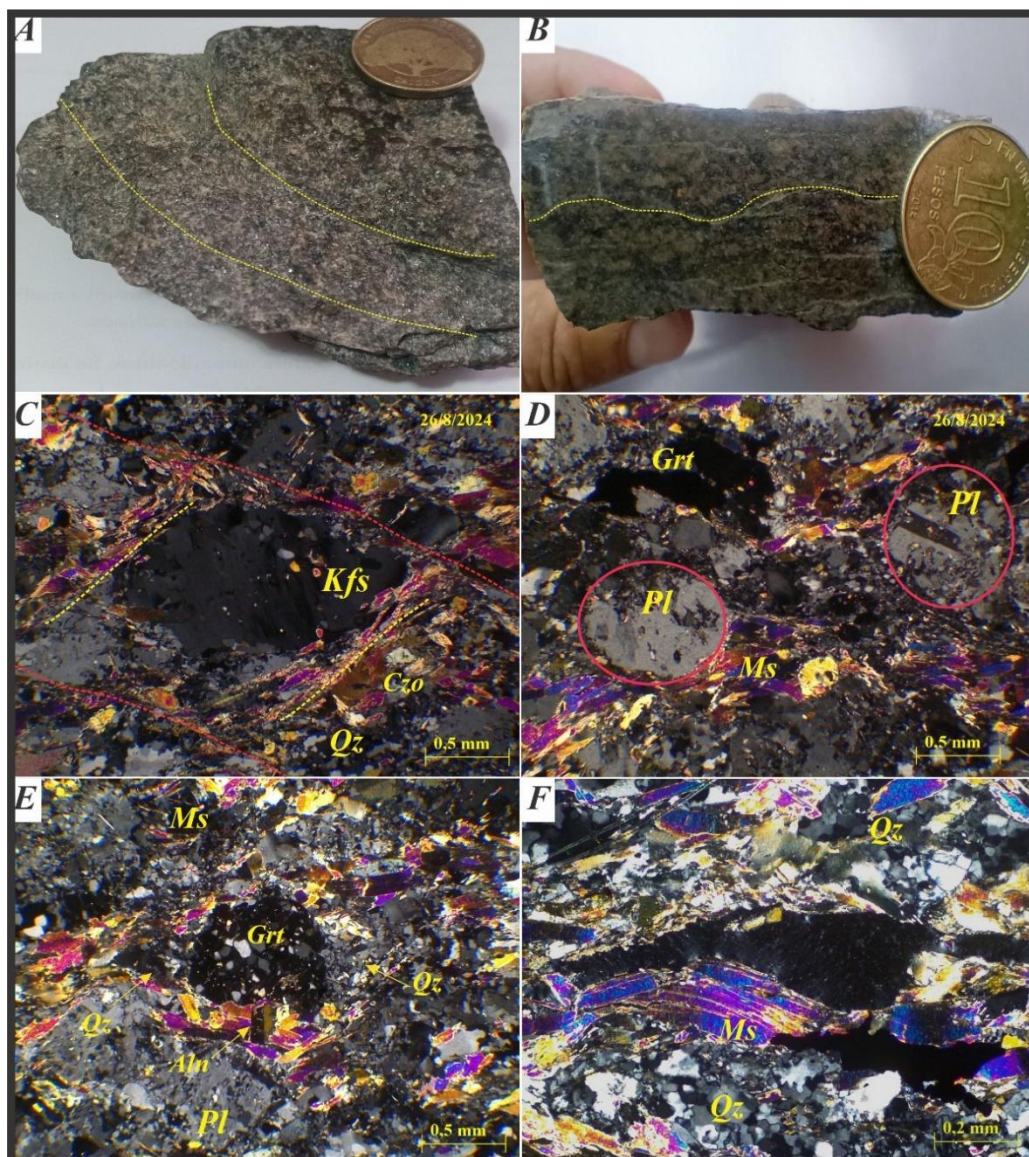


Figura 42: A y B: Muestra de mano donde se observa la esquistosidad en líneas amarillas punteadas. Además, en B se distinguen porfiroclastos de feldespato potásico y granate con lupa de mano. Diámetro de la moneda 2,5 cm
 C: En líneas rojas punteadas se indican superficies C, mientras que en líneas amarillas punteadas se muestran superficies S. Además, en el centro de la imagen se muestra un pórfiroclasto de feldespato con formas ovoides, inclusiones de cuarzo y evidencias de recristalización dinámica. D: En círculos rojos se destacan porfiroclastos de plagioclasa, uno de ellos (a la derecha) con macla de Carlsbad. También se observa recristalización de subgranos en los bordes de ambos porfiroclastos. E: En el centro de la imagen se observa un pórfiroclasto de granate con inclusiones de cuarzo y epidoto, además de colas de cuarzo en los costados. Debajo del granate se distingue un cristaloclasto de allanita con macla de Carlsbad. F: Imagen de detalle (10x) en la que, en el centro, se observa moscovita con forma pisiforme. Aumento de 4X. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Qz: Cuarzo, Ms: Moscovita, Pl: Plagioclasa, Kfs: Feldespato potásico, Grt: Granate, Czo: Clinozoisita.

Muestra BC-04-23: Esquisto Anfibólico-Biotítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: La roca presenta un color gris oscuro (N3) y una estructura planar esquistosa, con una marcada orientación de biotitas (Fig. 43a). Su composición mineralógica incluye plagioclasas, biotita y minerales máficos, con la posible presencia de anfíboles.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Nematolepidoblástica, compuesta predominantemente por anfíboles, biotita, plagioclasa, epidoto y con menor proporción de cuarzo, clorita y titanita como mineral accesorio.

Los anfíboles corresponden a hornblenda de color verde pálido, constituyendo aproximadamente el 45% de la roca. Se disponen con marcada orientación, desarrollando una textura nematoblástica (Fig. 43b y f). Contienen inclusiones de epidoto y cuarzo. La biotita aparece en secciones longitudinales con textura lepidoblástica. Presenta colores desde castaño pálido hasta verdoso, evidenciando alteración a clorita. Presentan evidencia de deformación, observándose pliegues kink y fracturas, además de inclusiones de circón con halo pleocroico (Fig. 43c y f). El epidoto se presenta en cristaloclastos subhedrales y fracturados, con pleocroísmo verde-amarillento y relieve elevado. Exhibe colores de interferencia de primer orden (gris a azul pálido). Predomina la variedad zoisita-clinozoisita, con sectores maclados y zonados, y se identifica allanita con pleocroísmo en tonos castaños oscuros (Fig. 43f). Las plagioclasas aparecen como cristaloclastos subhedrales de bordes rectos, con maclas de deformación según las leyes de Carlsbad y periclino. Se encuentran saussuritizadas, con inclusiones de epidoto como evidencia de retrometamorfismo (Fig. 43d). El cuarzo se observa en cristaloclastos anhedrales elongados, con bordes rectos, lamelas de deformación y extinción ondulante (Fig. 43a y e). La titanita se presenta en cristales euhedrales con alto relieve, sin pleocroísmo y colores de interferencia de alto orden en tonos arlequín (Fig. 43b y e).

En general, la roca exhibe una textura nemato-lepidoblástica, dominada por la disposición orientada de anfíboles y la presencia de micas con textura lepidoblástica.

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas ígneas Básicas	ORTO-	Regional	Anfibolitas

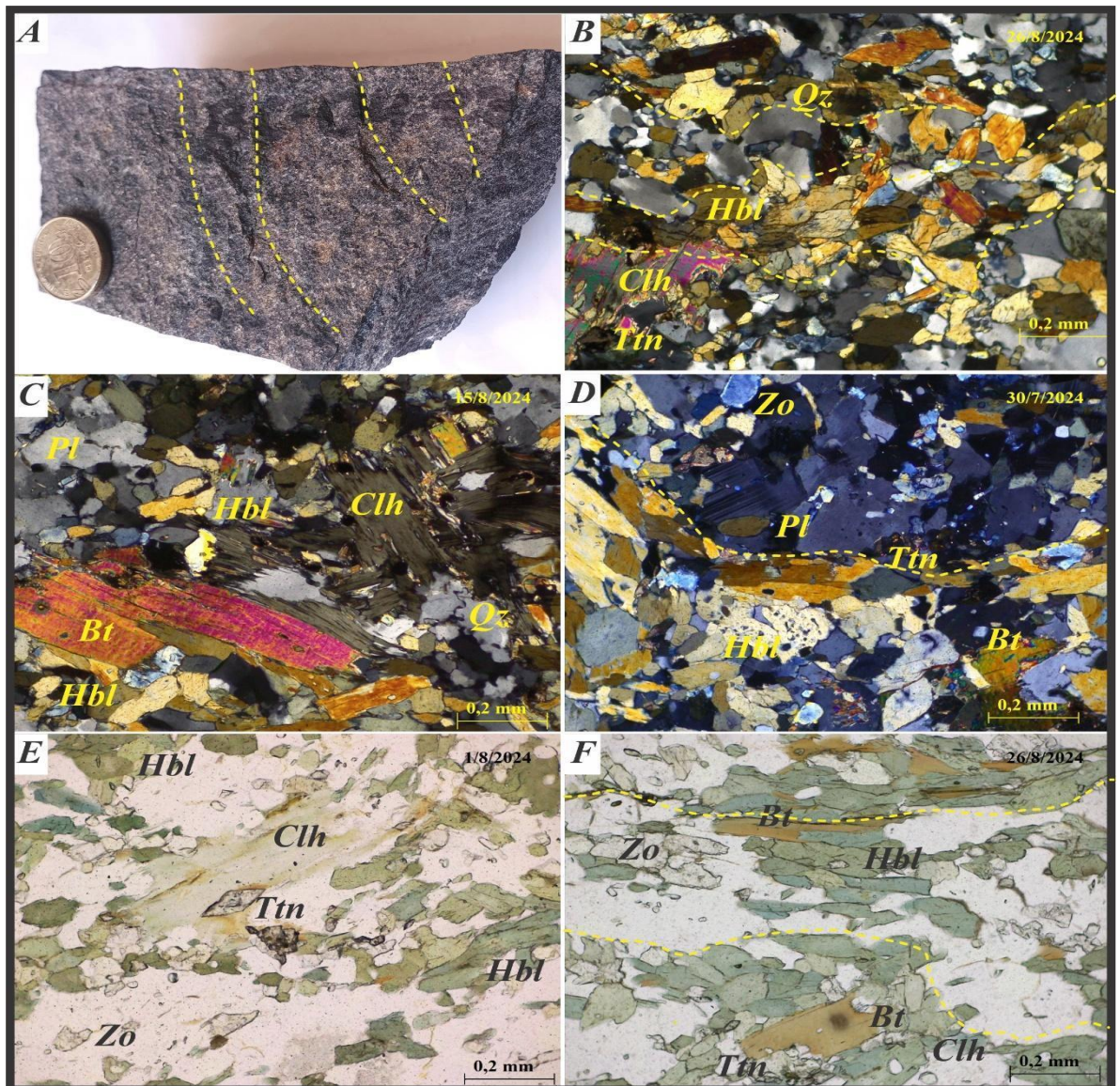


Figura 43: A: Muestra de mano donde se ve en líneas punteadas amarillas la planaridad de la roca, diámetro de la moneda: 2,5 cm. B: En línea punteadas amarillas se muestran anfíboles orientados y se infieren planos de esquistosidad. C: en la esquina inferior izquierda se muestran en color violetas biotitas levemente plegadas y con inclusiones de circones, además en el centro de la imagen se observan individuos de clorita fracturados. D: en la imagen se observan cristaloclastos de plagioclasas con abundantes inclusiones de epidotos de la variedad zoicita-clinozoicita, y en líneas punteadas amarillas se infieren los planos de esquistosidad. E Se muestra en el centro de la imagen un cristal de titanita euhedral. F: Imagen en nicoles paralelos donde se observa la orientación de los anfíboles en tonos verdes mostrando la textura general de la muestra Nemato-lepidoblástica. Aumento 10X Abreviatura de minerales según Warr (2021): Hbl: Hornblenda, Bt: Biotita, Qz: Cuarzo, Pl: Plagioclasas, Zo: Zoicita, Clh: Clorita; Ttn: Titanita.

Muestra BC-05-23: Protomilonita de Esquisto Cuarzo-Feldespático-Biotítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: Roca de color gris verdoso claro (5GY 6/1), Presenta fábrica milonítica incipiente y una leve lineación de minerales. Está compuesta por porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo, distinguibles con lupa de mano, inmersos en una matriz de grano fino (Fig. 44 a y b). Además, se observan abundantes folias de moscovita orientadas.

En lámina delgada, la roca presenta una textura protomilonítica, caracterizada por porfiroclastos de plagioclasa (<1 mm) con formas redondeadas y otros presentan formas sigmoidales (Fig. 44 c y d), muestran maclas de deformación según Carlsbad y periclino, algunos de ellos con alteración arcillosa. Se observan evidencias de recristalización dinámica, manifestada por engolfamiento y nucleación de nuevos granos en sus bordes. Además, se observan Cintas de cuarzo policristalino de grano medio, libres de deformación interna, (Fig. 44 c). En menor proporción, se observa epidoto subhedral, fracturados, con elevado relieve y pleocroísmo moderado en tonos verde-amarillentos. Predomina la variedad pistacita, caracterizada por colores de interferencia fuertes de tercer orden, aunque también se identifican variedades con colores de interferencia gris de primer orden (Fig. 44d). También se observan minerales opacos.

La matriz (<50%) está compuesta principalmente por cuarzo y feldespato de grano fino con textura granoblástica, junto con biotita de textura lepidoblástica, la cual muestra evidencias de plegamiento y fracturación (Fig. 44 f).

En la muestra se identifican evidencias de deformación, tales como superficies SC (Fig. 44 c y e)

La paragénesis mineral producto de recristalización por metamorfismo dinámico es Cuarzo biotitas y epidotos.

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Porcentaje de matriz	Facies
Rocas Cuarzo-Feldespáticas	PARA-	Dinámico	30%	Esquistos Verdes

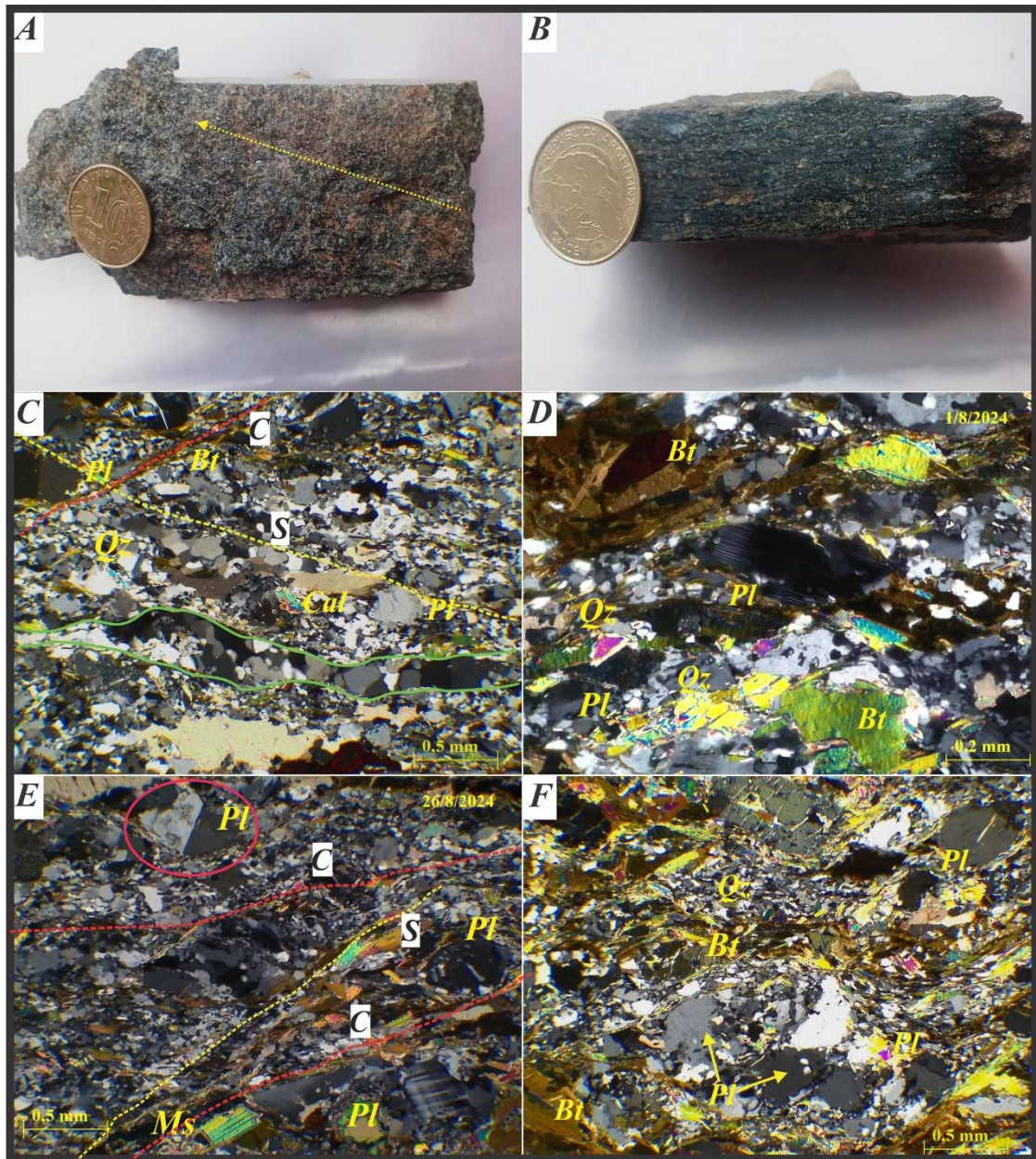


Figura 44: (A) Muestra de mano en la que las flechas amarillas indican la orientación de los minerales. La moneda tiene un diámetro de 2,5 cm. (B) Foliación incipiente intercalada con bandas milimétricas oscuras. (C) Superficies S-C indicadas con líneas punteadas rojas y amarillas; en el centro de la imagen, la recristalización de cintas de cuarzo poligonal se resalta con líneas verdes. (D) Fotomicrografía de detalle (10X) que muestra un pórfiroclasto tipo sigma de plagioclasa (centro de la imagen) con colas de cuarzo granoblástico. (E) Pórfiroclastos de plagioclasa tipo sigma alterados a arcillas y con macla de Carlsbad (indicados en círculo rojo). Superficies S-C representadas con líneas punteadas rojas y amarillas. (F) Fotomicrografía en la que se observa el escaso desarrollo de la matriz del dominio granoblástico, representada por cuarzo microgranular, y del dominio lepidoblástico, representado por biotita. Aumento: 4X. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Bt: Biotita; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Ep: Epidoto (variedad pistacita); Cal: Calcita; Opl: Minerales opacos.

Muestra BC-06-23: Esquisto cuarzo- moscovítico

Descripción Macroscópica: Roca de color amarillo grisáceo (5Y 8/4) con estructura levemente esquistosa, compuesta principalmente por cuarzo, con menor proporción de moscovita y plagioclasa (Fig. 45a).

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfiro-granoblástica constituida esencialmente por porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo en una matriz granoblástica de cuarzo y folias de moscovita. Además, se observan parches de calcita.

El cuarzo se presenta en porfiroclastos con formas subhedrales. Es incoloro, de bajo relieve y muestra colores de interferencia gris de primer orden. Se observan bordes suturados y, en algunas zonas, con disposición poligonal (Fig. 45b).

La plagioclasa se presenta en forma de porfidoblastos subhedrales con bordes subredondeados. Es incolora, de bajo relieve y exhibe maclas típicas de Carlsbad y periclino. En algunos sectores, contiene inclusiones de cuarzo y muestra una alteración incipiente a arcillas. Tanto el cuarzo como la plagioclasa presentan evidencias de recristalización dinámica, caracterizadas por engolfamiento y nucleación de nuevos granos, con formación de subgranos en los bordes (Fig. 45d).

La moscovita se presenta con textura lepidoblástica en cristales alargados en secciones longitudinales, exhibiendo exfoliación en una dirección. Es incolora, con relieve moderado y colores de interferencia de tercer orden, que varían entre amarillo, violeta y azul intenso (Fig. 45c y d).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Roca sedimentaria cuarzosa	PARA-	Regional	Esquistos verdes

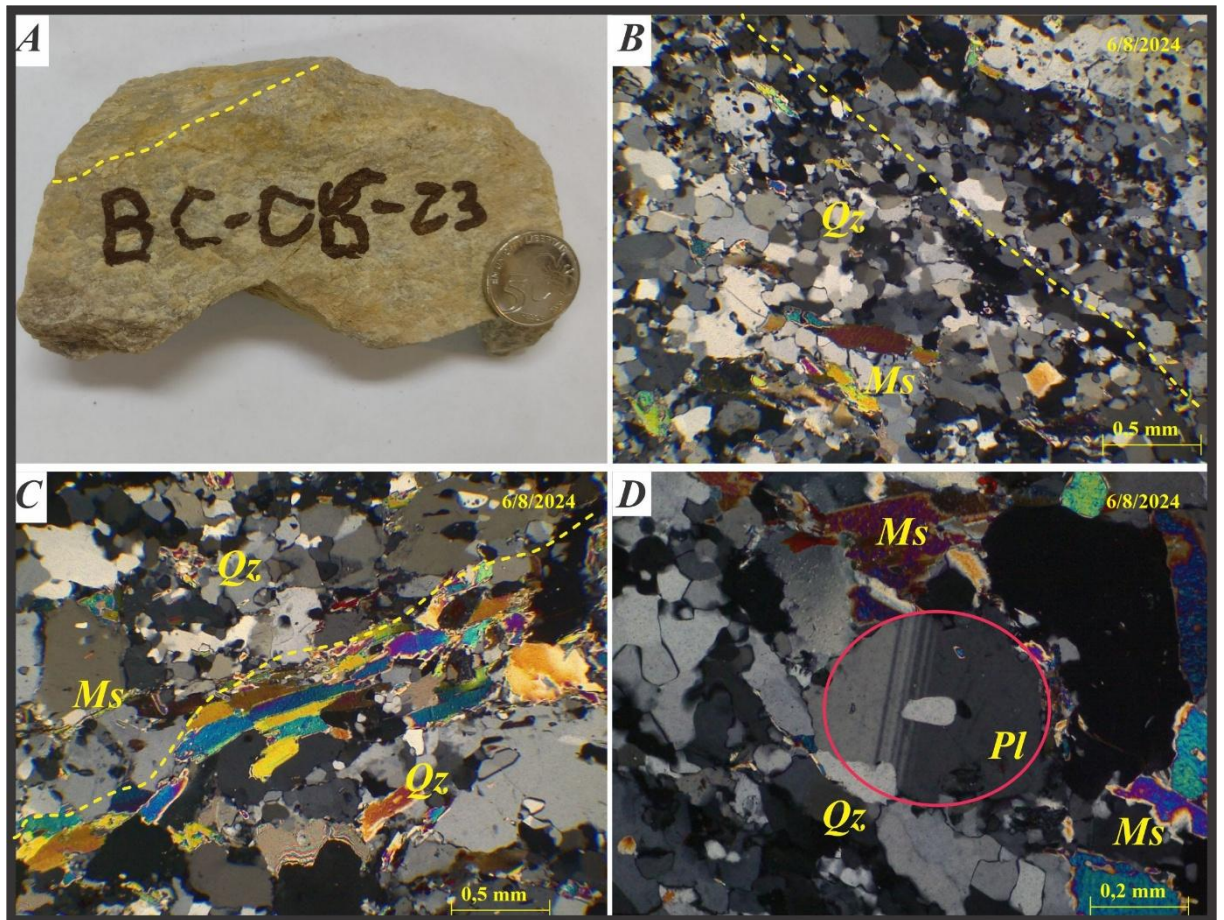


Figura 45: A: Muestra de mano donde se puede ver la fábrica levemente anisótropa (en línea amarillas punteada), diámetro de la moneda 2,5cm. B: en líneas amarillas punteadas se muestra una leve orientación de granos de cuarzo y plagioclasas. Además, se muestra bordes suturados y granoblasto de cuarzo con engolfamiento y nucleación de granos (Izquierda de la imagen). C: En el centro de la imagen se muestran cristales de moscovita orientados y poco flexurados. D: Imagen de detalle (Aumento 10 X) donde en círculo rojo se muestra pórfiroclasto de plagioclasa con maclas de carlsbad y pericline con nucleación de granos. Aumento 4X (0,5 mm). Abreviatura de minerales según Warr (2021): Qz: Cuarzo, Pl: Plagioclasas, Ms: Moscovita.

Muestra BC-07-24: Esquisto Biotítico-granatífero- anfibólico

Descripción Macroscópica: Roca de color verde oscuro (5G 3/2), con estructura levemente esquistosa. De grano medio, está compuesta por biotita, plagioclasa, cuarzo y minerales máficos. (Fig. 46a). En un sector, se identifica un pórfiroclasto de cuarzo con morfología sigmoidal (Fig. 46b).

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfirolepidoblástica compuesta por biotita, granate, anfíboles, plagioclasa y cuarzo, con epidoto como mineral accesorio.

Las **biotitas** exhiben textura lepidoblástica y se presentan en cristaloclastos alargados, con formas subhedrales y clivaje en una dirección. Muestran evidencias de deformación, como fracturas y formas de mica fish (Fig. 46c). Los **granates** aparecen en porfiroclastos de aproximadamente 2 mm, con formas euhedrales y escasas fracturas. En algunos sectores contienen inclusiones de epidoto (Fig. 46d). Los **anfíboles** corresponden a hornblenda de color verde pálido y se presentan en cristaloclastos orientados con textura nematoblástica. En sección basal, se observa su clivaje en dos direcciones (Fig. 46b). Las **plagioclasas** se presentan como cristaloclastos subhedrales, con bordes irregulares a difusos. Presentan maclas de deformación según las leyes de periclino y Carlsbad, más acentuadas en zonas de mayor deformación. En algunos pórfiroclastos se observan intercrecimientos de cuarzo (antipertita) y fracturas (Fig. 46f). El **cuarzo** se presenta en pórfiroclastos elongados, totalmente anhedrales y con bordes suturados. Muestra evidencias de deformación y recristalización dinámica, con crecimiento de subgranos en los bordes y la presencia de lamelas de deformación. También aparece en agregados microcristalinos de grano muy fino. La morfología elongada del cuarzo responde a la planaridad de la roca (Fig. 46d). Los epidotos son muy abundantes y aparecen en cristaloclastos subhedrales. La variedad predominante es zoisita-clinozoisita, con colores de interferencia de primer orden en tonos azulados a amarillos (Fig. 46c). También se encuentra presente la variedad pistacita, que exhibe colores de interferencia de tercer orden.

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas sedimentarias Pelíticas margosas	PARA-	Regional	Anfibolitas

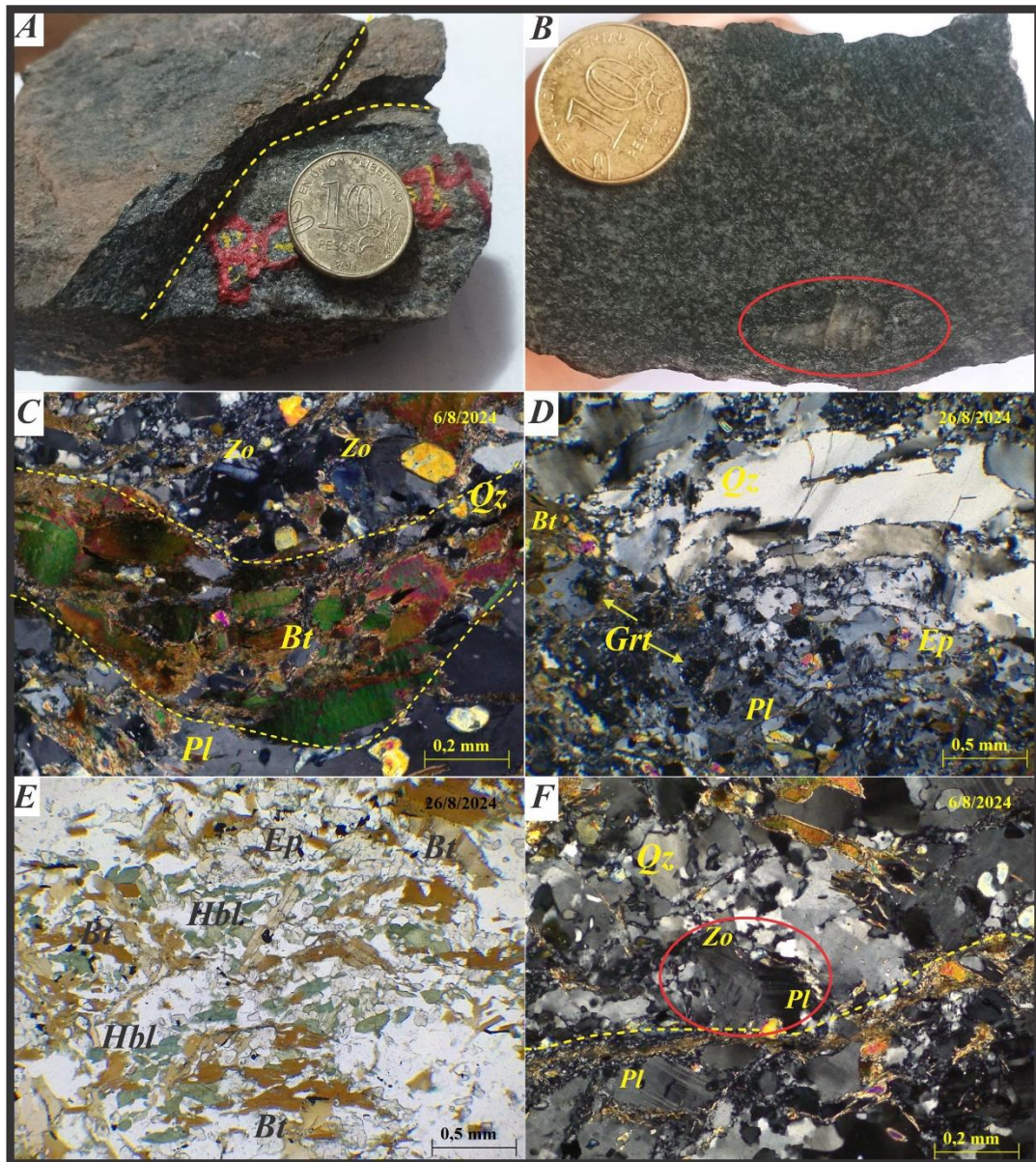


Figura 46: A: Muestra de mano en la que se observa la esquistosidad, poco desarrollada y señalada con líneas amarillas. B: Muestra de mano donde se aprecia el tamaño de grano de la roca y su leve esquistosidad. En el círculo rojo se destaca un pórfiroclasto de cuarzo de 2 cm. El diámetro de la moneda es de 2,5 cm. C: Imagen de detalle (10X) en la que las líneas amarillas punteadas resaltan la orientación de las biotitas. D: En la parte superior de la imagen, se observan pórfiroclastos elongados de cuarzo con lamelas de deformación y crecimiento de subgranos en sus bordes. En la parte inferior izquierda, se distinguen pórfiroclastos de granate euhedrales. E: Fotomicrografía en nicoles paralelos que muestra la orientación de hornblendas y biotitas. F: Imagen de detalle (10X), donde el círculo rojo resalta porfiroclastos de plagioclasa con maclas fracturadas. Las líneas punteadas indican posibles planos de esquistosidad siguiendo la orientación de biotitas. Aumento 4X. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Bt: Biotita; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Grt: Granate; Zo: Zoisita; Hbl: Hornblenda.

Muestra BC-08-24: Milonita de Esquisto Biotítico-Epidótico-Granatífero

Descripción Macroscópica: Roca de color gris verdoso claro (5GY 6/1), con fábrica milonítica y lineación mineral posiblemente de cuarzo. Está compuesta por granate, plagioclasa, cuarzo y abundante biotita, la cual muestra una cierta orientación (Fig. 47a)

Descripción microscópica: Se observa una textura milonítica compuesta por porfiroclastos de granates estos, presentan formas subhedrales, muy fracturados. La mayoría presentan colas de cuarzo e inclusiones de cuarzo y epidotos (Fig. 47d). Se han observado porfiroclastos con formas elongadas, estirados y deformados. Porfiroclastos de Plagioclasas y feldespatos potásicos, se observan subhedrales o con morfologías sigmoidales, en el caso de feldespatos potásicos. Presentan bordes difusos, con recristalización de subgranos. Presentan fracturas y están maclados según la ley de carlsbad y periclino para plagioclasas, los feldespatos potásicos muestran maclas en enrejado, pero solo en algunas zonas. El Cuarzo se observa como cintas, totalmente anhedrales mostrando deformación, estiramiento y presenta evidencias recristalización dinámica en los bordes mostrando crecimiento de subgranos. Además, presentan evidencia de deformación mostrando extinción ondulante (Fig. 47b y f). Los epidotos se presentan como cristaloclastos de secciones prismáticas con formas subhedrales, fuertemente orientados y muy fracturados. De color amarillo pálido con pleocroísmo moderado y fuerte relieve. Predominando la variedad Pistacita con colores de interferencia de segundo orden en tonos violeta a amarillo intenso (Fig. 47e). Es incoloro, de bajo relieve, con colores de interferencia gris de primer orden (Fig. 47b).

La matriz superior al %50, está formada por un dominio granoblástico de grano muy fino de cuarzo y un dominio lepidoblástico de biotita. Además, en estas se observan evidencias de deformación mostrando formas como micas fish o fracturas generando pliegues kink, con extinción ondulante (Fig. 47e). Además, presentan inclusiones de circones mostrando un halo pleocroico.

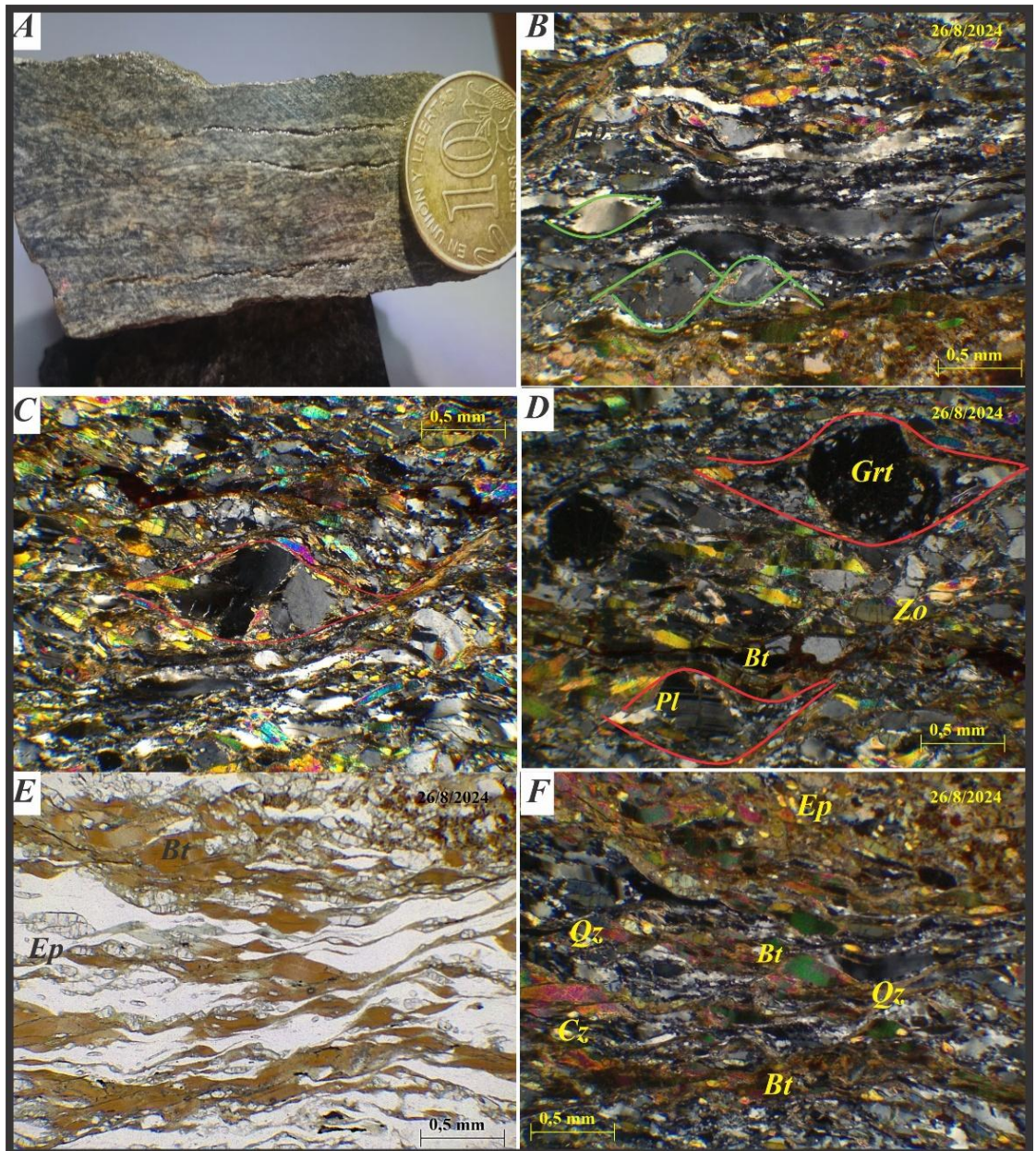


Figura 47: A: Muestra de mano donde se observa la foliación milonítica. B: Fotomicrografía donde se muestra el porcentaje de matriz (>%50) y la textura milonítica. En el centro de la imagen se observan cintas de cuarzo, con bordes de agregados microgranulares. Además, se destacan en líneas verdes estructuras de microboudinaje de cuarzo. C: En líneas rojas se muestra un pórfiroclasto de Feldespato potásico con morfología sigmoidal. D: En líneas rojas arriba derecha se muestra un pórfiroclasto de granate con inclusiones y colas de cuarzo, y abajo izquierda se muestra un pórfiroclasto de plagioclasa fracturado con maclas y colas de cuarzo. E: Fotomicrografía en NII donde se observan biotitas elongadas y orientadas, con formas de micas "fish" y biotitas plegadas, además de las inclusiones de circón. F: Misma fotomicrografía que E, NX donde se muestra la foliación milonítica. Aumento de 4X. Abreviaturas según Warr (2021): Bt: Biotita; Ep: Epidoto variedad pistacita; Zo: Epidoto variedad zoisita-clinozoisita; Grt: Granate; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa.

Muestra BC-09-24: Esquisto Anfibólico-Biotítico

Descripción Macroscópica: Roca verde oscura (5G 3/2) de grano fino, compuesta por una estructura planar esquistosa (Fig. 48a). Se observa la presencia de biotitas orientadas como y máficos los cuales podrían ser anfiboles.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Nematolepidoblástica compuesta esencialmente por anfiboles, Biotitas, Epidotos Plagioclasas, Cloritas y parches de calcita.

Anfiboles, se observan cristaloclastos con formas subhedrales ocupando más del 60% de la muestra, fuertemente orientados con textura nematoblástica. La variedad presenta es hornblenda de color verde con pleocroísmo y relieve moderado. Presenta colores de interferencia de primer orden en tonos pardo oscuro (Fig. 48b). **Biotitas**, se observan cristaloclastos en secciones longitudinales, orientadas en la misma dirección que anfiboles, pero mostrando una textura lepidoblástica. De colores castaño oscuro con pleocroísmo y relieve moderado. Además, se observan Cristaloclastos de cloritas, producto de alteración de biotitas. Estos son de color verde con leve pleocroísmo, con colores de interferencia de primer orden en tonos Gris azulados (Fig. 48c). Estas micas presentan evidencias de deformación, la más notable es el plegamiento y fracturación que se observa en biotitas y las formas de micas fish que estas presentan (Fig. 48c y e). **Plagioclasas**, se observan en cristaloclastos con formas subhedrales de bordes rectos, presentan maclas de deformación según la ley de albita y periclino, estas maclas no se observan bien marcadas, hay sectores donde se observan difusas en el individuo. Presentan colores de interferencia gris de primer orden (Fig. 48d). **Epidotos**, se observan individuos de 0,1mm aproximadamente, poco abundantes. Con formas subhedrales, en colores amarillo pálido y elevado relieve. Presentan colores de interferencia de primer orden en tonos amarillos. Por sectores se observan como inclusiones de plagioclasas o anfiboles con colores de interferencia celestes (Fig. 48c).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas Ígneas Básicas	ORTO-	Regional	Anfibolitas

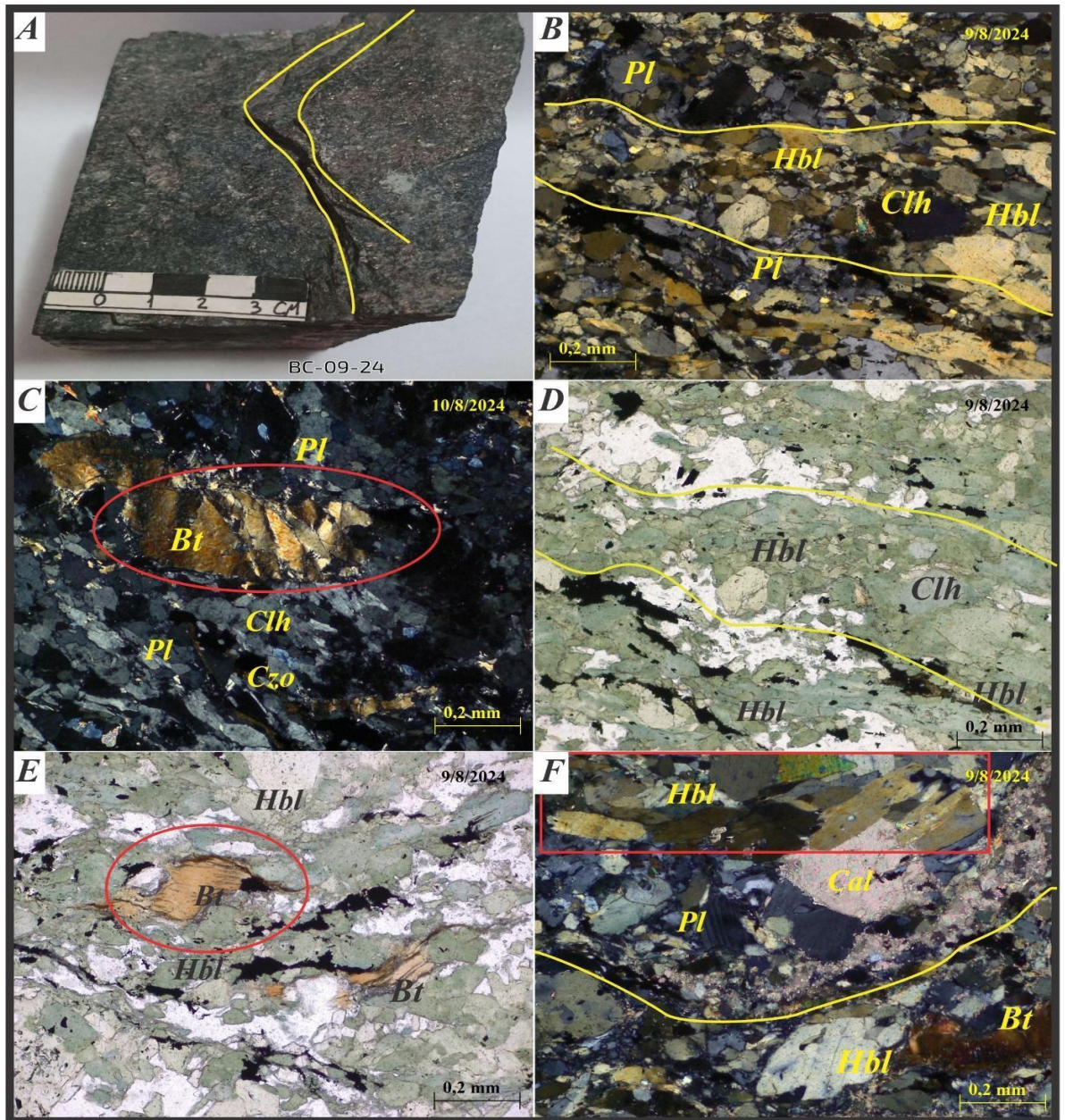


Figura 48: A; muestra de mano donde se muestra en líneas amarillas la estructura planar esquistosa. B: Fotomicrografía en NX donde se muestra la orientación de Hornblenda y la abundancia de este mineral. En líneas amarillas se señalan los planos de esquistosidad. C: en círculo rojo se señala a individuo de biotita con pliegues kink. En la parte inferior de la imagen se muestran cristoclastos de plagioclasa con alteración epidótica. D: Misma fotomicrografía que B, pero en nicoles paralelos NII. Se puede ver el color de anfíboles y su clivaje en dos direcciones (Cristoclasto centro imagen). E: Fotomicrografía en nicoles paralelos donde se puede ver en círculo rojo a un individuo de biotita con forma de mineral fish. F: En recuadro rojo se muestra la textura de anfíboles y en líneas amarillas los planos de esquistosidad rellenos por calcita. Aumento 10X. Abreviaturas según Warr (2021): Hbl: Hornblenda; Bt: Biotita; Czo: epidoto variedad Zoicita-clinozoicita; Pl: Plagioclasas; Cal: Calcita.

Muestra BC-10-24: Esquisto Cuarzo-moscovítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: Roca de color amarillo grisáceo (5Y 8/4), grano medio, con estructura levemente esquistosa, compuesta por cuarzo, moscovita y biotita mostrando una cierta orientación. (Fig. 49a).

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfiro-granoblástica compuesta por Plagioclasas, Cuarzo, Moscovitas, Biotitas y Epidotos.

Cuarzo, se presenta en granoblastos con formas subhedrales de bordes rectos. La mayoría de los individuos tienen tamaños de aproximadamente 0,2mm. **Plagioclasas**, se observan en porfiroclastos subhedrales, con inclusiones de epidoto. Presentan maclas según Carlsbad, además presentan alteración a arcillas. Son incoloras de bajo relieve. Presentan color de interferencia gris de primer orden (Fig. 49e). Tanto en cuarzo como en plagioclasas se observan pocas evidencias de recristalización dinámica, mostrando engolfamiento y nucleación de granos y recristalización de subgranos en los bordes. Además, las plagioclasas presentan deformación en sus maclas (Fig. 49c, d y e). Las **Micas**, se observan folias de moscovita y biotita, levemente orientadas mostrando una textura lepidoblástica. Por sectores se observan individuos de biotita con inclusiones de circones mostrando su halo pleocroico (Fig. 49f). **Epidotos**, se presentan en cristaloclastos con formas subhedrales muy fracturados. Son de color amarillo pálido, de elevado relieve. La variedad que predomina es pistacita con colores de interferencia de tercer orden en tonos violetas, pero también se observa la variedad Zoicita- Clinozicita con colores de interferencia de primer orden. Y la variedad allanita con colores castaño oscuro y colores de interferencia de primer orden en tonos pardos esta presenta un halo de pistacita (Fig. 49d).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas sedimentarias cuarzosa	PARA-	Regional	Esquistos Verdes

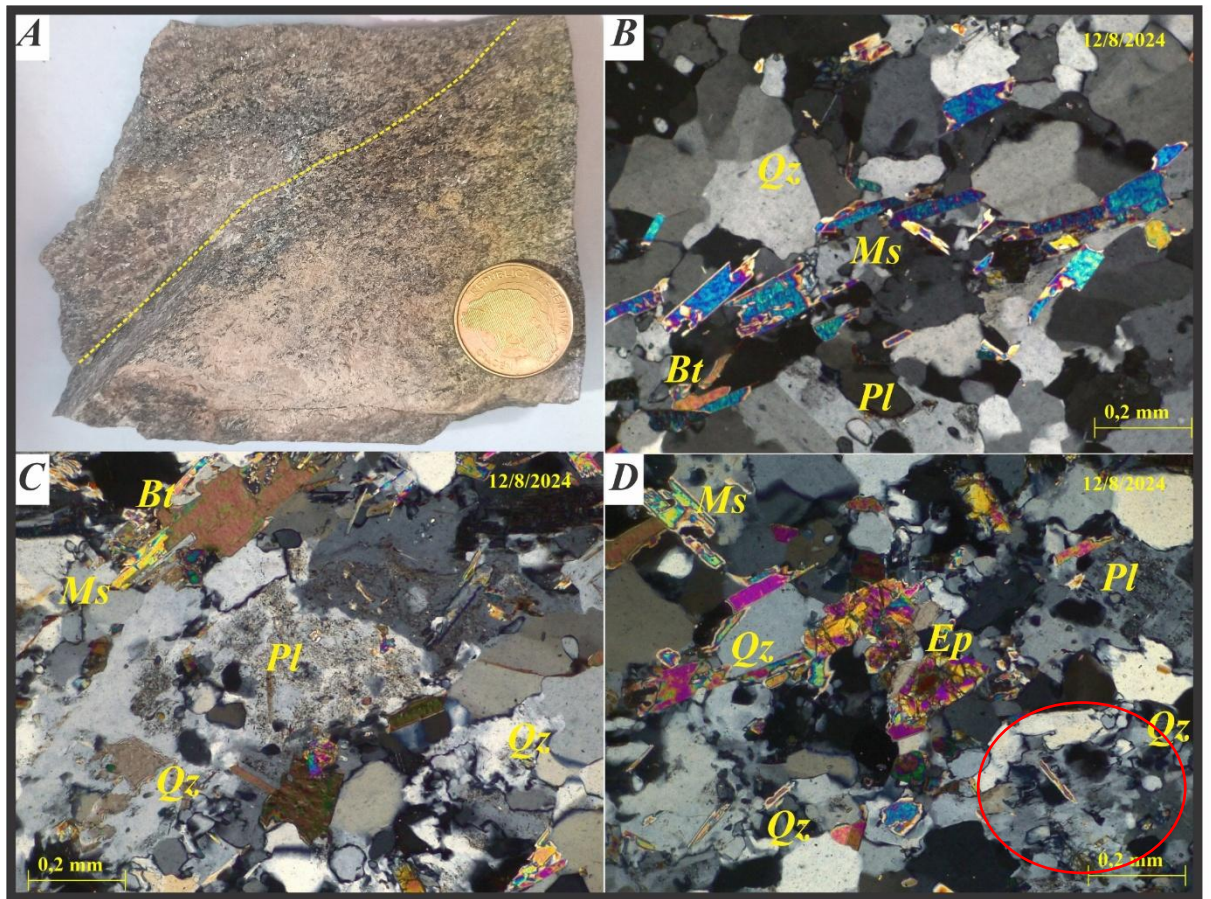


Figura 49: A: Muestra de mano donde se esquistosidad incipiente en líneas amarillas punteadas, diámetro de la moneda 2,5 cm. B: Fotomicrografía donde se puede ver folias de moscovita y biotita levemente orientadas. C: En el centro de la imagen se muestra un cristaloclasto de plagioclasa con macla de carlsbad alterándose a arcilla. En el costado derecho se observa un cristaloclasto de cuarzo con engolfamiento. D: Centro imagen se muestra a cristaloclasto de epidoto variedad pistacita. En círculo rojo se muestra a cristaloclasto de plagioclasa con maclas deformadas, nucleación de subgranos y alterada a arcillas. Aumento 10X. Abreviaciones minerales según Warr (2021): Cz: Cuarzo; Ms: Moscovita; Bt: Biotita; Ep: Epidoto variedad pistacita; Pl: Plagioclasas.

Muestra BC-11-24: Esquisto Anfibólico-Biotítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: Roca color verde oscuro (5G 3/2), con estructura planar esquistosa (Fig. 50a), de grano grueso, compuesta por minerales máficos tabulares, plagioclasa y micas orientadas.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Nematoblástica compuesta esencialmente por Anfiboles, además de biotitas, plagioclasas y cloritas como minerales esenciales, además de Titanitas y Rutilo como accesorios.

Anfiboles, se observan en cristaloclastos euhedrales en general de aproximadamente 2mm, en secciones basales mostrando su clivaje en dos direcciones y secciones longitudinales donde se observa una dirección de clivaje. De color verde con pleocroísmo y relieve moderado. Presenta elevado color de interferencia de tercer orden en tonos violetas a azules. Por sectores se observan con inclusiones de epidotos (Fig. 50b y f). **Biotitas**, se observan en cristaloclastos con formas longitudinales donde ve su clivaje en una dirección. De color castaño oscuro con pleocroísmo y relieve moderado. Presentan colores de interferencia de tercer orden en tonos violetas. Se observan con inclusiones de circones o titanita, mostrando un halo de alteración pleocroico (Fig. 50b). **Cloritas**, se observan en cristaloclastos fibrosos de secciones longitudinales, donde ve su clivaje en una dirección. De colores verde pálido con leve pleocroísmo. Presenta colores de interferencia gris de primer orden (Fig. 50e). Las **plagioclasas** se presentan en cristaloclastos con formas anhedrales. Son incoloras, de bajo relieve, y exhiben colores de interferencia gris de primer orden. La mayoría de los cristales presenta abundantes inclusiones de epidoto, lo que indica un proceso de saussuritización, evidenciando una retrogradación del metamorfismo (Fig. 50c y f).

En un sector de la muestra se observa un cristal de Rutilo, de 2mm, de color caramelo con pleocroísmo moderado y elevado relieve, este se observa maclado y fracturado, asociado a epidoto de la variedad pistacita, y a titanita en otros sectores de la muestra (Fig. 50c).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas Ígneas Básicas	ORTO-	Regional	Anfibolitas

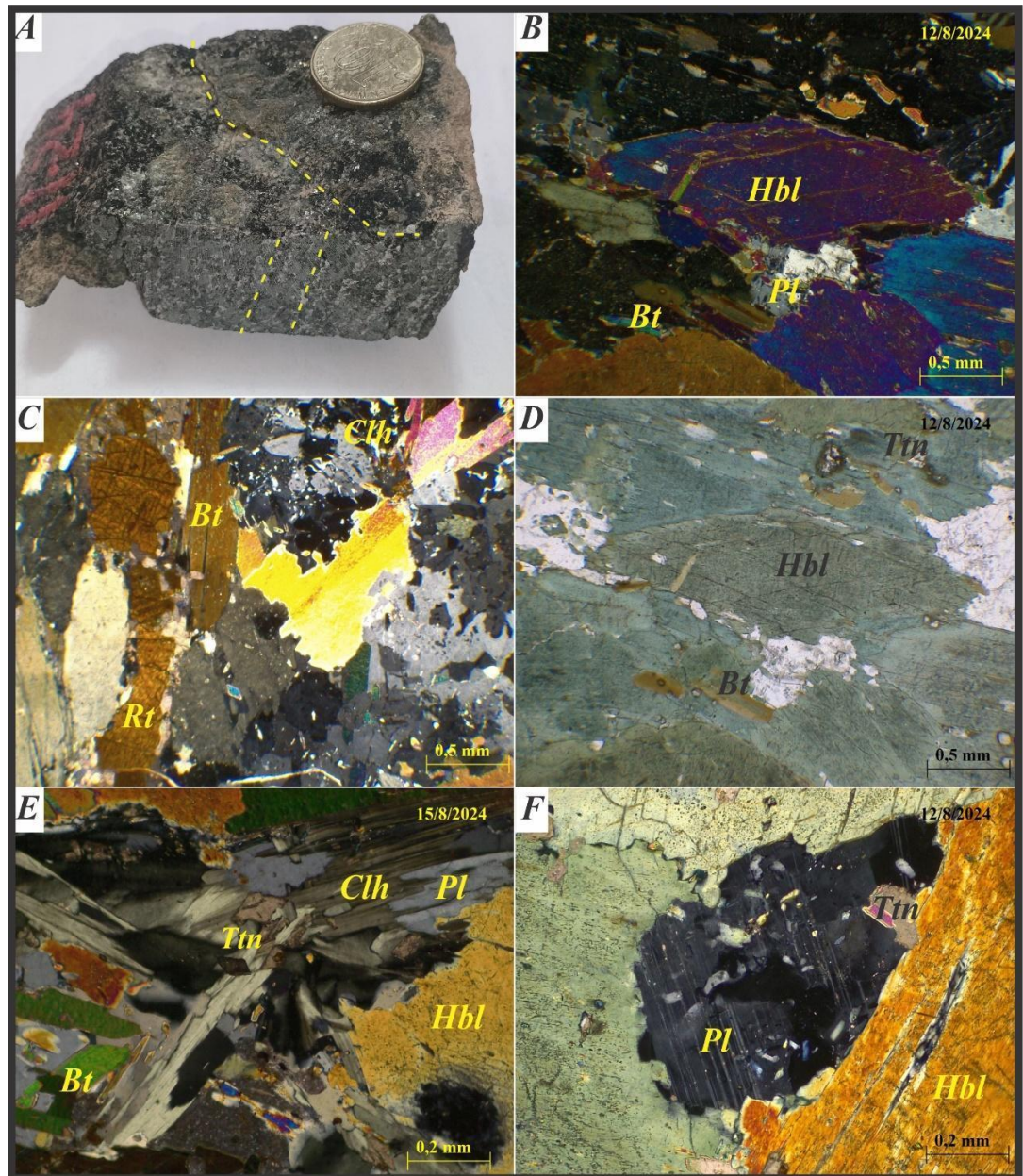


Figura 50: A Muestra de mano donde se ve la planaridad y orientación de los minerales en líneas punteadas amarillas, diámetro de la moneda 2,5cm. B: Fotomicrografía en nicols cruzados y D misma que B, pero en nicols paralelos, donde se ven cristaloclastos de Hornblenda orientados, de grano grueso, además de la textura general (Nemato-lepidoblástica). C: A la derecha se observan cristaloclastos de plagioclasa con intercrecimientos y a la izquierda se observa un cristal de rutilo de aproximadamente 2mm con halo de pistacita. E: Imagen de detalle (Aumento 10X) donde se muestra cristaloclastos de clorita de habito fibroso, fracturados con cristal de titanita en el centro. F: Imagen de detalle (Aumento 10X) donde se muestra a un cristaloclasto de plagioclasa con saussuritización y en el borde se observa un cristal de titanita. Además, en el cristaloclasto de anfíbol a la izquierda se observan inclusiones de epidotos. Aumento 4X. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Hbl: Hornblenda; Bt: Biotita; Ep: Epidoto variedad Pistacita; Pl: Plagioclasa; Clh: Clorita; Rt: Rutilo.

Muestra BC-12-24: Gneis Anfibólico-Biotítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: Roca de color verde oscuro (5G 3/2), de grano medio, con estructura foliada del tipo gnéisica (Fig. 51a). Presenta una alternancia bien definida de bandas melanocráticas, de aproximadamente 2,5 cm de espesor, compuestas por minerales máficos y plagioclasas, y bandas leucocráticas de unos 1,5 cm, constituidas principalmente por cuarzo y plagioclasas.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Nematolepidoblástica compuesta por anfíboles, biotitas, plagioclasas, cuarzo, epidotos y Cloritas.

Los **anfíboles** se presentan en cristaloclastos con formas subhedrales de menos de 0,5mm, orientados mostrando una textura nematoblástica. La variedad presente es hornblenda de color verde, con pleocroísmo y relieve moderado. Las micas presentes se observan en cristaloclastos orientados en secciones longitudinales mostrando textura lepidoblástica (Fig. 51 b). Las **Biotitas**, se observan colores castaño oscuro, por sectores se observan descoloridas, pasando a cloritas. Presentan colores de interferencia de tercer orden en tonos violetas a verdes intensos (Fig. 51d). Además, muestran evidencias de deformación debido a que se observan fracturadas y plegadas. Las cloritas se presentan en agregados de hábito laminar, con tonalidades verde pálido, pleocroísmo débil y bajo relieve. Exhiben colores de interferencia gris de primer orden. Su origen podría estar relacionado con la alteración de biotitas (Fig. 51d). **Plagioclasas**, se presentan en cristaloclastos con formas subhedrales. La mayoría de los individuos presenta saussuritización, evidencia de retrogradación del metamorfismo (Fig. 51d). El **cuarzo** se presenta en cintas, elongados. Presenta evidencias de deformación mostrando extinción ondulante (Fig. 51c), y de recristalización dinámica mostrando el crecimiento de subgranos en los bordes. **Epidotos**, la variedad que predomina es Pistacita, se presenta en cristaloclastos con formas subhedrales, fracturados, de 0,2mm. Pero también se observa como inclusión de plagioclasas la variedad zoisita, de color azul pálido con leve pleocroísmo y elevado relieve. (Fig. 51b).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas sedimentarias Pelíticas Margosas	PARA-	Regional	Anfibolitas

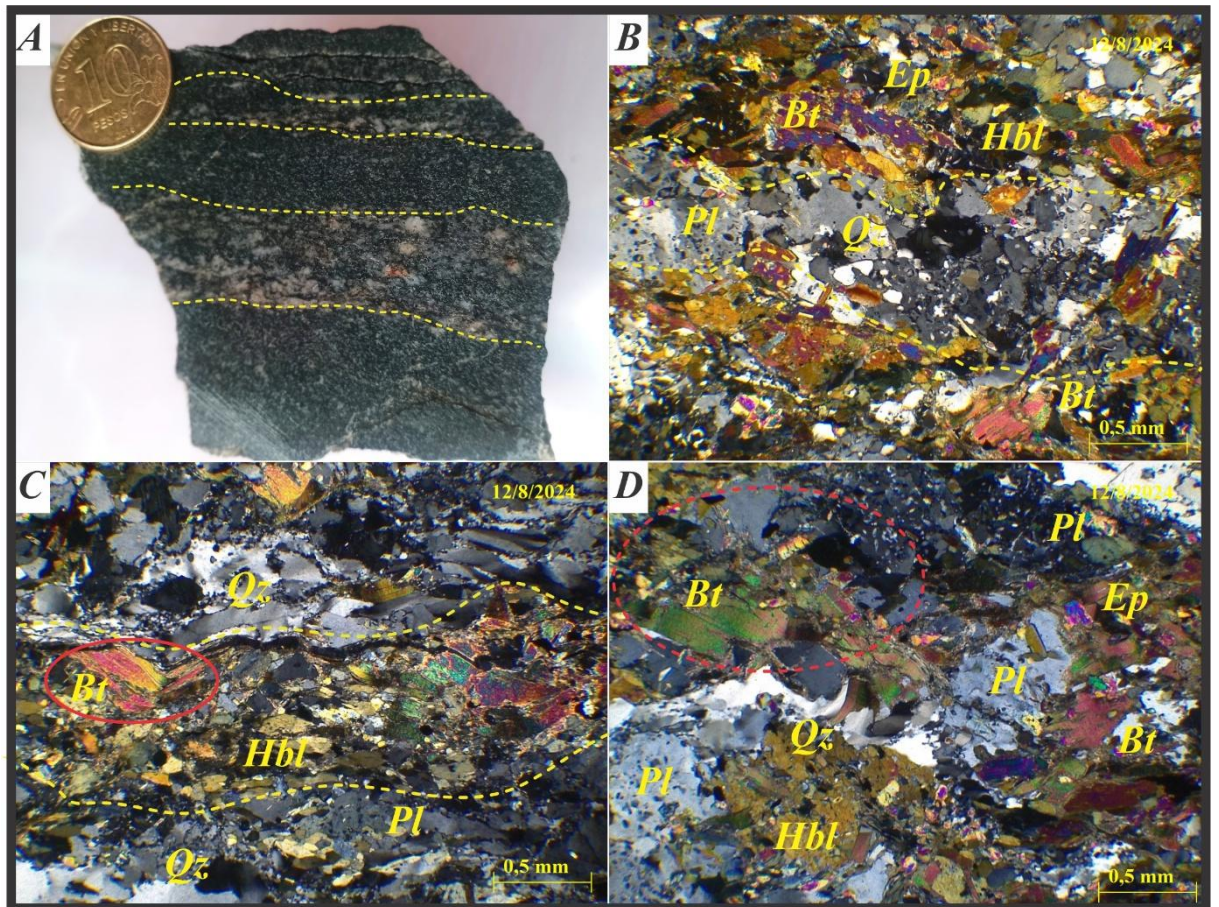


Figura 51: A Muestra de mano donde se puede ver la foliación y la alternancia de minerales félsicos y máficos en líneas amarillas punteadas, largo de lupa 3,5 cm. B: Se muestra la composición mineral de la foliación, separada por líneas amarillas punteadas. Además, se puede ver la orientación de biotitas y anfíboles. C: Parte superior se muestra a cuarzo con formas elongadas y recristalización de subgranos en los bordes. En líneas punteadas amarillas se separan las bandas de composición máficas, donde se puede ver en el costado izquierdo un individuo de biotita con pliegues kink, de las bandas félsicas compuestas por cuarzo y plagioclasas. D: Fotomicrografía donde se observa Cristaloclastos de plagioclasas con saussuritización. Además, en círculo rojo se observan biotitas plegadas. Aumento 4X donde se puede ver la textura (Nemato-lepidoblástica) y la composición mineral. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Hbl: Hornblenda; Bt: Biotita; Ep: Epidoto variedad Pistacita; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Clh: Clorita.

Muestra BC-13-24: Esquisto Cuarzo-Feldespático-Biotítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: Roca de color gris verdoso claro (5GY 6/1), de grano grueso, presenta una estructura esquistosa bien desarrollada. Está compuesta por porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, inmersos en una matriz de grano medio formada por cuarzo y biotita. Esta última se observa con una fuerte orientación (Fig. 52 a).

Descripción microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfiro-granoblástica, compuesta por porfiroclastos de feldespato potásico con bordes subredondeados, que presentan maclas típicas en enrejado, concentradas en zonas de deformación. Algunos granos se encuentran fracturados (Fig. 52b). Las plagioclasas también forman porfiroclastos subhedrales con bordes subredondeados, incluyendo inclusiones de epidoto y cuarzo. Se identifican maclas según las leyes de Carlsbad y periclino, las cuales están deformadas. Además, se observan intercrecimientos entre plagioclasas y feldespatos potásicos, formando antiperititas. Algunos porfiroclastos muestran evidencias de alteración a minerales arcillosos (Fig. 52c). Tanto en feldespatos potásicos como en plagioclasas presentan recristalización dinámica, evidenciada por el desarrollo de subgranos en los bordes de los cristales.

La matriz está compuesta por un agregado microgranular de cuarzo con textura granoblástica, y en menor proporción biotita orientada, que presenta textura lepidoblástica. En algunos casos, la biotita se encuentra descolorida y contiene inclusiones de circón con halos pleocroicos. Además, exhibe evidencias de cizallamiento, mostrando formas de mineral fish (Fig. 52d).

Se identifican minerales del grupo del epidoto como accesorios, incluyendo las variedades pistacita y allanita. Estos se presentan como cristaloclastos subhedrales, de elevado relieve y, en su mayoría, pleocroicos, con tonos que varían del amarillo al verde pálido. La allanita se distingue por su color castaño y pleocroísmo en dichas tonalidades. Se presenta en forma de cristales subidiomorfos, de hábito irregular, con zonación concéntrica bien definida, y en ocasiones con halos de alteración compuestos por pistacita, lo que sugiere procesos de retrogradación (Fig. 52b y c).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas cuarzo-feldespáticas	PARA-	Regional	Esquistos verdes

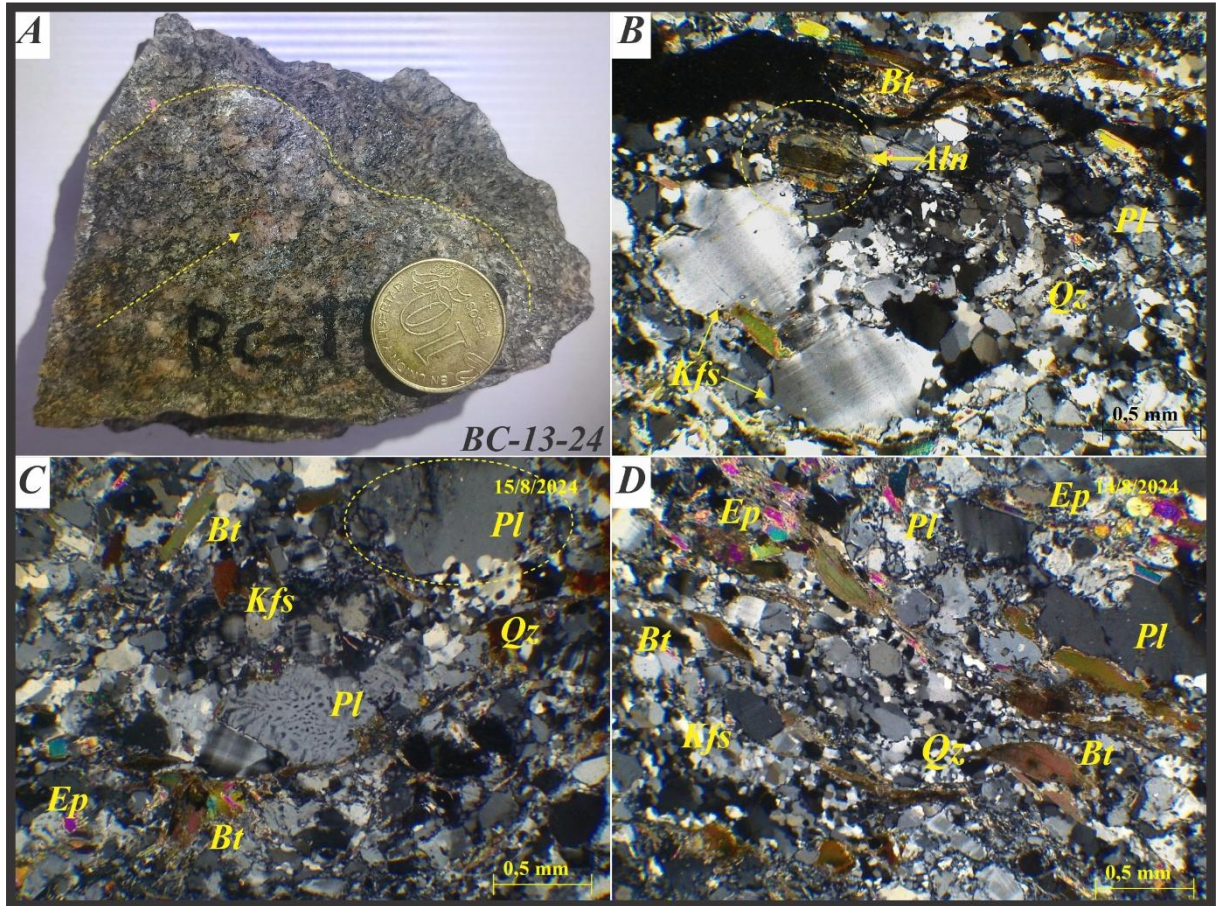


Figura 52: A Muestra de mano donde se puede ver la esquistosidad en líneas amarillas punteadas. Con una flecha amarilla se señala la orientación de biotitas. Diámetro de la moneda 2,5 cm. B: En el costado izquierdo se puede ver un pórfiroclasto de feldespato potásico fracturado, y en centro de la imagen se observan agregados microgranulares de cuarzo y folias de biotita. Además, en círculo amarillo se observa un cristal de epidoto de la variedad allanita subidiomorfo, zonado y con halo de pistacita. C: En el centro de la imagen se observa un pórfiroclasto de plagioclasa con intercrecimientos, además en círculo amarillo se observa un pórfiroclasto de plagioclasa con alteración argílica. D: De la esquina superior izquierda a la esquina inferior derecha se observan individuos de biotitas orientados y con formas de mineral fish, algunos presentan inclusiones de circones. Aumento 4x. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Qz: Cuarzo; Fds: Feldespato Potásico; Bt: Biotita; Ep: Epidoto variedad Pistacita; Aln: Epidoto variedad Allanita; Pl: Plagioclasa; Ms: Moscovita.

Muestra BC-14-24: Esquisto Anfibólico Biotítico-Epidótico

Descripción Macroscópica: Roca verde oscura (5G 3/2) con estructura planar esquistosa incipiente, con orientación de micas y minerales tabulares (Fig. 53a). La roca es de grano fino, compuesta por biotita, plagioclasas y minerales máficos tabulares.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Nematolepidoblástica compuesta por anfíboles, biotita, cloritas, epidotos, plagioclasas y cuarzo como minerales esenciales. Además, se observan cristales de titanita.

Anfíboles, ocupan un 70% de la muestra, se observan cristaloclastos mayormente euhedrales en secciones basales. Se encuentran orientados mostrando una textura nematoblástica (Fig. 53 b y c). La variedad presente es hornblenda de color verde pálido con leve pleocroísmo y relieve moderado. Los colores de interferencia son de segundo orden en tonalidades amarillas a castaño oscuro. Presentan abundantes inclusiones de epidotos de la variedad zoisita. **Biotita**, se observan cristaloclastos subhedrales, de secciones longitudinales, orientadas mostrando una textura lepidoblástica (Fig. 53e). Son de color castaño oscuro con leve pleocroísmo y relieve moderado. Los colores de interferencia son de tercer orden en tonos verdes a violetas. Por sectores se observan con inclusiones de circones mostrando un halo pleocroico. **Plagioclasas**, se observan en cristaloclastos de formas anhedrales, poco abundantes. Son incoloras de bajo relieve. Presentan colores de interferencia gris de primer orden. Están macladas según la ley de periclino, estas maclas no abarcan todo el cristal, solo una porción donde se supone mayor deformación. Además, estas presentan saussuritización caracterizada por abundantes inclusiones de epidotos de la variedad zoisita (Fig. 53f). **Cuarzo**, se observa en cristaloclastos anhedrales elongados, con bordes suturados. Estos presentan lamelas de deformación y crecimiento de subgranos en sus bordes. Es incoloro de bajo relieve. Presenta colores de interferencia gris de primer orden (Fig. 53b).

Epidotos, se presentan en cristaloclastos subhedrales con tamaños menores a 0,2mm, de relieve muy elevado. La variedad que predomina es Pistacita, mostrando colores de interferencia de tercer orden en tonos violetas (Fig. 53d).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas ígneas básicas	ORTO-	Regional	Anfibolita

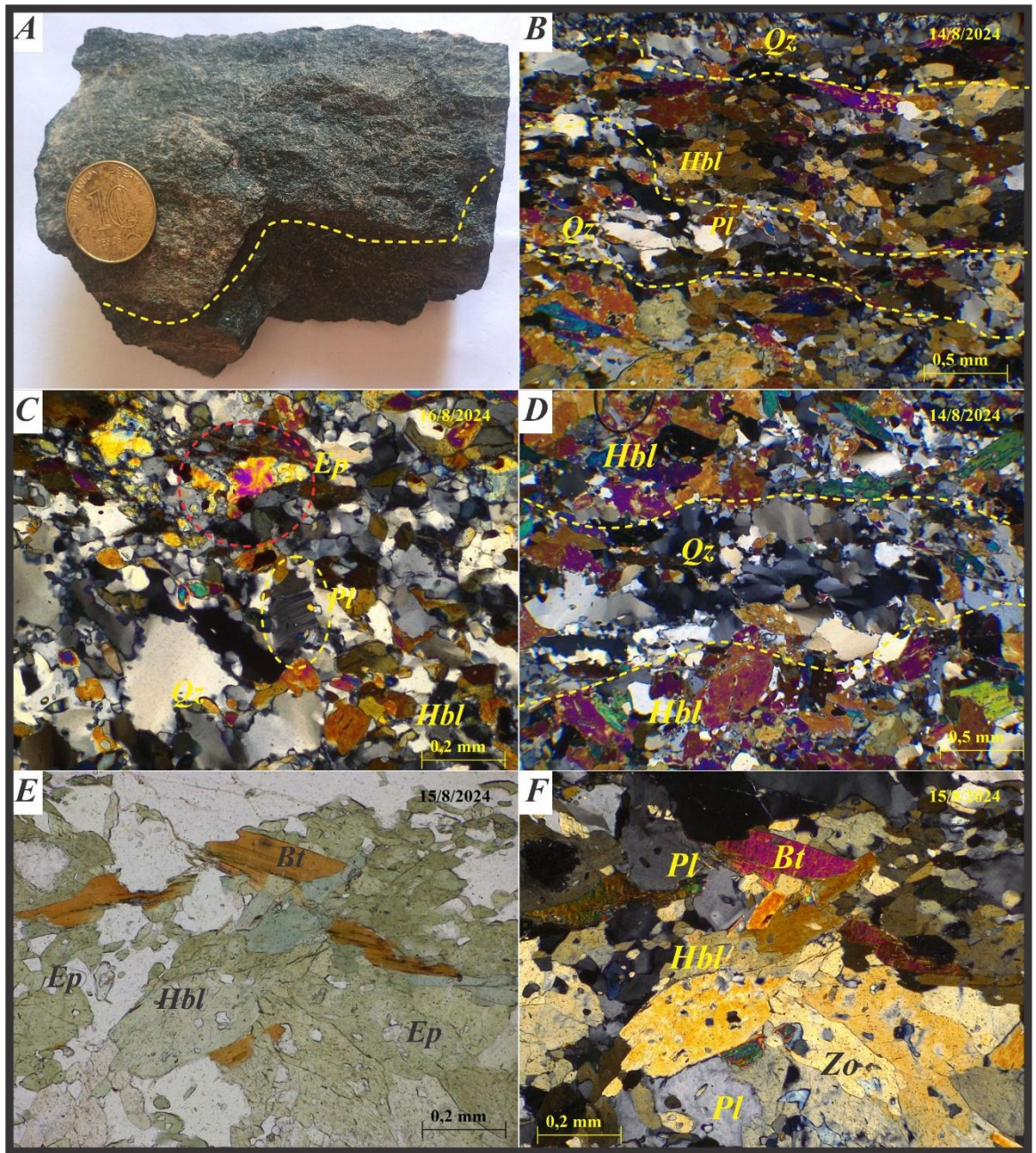


Figura 53: A Muestra de mano donde se ve la esquistosidad incipiente en líneas amarillas, diámetro de moneda 2,5 cm. B: Fotomicrografía en NX donde se muestra la orientación de anfíboles. Además, en líneas amarillas se muestran los planos de esquistosidad. C: Fotomicrografía de detalle (10X) donde en círculo rojo se muestran cristaloclastos de epidoto de la variedad pistacita y en círculo amarillo, cristaloclastos de plagioclasa maclada según la ley de periclino. D: Centro de la imagen se muestran cristaloclastos de cuarzo elongados con extinción ondulante y recristalización dinámica en sus bordes. E: Fotomicrografía de detalle (10X en NII) y F: Misma fotomicrografía en nicols cruzados (NX) donde se muestran anfíboles y plagioclasas con inclusiones de epidotos y arriba biotita orientada y con inclusiones de circón. Aumento 4X. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Hbl: Hornblenda; Bt: Biotita; Ep: Pistacita; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa.

Muestra BC-15-24: Cuarzita

Descripción Macroscópica: Roca color amarillo grisáceo (5Y 8/4), con fábrica isótropa, de grano grueso, compuesta por cuarzo, moscovita y plagioclasas (Fig. 54a).

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfiro-granoblástica compuesta por porfiroclastos de plagioclasas y cuarzo en una matriz granoblástica de cuarzo, en menor medida se observan moscovitas y epidotos

Los porfiroclastos de **cuarzo** son subhedrales con tamaños que varían de 0,5 a 0,3mm. Presentan inclusiones de epidotos (Fig. 54b). **Plagioclasas**, los porfiroclastos son anhedrales, con formas sub redondeadas, de bordes difusos, con inclusiones de epidotos y cuarzo. Se observan maclas según Periclino y carlsbad, además, están alteradas a arcillas (Fig. 54d). **Moscovitas**, se encuentran en cristaloclastos en secciones longitudinales exhibiendo su clivaje en una dirección. Son incoloras, de relieve moderado, presentan colores de interferencia de tercer orden en tonos violeta a amarillos intensos. Se encuentran levemente orientadas (Fig. 54c). **Epidotos**, La variedad que predomina es Zoicita-Clinozoicita. Esta se presenta en cristaloclastos prismáticos, fracturados. Incoloros a levemente coloreados de moderado pleocroísmo en tonalidades amarillas a verdosas y elevado relieve. Presenta colores de interferencia azul de primer orden (Fig. 54c).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Roca sedimentaria cuarzosa	PARA-	Regional	Esquistos verdes

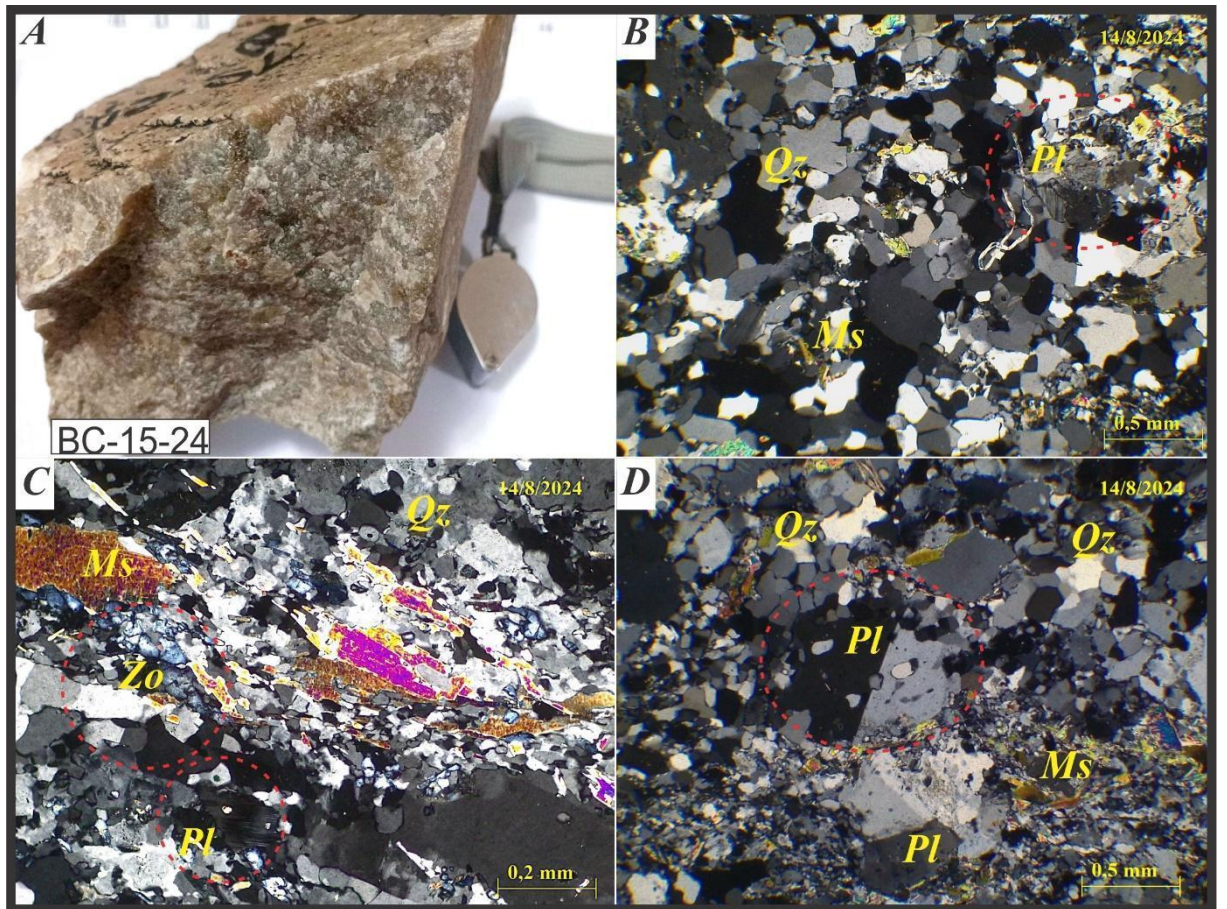


Figura 54: A Muestra de mano donde se puede ver la estructura isótropa, largo de lupa 3,5 cm. B: se muestra a cuarzo y plagioclasas con textura granoblástica y por sectores se observan folias de moscovita. En círculo rojo se observa un granoblasto de plagioclasa alterado a arcillas. C: Fotomicrografía de detalle (Aumento 10X 0,2mm) donde se observa la orientación de moscovitas y en el círculo rojo de la izquierda se observa a cristaloclastos de epidotos de la variedad zoisita. D: En círculo rojo se muestra a porfiroblastode plagioclasa con macla de carlsbad con inclusiones de cuarzo. Aumento 4X (0,5mm). Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Ms: Moscovita; Czo: Epidoto variedad Clinozoisita.

Muestra BC-16-24: Protomilonita de Esquisto Cuarzo- Micáceo-Granatífero

Descripción Macroscópica: Roca de color gris verdoso claro (5GY 6/1), de grano medio, que presenta una foliación milonítica incipiente. Está compuesta por porfiroclastos de granate, y una lineación mineral definida por cuarzo y abundante moscovita (Fig. 55a).

Descripción microscópica: En lámina delgada la roca presenta una textura de protomilonita incipiente, compuesta por porfiroclastos de granate y plagioclasa, inmersos en una matriz inferior al %50 de dominios granoblásticos de cuarzo y micas (biotita y moscovitas) orientadas (Fig. 55 d y e) con textura lepidoblástica. Las micas a su vez muestran evidencias de deformación mostrando pliegues kink y formas de mineral fish.

Los Granates, se presentan en porfidoblastos euhedrales a subhedrales algunos levemente deformados con formas sigmoidales, de aproximadamente 0,5mm con inclusiones de cuarzo y epidotos. Algunos pórfiroclastos presentan textura bola de nieve debido a la abundancia de inclusiones y la disposición que estas presentan. Están fracturados, y se observan con colas de moscovita (Fig. 55e)

Plagioclasas, se observan en pórfiroclastos con formas ovoides o sigmoidales muy fracturados y con recristalización de subgranos en sus bordes (Fig. 55 c), presentan inclusiones de cuarzo y epidotos. Son incoloras de bajo relieve. Presentan colores de interferencia gris de primer orden.

Epidotos, no son muy abundantes, se observan mayormente como inclusiones de plagioclasas y cuarzo. Son incoloros a débilmente coloreados, de relieve elevado. Presentan colores de interferencia gris de primer orden ya que la variedad que predomina es Zoisita-Clinzoisita (Fig. 55c).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Porcentaje de Matriz	Facies
Rocas sedimentarias cuarzo-feldespáticas	PARA-	Dinámico	40%	Anfibolitas

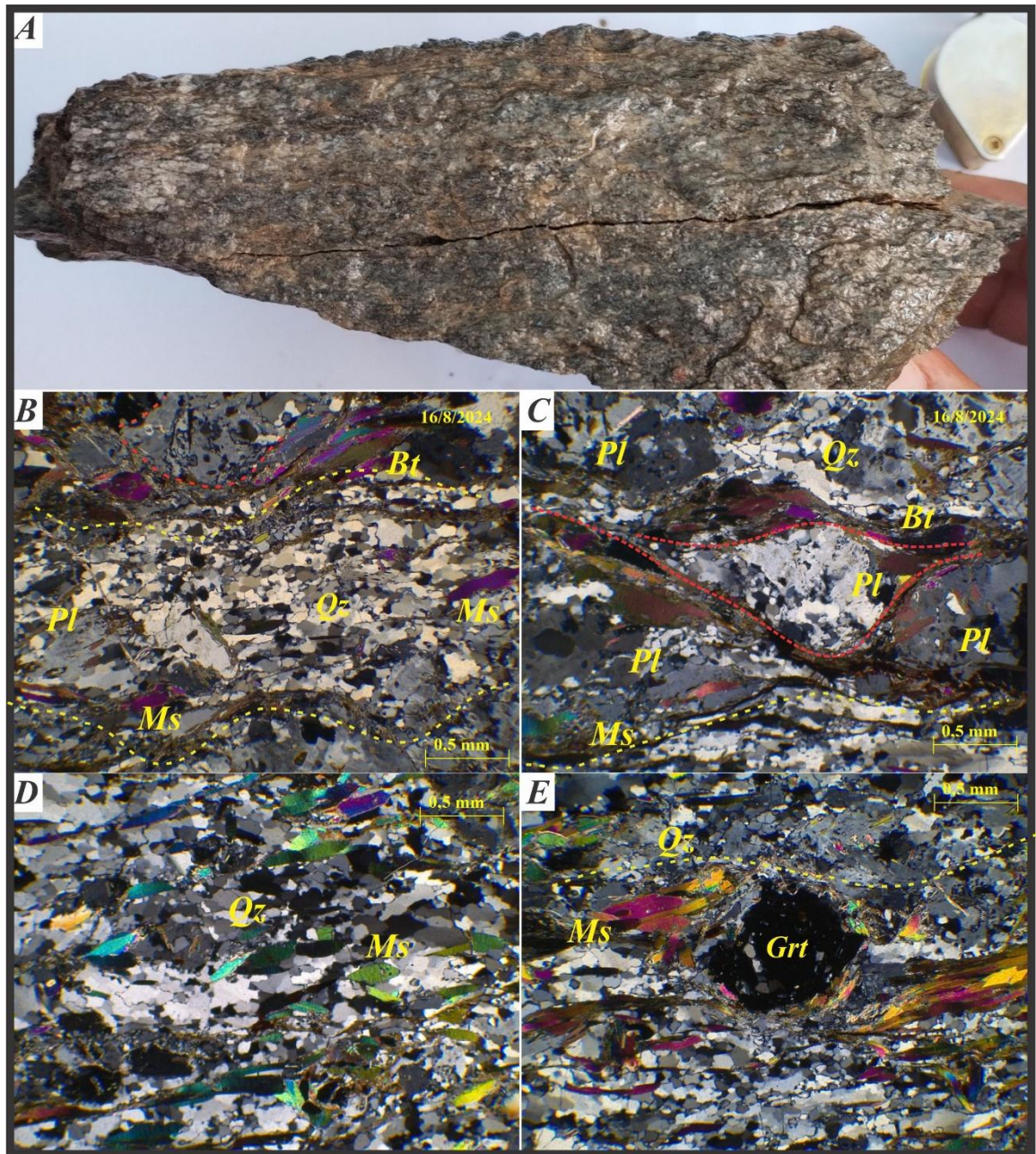


Figura 55: A Muestra de mano donde se puede ver la foliación protomilonítica incipiente, largo de lupa 3,5 cm. B: En el centro de la imagen se muestra agregados granoblásticos de cuarzo y arriba dominios lepidoblástico de biotita. Además, en líneas rojas se muestra un pórfiroclasto de plagioclasa con morfología sigmoide con abundantes inclusiones de epidotos y cuarzo. C: En líneas punteadas rojas se muestra un pórfiroclasto de plagioclasa sigmoide con recristalización dinámica en sus bordes. D: Fotomicrografía donde se muestra la orientación de moscovita y agregados microgranulares de cuarzo siguiendo la orientación. E: Muestra en lamina delgada en nicoles cruzados, E: En el centro de la fotomicrografía se muestra a pórfiroclasto de granate con colas de moscovita y cuarzo. Aumento 4X (0,5mm). Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Bt: Biotita; Grt: Granate; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Ms: Moscovita.

Muestra BC-17-24: Gneis Anfibólico- granatífero-biotítico

Descripción macroscópica: Roca de color verde oscuro (5G 3/2), de grano medio. Presenta una estructura foliada de tipo gnéisica (Fig. 56a), compuesta por bandas félsicas de plagioclasa y cuarzo, intercaladas con bandas oscuras de minerales máficos, como biotita y minerales tabulares que podrían corresponder a anfíboles.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfiro-nematoblástica, compuesta por Granates, Anfíboles, Biotitas, Cuarzo, Plagioclasas y Epidotos. La muestra está compuesta principalmente por anfíboles (hornblenda), que representan aproximadamente el 50 % del volumen total. Están orientados siguiendo la foliación mostrando una textura nematoblástica (Fig. 56f). Se presentan como cristaloclastos euhedrales en secciones basales, con clivaje bien definido en dos direcciones.

Granates aparecen en porfiroclastos con abundantes inclusiones posiblemente de epidotos, (Fig. 56c y e). Son euhedrales a subhedrales, con tamaños entre 0,2 y 0,5 mm.

La biotita se encuentra en cristaloclastos subhedrales, en secciones longitudinales, mostrando su clivaje característico. Algunas láminas están parcialmente descoloridas. Están orientadas paralelamente a la foliación con textura lepidoblástica (Fig. 56e y f). Las plagioclasas se observan como porfiroclastos anhedrales, con abundantes inclusiones de epidoto. Algunas muestran maclas según la ley de periclino, pero estas son parciales y se restringen a zonas más deformadas. Otras áreas presentan cristales sin maclas o con maclas muy difusas. Además, presenta evidencias de recristalización dinámica en sus bordes (Fig. 56c y d). El cuarzo se presenta como cristaloclastos anhedrales con bordes suturados, formando agregados microcristalinos. Muestra texturas de deformación como lamelas y en algunos sectores se observan con recristalización de subgranos en sus bordes junto (Fig. 56d).

El epidoto, principalmente en su variedad pistacita, se presenta como cristaloclastos subhedrales de aproximadamente 0,1 mm. En algunos sectores, también se reconoce la variedad zoisita-clinozoisita, presente en cristales con diferente respuesta textural (Fig. 56b y c).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas sedimentarias Pelíticas margosas	PARA-	Regional	Anfibolitas

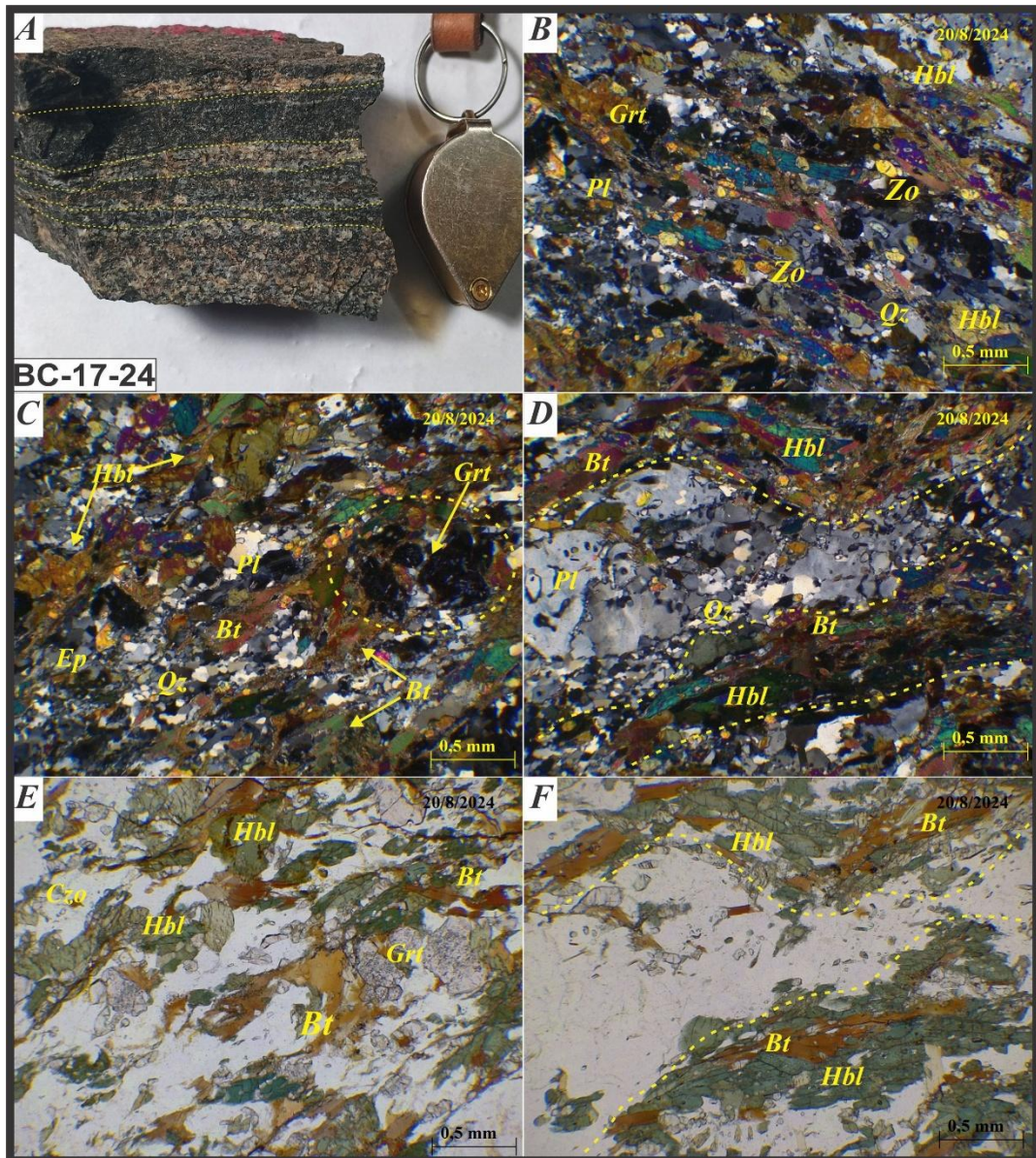


Figura 56: A Muestra de mano donde se marca en líneas punteadas amarillas la Foliación, largo de lupa: 3,5cm. B: En líneas punteadas se marcan la intercalación de bandas claras compuesta por cuarzo, plagioclasas y granates y bandas oscuras compuesta por anfíboles biotitas y epidotos. C: Fotomicrografía en nicols cruzados donde se puede en círculo amarillo a porfiroblastos de granates con abundantes inclusiones. D: En el centro de la imagen se ve a porfiroclastos de plagioclasa con inclusiones de epidoto y evidencias de recristalización dinámica en sus bordes, además se observa agregados microcristalinos de cuarzo. E: Misma fotomicrografía que C, pero en nicols paralelos donde se puede ver los granates con abundantes inclusiones y hornblendas orientadas. F: Misma fotomicrografía que en D, pero en nicols paralelos donde se muestra la de anfíboles y biotitas separadas por bandas claras de cuarzo y plagioclasa. Aumento 4X. Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda; Grt: Granate; Bt: Biotita; Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Ep: Epidoto variedad Pistacita; Czo: Epidoto variedad Clinozoisita.

Muestra BC-18-24: Esquisto Anfibólico- Granatífero-Biotítico

Descripción Macroscópica: Roca verde oscura (5G 3/2), con estructura es planar esquistosa (Fig. 57a) de grano medio. Está compuesta por minerales máficos como biotitas y posibles anfíboles, plagioclasas y granates.

Descripción Microscópica: En lamina delgada la roca presenta una textura Porfiro-nematoblástica, compuesta por Anfíboles, Granate, Biotita, Clorita, Plagioclasas y Epidotos.

Anfíboles, ocupan un 50% de la muestra, la variedad que predomina es hornblenda. Se observan en cristaloclastos euhedrales a subhedrales orientados con textura nematoblástica siguiendo la foliación. Son color verde, de pleocroísmo y relieve moderado. Presenta colores de interferencia de primer orden en tonos castaños. (Fig. 57c y e). **Granates**, se observan como porfirocristalitos euhedrales a subhedrales, con tamaños que varían de 0,3 a 0,2mm. Se encuentran asociados a plagioclasas y por sectores se observan en contacto con anfíboles. Presentan inclusiones de epidotos de la variedad Zoisita-Clinozoisita (Fig. 57b, y f). **Biotita**, no son muy abundantes, están orientadas según los planos de esquistosidad mostrando una textura lepidoblástica. Se presentan en cristaloclastos subhedrales, en secciones longitudinales prismáticas mostrando su clivaje en una dirección. De color castaño oscuro, algunos individuos son de castaño claro o verde pasando a cloritas, con pleocroísmo y relieve moderado. **Plagioclasas**, se observan en cristaloclastos con formas anhedrales de bordes no definidos. Se observan con abundantes inclusiones de epidotos, (saussuritización; Fig. 57d). **Cuarzo**, se observa en agregados microcristalinos muy poco abundantes. Es incoloro y de bajo relieve. Presenta colores de interferencia gris de primer orden. **Epidotos**, la variedad que predomina es Zoisita-Clinozoisita, se presenta en cristaloclastos subhedrales con tamaños que varían entre 0,1 a 0,2mm. En colores amarillo pálido y leve pleocroísmo, de relieve muy elevado. Los colores de interferencia son de primer orden en tonos azulados y amarillos pálido (Fig. 57c y d).

Protolito	Secuencia	Tipo de metamorfismo	Facies
Rocas sedimentarias Pelíticas margosas	PARA-	Regional	Anfibolitas

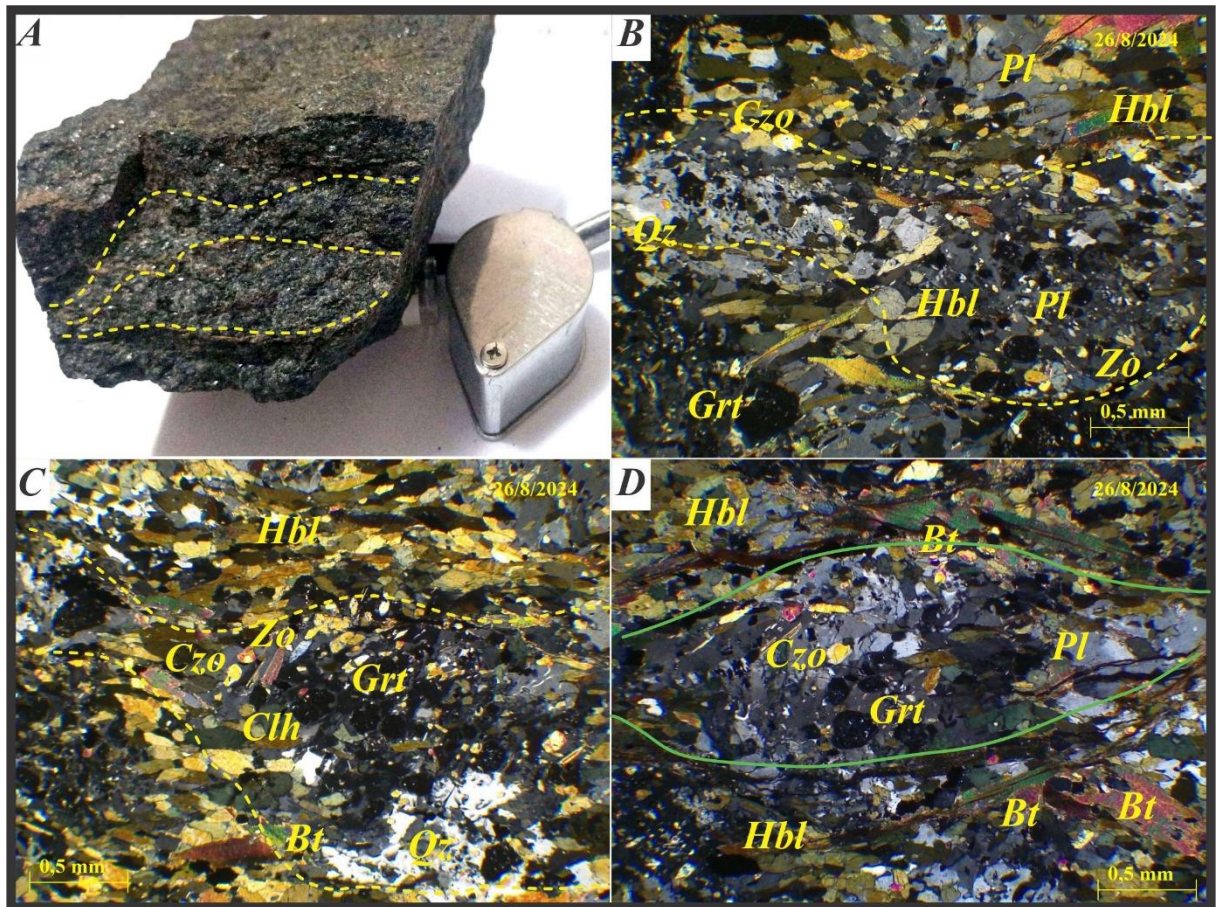


Figura 57: A Muestra de mano donde se puede ver la esquistosidad en líneas punteadas amarilla. Largo de lupa: 3,5cm. B: En líneas punteadas amarillas se marcan los planos de esquistosidad y la composición mineral de la roca. C: Fotomicrografía en nicoles cruzados donde se muestra en la parte superior la orientación de anfíboles y biotitas, en el centro se observan varios pórfiroclastos de granates subhedrales con inclusiones de epidotos y agregados microgranulares de cuarzo. Además, se puede ver la textura general de la roca (Porfiro-nematoblástica). D: Fotomicrografía en nicoles cruzados donde se observa en líneas verdes porfiroclastos de Granates subhedrales y plagioclasas anhedrales, estas con saussuritización. Aumento 4X (0,5mm) Abreviaturas de minerales según Warr (2021): Hbl: hornblenda; Grt: Granate; Bt: Biotita; Pl: Plagioclasa; Qtz: Cuarzo; Clh: Clorita; Czo: Epidoto variedad Clinozoisita.