



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

Licenciatura en Ciencias Geológicas

**Estratigrafía de las unidades paleozoicas aflorantes en
la quebrada del arroyo Huaraco Norte, Cordillera del
Viento, Provincia del Neuquén**



Alumno: Suarez, Gonzalo Marcelo

Director: de la Puente, Graciela Susana

Co-director: Danieli, Juan Carlos

Neuquén

2020

RESUMEN

La Cordillera del Viento, en el noroeste neuquino, corresponde a la estructura de mayor orden, constituyendo una deformación de tipo piel gruesa, de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, producto de la Orogenia Andina que habría comenzado una etapa compresiva en el Cretácico Tardío. Esta morfoestructura y su erosión permitieron el alzamiento y exposición de las rocas más antiguas de este sector. Una de las quebradas que mayormente expone estas secuencias paleozoicas-eomesozoicas en su ladera noroccidental es la del arroyo Huaraco Norte, en los alrededores de Varvarco. Se realizan aquí observaciones estratigráficas de las unidades paleozoicas del tramo inferior a medio de esta quebrada. Estas corresponden a metapelitas de la Formación Guaraco Norte (Fameniano); seguidas por rocas volcánicas compuestas por pelitas físis, brechas sedimentarias, brechas volcánicas, y vulcanitas, ignimbritas y tobas que se asignan tentativamente a la Formación Arroyo del Torreón (Misisipiano-Pensilvaniano Temprano); niveles limoarenosos de la Formación Huaraco (Pensilvaniano) y tobas cristalinas silicificadas de asignación incierta que corresponderían a la Formación Arroyo del Torreón o a la Formación La Premia (Pérmico); una intrusión tonalítica inferida como un stock o lacolito menor es asociada a la Tonalita Butalón (Paleógeno). En este trabajo la extensión de la Formación Guaraco Norte es redelimitada y las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco son por primera vez reconocidas y mapeadas en los afloramientos del tramo inferior de la quebrada Huaraco Norte. Litológicamente se mencionan por primera vez niveles brechosos líticos cuyas implicancias genéticas resultarían de interés en la caracterización de la secuencia paleozoica. Se interpretan fallas inversas de orientación NNO y en menor medida ONO, que afectan la estratigrafía y su secuencia normal, así como plegamientos suaves que hacia el este podrían estar relacionados a la intrusión tonalítica.

PALABRAS CLAVES: estratigrafía, Paleozoico, Varvarco, Cordillera del Viento, Neuquén

ABSTRACT

The Cordillera del Viento is the major structure of the Chos Malal Fold and Thrust Belt as a result of a compressive stage of the Andean Orogeny since the Late Cretaceous time in northwestern Neuquén. This morphostructural unit exposes the oldest rocks in the area. The Huaraco Norte Creek from the northwestern flank of the Cordillera del Viento, in the Varvarco area, shows one of the most complete Palaeozoic-Eomesozoic sequences. In this work, the stratigraphy of the Palaeozoic units from the lower part of the Huaraco Norte Creek is analysed. The units are composed of slate of the Guaraco Norte Formation (Famennian); volcanoclastics, including shale, clastic breccia, volcanic breccia, and volcanic rocks, ignimbrites and tuffs, assigned tentatively to the Arroyo del Torreón Formation (Mississippian-early Pennsylvanian); siltstone and sandstone of the Huaraco Formation (Pennsylvanian); and siliceous tuffs, which can belong to the Arroyo del Torreón Formation or La Premia Formation (Permian); a tonalitic stock, or minor laccolite, is related to the Tonalita Butalón (Paleogene). As a result of this study, the outcrops of the Guaraco Norte Formation are redefined, and the Arroyo del Torreón and Huaraco formations are differentiated for the first time in the lower part of the Huaraco Norte Creek. The lithic breccia, which are observed for the first time in the area, imply an important genetic feature in the Palaeozoic sequence. Inverse faults of NNW trends, and minor WNW trends, which affect the normal stratigraphic sequence, plus light folding, could be related to the tonalitic intrusion in the eastern part of the study area.

KEYWORDS: *stratigraphy, Palaeozoic, Varvarco, Cordillera del Viento, Neuquén*

RECONOCIMIENTO Y DEDICATORIAS

En primer lugar quiero agradecer a mis directores Susana y Juan Carlos por toda la ayuda, recursos, correcciones y los conocimientos brindados para realizar este trabajo. En especial a Susana por la paciencia, por todas las mañanas que me recibió en su oficina, por su calidad como persona y profesional.

A Luis Fernández y Ariel Marticorena por la ayuda tanto en el campo como en el laboratorio.

A mis viejos por haberme dado la posibilidad de enfocarme en la carrera y no preocuparme por otras cosas, dándome todas las comodidades que tuve a mi alcance. Por ser responsables de la persona que soy. Gracias por todos los principios y valores que me inculcaron, sin ellos nada de esto hubiera sido posible.

A mis hermanas por ser parte fundamental de mi vida, por apoyarme en los momentos difíciles.

A mi novia, por el amor de todos estos años. Por ser parte de mi vida en casi la totalidad de la carrera. Por todo el tiempo que compartimos estudiando juntos para conseguir nuestros objetivos y formarnos como profesionales. También por el apoyo incondicional y por la paciencia.

A los jurados Jorge Calvo, Alberto Garrido y Luis Mas por ser parte de la revisión y por las correcciones que ayudaron a mejorar de este trabajo.

A Eduardo Canales, técnico a cargo del Laboratorio Petrocalcográfico (Asentamiento Universitario Zapala) por la pronta y eficaz realización de los cortes delgados.

A los profesores de la carrera por brindar su tiempo, conocimiento y experiencia para formar nuevos profesionales.

A mis amigos por estar siempre presentes, por todo el apoyo y aliento que me dieron.

A los compañeros de la facultad por todas las alegrías, frustraciones, nervios, mates y las incontadas horas de estudio compartidas con cada uno de ellos durante tanto tiempo.

Al Estado Nacional por brindarme la posibilidad de realizar una carrera de forma gratuita y pública.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
RECONOCIMIENTO Y DEDICATORIAS	iii
ÍNDICE GENERAL	iv
CAPÍTULO I	1
I.1. Introducción	1
I.1.a. Fundamentación	1
I.1.b. Ubicación del área de estudio.....	2
I.2. Objetivos	3
I.2.a. Objetivo general	3
I.2.b. Objetivos específicos.....	3
I.3. Metodología	3
I.4. Factibilidad.....	5
CAPÍTULO II.....	6
II.1. Marco geológico	6
II.2. Contexto geodinámico	7
II.3. Antecedentes	8
II.3.a. Estratigrafía	8
II.3.b. Estructura	17
CAPÍTULO III	21
III. Petrología.....	21
CAPÍTULO IV	41
IV. Litología y estratigrafía	41
CAPÍTULO V.....	62
V.1. Discusiones	62
V.2. Conclusiones.....	65
ANEXO	67
Petrografía	67
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105

CAPÍTULO I

I.1. Introducción

I.1.a. Fundamentación

La Cordillera del Viento, en el noroeste neuquino, expone una de las secuencias más antiguas conocidas en la provincia correspondiente al Paleozoico y Eomesozoico. En el área de Andacollo, en el extremo sudoccidental de esta unidad morfoestructural, la secuencia estratigráfica ha sido ampliamente estudiada en relación al Distrito Minero Andacollo que ha dado a la región su importancia industrial (ver síntesis en Danieli *et al.*, 1999, 2011). Las unidades más antiguas expuestas en este sector de la Cordillera del Viento corresponden al Grupo Andacollo (Llambías *et al.*, 2007) asignado al Carbonífero y compuesto por las formaciones Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995), caracterizada principalmente por rocas piroclásticas, volcánicas ácidas y clásticas, y Huaraco (Zöllner y Amos, 1955), compuesta por sedimentitas marinas a continentales clásticas y fosilíferas. En el área de Varvarco, ladera occidental de la Cordillera del Viento pero en su parte septentrional, las unidades paleozoicas también han sido descritas. La secuencia aquí incluye unidades más antiguas como la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987), compuesta por metasedimentitas asignadas al Devónico (Zappettini *et al.*, 2012), y unidades incluso previas a ésta determinadas hasta el momento por relaciones estratigráficas en la quebrada del arroyo Chacay, al norte del arroyo Huaraco Norte (Agüero *et al.*, 2017). La Formación Arroyo del Torreón también es registrada en la quebrada del arroyo Chacay donde es datada como mississippiana-pennsylvaniana inferior (Zappettini *et al.*, 2012). En la quebrada del arroyo Huaraco Norte, en sus cursos medio y superior, se registran afloramientos de la Formación Huaraco (Zappettini *et al.*, 2012). Giacosa *et al.* (2014) ilustran en esta quebrada afloramientos del Grupo Andacollo, sin diferenciar, e ignimbritas de la Formación La Premio (Méndez *et al.*, 1995) de edades pérmicas, asignadas estas últimas a la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005) del Triásico Superior por Zappettini *et al.* (2018).

Una de las quebradas que mayormente expone las unidades paleozoicas-eomesozoicas en los alrededores de Varvarco es entonces la del arroyo Huaraco Norte donde la secuencia presenta, además, intrusiones más modernas. Las unidades paleozoicas reconocidas en ella corresponden, en síntesis, a las formaciones Guaraco Norte, Huaraco y La Premia. La Formación Arroyo del Torreón no tiene hasta el momento registros en esta quebrada aflorando sí hacia el norte (arroyo Chacay) y sur (Andacollo) de la misma. Se plantea así reconocer y determinar las diferentes unidades paleozoicas expuestas en la quebrada Huaraco Norte, analizando su litología, petrografía, contenido fosilífero si correspondiere y relaciones estratigráficas con la finalidad de aportar mayor conocimiento sobre su distribución, relación y naturaleza.

1.1.b. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio está ubicada a 3,5 km al sureste de la localidad de Varvarco, en los tramos inferior a medio del arroyo Huaraco Norte, en la ladera occidental de la Cordillera del Viento. La misma está comprendida desde los $36^{\circ}51'52,6''S$ hasta los $36^{\circ}52'32,71''S$ y desde los $70^{\circ}38'7,45''O$ hasta $70^{\circ}40'16,77''O$ (Fig. 1).

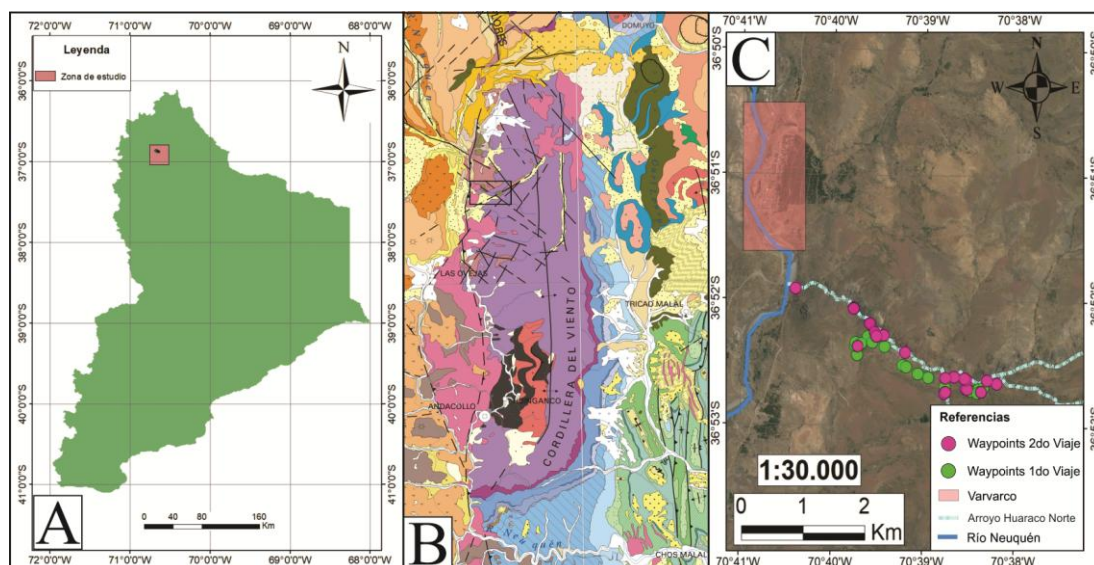


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio en los alrededores del arroyo Huaraco Norte. **A.** Contexto geográfico en la Provincia del Neuquén (mapa extraído y modificado del Instituto Geográfico Nacional); **B.** Contexto geológico regional en la Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2011). **C.** Contexto local (imagen satelital).

I.2. Objetivos

I.2.a. Objetivo general

- Observaciones estratigráficas de las unidades paleozoicas aflorantes en la quebrada del arroyo Huaraco Norte, área de Varvarco, ladera occidental de la Cordillera del Viento.

I.2.b. Objetivos específicos

- Realizar el reconocimiento y relevamiento estratigráfico de las unidades paleozoicas aflorantes en la quebrada del arroyo Huaraco Norte.
- Realizar el muestreo litológico, palinológico y, si correspondiere, fosilífero de las unidades estudiadas.
- Llevar a cabo el estudio petrográfico y, si correspondiere, fosilífero de las unidades reconocidas con énfasis en las estratigráficamente más antiguas: formaciones Guaraco Norte, Arroyo del Torreón y Huaraco.
- Analizar las unidades correspondientes en cuanto a contenido paleopalinológico.
- Realizar el análisis geológico de las unidades estudiadas considerando estructuras tectónicas, discontinuidades y relaciones estratigráficas entre las mismas.

I.3. Metodología

El análisis de antecedentes bibliográficos así como de la cartografía existente, fotografías aéreas e imágenes satelitales se realizó en base a la bibliografía y material disponible en la cátedra, bibliotecas y los aportados por los directores.

Las determinaciones estratigráficas y estructurales se realizaron mediante el relevamiento de campo de los afloramientos de las distintas unidades involucradas que fueron mapeados, mediante la utilización de GPS y brújula geológica, en una escala de 1:30.000.

El mapeo geológico se realizó sobre la base de la imagen satelital de la zona de Varvarco y alrededores en un área aproximada de 10,5 km², entre los 36°51'52,6"S-70°40'16,77"O y 36°52'32,71"S-70°38'7,45"O aproximadamente utilizando programas de Sistema de Información Geográfica-SIG (ArcGIS) y de diseño (Corel Draw).

El muestreo litológico se centró en las unidades de estudio propuestas y se realizó utilizando bolsas de muestreo resistentes que fueron rotuladas adecuadamente. La cantidad de muestra que se extrajo fue la suficiente para hacer observaciones a simple vista y microscópicas.

El muestreo palinológico se realizó utilizando bolsas de muestreo resistentes (baja densidad), que fueron rotuladas y almacenadas en forma adecuada; la cantidad de muestra extraída por toma es alrededor de 300 g.

El estudio petrográfico se realizó en las rocas de grano fino y muy fino mediante el análisis de secciones delgadas bajo microscopio binocular y petrográfico. Este análisis incluyó la determinación mineralógica y textural de las muestras. Para la determinación de las rocas ígneas se utilizaron las clasificaciones de la IUGS y sus actualizaciones (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005). Para la determinación de las rocas sedimentarias clásticas se utilizaron las clasificaciones basadas en Folk (1974) y para las piroclásticas las de Fisher y Schmincke (1984) y Pettijhon *et al.* (1987).

El estudio paleopalínológico se llevó a cabo en rocas sedimentarias y metasedimentarias mediante técnicas de extracción palinológicas que tienen por finalidad la recuperación de materia orgánica microscópica a través del tratamiento físico-químico de las muestras en laboratorio (Paris, 1981; de la Puente, 2009). El tratamiento consistió en la eliminación de los cristales de roca y la concentración de la materia orgánica recuperada. Las muestras estudiadas no han sido fértiles en palinomorfos y en el reconocimiento de campo no se han hallado restos fósiles.

Los esquemas geológicos, perfiles estructurales y columnas estratigráficas se ilustraron con programas de diseño (Corel Draw) y edición de imágenes (Adobe Photoshop).

I.4. Factibilidad

El plan propuesto se desarrolló en el marco del Proyecto de Investigación financiado por la Universidad, PIN1 04/I248 (Integrante Alumno), en el cual se llevaron a cabo los trabajos de campo y laboratorio. Las tareas de gabinete se realizaron en la Cátedra de Geología de Argentina, instalaciones del Edificio de Geología J. Vallés, Facultad de Ingeniería (FaIn), Universidad Nacional del Comahue (UNCo). La fuente bibliográfica fue aportada por esta cátedra, la Biblioteca de Geología de la Universidad, Bibliotecas Electrónicas (MINCyT) y los directores propuestos. Las imágenes satelitales, fotografías aéreas, cartografía geológica y programas informáticos de diseño y procesamiento de datos fueron aportados por la directora de la propuesta así como los instrumentos de medición y registro en el campo (GPS, brújula geológica, escala métrica, elementos de muestreo, cámara fotográfica, etc.). Las secciones delgadas para microscopía se elaboraron en el Laboratorio Petrocalcográfico del Asentamiento Universitario Zapala, FaIn-UNCo. Las observaciones petrográficas se realizaron en el Aula de Microscopía del Departamento de Geología y Petróleo (microscopios petrográficos BIOTRAZA XP-607 LPT). Las muestras para estudios paleopalinológicos fueron procesadas en el Laboratorio de Paleopalinología, FaIn-UNCo.

CAPÍTULO II

II.1. Marco geológico

La Cordillera del Viento está ubicada en el noroeste neuquino entre las latitudes 36°45' S y 37°20', formando parte de la subprovincia geológica de la Precordillera Neuquina Norte (*sensu* Ramos *et al.*, 2011a), parte constitutiva de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979). Originalmente denominada Choiyoi Mahuida o Sierra de la Llaretta (Groeber, 1946; Llambías y Sato, 2011), corresponde a la estructura de mayor orden de la unidad morfoestructural denominada Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, producto de la tectónica compresiva de la Orogenia Andina que habría comenzado en el Cretácico Tardío asociada además a la actividad plutónica de arco. La Cordillera del Viento permitió el alzamiento de las rocas más antiguas del noroeste neuquino, constituyendo un modelo de deformación de tipo piel gruesa. Esta cadena tiene aproximadamente 65 km de largo y 25 km de ancho, con elevaciones medias que alcanzan casi los 3.000 m, incluyendo hacia el norte al Volcán Domuyo, el cerro más alto de la Patagonia, con sus 4.707 m de altura (Ramos *et al.*, 2011a). La Cordillera del Viento forma un alto estructural (Bracacchini, 1970) asociado con un pliegue y una falla principales de orientaciones N-S y vergencias occidentales denominados, respectivamente, Anticlinal Cordillera del Viento y Falla Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). La Faja Plegada y Corrida de Chos Malal presenta una vergencia general hacia el E en su sector de deformación de piel fina.

Las rocas más antiguas reconocidas en la Cordillera del Viento están expuestas en los alrededores de Varvarco y corresponden a metamorfitas de alto grado, que conforman el “Basamento pre-Devónico” (Agüero *et al.*, 2017), y metamorfitas de bajo grado devónicas de protolitos sedimentarios (Groeber 1929, 1947; Zappettini *et al.*, 2012). Las rocas neopaleozoicas, mejores conocidas en los alrededores de Andacollo, corresponden a depósitos carboníferos volcanoclásticos y sedimentarios de origen marino. Las rocas carboníferas son atravesadas por intrusivos permotriásicos y están cubiertas en forma discordante por vulcanitas permotriásicas. Las rocas triásicas que cubren a las unidades permotriásicas corresponden a secuencias volcano-sedimentarias desarrolladas en un ambiente continental, con intrusiones marinas restringidas. Estas unidades son intruidas

por plutonitas triásicas, cretácicas y cretácico-paleocenas (Zöllner y Amos, 1955; Zanettini, 2001; Llambías *et al.*, 2007; Zappettini *et al.*, 2012, 2018).

II.2. Contexto geodinámico

La primera deformación registrada en las rocas de la Cordillera del Viento ha sido relacionada a la Fase Chánica del Ciclo Famatiniano (Devónico tardío – Carbonífero temprano), que supone una orogenia de tipo colisional, en el cual se generaron pliegues con vergencia al O (Giacosa *et al.*, 2014). Sin embargo, recientemente, se han descrito rocas plutónicas y metamórficas correspondientes a ciclos orogénicos previos a la depositación devónica (Agüero *et al.*, 2017; Agüero, 2018).

El Ciclo Gondwánico comienza con una subducción tipo andina que generó un arco magmático caracterizado por un régimen de extensión en el retroarco sobre el margen occidental de Gondwana en el Carbonífero medio, asociado a un retroceso de la trinchera oceánica (Ramos, 2010; Ramos *et al.*, 2011b). Este periodo de extensión es interrumpido por esfuerzos compresivos asociados a un cambio en la inclinación de la zona de subducción y al emplazamiento del Granito Huingancó. Esta etapa de deformación (Carbonífero tardío – Pérmico temprano) es relacionada a la Fase Orogénica Sanrafaélica (Azcu y Caminos 1987; Llambías *et al.*, 2007; Giacosa *et al.*, 2014). Luego sucede un nuevo periodo de extensión vinculado con el empinamiento de la placa que subduce (Ramos *et al.*, 2011b y referencias allí citadas), asociado a un volcanismo ácido (Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Kay, 1990). Este periodo es relacionado al colapso orogénico y se habría extendido desde el Pérmico hasta el Triásico Temprano. En el mismo se desarrolló la provincia volcánico-plutónica Choiyoi (Llambías *et al.*, 2007).

El final del colapso orogénico y del Ciclo Gondwánico está relacionado a la Discordancia Huárpica, interpretada como una superficie de erosión que separa a las rocas intrusivas y extrusivas pérmicas de las rocas vulcanoclásticas triásicas-jurásicas inferiores del Ciclo Precuyano (Llambías *et al.*, 2007). Dicha discordancia está relacionada con el comienzo de una etapa de *rifting* desde el Triásico Temprano hasta el Jurásico Temprano, dando comienzo en el área al Ciclo Andino para algunos autores (Llambías *et al.*, 2007). Este periodo de extensión es a su vez asociado a la

desintegración de Pangea caracterizado por una subducción inexistente a muy lenta lo que es inferido por la ausencia de productos magmáticos calcoalcalinos (Kay, 1993; Ramos *et al.*, 2011b).

A partir del Jurásico Temprano comienza una nueva etapa de subducción con extensión en el margen gondwánico (Mpodozis y Ramos, 2008; Ramos *et al.*, 2011b). En este periodo se reconocen rocas producto de magmas calcoalcalinos, además de depósitos en el área de hierro bandeado (BIF) de tipo Algoma de la Formación Colomichicó, compuesto por andesitas, dacitas y pelitas, asociados a un ambiente de retroarco (Zappetini *et al.*, 2011; Ramos *et al.*, 2011b).

En el Cretácico Tardío comienza un periodo de subducción con compresión, producto de horizontalización de la zona de subducción, generándose un importante engrosamiento cortical, acompañado por la expansión del arco magmático hacia el este, ubicado para el Paleógeno en la Precordillera Neuquina (Llambías y Rapela, 1988; Franchini *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2006; García Morabito, 2010). Este periodo de deformación compresiva es reconocido como la Fase Incaica del Ciclo Ándico (Cobbold y Rossello, 2003). Un nuevo evento compresivo es registrado en la zona durante el Neógeno asignado a la Fase Quéchuica del mismo ciclo (Zanettini, 2001).

II.3. Antecedentes

II.3.a. Estratigrafía

Se sintetizan a continuación los principales datos estratigráficos que se conocen del área de estudio, relacionados a las unidades analizadas en este trabajo.

Basamento pre-Devónico

Agüero *et al.* (2017) describen rocas pre-devónicas en el curso inferior del arroyo Chacay, inmediatamente al norte de la localidad de Varvarco. Este “Basamento pre-Devónico” (Agüero *et al.*, 2017; Agüero, 2018) de alto grado metamórfico está integrado por esquistos y gneises, ortogneis y paragneis con evidencia de milonitización

en forma previa al metamorfismo y deformación de la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987), detallada a continuación.

Formación Guaraco Norte

Las unidades más antiguas en el área, tradicionalmente asignadas al basamento, fueron descritas por Groeber (1929, 1947) como filitas que afloran en el Lago o Lagunas Varvarco Campos, hacia el norte del área de estudio, a las que Zappettini *et al.* (1987) denominan Ectinitas Guaraco Norte. Dichos autores definen la Formación Guaraco Norte, en las proximidades de la desembocadura del arroyo Huaraco Norte en el Río Neuquén, como metamorfitas de bajo grado dentro de la facies de esquistos verdes integradas por filitas, pizarras y esquistos. Esta unidad ha sido correlacionada con las ectinitas Piedra Santa (Digregorio y Uliana, 1980), que afloran en el cordón de la Piedra Santa, en el sur de la Precordillera de Neuquén y con la Formación Las Lagunitas (Volkheimer, 1978), aflorante en el flanco sudoriental del Cordón del Carrizalito, en la Cordillera Frontal, al sur de Mendoza (Zappettini *et al.*, 1987). Sin embargo, esta última unidad, es ahora asignada al Ordovícico mediante el hallazgo de datos fósiles (Tickyj *et al.*, 2009). Casé *et al.* (2004a) realizan una descripción petrográfica de la Formación Guaraco Norte, en el arroyo Huaraco Norte, y la definen como metapelitas de grano muy fino compuestas por cuarzo, clorita, biotita, arcillas y minerales opacos. A su vez, estos autores, mencionan que las metapelitas se encuentran alteradas hidrotermalmente, alteración arcillosa, illita, biotita y escasa pirofilita, e intruidas por diques que integran las unidades Tonalita Butalón (de probable edad paleoceno-eocena temprana) (Casé *et al.*, 2008) y Andesita Collipilli (Eoceno temprano) (Llambías y Rapela, 1989). En estudios posteriores Zappettini *et al.* (2012), mediante dataciones de U-Pb de circones detríticos en el arroyo Chacay, establecen una edad de depositación máxima para la Formación Guaraco Norte de 374 Ma, Devónico Tardío (Fameniano), alcanzando el Mississippiano (Fig. 2). Giacosa *et al.* (2014) concuerdan con una edad devónica en base a la correlación con las unidades pre-carboníferas de la Cordillera Frontal, denominadas como Capas Vallecitos (*Vallecitos beds*) (Heredia *et al.*, 2012). Asimismo proponen una correlación con las rocas metamórficas de la Cuesta del Rahue (364 Ma U-Pb, SHRIMP Ramos *et al.*, 2010) en el sur de la Precordillera de Neuquén, pero resulta especulativa debido al mayor grado de metamorfismo de estas rocas y a la ausencia de los sedimentos carboníferos discordantes. Giacosa *et al.* (2014) además mencionan para la unidad, en el arroyo Chacay del área de Varvarco, metamorfismo de

contacto relacionado con la intrusión de la Granodiorita Varvarco (Cretácico Tardío) (Giacosa *et al.*, 2014). Recientemente Agüero (2018) describe en este mismo afloramiento metapelitas producto de un metamorfismo regional y de contacto, cuya asociación mineral para el metamorfismo regional es cuarzo + sericita + biotita y la del metamorfismo de contacto es sillimanita + andalucita + cuarzo + biotita + cordierita + plagioclasa indicando un protolito sedimentario clástico. La Formación Guaraco Norte cubre en discordancia el “Basamento pre-Devónico” registrado en el área del arroyo Chacay, en Varvarco (Agüero *et al.*, 2017; Agüero, 2018).

Formación El Auque

Zappettini y Dalponte (2009) definen la Formación El Auque en el curso medio del arroyo del mismo nombre (Fig. 2), en el área de Varvarco, como esquistos pirofílicos. Previamente Danieli *et al.* (2002), Casé *et al.* (2004b) y JICA (2001), describen esta región como una zona de alteración hidrotermal rica en pirofilita. La edad tentativa que le asignan Zappettini y Dalponte (2009) corresponde al Devónico, en base a su correlación con la Formación Guaraco Norte debido a la disposición estructural y grado metamórfico similar. Recientemente, Zappettini *et al.* (2018) identifican estos afloramientos como rocas vulcaniclásticas correspondientes a la Formación Colomichicó del Jurásico Inferior (Zappettini y Dalponte, 2009; Zappettini *et al.*, 2011).

Grupo Andacollo

Las rocas carboníferas del extremo austral de la Cordillera del Viento fueron descritas y mapeadas en el Distrito Minero de Andacollo por Zöllner y Amos (1955) y Stoll (1957) y agrupadas como “Serie Andacollo”, dividiendo a dicha serie en tres unidades: Tobas Inferiores, Formación Huaraco (Zöllner y Amos 1955) o Serie Sedimentaria Carbonífera (Stoll 1957) y Tobas Superiores. El término Grupo Andacollo fue creado por Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1980) abarcando estas unidades. Más tarde, las Tobas Inferiores fueron redefinidas como Formación Arroyo del Torreón y las Tobas Superiores como Formación La Premio por Méndez *et al.* (1995). En tanto, Rovere *et al.* (2004) adoptaron esta terminología dejando de utilizar el término Grupo Andacollo. Llambías *et al.* (2007) proponen excluir a la Formación La Premio de dicho

grupo debido a evidencias tectono-magmáticas (discordancia angular producto de la Fase Orogénica Sanrafaélica), asignando esta unidad al suprayacente Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Fig. 2).

La **Formación Arroyo del Torreón** está formada por 1.200-1.800 m de tobas riolíticas blancas y mantos intercalados de riolitas y areniscas cuarzosas de color gris claro (Zöllner y Amos, 1973) (Fig. 2). Llambías *et al.* (2007) describen a la unidad como compuesta por tobas y coladas riolíticas en la sección inferior, mientras que la sección superior está integrada por areniscas cuarzosas y pelitas. Pons *et al.* (2019) realizan una descripción petrográfica de esta formación, en Andacollo, definiendo tres tipos de tobas: tobas lapillíticas cristalinas dacíticas, tobas lapillíticas líticas riolíticas y tobas con textura eutaxítica riolíticas. Esta unidad es asignada al Mississippiano por dataciones realizadas en la zona de Andacollo en circones ígneos de flujos interestratificados riolíticos con una edad de $327,9 \pm 2$ Ma (U-Pb SHRIMP, Suárez *et al.*, 2008) y riolíticos de 326 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.*, 2013). En el área de Varvarco, Zappettini *et al.* (2012) describen un único afloramiento en la zona del arroyo Chacay que consiste de capas tobáceas amarillentas a verdosas, intercaladas con areniscas y afectadas por metamorfismo de bajo grado. Las dataciones realizadas en estos afloramientos, también en circones ígneos de metatufitas e interpretadas como máxima edad de depositación, arrojaron unos 383 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP, Zappettini *et al.*, 2012) indicando para la unidad una edad mississippiana a pennsylvaniana inferior.

La **Formación Huaraco** (Zöllner y Amos, 1973; Fig. 2) es definida en Andacollo como una sucesión de rocas sedimentarias marinas a continentales de 700 m de espesor, compuesta por lutitas y limolitas de color verde a negro intercaladas con areniscas cuarcíticas. Stoll (1957) y Suárez (2007) mencionan intercalaciones de piroclastitas de menor espesor con respecto a las de la Formación Arroyo del Torreón. Zappettini *et al.* (2012) describen dos afloramientos de esta unidad en la zona del arroyo Huaraco Norte, en el área de Varvarco. El que se encuentra en el curso medio del arroyo posee 100 m de espesor y está compuesto por areniscas gris-verdosas y limolitas, en tanto que el otro afloramiento, en la cabecera del arroyo, posee una secuencia de las mismas rocas con colores grises a negros. La edad que posee esta unidad es pennsylvaniana adjudicada al hallazgo de braquiópodos *Orbiculoidea* y *Spirifer* y flora de *Rhacopteris* en el área de Andacollo (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Freytes, 1969; Amos, 1972).

Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó

Las unidades permotriásicas corresponden a rocas ígneas extrusivas e intrusivas en los alrededores de Huingancó y Andacollo que fueron incluidas dentro del Grupo Choiyoi (*sensu* Roller y Criado Roqué, 1970) pero que actualmente son agrupadas en el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007) (Fig.2). Las rocas extrusivas corresponden a la Formación La Premio (Méndez *et al.*, 1995) y las rocas intrusivas corresponden al Granito Huingancó (Digregorio, 1972). Este complejo se apoya en discordancia angular (Fase Orogénica Sanrafaélica) sobre el Grupo Andacollo (Llambías *et al.*, 2007), lo que define su límite inferior. El límite superior está dado por una superficie de erosión asociada a extensión (Discordancia Huárpica) que separa al complejo de las brechas andesíticas de la Formación Cordillera del Viento (Llambías *et al.*, 2007).

La **Formación La Premio** es descrita previamente por Zöllner y Amos (1955, 1973), bajo la denominación “Tobas Superiores” (de la Serie Andacollo anteriormente), como compuesta por tobas andesíticas gris-verdosas o negras con diques y stocks andesíticos. Méndez *et al.* (1995) definen y describen a la Formación La Premio como ignimbritas silícicas intensamente soldadas gris-verdosas a negras (Fig. 2), que según Suárez (2007) poseen un espesor de hasta 1.000 m. A su vez, esta unidad es cortada por diques riolíticos relacionados por Llambías *et al.* (2007) con las rocas que integran al Granito Huingancó. Zöllner y Amos (1955, 1973) asignaron una edad carbonífera para esta unidad, con poco grado de certeza ya que no se encontraron fósiles, en tanto, Llambías *et al.* (2007) la asignan al Pérmico-Triásico Temprano, debido a su posición en la secuencia y relaciones estratigráficas (Fig. 2). Suárez *et al.* (2008) realizan dataciones de circones en ignimbritas de la base de esta unidad, dando una edad absoluta de 282 ± 2 Ma (U-Pb SHRIMP) correspondiente al Pérmico temprano. En cuanto al sector septentrional de la Cordillera del Viento se obtuvieron edades de 259 ± 13 Ma (JICA, 1983). Giacosa *et al.* (2014) describen y mapean en la ladera occidental de la Cordillera del Viento, incluyendo el área de Varvarco, considerables extensiones de sedimentitas y rocas volcánicas ácidas que asignan a la Formación La Premio.

El **Granito Huingancó** es descrito por Digregorio (1972) como constituido por plutones de granodiorita y monzogranitos asociados a domos subvolcánicos riolíticos

(Zöllner y Amos, 1955, 1973; Digregorio, 1972; Llambías, 1986; Llambías *et al.*, 2007). La edad de esta unidad corresponde al Pérmico temprano-Pérmico medio, según dataciones de K-Ar realizadas en el sector austral de la Cordillera el Viento por Llambías (1986), en un domo riolítico que arrojó un valor de 260 ± 10 Ma, y Suárez y De la Cruz (1997), en plutones de granodiorita con un valor de 287 ± 9 Ma.

Las unidades permotriásicas de la ladera occidental de la Cordillera del Viento, han sido descritas tradicionalmente como correspondientes al Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970). Bajo esta denominación se describen rocas caracterizadas en su sección inferior por ignimbritas, brechas volcánicas y tobas andesíticas interestratificadas con porfiritas andesíticas, y una sección superior compuesta por riolitas, dacitas, traquitas y traquidacitas del Pérmico inferior al Triásico Superior, mayormente subalcalinas. Esta composición evidencia la transición de un régimen compresivo a uno extensivo (Casé *et al.*, 2008). Actualmente parte de estas unidades han sido incorporadas a la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007; Zappettini *et al.*, 2018), que se detalla a continuación.

Formación Cordillera del Viento

Leanza *et al.* (2005) describen como Formación Cordillera del Viento a la unidad anteriormente descrita por Groeber (1929) como “Serie Porfírica Supratriásica” y reemplazada posteriormente por “Choiyoilitense”, en base a la toponimia araucana Choiyoi Mahuida correspondiente a la Cordillera del Viento (Groeber, 1946) (Fig. 2), de edad triásica media a superior. Consiste en mantos de brechas y lavas andesíticas con escasas intercalaciones de ignimbritas riolíticas y escasos filones capa y lacolitos andesíticos (Llambías *et al.*, 2007). Zöllner y Amos (1955, 1973) establecieron un espesor aproximado de 1.300 m para la unidad, ratificado por Leanza *et al.* (2005).

Esta unidad está separada de las unidades permotriásicas por la Discordancia Huárpica interpretada como una amplia superficie de erosión relacionada al régimen tectónico extensional que generó los rifts triásicos y con ellos la separación de Gondwana (Llambías *et al.*, 2007). El Choiyoilitense es diferenciado del “Choiyoi” de la Cordillera Frontal y del Bloque de San Rafael por ser post-orogénico respecto a la Fase Orográfica Sanrafaélica (Rolleri y Criado Roqué, 1970).

Niveles equivalentes a esta unidad han sido estudiados en cuanto a su importancia económica en la ladera occidental de la Cordillera del Viento (áreas de Andacollo y Butalón Norte), estableciéndose valores de fondo y umbral geoquímico de oro y plata (Casé *et al.*, 1998). Casé *et al.* (2004a) describen petrográficamente a las rocas de esta unidad en la zona del arroyo Huaraco Norte como riolitas afaníticas de colores blanquecinos y rosados, de textura microporfírica formadas por cuarzo y plagioclasas como minerales principales. Zappettini y Dalponte (2009) incluyen a las vulcanitas que se apoyan en discordancia sobre la Formación El Auque (Fig. 2), en el arroyo homónimo, como correspondientes a la Formación Cordillera del Viento aunque recientemente parte de esta secuencia (Formación El Auque y Formación Cordillera del Viento), descrita principalmente como ignimbrítica, es asignada a la sección inferior de la Formación Colomichicó pliensbachiana (Zappettini *et al.*, 2018).

Llambías *et al.* (2007) mantienen la edad triásica media-superior propuesta por Groeber (1946) considerando su ubicación entre la Discordancia Huárpica y la suprayacente Formación Milla Michicó (Freytes, 1969 en Digregorio, 1972). Esta última de edad desconocida, pero que se encuentra estratigráficamente por debajo de la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz, 1997) datada mediante contenido fosilífero como pliensbachiana (Llambías *et al.*, 2007) (Fig. 2).

Unidades Plutónicas

Las unidades plutónicas que intruyen a los depósitos permotriásicos de la Cordillera del Viento en el área de Varvarco son incluidas como entidades menores por Zanettini (2001) dentro del **Grupo El Portillo** de la Cordillera Frontal (Fig. 2). Las primeras descripciones de estas unidades asignadas al Oligoceno fueron realizadas por Pesce (1981) bajo la denominación de Plutonita Varvarco, más tarde diferenciadas por Zanettini (2001) como Granodiorita Varvarcó que aflora entre el arroyo Manchana Covunco y la comarca de Butalón Norte (Zanettini, 2001); Granito Radales que aflora al este de la localidad de Varvarco, entre los arroyos Chacay y Huaraco Norte (Zanettini, 2001); y Tonalita Butalón (Danieli *et al.*, 1988), en el arroyo Butalón Norte.

Las rocas de la unidad **Granodiorita Varvarcó** son descritas por Zanettini (2001) como granodioritas y tonalitas blancas a grises que intruyen a la Formación Guaraco

Norte y al Grupo Choiyoi (*sensu* Roller y Criado Roqué, 1970), siendo hornfelizadas en las zonas de contacto. Este autor reconoce intrusiones dentro de esta unidad, correspondientes a las plutonitas Radales y Butalón; a su vez, la describe cubierta en discordancia por las rocas sedimentarias de la Formación Lapa por lo que les asigna una edad pretriásico tardía (Zanettini, 2001) (Fig. 2). Sin embargo, las dataciones arrojaron edades de 160 ± 10 Ma (cuerpo granítico en la zona de Andacollo; Llambías, 1986), 165 ± 15 Ma, K/Ar (anfíbol en plutonitas del arroyo Butalón Norte; Méndez *et al.*, 1995), $64,7 \pm 3,2$ Ma, K-Ar (roca total, stock tonalítico en Varvarco; JICA/MMAJ, 2000) y $69,09 \pm 0,13$ Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (biotita; Kay *et al.*, 2006). Las últimas dataciones indican edades correspondientes al Cretácico Tardío-Paleoceno. En la zona del arroyo Butalón Norte, esta unidad está compuesta por tonalitas y granodioritas con texturas heterogranulares e hipidiomórficas con plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo (Casé *et al.*, 2008).

La unidad **Granito Radales** constituye granitos de colores blancos, rosados y grises, que intruyen a la Formación Guaraco Norte, al Grupo Choiyoi (*sensu* Roller y Criado Roqué, 1970) y a la Granodiorita Varvarcó; a su vez, es intruido por la Andesita Collipilli (Zanettini, 2001) (Fig. 2). Casé *et al.* (2004a) describen a esta unidad como granitos con cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa en textura alotriomórfica a hipidiomórfica granular con arreglos gráficos y mirmequíticos. La edad tentativa que estableció Zanettini (1995), en base a sus relaciones estratigráficas, fue triásica media-superior aunque ésta debería reconsiderarse según las dataciones de la Granodiorita Varvarcó a quien intruye.

La **Tonalita Butalón** constituye stocks y diques tonalíticos y dioríticos (Casé *et al.*, 1998, 2008) de color gris-blanquecino, con textura granular hipidiomórfica, conformada por cuarzo, plagioclasa y biotita y/u hornblenda, que intruyen al Grupo Choiyoi (*sensu* Roller y Criado Roqué, 1970) y la Granodiorita Varvarcó según Zanettini (2001) (Fig. 2). Casé *et al.* (2008) describen a los diques dioríticos como compuestos por plagioclasa (andesina) y hornblenda, y los diques tonalíticos conteniendo fenocristales de plagioclasa y cristales de hornblenda y cuarzo. Estos diques poseen un largo de 125-300 m y un ancho de 2-25 m (Casé *et al.*, 2008). Si bien Zanettini (2001) consideraba a estos cuerpos de edad triásica media, no descartaba la posibilidad de una edad cretácica tardía por medio de un proceso de alteración hidrotermal similar al provocado en la Comarca Los Maitenes, hacia el sur, por un stock tonalítico-dacítico de 67 ± 3 Ma (Domínguez *et*

al., 1984). Franchini *et al.* (2003) proponen una edad paleocena tardía-eocena temprana, relacionada a la alteración hidrotermal de tipo hornfel-skarn que produce la Tonalita Butalón en las rocas adyacentes. En el área de Butalón Norte, diques y stocks de composiciones tonalíticas y dioríticas de la Tonalita Butalón intruyen a la Granodiorita Varvarcó por lo que los autores concuerdan en una edad paleoceno tardía-eoceno temprana, para la Tonalita Butalón. Tanto la Granodiorita Varvarcó como la Tonalita Butalón son mayormente calcoalcalinas con características de granitoides tipo I, típicos de magmas relacionados a márgenes continentales activos (Casé *et al.*, 2008).

Formación Colomichicó

La Formación Colomichicó es descrita por Zappettini y Dalponte (2009) (Fig. 2) en la ladera occidental de la Cordillera del Viento y aflora en los valles de los arroyos Butalón Norte, Colomichicó, Huaraco Norte y Chacay. Esta unidad consiste en una sección inferior compuesta por vulcanitas bimodales con intercalaciones de niveles piroclásticos, tobas y tobas lapillíticas, y sedimentarios, grauvacas de color gris verdoso, intercalaciones de areniscas y brechas; y una sección superior que está constituida por grauvacas y areniscas volcánicas con intercalaciones de jaspilitas, jaspes y volcanitas, tobas (ignimbríticas mayormente), lavas ácidas y niveles volcánicos básicos a mesosilícicos en forma subordinada, además de filones capas y lacolitos (Zappettini *et al.*, 2011, 2018). Los depósitos de jaspilitas encontradas en esta unidad, corresponden a depósitos de hierro bandeado de tipo Algoma (Zappettini y Dalponte, 2009), indicando un ambiente marino relacionado con secuencias volcano-sedimentarias.

Las rocas que integran esta formación se apoyan en discordancia angular sobre las rocas volcánicas de la Formación Cordillera del Viento y es cubierta en discordancia por las rocas del Grupo Cuyo (Zappettini *et al.*, 2011). Esta unidad es correlacionable con las formaciones La Primavera, fosilífera, y Milla Michicó por su edad pliesbachiana a toarciana temprana, confirmada mediante la dataciones U-Pb SHRIMP en circones magmáticos (Zappettini *et al.*, 2011, 2018) (Fig. 2). Tales edades se encuentran entre $187,9 \pm 1,8$ Ma y $181,2 \pm 2,4$ Ma y corresponden a la sección inferior y sección superior de la unidad, y a $185 \pm 2,3$ Ma, en colada dacítica, y $185,2 \pm 1,9$ Ma, en nivel de toba, ambas de la sección inferior (Zappettini *et al.*, 2011, 2018). Zappettini y Dalponte (2010) también correlacionan esta unidad con los niveles de chert ferruginoso y

manganesífero intercalados en la Formación Chachil (Weaver, 1942) descriptos por Leanza *et al.* (1988), a unos 250 km al sur, al sur del Cerro Atravesada y al norte de la Sierra de Chachil, que son asignadas al mismo episodio metalogénico.

La Figura 2 muestra una comparación de la estratigrafía paleozoico-eomesozoica en forma esquemática de la Cordillera del Viento según distintos trabajos realizados en el área.

Sistema	Serie	Groeber (1946)	Zöllner y Amos (1973)	Méndez <i>et al.</i> (1995)	Zanettini (2001)	Llambías <i>et al.</i> (2007)	Zappettini y Dalponte (2009)	Zappettini <i>et al.</i> (2018)									
Jurásico	Superior	Cuyano Inferior	Liásico Tobáceo	Fm. Los Molles	Grupo Lotena	Fm. Los Molles	Fm. Varvarco & Fm. Butalón	Fm. Los Molles									
	Medio				Fm. Tabanos		Fm. La Primavera	Fm. Colomichicó									
	Inferior				Fm. Los Molles		Fm. La Primavera	Fm. Colomichicó									
Triásico	Superior	Choiyoiilense	Serie Porfírica	Fm. Chacaicó	Fm. Lapa	Fm. Mila Michicó	Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento									
	Medio	Basamento cristalino		Complejo Eruptivo Gondwanico	Tonalita Butalón	Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento	Fase Diastrófica Huarpica								
	Inferior				Granito Radales	Fase Diastrófica Huarpica	Fm. La Premia	Fm. La Premia	Fm. La Premia								
Pérmico	Lopingiano		Granitos y Granodioritas		Fm. La Premia	Grupo Choiyoi	Fm. La Premia	Fm. La Premia	Fm. La Premia	Fm. La Premia							
	Guadalupiano	Granito Varvarco		Granito Huingancó		Granito Huingancó	Granito Huingancó	Granito Huingancó									
	Cisuraliano	Granito Varvarco		Granito Huingancó		Granito Huingancó	Granito Huingancó	Granito Huingancó									
Carbonífero	Pennsylvaniano	Basamento cristalino	Tobas superiores	Fm. Huaraco	Grupo Choiyoi	Fm. Huaraco	Fm. Colomichicó	Fm. Huaraco									
	Mississippiano		Tobas inferiores	Fm. Arroyo del Torreón		Fm. Arroyo del Torreón	Fm. Arroyo del Torreón	Fm. Arroyo del Torreón									
Devónico	Superior	Basamento cristalino	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Grupo Choiyoi	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco									
	Medio								Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco					
	Inferior												Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco		
Silúrico	Pridoliano	Basamento cristalino	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco										
	Ludloviano							Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco						
	Wenlockiano											Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco		
	Llandovertiano															Fm. Huaraco	Fm. Huaraco
Silúrico	Basamento cristalino	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco										
								Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco						
												Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco	Fm. Huaraco		
																Fm. Huaraco	Fm. Huaraco

Figura 2: Correlación estratigráfica de las unidades paleozoicas y eomesozoicas de la Cordillera del Viento según diversos autores.

II.3.b. Estructura

La Cordillera del Viento ha sido definida como un braquianticlinal asimétrico con rumbo N-S, siendo el flanco occidental erodado durante el Cretácico Superior-Paleoceno (Groeber, 1947; Zanettini, 2001). Otros estudios determinan que la estructura principal que involucra al basamento, es decir en una deformación de tipo piel gruesa, constituye una rampa con inclinación hacia el oeste sobre la cual el empuje del bloque provoca el acortamiento de los depósitos mesozoicos desarrollado hacia el este en una deformación de tipo piel fina (Kozłowski *et al.*, 1997). Zanettini (2001) indica que la

formación del braquianticlinal podría ser producto de un esfuerzo vertical que fracturó el núcleo de las unidades paleozoicas y plegó las unidades sedimentarias mesozoicas. Este autor también describe dos sistemas de fracturación con orientación NO y NE, además de lineamientos regionales N-S poco abundantes, dividiendo en bloques los afloramientos de metamorfitas del Paleozoico medio y las vulcanitas permotriásicas. Los lineamientos corresponden a fallas compresivas de alto ángulo desarrolladas en las rocas paleozoicas, asociados a deformación neógena del Ciclo Ándico (Fase Orogénica Quéchuica) (Zanettini, 2001). En tanto, las fracturas NO-NE, son interpretadas por Zanettini (2001) como líneas de debilidad del basamento pre-jurásico inferior por esfuerzos compresivos provenientes del oeste, que fueron reactivadas durante el Neógeno como fracturas de desplazamiento horizontal dislocando a los lineamientos N-S de los ríos Neuquén, en su tramo superior, Varvarco y Butalón Norte. Zanettini (2001) menciona que dichas fracturas en algún momento del Cenozoico tuvieron un alivio extensional, desarrollando en las zonas de Huaraco Norte y Butalón Norte mineralizaciones, alteración hidrotermal y vulcanismo plio-pleistoceno.

Fabiano *et al.* (2012) observaron que las estructuras meridionales (estructuras a lo largo del arroyo Butalón Norte y estructuras asociadas al levantamiento oriental de la Cordillera del Viento) están relacionadas a la inversión de hemigrábenes de la Formación Cordillera del Viento, constituidos por fallas normales que inclinan hacia el oeste. Otro conjunto de estructuras menores con rumbo NO-NE segmentan las principales láminas de corrimiento con vergencia E, exhumando la zona oriental de la Cordillera del Viento (Fabiano *et al.*, 2012). Al sur del área de estudio y en la parte media de la Cordillera del Viento, estos autores observan un cambio de vergencias en las estructuras, vergencias SO y NO, al norte y al sur del paralelo 37°S respectivamente. El cambio de polaridad de las estructuras es interpretado como una zona de transferencia, que provoca un quiebre en la traza del frente de levantamiento, siendo más retraído (occidental) en el norte a más expandido (oriental) en el sur (Fabiano *et al.*, 2012). Los autores concluyen que la variación en la profundidad del basamento responde así a la arquitectura del rift triásico y que la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal en el segmento de la Cordillera del Viento se deforma de manera diferencial como consecuencia de dos fases compresivas, una en el Cretácico Tardío y otra desde el Mioceno tardío al presente (Fabiano *et al.*, 2012).

Giacosa *et al.* (2014) estudiaron las fases tectónicas de las unidades paleozoicas de la Cordillera del Viento interpretando a la deformación observada en la Formación Guaraco Norte en el arroyo Chacay, alrededores de Varvarco, como relativas a Fase Chánica del Ciclo Famatiniano. Los autores reconocen una foliación penetrativa S_1 y clivaje de crenulación disyuntiva S_2 que se formaron en condiciones de metamorfismo de bajo grado. En este mismo sitio, Agüero (2018) describe además estructuras tipo dúplex con vergencia hacia el O, aunque no determina su origen gondwánico o ándico. Giacosa *et al.* (2014) describen dos conjuntos de estructuras gondwánicas desarrolladas en diferentes periodos. El primer conjunto de estructuras responden a un periodo extensional, estas corresponden a fallas con rumbo N-S y fallas con rumbo NNE-SSO al norte de la Cordillera del Viento, en tanto que al sur de la misma el rumbo de las fallas es E-O (Giacosa *et al.*, 2014). El segundo conjunto corresponde a estructuras compresivas asociadas con la Fase Orogénica Sanrafaélica representadas por pliegues y empujes desarrollados en condiciones de no metamorfismo a metamorfismo de grado muy bajo (Giacosa *et al.*, 2014). Según estos autores, las principales estructuras andinas constituyen reactivaciones compresivas de las fallas normales generadas durante el Pérmico. Las estructuras principales corresponden al Anticlinal Cordillera del Viento, un pliegue asimétrico con vergencia hacia el O y cierre periclinal y la Falla Cordillera del Viento, un sistema de fallas Andacollo/Loncopué (Cobbold y Rossello, 2003), originalmente normales que fueron invertidas a fallas inversas durante la Orogenia Andina. Esta inversión junto con la inversión del sistema extensional Tres Chorros formaron el Anticlinal Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014).

A través de estudios magnéticos y gravimétricos en diferentes sectores del área oriental de la Cordillera del Viento, Sagripanti *et al.* (2014) revelan un patrón de estructuras sobreimpuestas a la Orogenia Gondwánica en el sector interno del flanco oriental de la Cordillera del Viento. Estos autores reconocen estructuras de basamento O-NO y NO segmentadas por estructuras menores NE que limitan los depocentros y altos estructurales correspondientes al *rifting* del Triásico Superior. A su vez, Sagripanti *et al.* (2014) reconocen estructuras con rumbo N asociadas a fallas andinas sin control estructural previo. El modelo propuesto por los autores concluye que el rift del Triásico Superior y sus estructuras asociadas muestran reactivación durante la Orogenia Andina, con las estructuras O-NO a NO actuando como zonas de transferencia contraccional y las NE actuando como estructuras frontales contraccionales.

Hacia el este de la Cordillera del Viento, Sánchez *et al.* (2015) interpretan a partir de líneas sísmicas realizadas en cuatro secciones transversales, distanciadas 4 km cada una y de orientación O-E, que la deformación andina en el área de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal está controlada por cuñas de basamento. Estas cuñas están vinculadas con un despegue ubicado a 12 km de profundidad, desarrollado en las evaporitas de la Formación Auquilco, produciéndose, a partir de la transmisión del desplazamiento hacia el este, el sistema de pliegues relacionado.

CAPÍTULO III

III. Petrología

En esta sección se describen petrográficamente las muestras seleccionadas para su análisis. El orden de la descripción es de Oeste a Este (Fig. 3), en orden estratigráfico. Las abreviaturas utilizadas en las figuras corresponden a: **Qz** = cuarzo; **Fk** = feldespato potásico; **Pl** = plagioclasa; **Bt** = biotita; **Anf** = anfíbol; **Msc** = muscovita; **Chr** = cordierita; **Sil** = sillimanita; **And** = andalucita; **Epd** = epidoto; **Chl** = clorita; **Clc** = clinocloro; **Ser** = sericita; **Op** = minerales opacos; **Ox** = óxidos.

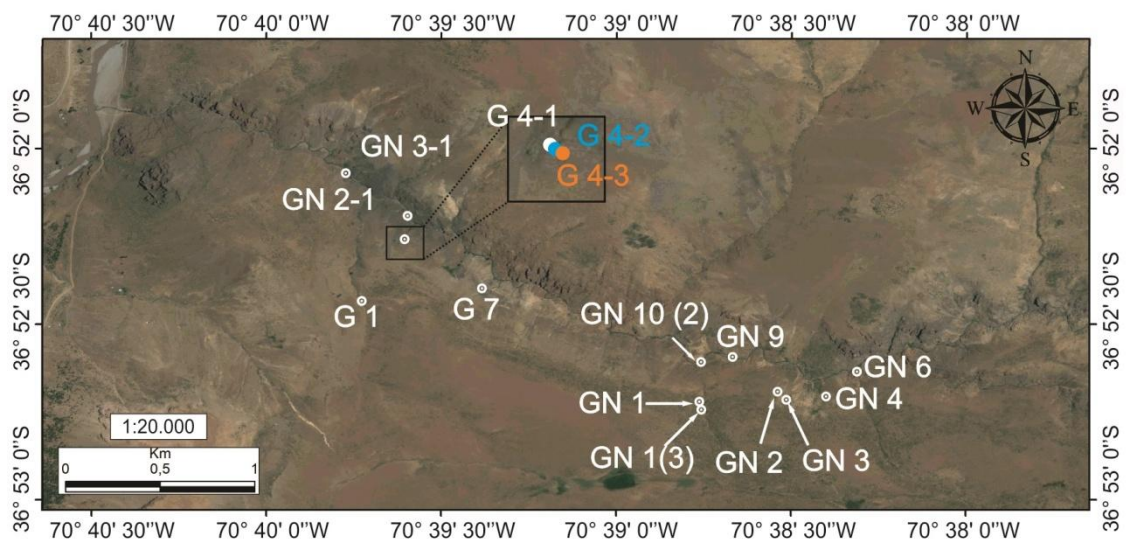


Figura 3: Mapa con la ubicación de las muestras litológicas analizadas.

G1 – Pizarra

Corresponde a una pizarra verde oscura (Fig. 4) que presenta una microtextura granolepidoblástica (Fig. 4B) a granoblástica mediante la formación de una estructura nodulosa (Anexo Figs. 1G y 1H). Se compone principalmente de cuarzo, muscovita y ¿plagioclasa? (Fig. 4B); sillimanita y cordierita se encuentran en granos muy finos y formando blastos incipientes. El cuarzo es subhedral con tamaños de hasta 0,05 mm. La muscovita es subhedral con hábito fibroso y posee tamaño de grano muy fino. La sillimanita es subhedral con hábito fibroso y colores de interferencia muy altos, los tamaños de la misma alcanzan hasta 0,10 mm x 0,02 mm. La cordierita es subhedral sin un hábito determinado y exfoliación pobre, con tamaños de hasta 0,03 mm (Fig. 4A). La

andalucita se encuentra en idioblastos con esquinas incompletas (Anexo Figs. 2G y 2H). Los incipientes blastos presentan distorsión (Anexo Figs. 2A y 2B). Los nódulos son circulares a ovalados (Anexo Figs. 1A, 1B, 1G y 1H). Por último la ¿plagioclasa? (Fig. 4B) es subhedral a anhedral con hábito tabular y tamaños de hasta 0,05 mm x 0,01 mm. Además, hay venillas de cuarzo-óxido (Fig. 4C) con un espesor de hasta 0,26 mm, venillas de óxidos y venillas de óxidos con minerales opacos metálicos (Fig. 4C). A su vez, se encuentran minerales opacos diseminados en la matriz, subhedrales a anhedrales (Fig. 4A). Son frecuentes los estilolitos de óxidos de hierro (Fig. 4C).

La asociación mineral de esta muestra corresponde a cuarzo + muscovita + sillimanita + cordierita + ¿plagioclasa? + ¿andalucita?. Esta asociación es estable en condiciones de metamorfismo de baja presión y alta temperatura (metamorfismo de contacto), alcanzando la facies de hornfels hornblendífero a hornfels piroxénico. La estructura nodulosa que presenta en parte también es indicativa de metamorfismo de contacto. La distorsión de los blastos señala deformación sin-metamórfica. La deformación de los nódulos (ovalados) indica que éstos son pre-cinemáticos (Anexo Figs. 1B, 1G y 1H). Según la asociación mineral y textura, el protolito correspondería a una roca sedimentaria pelítica alcanzada por un grado medio a alto de metamorfismo de contacto.

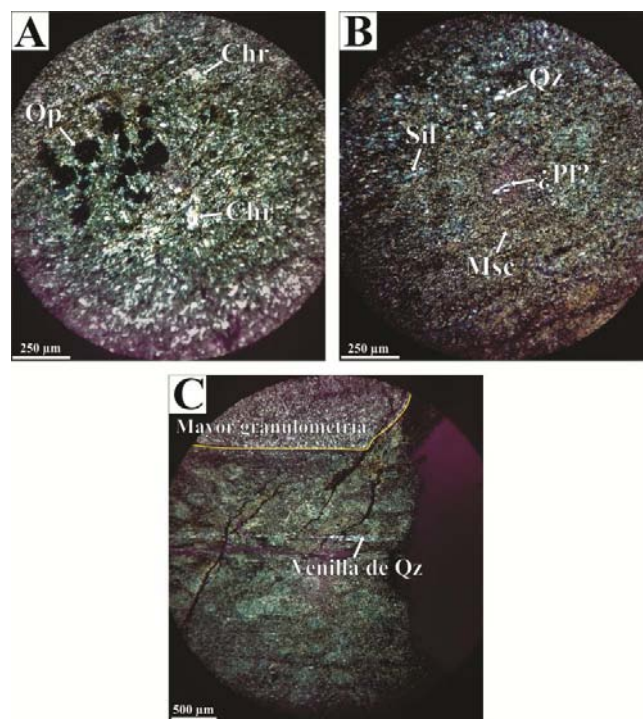


Figura 4: Pizarra (G1). A. Blastos de cordierita distorsionados y minerales opacos diseminados. B. Textura granolepidoblástica compuesta por cuarzo, ¿plagioclasa?, sillimanita y muscovita con un tamaño de grano muy fino. C. Rasgos texturales mostrando diferentes granulometrías, estructura nodulosa, venillas de cuarzo y estilolitos.

GN2-1 – Pizarra

Corresponde a una pizarra oscura (Fig. 5) que presenta una microtextura lepidoblástica (Fig. 5B) compuesta por cuarzo, muscovita, sillimanita y cordierita. El cuarzo es subhedral con tamaños de hasta 0,05 mm. La muscovita es subhedral con hábito fibroso y posee tamaños muy pequeños. La sillimanita es subhedral con hábito fibroso y colores de interferencia muy altos, con tamaños que alcanzan los 0,04 mm (Figs. 5A y 5C). Por último, la cordierita es subhedral sin un hábito determinado y exfoliación moderada, con tamaños de hasta 0,06 mm (Fig. 5A). Además, se encuentran venillas de cuarzo con espesores de hasta 0,11 mm, que atraviesan la estratificación original de la muestra (S_0) (Fig. 5B).

La asociación mineral de esta muestra corresponde a cuarzo + muscovita + sillimanita + cordierita, esta asociación es estable en condiciones de metamorfismo de baja presión y alta temperatura (metamorfismo de contacto) alcanzando la facies de hornfels hornblendífero a hornfels piroxénico. De acuerdo a la asociación mineral, el protolito correspondería a una roca sedimentaria pelítica que ha sido afectada por un grado medio a alto de metamorfismo de contacto.

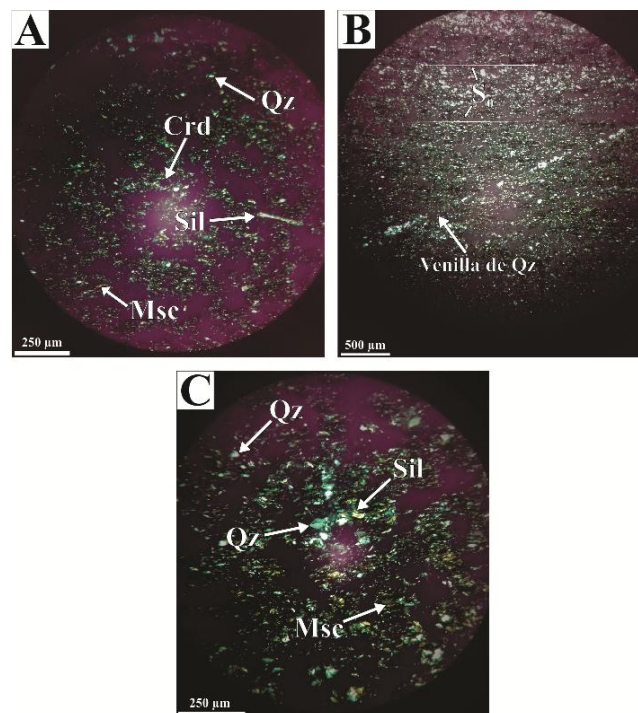


Figura 5: Pizarra (GN2-1). A. Asociación mineral compuesta por cordierita, cuarzo, muscovita y sillimanita. B. Textura lepidoblástica y planos de estratificación (S_0) cortados por venilla de cuarzo. C. cuarzo, muscovita y sillimanita.

GN3-1 – Ignimbrita andesítica

Corresponde a una ignimbrita (Fig. 6A) de composición andesítica (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los piroclastos), que presenta una textura eutaxítica (Fig. 6D) formada por cristaloclastos (10%), litoclastos (5%), clastos recristalizados (20%), fiammes relícticos recristalizados y oxidados (2%) y una matriz recristalizada (desvitrificación de vidrio volcánico) (63%). Los cristaloclastos están compuestos por plagioclasa (100%), estos son euhedrales con hábitos tabulares, en su mayoría, con tamaños que van desde 0,02 mm x 0,24 mm hasta 0,24 mm x 0,48 mm y una abundante alteración caolinítica (Fig. 6B). Los clastos recristalizados en cuarzo, sericita y minerales opacos (20%) son subhedrales, sin un hábito determinado y con tamaños que alcanzan hasta 0,02 mm x 0,10 mm (Fig. 6C). La matriz presenta recristalización de cuarzo, minerales opacos de forma diseminada con tamaños de hasta 7×10^{-3} mm x 0,21 mm (Fig. 6B), óxidos de hierro, cúmulos de epidoto de alteración con tamaños de hasta 0,04 mm (Anexo Figs. 5A y 5B) y alteración sericítica moderada. Además, se encuentran venillas de óxidos con un espesor de 0,02 mm presente en la muestra (Anexo Figs. 4G y 4H).

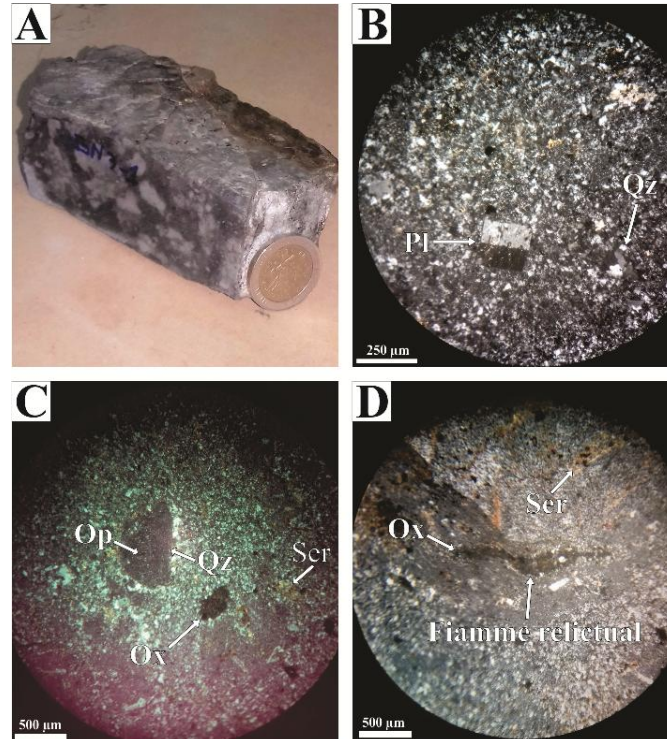


Figura 6: Ignimbrita andesítica (GN3-1). A. Muestra de mano. B. Matriz recristalizada, cristaloclastos de plagioclasa y clastos recristalizados por desvitrificación en cuarzo. C. Clasto recristalizado en cuarzo, sericita, minerales opacos y óxido de hierro. D. Textura eutaxítica formada por fiammes relícticos recristalizados y reemplazados por óxidos.

G4-1 – Brecha piroclástica lítica polimíctica

Corresponde a una brecha piroclástica lítica (Figs. 7A) de color oscuro que presenta una textura brechosa clasto sostén, compuesta por cristaloclastos (25%), litoclastos polimícticos (65%) angulares a subangulares con tamaños de hasta 4 cm y matriz de textura brechosa (10%). Los cristaloclastos corresponden a cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Anexo Figs. 6A-6D). Los cristaloclastos de cuarzo son subhedrales a anhedrales, con tamaños de hasta 0,45 mm. Los correspondientes a feldespato potásico son subhedrales con hábito tabular (mayormente), con tamaños de hasta 0,64 mm x 0,26 mm y presentan una abundante alteración caolinítica y sericítica. Los cristaloclastos de plagioclasa son subhedrales con hábito tabular y tamaños que alcanzan hasta 1,08 mm x 0,27 mm; presentan una abundante alteración caolinítica, clorítica y sericítica.

Los fragmentos líticos presentes en esta roca corresponden a seis tipos. *Litoclasto I* es un fragmento lítico piroclástico con una textura holocristalina, compuesto por cristaloclastos de cuarzo, clastos recrystalizados y desvitrificados, minerales opacos diseminados y óxidos (Fig. 7B). La matriz es microcristalina y presenta una abundante alteración clorítica, además de venillas de óxidos. *Litoclasto II* corresponde a un fragmento lítico piroclástico con textura holocristalina, compuesto por clastos recrystalizados y una matriz microcristalina con alteración sericítica y minerales opacos diseminados (Fig. 7C). *Litoclasto III* es un fragmento lítico volcánico con textura porfírica, compuesto por fenocristales y matriz. Los fenocristales corresponden a plagioclasa y feldespato potásico que presentan abundante alteración caolinítica. En cuanto a la matriz, es microcristalina con minerales opacos en forma diseminada (Fig. 7D). Otros litoclastos presentan cúmulos alterados a epidoto y clorita, mientras que la matriz microcristalina está desvitrificada (Anexo Figs. 7A y 7B). *Litoclasto IV* corresponde a un fragmento lítico de origen sedimentario con textura clástica laminar que presenta cuarzo y abundantes minerales de alteración (clorita, epidoto y sericita) y minerales opacos muy finos marcando la laminación (Fig. 7E). *Litoclasto V* es un fragmento lítico volcánico con textura inequigranular, compuesto por cristaloclastos de feldespato potásico tabular y una matriz desvitrificada con alteración epidótica (en forma de cúmulos) (Fig. 7F; Anexo Figs. 7I y 7J). *Litoclasto VI* corresponde a un fragmento lítico volcánico con textura holocristalina, compuesto por relictos de fenocristales de plagioclasa y una matriz microcristalina con alteración sericítica, además de minerales opacos y óxidos (Anexo Figs. 7K y 7L).

La matriz tiene una textura microbrechosa con clastos de diferente tamaño, minerales opacos de forma diseminada y óxidos formando estilolitos (Anexo Figs. 6E y 6F) y concentrándose en los contactos con ciertos fragmentos líticos, a su vez, la alteración presente en la misma es profusa, sericítica y concentrada en determinados sectores.

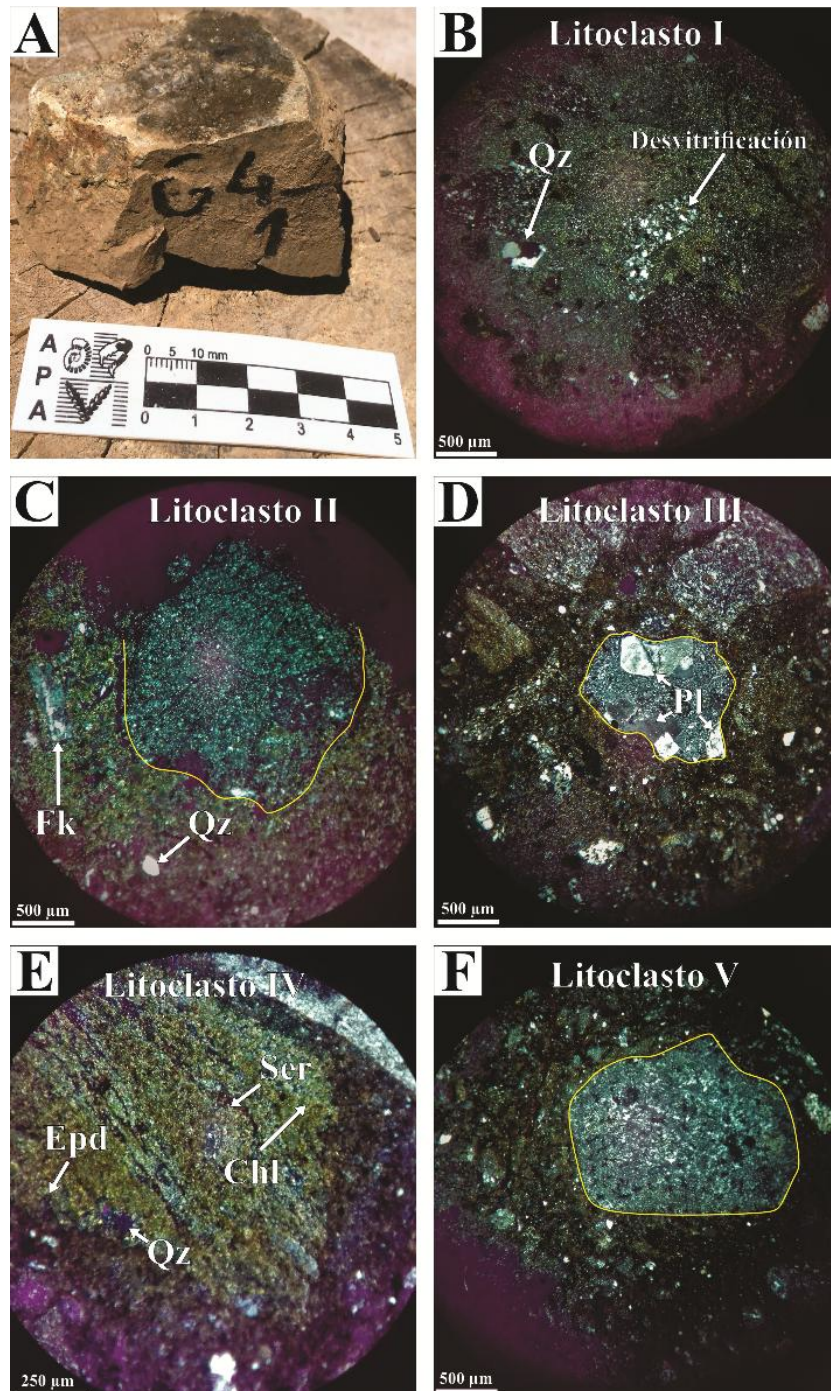


Figura 7: Brecha piroclástica lítica polimítica (G4-1). **A.** Muestra de mano. **B. Litoclasto I:** fragmento piroclástico compuesto por cuarzo, clastos recrystalizados y desvitrificados. **C. Litoclasto II:** fragmento piroclástico con clastos recrystalizados y una matriz microcristalina. **D. Litoclasto III:** fragmento volcánico con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa. **E. Litoclasto IV:** fragmento sedimentario con textura clásica laminar; se observan cuarzo, epidoto, clorita y sericita. **F. Litoclasto V:** fragmento volcánico con textura inequigranular, compuesto por feldespato potásico y una matriz desvitrificada.

G4-2 – Brecha volcánica lítica silicificada

Corresponde a una brecha volcánica lítica silicificada compacta (Fig. 8A) matriz sostén con textura fluidal (Fig. 8D), blanquecina en afloramiento a gris en roca fresca, compuesta por cristaloclastos (5%), litoclastos polimícticos (20%) subangulares a redondeados con tamaños de hasta 5 cm y matriz (75%). Los cristaloclastos corresponden a feldespato potásico y plagioclasa (Anexo Figs. 8A y 8D). Los cristaloclastos de feldespato potásico son subhedrales (además de cristales relícticos anhedrales) con tamaños de hasta 0,34 mm y presentan una profusa alteración caolinítica, epidótica y sericítica. Los correspondientes a plagioclasa son subhedrales con tamaños que alcanzan hasta 0,26 mm y presentan una abundante alteración caolinítica, epidótica y sericítica.

Los fragmentos líticos presentes en esta roca corresponden principalmente a cuatro tipos. *Litoclasto I* corresponde a un fragmento lítico ¿piroclástico? con textura holocristalina, compuesto por una matriz cristalina de feldespato potásico y plagioclasa, minerales opacos diseminados; además presenta alteración caolinítica, epidótica y clorítica (Fig. 8B). *Litoclasto II* es un fragmento lítico ¿piroclástico? con una textura holocristalina, compuesto por cristaloclastos de plagioclasa, minerales opacos diseminados y una matriz microcristalina recristalizada con alteración epidótica (Fig. 8C). *Litoclasto III* corresponde a fragmentos angulosos de hasta 5 cm de rocas volcánicas con textura porfírica; fenocristales blanquecinos alterados y matriz microcristalina gris a gris oscura silicificada y probablemente epidotizada (Fig. 8D). *Litoclasto IV* comprende fragmentos angulosos a subangulosos de alrededor de 0,5 mm, grises oscuros, compuestos por una granulometría muy fina; probablemente correspondan a fragmentos de pelitas (Fig. 8D). Los litoclastos de tamaños mayores, observados a mesoescala, corresponden también a fragmentos volcánicos, piroclásticos y sedimentarios.

La matriz microcristalina presenta abundantes lineaciones indicadas por desvitrificación y sericitización en capas alternantes, minerales opacos de forma diseminada, a su vez, la alteración presente en la misma, clorítica y epidótica, es profusa (Anexo Figs. 9A y 9B). Además se observan venillas de epidoto con espesores de hasta 0,29 mm (Anexo Figs. 9G y 9H) y venillas de cuarzo con espesores de hasta 0,26 mm (Anexo Figs. 9E y 9F).

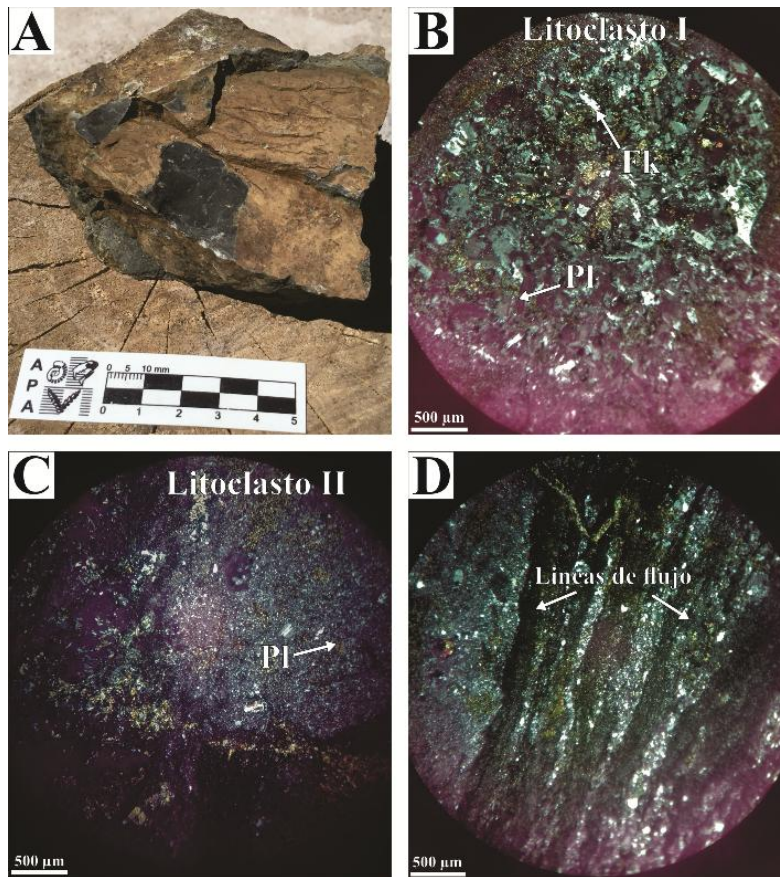


Figura 8: Brecha volcánica lítica silicificada (G4-2). A. Muestra de mano. B. *Litoclasto I*: fragmento ¿piroclástico? compuesto por una matriz cristalina de feldespato potásico y plagioclasa. C. *Litoclasto II*: fragmento ¿piroclástico? compuesto por cristaloclastos de plagioclasa y una matriz microcristalina recrystalizada. D. Detalle de la textura brechosa matriz sostén fluidal.

G4-3 – Andesita

Corresponde a una vulcanita de composición andesítica (Fig. 9A) (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los fenocristales), que presenta una textura microlítica fluidal, formada por fenocristales (30%) y matriz (70%) (Fig. 9B). Los fenocristales corresponden a plagioclasa (82%), feldespato potásico (13%) y cuarzo (5%). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales (además de cristales relícticos anhedrales) con hábito tabular (mayormente) con tamaños de hasta 2,04 mm x 0,51 mm (Fig. 9C) y presentan una abundante alteración caolinítica, clorítica y epidótica. Los correspondientes a feldespato potásico son euhedrales a subhedrales con hábito tabular, poseen tamaños de hasta 0,56 mm x 0,21 mm y presentan una abundante alteración caolinítica y epidótica. Los correspondientes a cuarzo son anhedrales, con tamaños de hasta 1,36 mm x 0,45 mm. La matriz es cristalina,

compuesta por tablillas de plagioclasa y/o feldespato potásico orientadas por flujo magmático, sericita, clorita y epidoto en cúmulos y minerales opacos disseminados. La alteración se presenta de forma profusa.

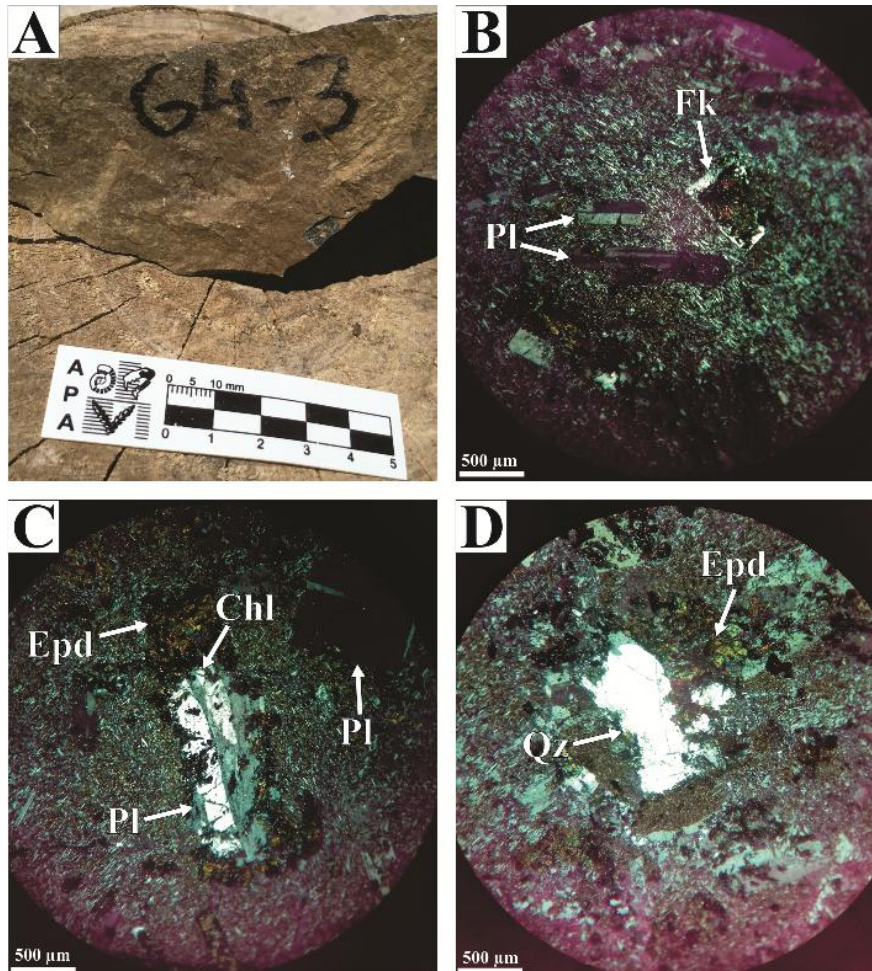


Figura 9: Andesita (G4-3). A. Muestra de mano. B. Textura microlítica fluidal formada por fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. C. Cristal tabular relíctico de plagioclasa con cloritas de alteración, cuyo bordes son reemplazados por epidoto. D. Cristal de cuarzo y cúmulo de epidoto.

G7 – Dique riolítico

Corresponde a un dique de composición riolítica (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los fenocristales) (Fig. 10A), que presenta una textura porfírica e hipidiomórfica formada por fenocristales (25%) y matriz (75%) (Fig. 10B). Los fenocristales corresponden a feldespato potásico (70%) y plagioclasa (30%). Los fenocristales de feldespato potásico son euhedrales con hábito tabular (en menor medida), con tamaños de hasta 1,02 mm x 0,54 mm y presentan una abundante alteración caolinítica, sericítica y clorítica (Fig. 10B). Los correspondientes a

plagioclasa son euhedrales a subhedrales con hábito tabular, poseen tamaños de hasta 0,91 mm x 0,35 mm y presentan una abundante alteración caolinítica y sericítica (Fig. 10C). La matriz es microcristalina y está compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y minerales opacos diseminados. En algunos sectores parece evidenciar desvitrificación lo que estaría relacionado al escaso espesor del cuerpo o evidenciaría niveles superficiales de emplazamiento. La alteración presente en la matriz, caolinítica y clorítica, se encuentra de forma moderada, a su vez, se observan venillas de cuarzo con espesores de hasta 1,3 mm y venillas de clorita muy fina con minerales opacos (Fig. 10D). Los minerales opacos y óxidos se encuentran también en los bordes de las venillas.

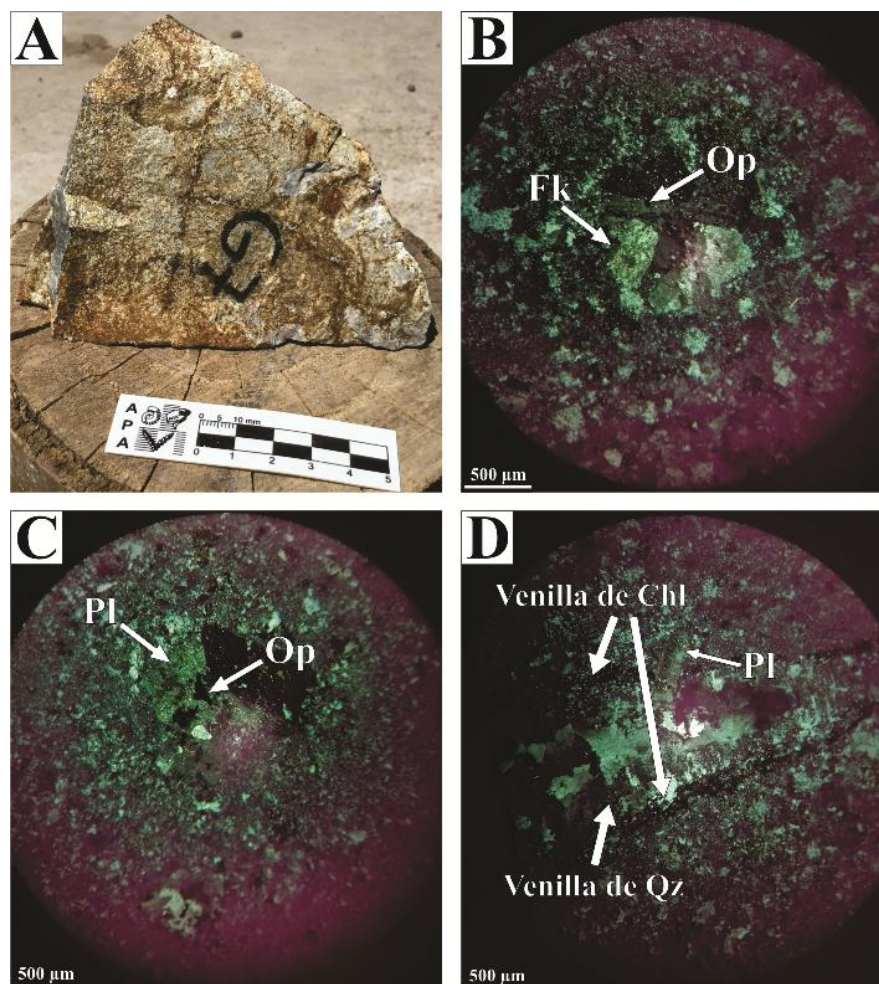


Figura 10: Dique riolítico (G7). A. Muestra de mano. B. Textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico y minerales opacos diseminados. C. Fenocristal de plagioclasa y minerales opacos diseminados. D. Venilla de cuarzo y venillas de clorita con minerales opacos y óxidos en los bordes.

Detalle de fenocristal de plagioclasa.

GN9 – Pelita oscura maciza

Corresponde a una pelita oscura maciza (Fig. 11A), presenta una textura clástica (Fig. 11C) donde se observan cuarzo, muscovita y minerales opacos. El cuarzo es anhedral y subredondeado con tamaños de hasta 0,04 mm. La muscovita es subhedral y subangulosa con un hábito tabular-acicular y tamaños de hasta 0,04 mm. Los minerales opacos (7%) se encuentran diseminados uniformemente con tamaños de hasta 0,56 mm. Los minerales de alteración corresponden a sericita, que se encuentra de forma abundante, a veces formando cúmulos bordeando ¿pseudonódulos? (Fig. 11B). Se encuentran venillas en sentidos ortogonales. A su vez, se observa una venilla de cuarzo-clinocloro cortada por una microfalla de tipo inversa que concentra óxido de hierro (Fig. 11B), además de minerales opacos (Fig. 11D).

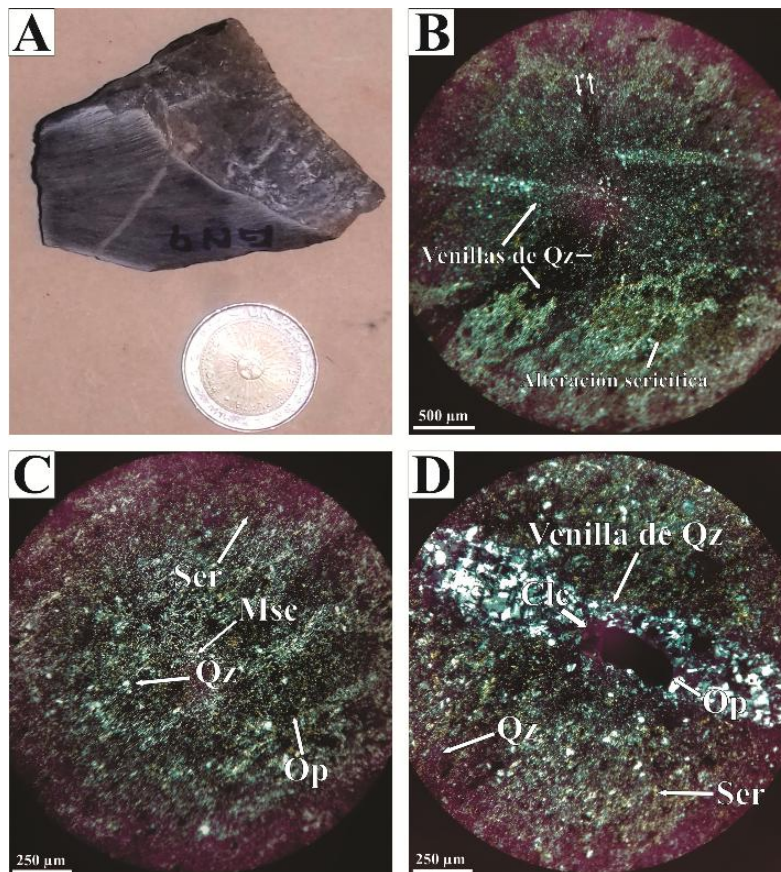


Figura 11: Pelita oscura maciza (GN9). A. Muestra de mano. B. Venillas de cuarzo cortadas por una microfalla de tipo inversa; se observan además ¿pseudonódulos? de sericita. C. Clastos de cuarzo, muscovita, sericita de alteración y minerales opacos. D. Detalle de venilla de cuarzo con clinocloro y minerales opacos.

GN10 (2) – Pelita oscura

Corresponde a una pelita oscura, presenta una textura clástica (Fig. 12), y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y minerales opacos. El cuarzo es anhedral y subredondeado, con tamaños de hasta 0,02 mm (Fig. 12A). La plagioclasa es anhedral y redondeada y en ocasiones alcanza tamaños mayores, de 0,09 mm (Fig. 12B). La biotita es anhedral con hábito acicular y tamaños de hasta 0,09 mm (Fig. 12A). La muscovita es anhedral y subangular con un hábito tabular y tamaños de hasta 0,02 mm. Los minerales opacos (<1%) se encuentran diseminados en la matriz con tamaños de hasta $1,8 \times 10^{-3}$ mm x 0,018 mm (Fig. 12C). Los minerales de alteración corresponden a sericita fibrosa, que se encuentra de forma abundante. A su vez, se observan venillas de óxidos de hierro (limonita) (Anexo Figs. 13A y 13B).

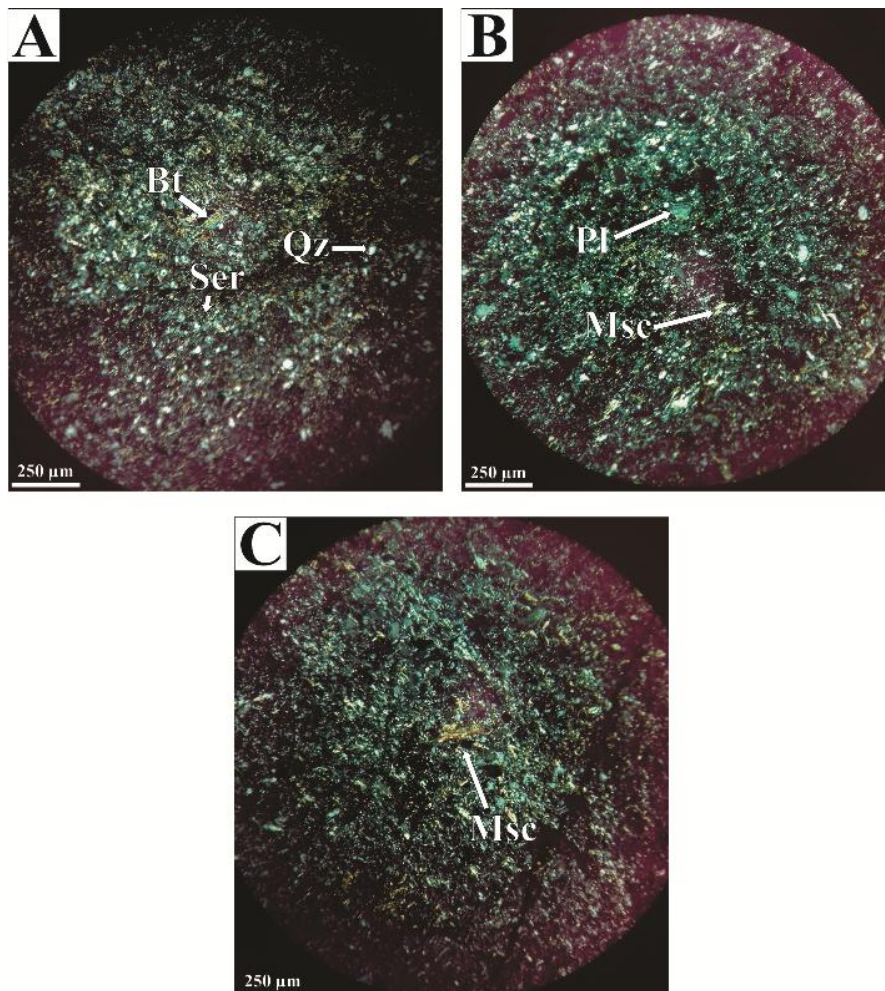


Figura 12: Pelita oscura (GN9). A. Textura clástica con clastos de cuarzo, biotita y sericita. B. Clastos de muscovita y plagioclasa. C. Clastos tabulares de muscovita.

GN1 – Toba cristalolítica riolítica

Corresponde a una toba cristalina a lítica de coloración clara en afloramiento (Capítulo IV Figs. 30A y 30B) y matriz color gris oscuro en roca fresca (Fig. 13A), de composición riolítica (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los piroclastos), que presenta una textura piroclástica formada por cristaloclastos (35%), fragmentos líticos (30%) y matriz (35%) (Fig. 13B). Los cristaloclastos corresponden a feldespato potásico (55%), cuarzo (30%) y plagioclasa (15%). Los cristaloclastos de feldespato potásico son subhedrales, con hábito tabular (en menor medida), de tamaños variables (hasta 0,80 mm x 0,48 mm) y presentan una abundante alteración caolinítica. Los cristaloclastos de cuarzo corresponden a cuarzo primario muy fragmentado, cuarzo por desvitrificación y cuarzo por recristalización. Los mismos se presentan subhedrales con engolfamientos y tamaños que van desde 0,13 mm hasta 0,24 mm; el cuarzo por desvitrificación alcanza hasta 1,07 mm de tamaño. Los cristaloclastos de plagioclasa son subhedrales con hábito tabular, tamaños que alcanzan hasta 1,47 mm x 0,64 mm y presentan una abundante alteración caolinítica (Anexo Figs. 14C y 14D).

Los fragmentos líticos presentes en esta roca son angulosos y de origen volcánico, los que alcanzan hasta 2 cm de longitud, y metamórfico, hasta 1,60 mm x 1,04 mm; corresponden a tres tipos, descriptos a continuación. *Litoclasto I* es un fragmento lítico volcánico de composición andesítica (basada en fenocristales) y textura porfírica, compuesto por fenocristales (40%), clastos desvitrificados (5%) y matriz (55%) (Fig. 13C). Los fenocristales corresponden a plagioclasa (80%) y feldespato potásico (20%), subhedrales con hábito tabular, presentan alteración caolinítica y epidótica. La matriz es microcristalina con escasa alteración, a su vez, presenta minerales opacos y óxidos en forma diseminada. *Litoclasto II* corresponde a un fragmento lítico volcánico relíctico de composición andesítica, compuesto por tablillas de plagioclasa subhedrales con alteración caolinítica (60%) y una matriz con alteración sericítica (40%) (Fig. 13D). *Litoclasto III* comprende a un fragmento lítico volcánico que presenta una textura porfírica, compuesto por fenocristales (<1%) de cuarzo y feldespato potásico, además de una matriz cristalina desvitrificada compuesta por feldespato potásico, minerales opacos diseminados y clorita como mineral de alteración (Fig. 13E). *Litoclasto IV* corresponde a un fragmento lítico metamórfico, probablemente una pizarra de origen

pelítico; está compuesto por cuarzo junto con clorita y sericita que forman un bandeo (Fig. 13F).

La matriz es microcristalina y está compuesta por cuarzo, minerales opacos y óxidos. Se observan estructuras tipo estilolíticas donde se concentran los óxidos y los componentes de la roca se ven alargados en la dirección de los estilolitos o concentración de óxidos. La alteración sericítica presente en la matriz se encuentra en forma abundante. Se observan venillas de biotita-clorita como minerales secundarios, en algunos casos estas venillas pasan lateralmente de biotita a clorita (Anexo Figs. 15G-15J), además de venillas de cuarzo y óxidos secundarios.

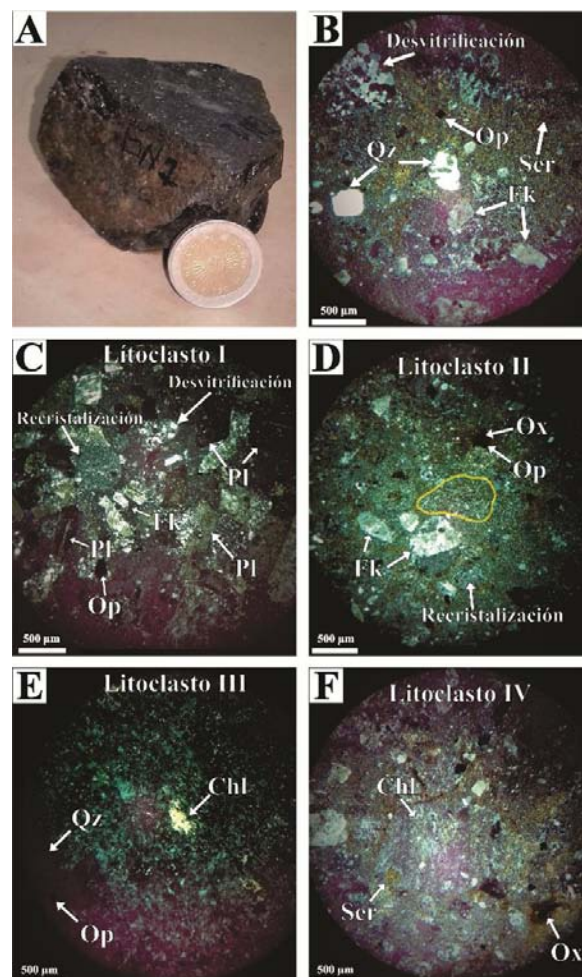


Figura 13: Toba cristalolítica riolítica (GN1). **A.** Muestra de mano. **B.** Textura piroclástica; cristaloclastos de feldespato potásico y cuarzo; matriz microcristalina alterada en sectores por sericita. **C.** *Litoclasto I*: fragmento andesítico y textura porfírica compuesto por fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico; se observa la matriz microcristalina con minerales opacos y óxidos, y clastos desvitrificados. **D.** *Litoclasto II*: fragmento andesítico relicto; se observan tablillas de plagioclasa con alteración caolinítica y una matriz con alteración sericítica (40%). **E.** *Litoclasto III*: fragmento volcánico con textura porfírica y fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una matriz cristalina desvitrificada. **F.** *Litoclasto IV*: fragmento metamórfico bandeado compuesto por cuarzo, clorita y sericita.

GN1 (3) – Toba cristalina latítica

Corresponde a una toba cristalina (Fig. 14A), de matriz de color gris oscuro, composición latítica (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los piroclastos); presenta una textura piroclástica formada por cristaloclastos (30%), componentes líticos relícticos (<1%) y matriz (70%) (Fig. 14B). Los cristaloclastos corresponden a feldespato potásico (55%), plagioclasa (30%) y cuarzo (15%). Los cristaloclastos de feldespato potásico son euhedrales a subhedrales con hábito tabular, con tamaños de hasta 1,12 mm x 0,32 mm, con una abundante alteración caolinítica y sericítica (Fig. 14D). Los cristaloclastos de plagioclasa son euhedrales a subhedrales con hábito tabular, con tamaños de hasta 1,35 mm x 0,48 mm y una abundante alteración caolinítica y sericítica (Figs. 14B y 14C). Los cristaloclastos de cuarzo son anhedrales con tamaños de hasta 0,32 mm (Fig. 14C). La matriz es cristalina por desvitrificación compuesta por tablillas de feldespatos. A su vez, se encuentran minerales opacos (<3%) con hábitos cúbicos (en menor medida) con tamaños de hasta 0,20 mm y una moderada alteración sericítica.

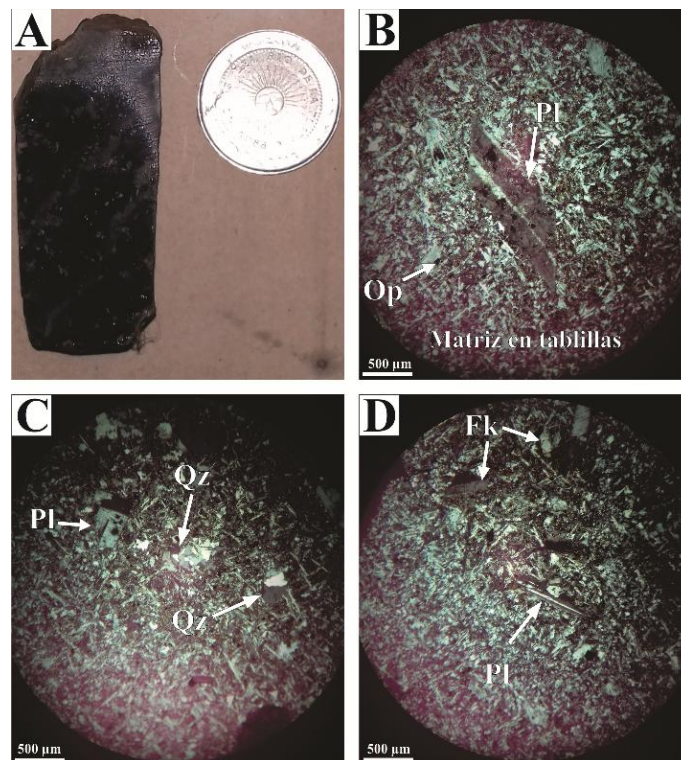


Figura 14: Toba cristalina latítica (GN1 (3)). A. Muestra de mano. B. Textura piroclástica; se observan cristaloclastos de plagioclasa y la matriz cristalina y desvitrificada con tablillas de feldespatos y minerales opacos diseminados. C. Cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo. D. Cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico.

GN2 – Toba cristalina recrystalizada

Corresponde a una toba cristalina de color claro mayormente recrystalizada (Fig. 15A), con textura piroclástica y formada por cristaloclastos (5%) y matriz (95%) (Fig. 15B). Los cristaloclastos corresponden a biotita (90%) y cuarzo (10%) (Fig. 15C). Los cristaloclastos de biotita son euhedrales a subhedrales con hábito tabular (mayormente), con tamaños de hasta 0,02 mm x 0,07 mm. Los cristaloclastos de cuarzo son subhedrales con tamaños de hasta 0,02 mm. La matriz es microcristalina, en parte desvitrificada, con óxidos (<1%), poros correspondientes a minerales opacos relícticos y una profusa alteración sericítica. En algunos sectores se observa estructura nodulosa (Anexo Figs. 17A y 17B) evidenciando probablemente un metamorfismo de contacto incipiente. En ese caso, la biotita observada puede tener un origen metamórfico. A su vez, se encuentran venillas de cuarzo con espesores de hasta 1,60 mm (Fig. 15D; Anexo Figs. 17I y 17J).

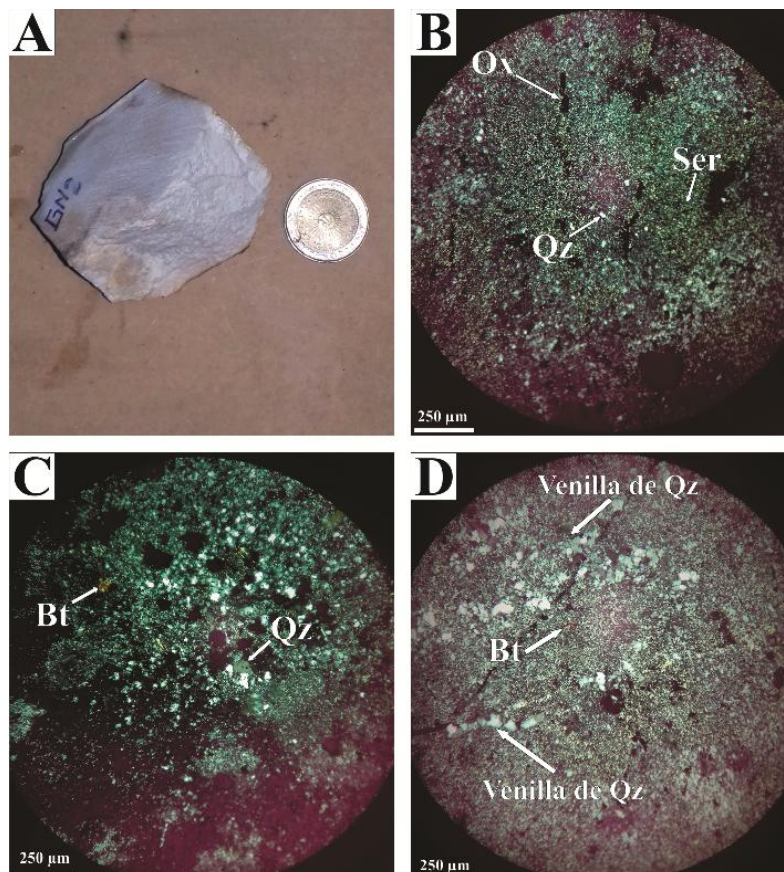


Figura 15: Toba cristalina recrystalizada (GN2). A. Muestra de mano. B. Matriz microcristalina (desvitrificada) con alteración sericítica. C. Cristaloclastos de cuarzo y biotita. D. ¿Cristaloclasto? tabular de biotita y venillas de cuarzo.

GN3 – Intrusivo tonalítico

Cuerpo intrusivo que podría corresponder a un stock (Fig. 16A), según su geometría en planta (Capítulo IV Figs. 34 y 35), o a un cuerpo subvolcánico (dique, ¿lacolito?); es de color gris oscuro y composición tonalítica (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los fenocristales); presenta una textura porfírica formada por fenocristales (70%) y matriz (30%) (Fig. 16B). Los fenocristales de mayor tamaño corresponden a cuarzo (30%) y plagioclasa (60%); además se encuentran cúmulos de alteración de minerales máficos primarios (% 2). Fenocristales de menor tamaño y menos abundantes corresponden a minerales máficos, ¿anfíbol? (relictico) (4%) y biotita (<1%). Como accesorios se observan minerales opacos (3,16%). Los fenocristales de cuarzo son subhedrales a euhedrales con tamaños variables (alcanzan hasta 2,72 mm). Se presentan incompletos y en algunos casos con engolfamientos (Fig. 16B); contienen inclusiones fluidas. Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales con hábito tabular (mayormente) y diferentes tipos de maclas (polisintéticas, complejas y penetrativas) (Anexo Figs. 19E y 19 F) con tamaños de hasta 1,76 mm y una abundante alteración caolinítica, sericítica y silícica (Anexo Figs. 19A y 19B). Presentan comúnmente zonaciones combinadas con maclas penetrativas (Fig. 16D). Los cristales de ¿anfíbol? (relictico) son euhedrales a subhedrales con hábitos tabulares; se observan algunas secciones basales (Fig. 16C) y secciones longitudinales con tamaños variables de hasta 1,12 mm x 0,11 mm (Anexo Figs. 18E y 18F). Los cristales de biotita son euhedrales a subhedrales con hábitos tabulares y tamaños de hasta 0,26 mm x 0,03 mm (Anexo Figs. 19C y 19D). Los minerales opacos poseen tamaños de hasta 0,16 mm. La matriz es de textura microgranular y está integrada fundamentalmente por plagioclasa y cuarzo en cristales de tamaño fino a muy fino. Además la matriz presenta una moderada a abundante alteración sericítica.

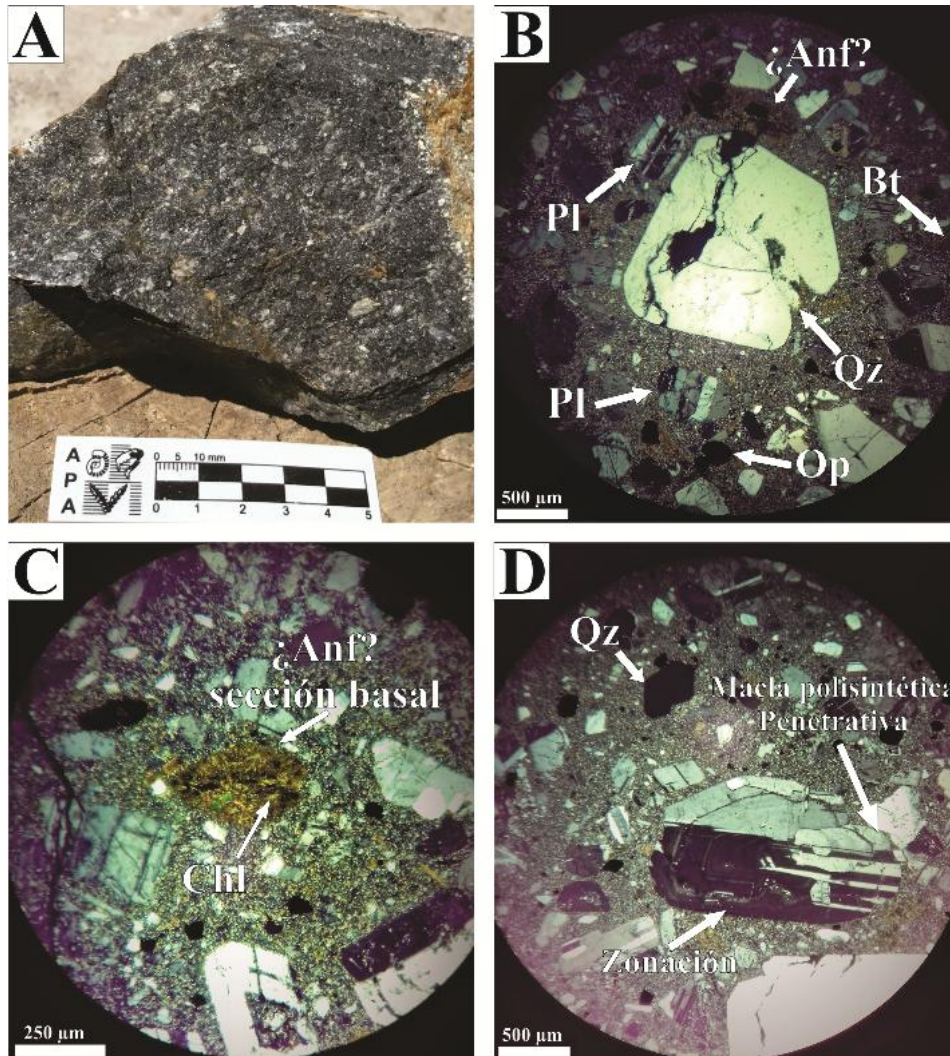


Figura 16: Intrusivo tonalítico (GN3). A. Muestra de mano. B. Detalle de la textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y posiblemente anfíbol. C. Sección basal probablemente de anfíbol, con alteración clorítica. D. Maclas polisintética y penetrativa en plagioclasa combinadas con zonación.

GN4 – Toba cristalina silicificada dacítica

Corresponde a una toba cristalina silicificada de color gris (Fig. 17A), presenta una textura piroclástica formada por cristaloclastos (10%) y matriz (90%) (Fig. 17B). Los cristaloclastos corresponden a cuarzo (100%). De acuerdo a la composición podría caracterizarse como una toba dacítica. Los cristaloclastos de cuarzo son subhedrales a anhedrales con tamaños de hasta 0,24 mm. La matriz es microcristalina, desvitrificada, compuesta por cuarzo, biotita, sericita y minerales opacos. La biotita es subhedral mayormente con hábito tabular y tamaños de hasta 0,10 mm x 0,07 mm (Fig. 17C). Los minerales opacos se encuentran diseminados en la matriz y alcanzan tamaños de hasta

0,08 mm. La alteración presente en la matriz, silícica y sericítica, es moderada mostrando desvitrificación (Fig. 17D). Además se observan venillas de cuarzo subhedral con espesores variables (Fig. 17D; Anexo Figs. 20G y 20H).

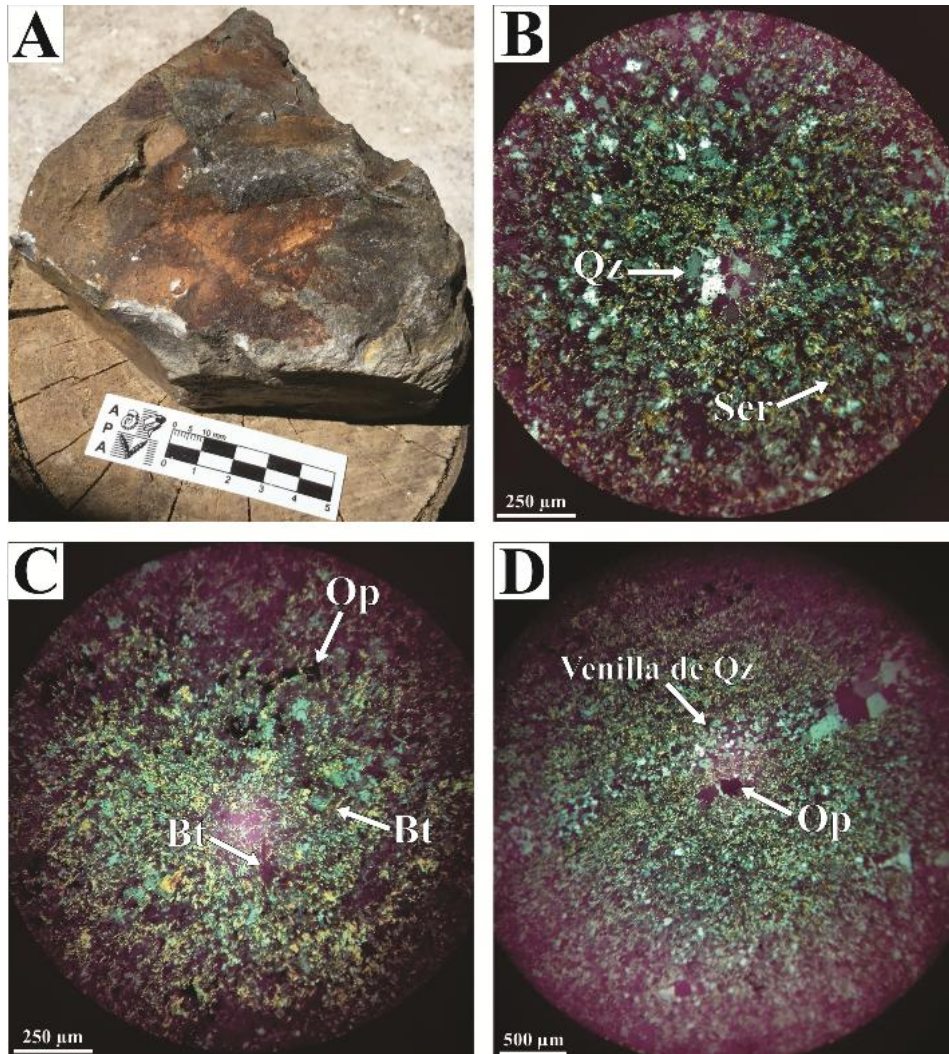


Figura 17: Toba cristalina silicificada dacítica (GN4). A. Muestra de mano. B. Textura piroclástica con cristaloclastos de cuarzo y matriz microcristalina desvitrificada y alteración sericítica. C. Detalle de la matriz donde se observan además biotita y minerales opacos. D. Venillas de cuarzo y minerales opacos diseminados en la matriz.

GN6 – Toba cristalina traquítica

Corresponde a una toba de color claro de composición traquítica (basada en forma estimativa en el porcentaje relativo de la composición de los piroclastos) (Fig. 18A), presenta una textura piroclástica formada por cristaloclastos (30%) y matriz (70%) (Fig. 18D). Los cristaloclastos corresponden a feldespato potásico (95%) y cuarzo (5%). Los cristaloclastos de feldespato potásico son subhedral con hábito tabular, tamaños de

hasta 2,40 mm x 1,04 mm y presentan una abundante alteración caolinítica (Fig. 18B). Los cristaloclastos de cuarzo son subhedrales con tamaños de hasta 0,29 mm (Fig. 18C). La matriz está desvitrificada, compuesta por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. A su vez, se encuentran óxidos incluyendo hematita con tamaños de hasta 0,26 mm. También se observan en la matriz minerales de alteración como clorita y epidoto (Anexo Figs. 21A y 21B), evidenciando la profusa alteración presente, acompañada de una gran cantidad de venillas de cuarzo-epidoto (espesor de 0,45 mm), óxidos (espesor de 0,08 mm) (Fig. 18F) y epidoto-clorita (espesor de 0,32 mm) (Anexo Figs. 21K y 21L). Algunas de estas venillas de epidoto-clorita se encuentran cortando a otras venillas de cuarzo-epidoto (Fig. 18E).

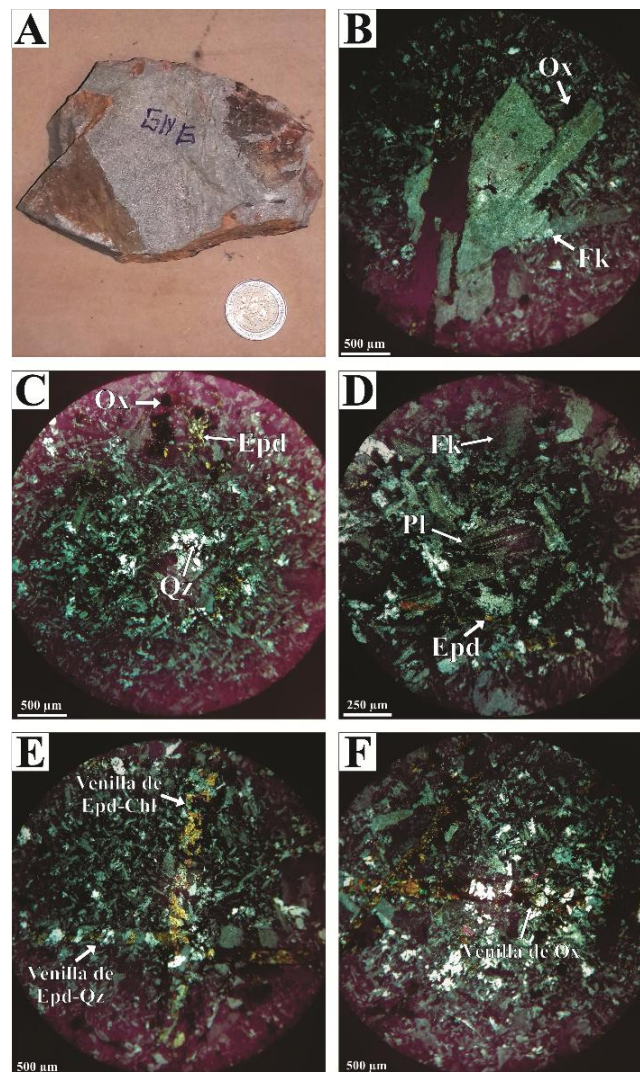


Figura 18: Toba cristalina traquítica (GN6). **A.** Muestra de mano. **B.** Cristaloclasto de feldespato potásico. **C.** Cristaloclasto de cuarzo; óxidos y cristales de epidoto de alteración en la matriz. **D.** Textura piroclástica con cristaloclastos de feldespato potásico y cuarzo; se observa la matriz desvitrificada en feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. **E.** Venilla de epidoto-clorita que corta a venillas de cuarzo-epidoto. **F.** Venilla de óxidos.

CAPÍTULO IV

IV. Litología y estratigrafía

A continuación se detalla la información litológica y estratigráfica obtenida del trabajo de campo, laboratorio y gabinete en la quebrada del arroyo Huaraco Norte. El trabajo de campo consistió en el reconocimiento litológico de los afloramientos y de las unidades estratigráficas mencionadas por los distintos autores para la zona, las relaciones de contacto entre unidades y el registro de datos estructurales. Los resultados se representan en dos mapas geológicos de escala 1:20.000, un mapa detallando la litología (Fig. 19) y otro la estratigrafía inferida (Fig. 39). Estas interpretaciones se esquematizan además en una columna estratigráfica generalizada (Fig. 38).

Hacia el oeste, en cercanías de la desembocadura del arroyo Huaraco Norte en el Río Neuquén, se reconocieron dos afloramientos de pizarras oscuras, uno hacia el sur (G1 en Fig. 19B; Fig. 20A) con un espesor de 125 m y otro sobre el curso del arroyo con un espesor de 78 m (GN2-1 en Fig. 19B; Figs. 20B y 20C). En el afloramiento hacia el sur se observan intraclastos y la roca presenta poca fisilidad, mientras que en el afloramiento hacia el norte es posible observar lineamientos que corresponden a los planos de estratificación (S_0) del protolito. En ambos afloramientos se reconocen distintos juegos de diaclasas. De acuerdo a la paragénesis mineral (Capítulo III, Anexo), rica en aluminio, y la microtextura nodulosa que en general presentan los afloramientos, se interpreta el origen de estas pizarras asociado a un metamorfismo de contacto (alta temperatura y baja presión) de medio a alto grado que afectó a unidades sedimentarias pelíticas. Estas metapelitas son asignadas en el área a la Formación Guaraco Norte. Estratigráficamente por encima y a 130 m hacia el norte, se encuentra un nivel de brechas polimícticas de color oscuro (G2 en Fig.19B; Figs. 21A y 21B), con una textura matriz sostén. Los clastos reconocibles corresponden a fragmentos de pizarra (oscuros) y sedimentarios (pardos), que poseen tamaños variados, propio de una falta de selección. Localmente se observa una estructura tipo *boxwork* producto de la disolución de cristales cúbicos de sulfuros y/u óxidos con tamaños de hasta 2,5 cm.

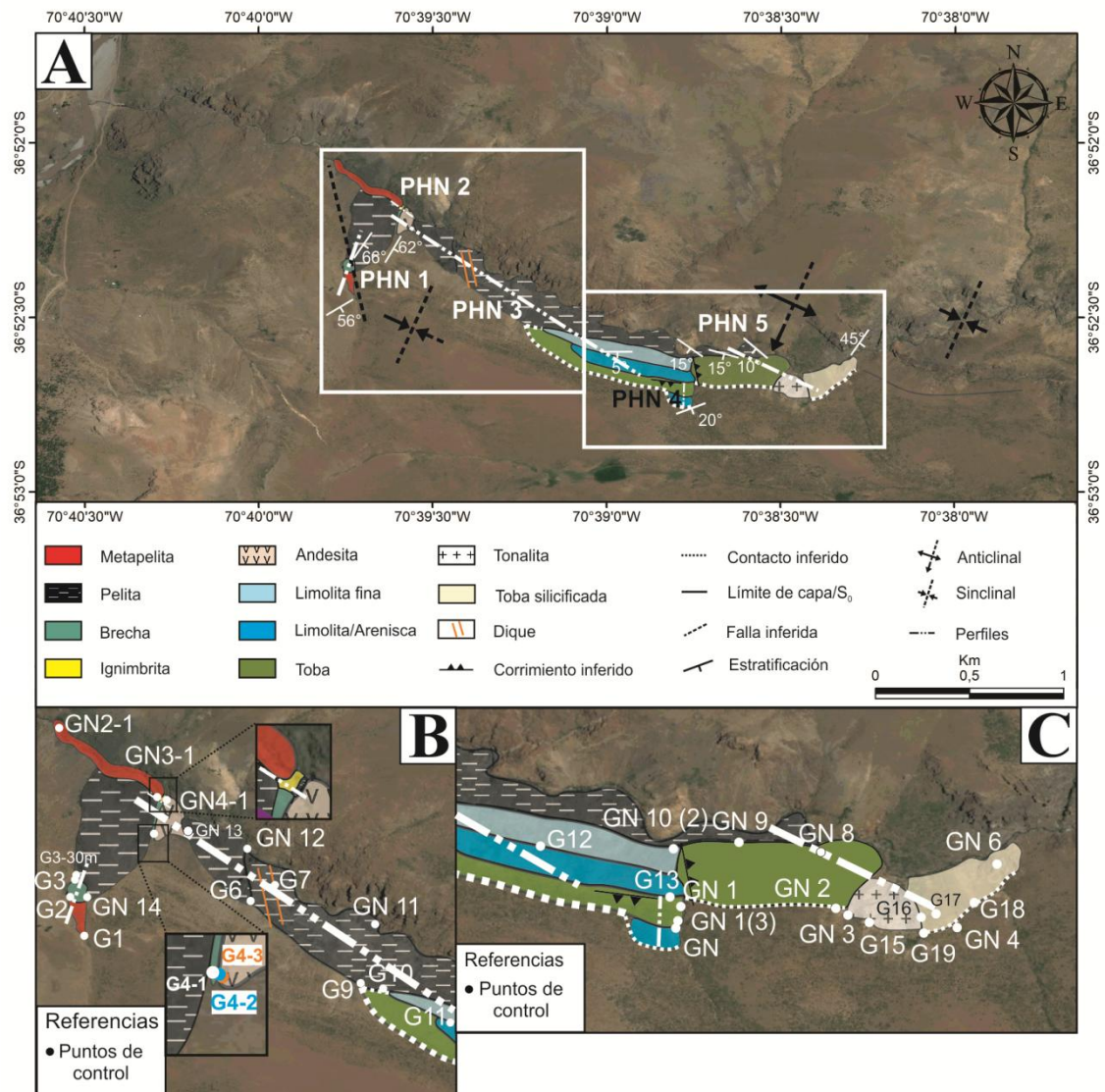


Figura 19:A. Mapa geológico de la quebrada del arroyo Huaraco Norte, en su tramo inferior a medio, donde se muestran las unidades litológicas reconocidas, estructuras inferidas y ubicación de los perfiles (PHN) realizados. B y C. Detalle de los sectores occidental y oriental del área de estudio, donde se muestran los puntos de control.

El origen de estas brechas podría ser sedimentario, con poco transporte de los clastos. A pocos metros de estas brechas polimícticas, se encuentra un nivel de brechas oligomícticas posiblemente de origen tectónico (brecha de falla) (G3 en Fig. 19B; Fig. 21C) de color oscuro, con una textura clasto sostén, clastos de pizarras angulosos y sin selección. Respecto a la matriz, ésta es masiva y de color pardo. Ambos niveles de brechas se encuentran parcialmente cubiertos por lo que sus contactos y espesores reales no son posibles de determinar.

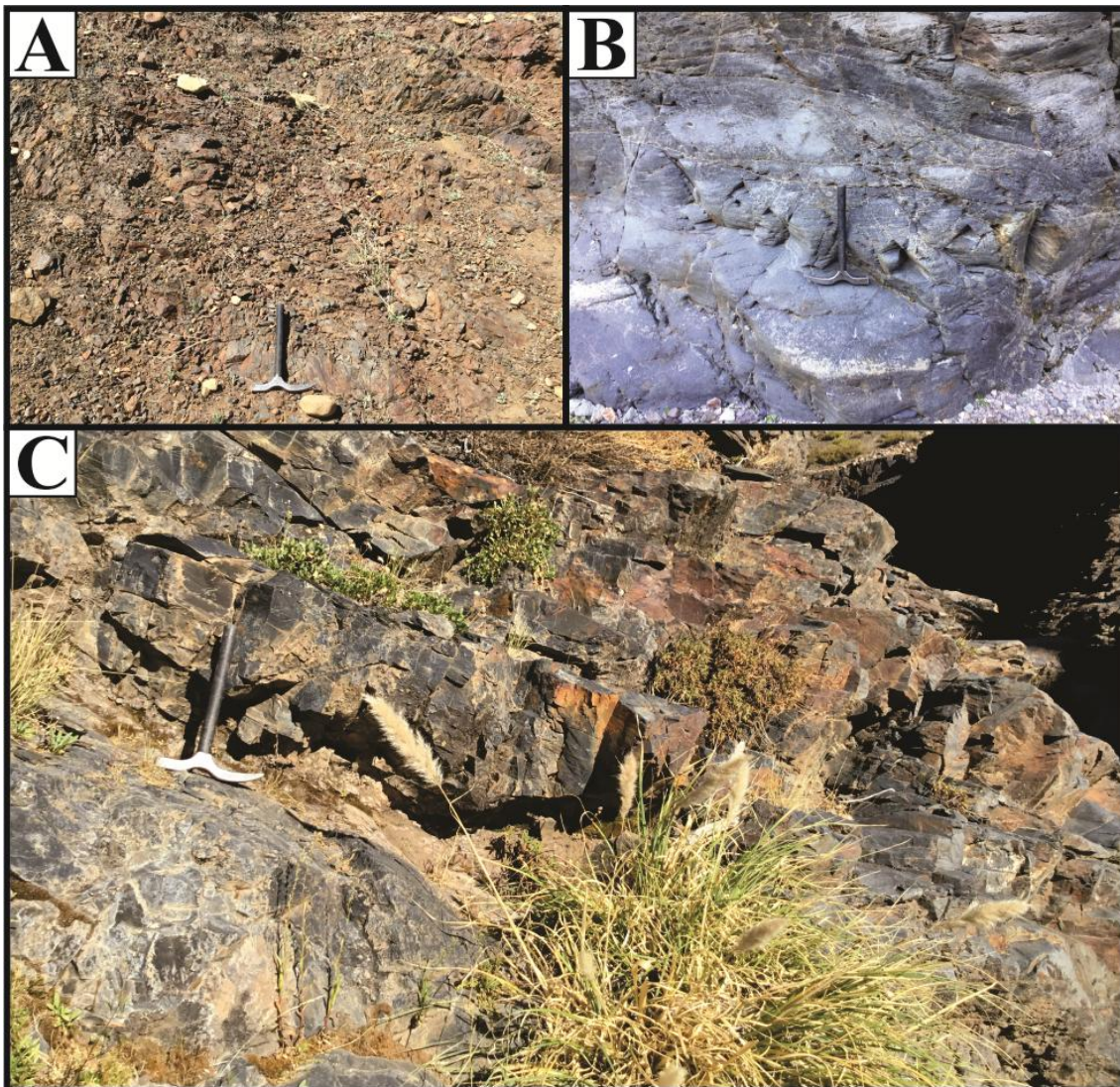


Figura 20: A. Metapelitas con poca fisilidad (G1). B y C. Metapelitas sobre el curso del arroyo Huaraco Norte (GN-2).

Por encima de los niveles de brechas y a unos 54 m de su contacto con las pizarras, se encuentran pelitas grises oscuras (G3-30 y GN12~GN14 en Fig. 19B; Fig. 21D), fósiles, con laminación paralela de unos 227 m de espesor. Dichas pelitas, por sus características litológicas, color y posición estratigráfica relativa, son tentativamente asignadas a la Formación Arroyo del Torreón del Grupo Andacollo. Sin embargo, no se descarta que puedan corresponder a la Formación Huaraco del mismo grupo, pese a no encontrarse los fósiles característicos que presenta la formación en los alrededores de Andacollo, por ser litológicamente muy similares.

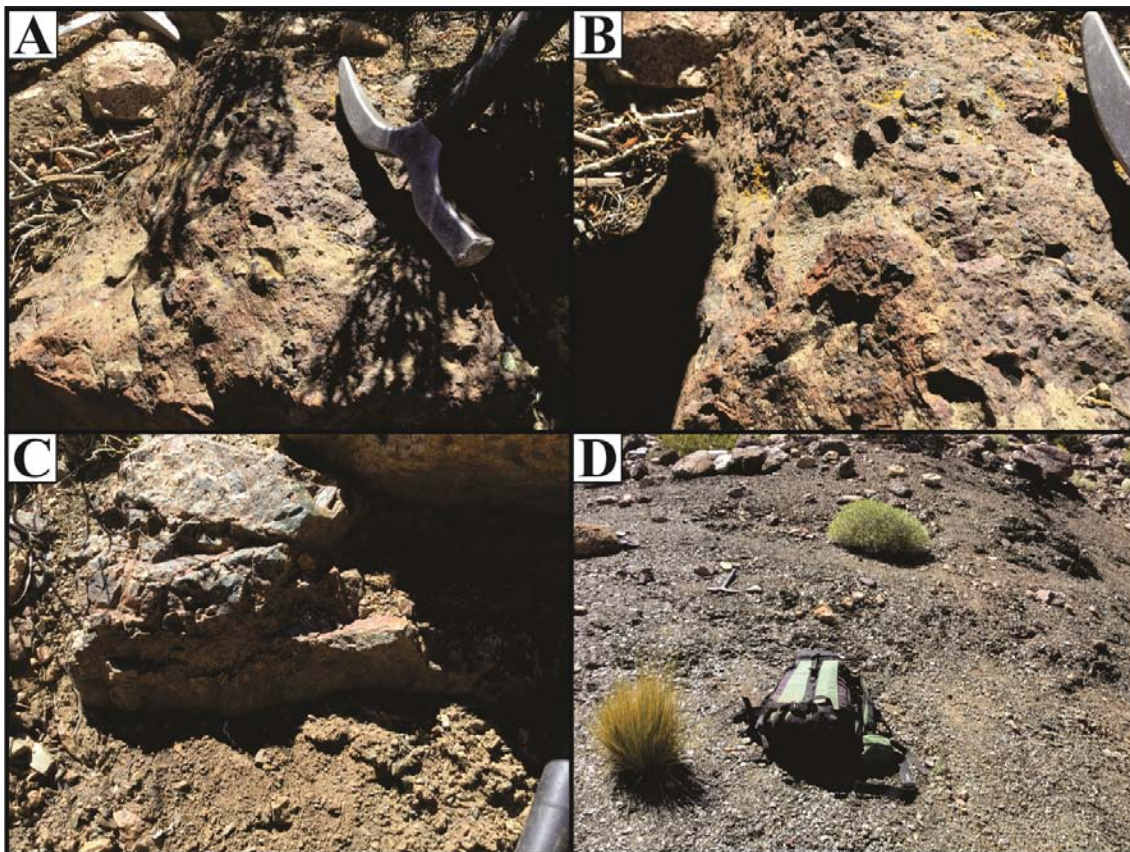


Figura 21: A y B. Brecha polimíctica con estructura *boxwork* (G2). C. Brecha tectónica oligomíctica (G2). D. Pelitas oscuras de la Fm. Arroyo del Torreón.

Las unidades descritas en este tramo de la quebrada del arroyo Huaraco Norte son representadas en el perfil estratigráfico denominado PHN 1 (Fig. 22).

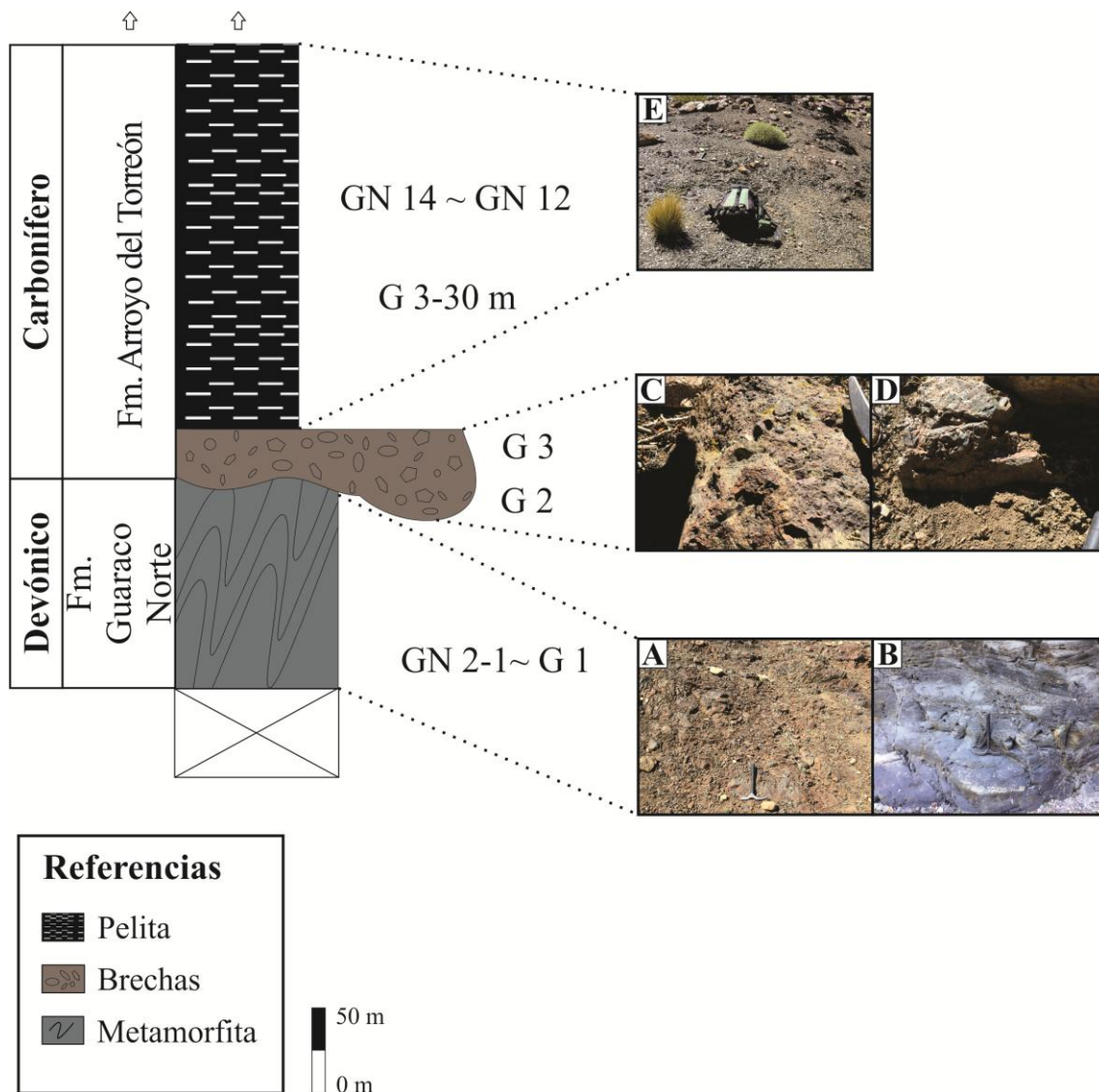


Figura 22: PHN 1. Columna estratigráfica. A y B. Pizarras de la Fm. Guaraco Norte. C. Brecha polimíctica. D. Brecha tectónica oligomíctica. E. Pelitas grises oscuras de la Fm. Arroyo del Torreón.

Por encima de la secuencia pelítica y hacia el este afloran dos niveles de brechas líticas (Fig. 23C). El primero de ellos corresponde a un nivel de 2 m de espesor compuesto por brechas piroclásticas polimícticas de color marrón oscuro (G4-1 en Fig. 19B; Figs. 23A y 23B), con una textura clasto sostén. Los litoclastos poseen tamaños de hasta 4 cm, con formas angulares a subangulares. Estos están compuestos por fragmentos de pelitas oscuras subangulares (clastos oscuros; Capítulo III y Anexo, *Litoclasto IV*), fragmentos volcánicos angulares con textura porfírica (clastos claros; Capítulo III y Anexo, *Litoclastos III, V y VI*) y fragmentos piroclásticos subangulares (clastos claros; Capítulo

III y Anexo, *Litoclastos I y II*). Los cristaloclastos corresponden a cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. En tanto, la matriz posee estructura microbrechosa con clastos de diferente tamaño, minerales opacos de forma diseminada y óxidos formando estilolitos.

El nivel suprayacente, de 3 m de espesor, corresponde a brechas volcánicas polimícticas matriz sostén de color gris (roca fresca) con textura fluidal (G4-2 en Fig.19B; Figs. 23C y 23D). Los litoclastos poseen tamaños de hasta 5 cm, con formas angulares. Estos están compuestos por fragmentos pelíticos (Capítulo III y Anexo, *Litoclasto IV*), fragmentos volcánicos (Capítulo III y Anexo, *Litoclasto III*) y piroclásticos (Capítulo III y Anexo, *Litoclastos I y II*). Los cristaloclastos corresponden a feldespato potásico y plagioclasa. La matriz, de color oscuro, evidencia lineamientos de flujo. Son comunes, además, venillas de epidoto de escasos milímetros de espesor. Estas brechas presentan una alteración profusa (clorítica, epidótica, sericítica, caolinítica) que se observa en todos sus componentes.

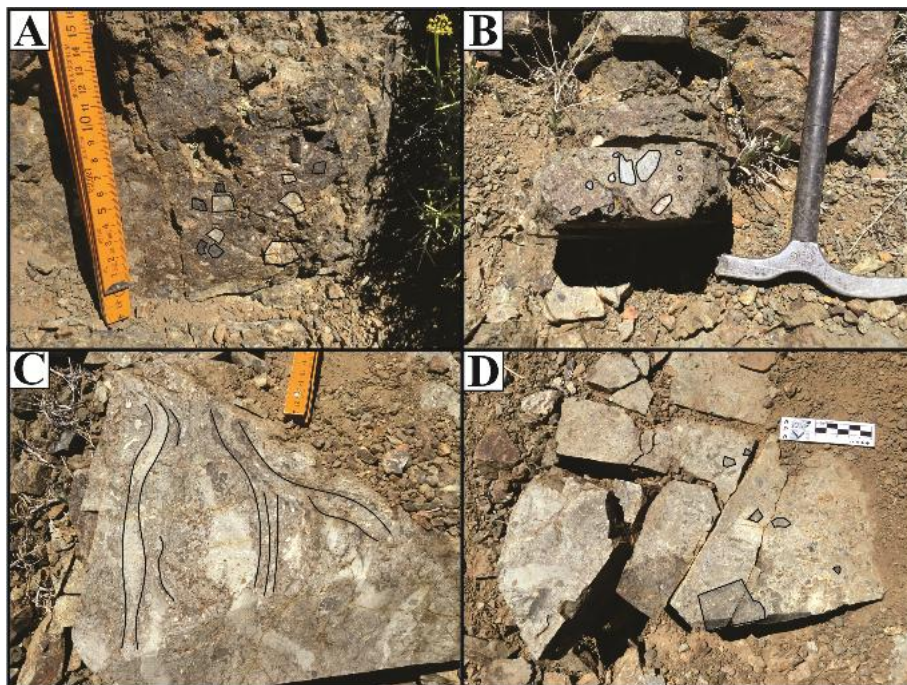


Figura 23: A. Brecha piroclástica polimíctica con litoclastos pelíticos, piroclásticos y volcánicos (G4-1). B. Tamaño máximo de los litoclastos en brecha polimíctica (G4-1). C. Líneas de flujo en brecha volcánica lítica con textura fluidal (G4-2). D. Litoclastos polimícticos de distintos tamaños (G4-2).

Inmediatamente por encima de las brechas mencionadas, se apoyan vulcanitas andesíticas (Fig. 24C) con textura porfírica de color claro (meteorización) que pasan

lateralmente a un color oscuro (roca fresca) (G4-3 en Fig. 19B; Figs. 24A y 24B) con un espesor de 40 m. Se compone de fenocristales inequigranulares claros tabulares subhedrales de plagioclasa y feldespato potásico, además de fenocristales de cuarzo, mientras que la matriz es oscura con cristales afaníticos de plagioclasa y/o feldespato.

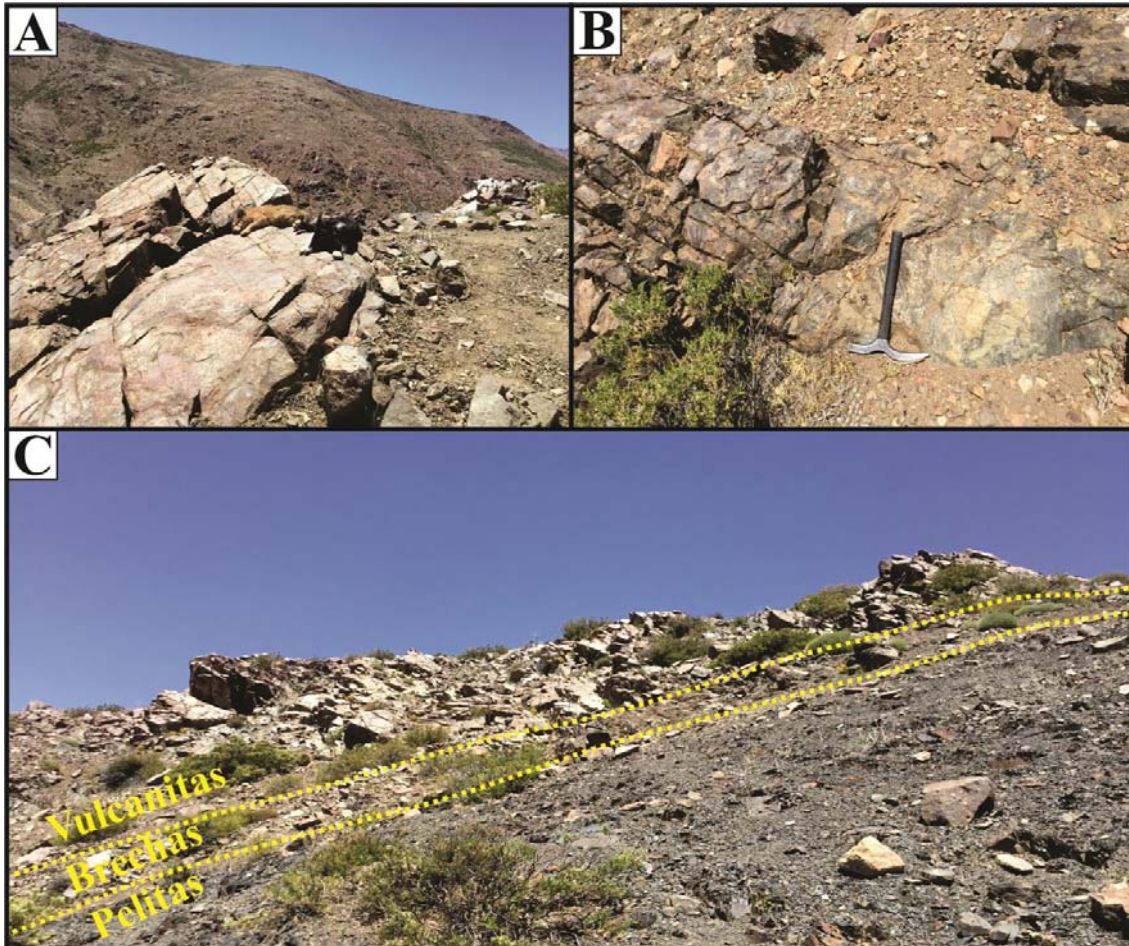


Figura 24: **A.** Vulcanitas andesíticas con un color claro producto de la meteorización. **B.** Vulcanitas andesíticas oscuras. **C.** Vista hacia el E donde se observa el contacto entre los depósitos pelíticos, niveles brechosos y vulcanitas.

Considerando la posición estratigráfica de estas capas y sus contactos, se infiere que la capa brechosa en contacto con las vulcanitas podría corresponder a una brecha volcánica relacionada al flujo andesítico.

Hacia el norte y sobre el cauce del arroyo, aflora un nivel de vulcanitas de color de alteración claro (GN13 en Fig. 19B; Figs. 25A y 25B) que es correlacionado con las vulcanitas andesíticas (G4-3). Estas vulcanitas (GN13 en Fig. 19B) se apoyan aquí, en

cambio, sobre depósitos pelíticos oscuros (GN4-1 en Fig. 19B; Fig. 25F) entre los cuales se encuentra interestratificado un nivel ignimbrítico andesítico oscuro (GN3-1 en Fig. 19B; Figs. 25C y 25D). Estas ignimbritas se reconocen por su textura eutaxítica, formada por litoclastos de color blanco volcánicos, de hasta 3,5 cm de tamaño, cristaloclastos de plagioclasa y fiammes relícticos.

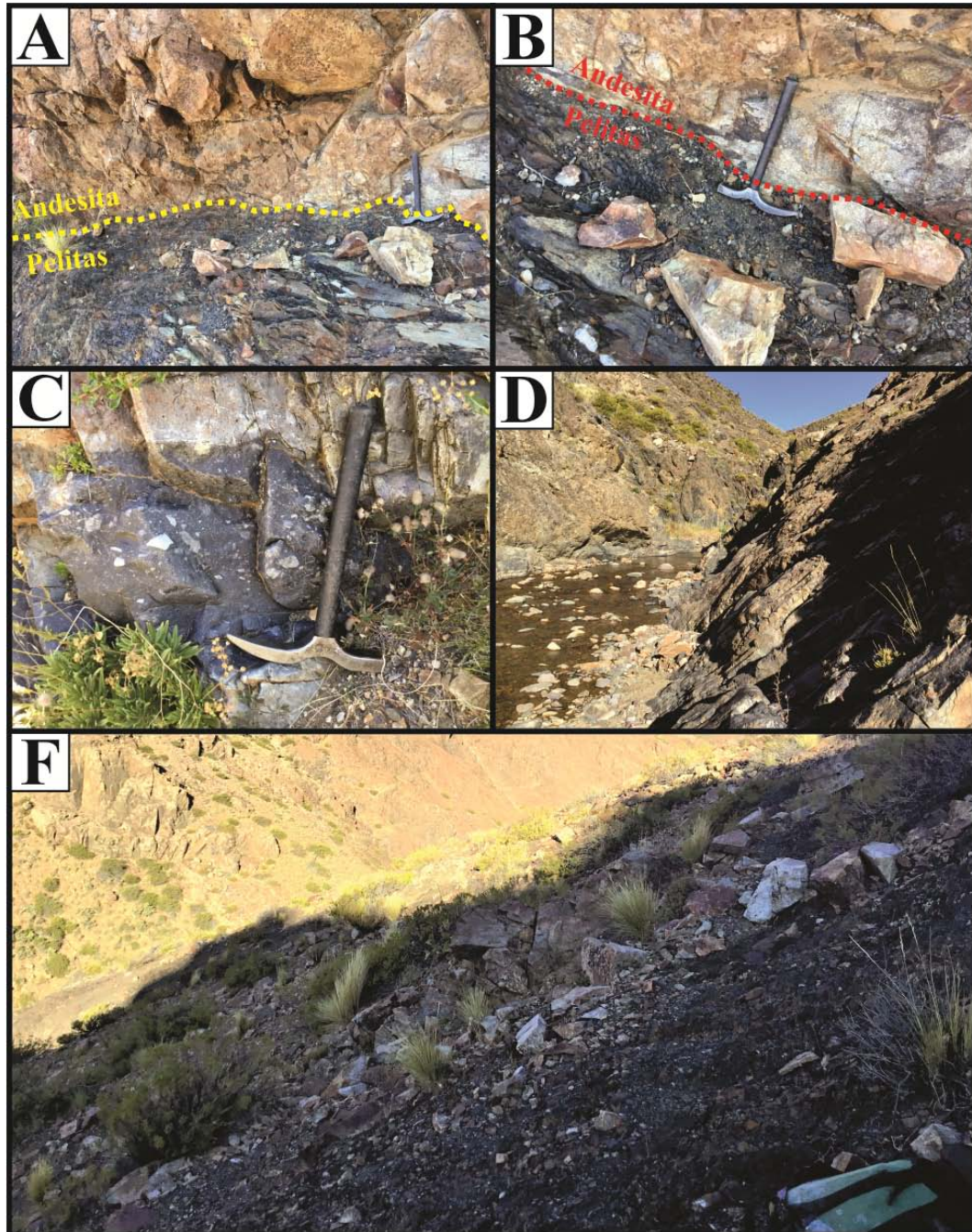


Figura 25: **A.** Contacto entre vulcanitas (GN13) y pelitas (GN4-1). **B.** Detalle del contacto entre unidades. **C.** Ignimbritas andesíticas (GN3-1). **D.** Vista hacia el E de las ignimbritas andesíticas. **E.** Vista hacia el E de los depósitos pelíticos oscuros de la Fm. Arroyo del Torreón.

Las unidades descriptas en este tramo de la quebrada del arroyo Huaraco Norte son representadas en el perfil estratigráfico denominado PHN 2 (Fig. 26).

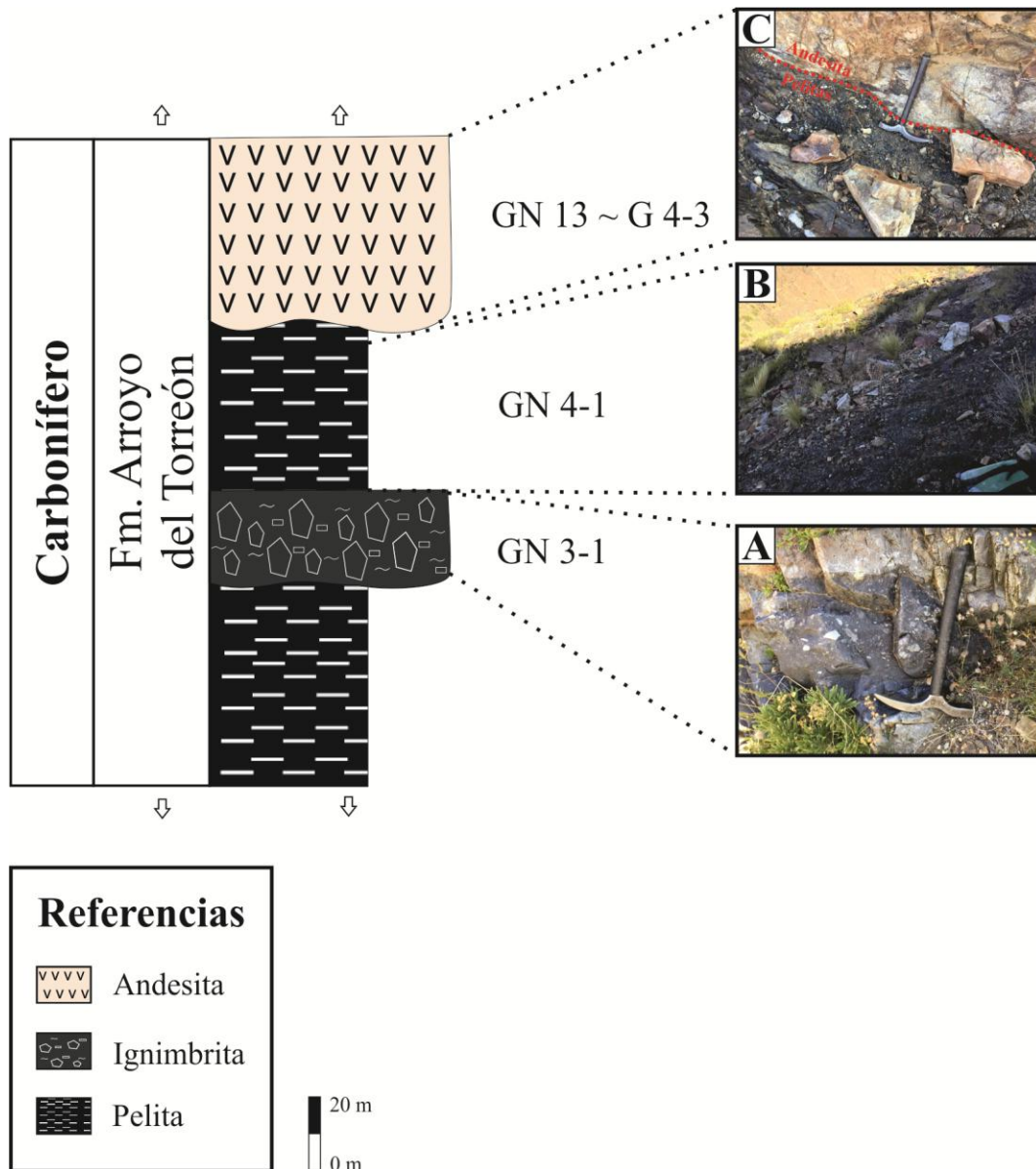


Figura 26: PHN 2. Columna estratigráfica. **A.** Ignimbritas andesíticas (GN3-1). **B.** Pelitas oscuras de la Fm. Arroyo del Torreón (GN4-1). **C.** Vulcanitas claras (GN13) en contacto con pelitas oscuras.

Nuevamente la secuencia es cubierta hacia el este por depósitos pelíticos oscuros (G6 en Fig. 19B; Fig. 27). En este sector, el depósito es intruido por un dique (G7 en Fig. 19B; Figs. 28A y 28B) a unos 60 m de la base de las pelitas. El dique está compuesto por vulcanitas de color gris claro, con textura porfírica y de composición riolítica de

acuerdo a la composición de los fenocristales, mayormente feldespato potásico y en menor medida plagioclasas. Los fenocristales constituyen alrededor de un cuarto del total de la muestra, en relación a la matriz. También contiene microcristales con brillo metálico que corresponderían a minerales opacos probablemente sulfuros. La matriz contiene, además de estos componentes, cuarzo y minerales opacos diseminados. En algunos sectores parece evidenciar desvitrificación lo que estaría relacionado al escaso espesor del cuerpo o a niveles de emplazamiento superficiales.



Figura 27: Pelitas oscuras con fisilidad de la Fm. Arroyo del Torreón (G6).

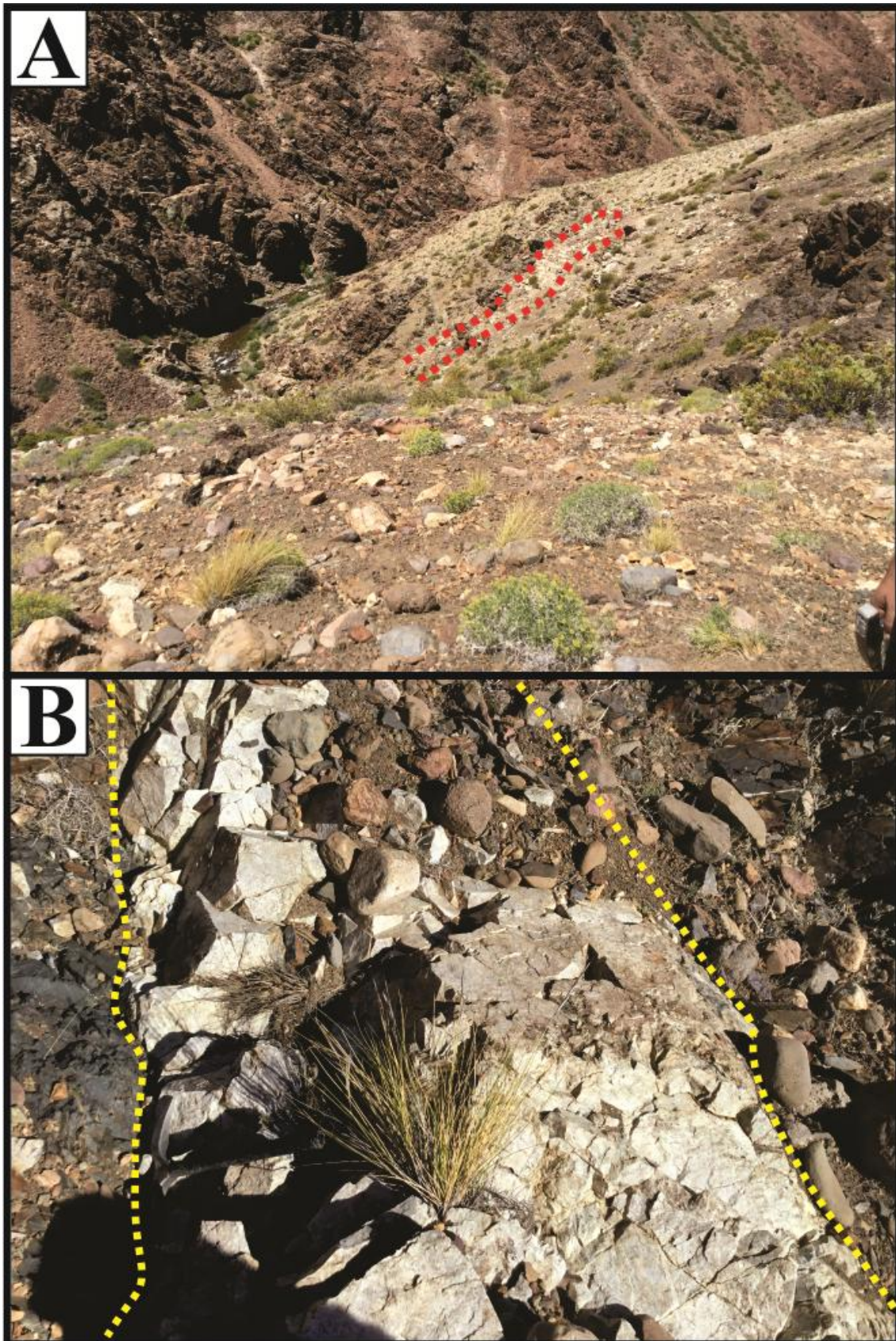


Figura 28: A. Vista hacia el E-NE donde se observa el dique riolítico (G7). B. Detalle del dique riolítico (G7).

Interestratificados con los depósitos pelíticos, se encuentran depósitos piroclásticos que corresponden a tobas grises.

En este sector (Fig. 19B), la secuencia volcanoclástica está en contacto con depósitos clásticos que incluyen limolitas y areniscas. La secuencia clástica contiene limolitas finas con laminaciones (G11 en Fig. 19B; Fig. 29A) y culmina con limolitas y areniscas con ondulitas (G12 en Fig. 19C; Figs. 29B y 29C), presentando sectores alterados (Fig. 29D). Estos niveles alcanzan un espesor de 66 m y se interpretan como parte de la Formación Huaraco en base a su litología.

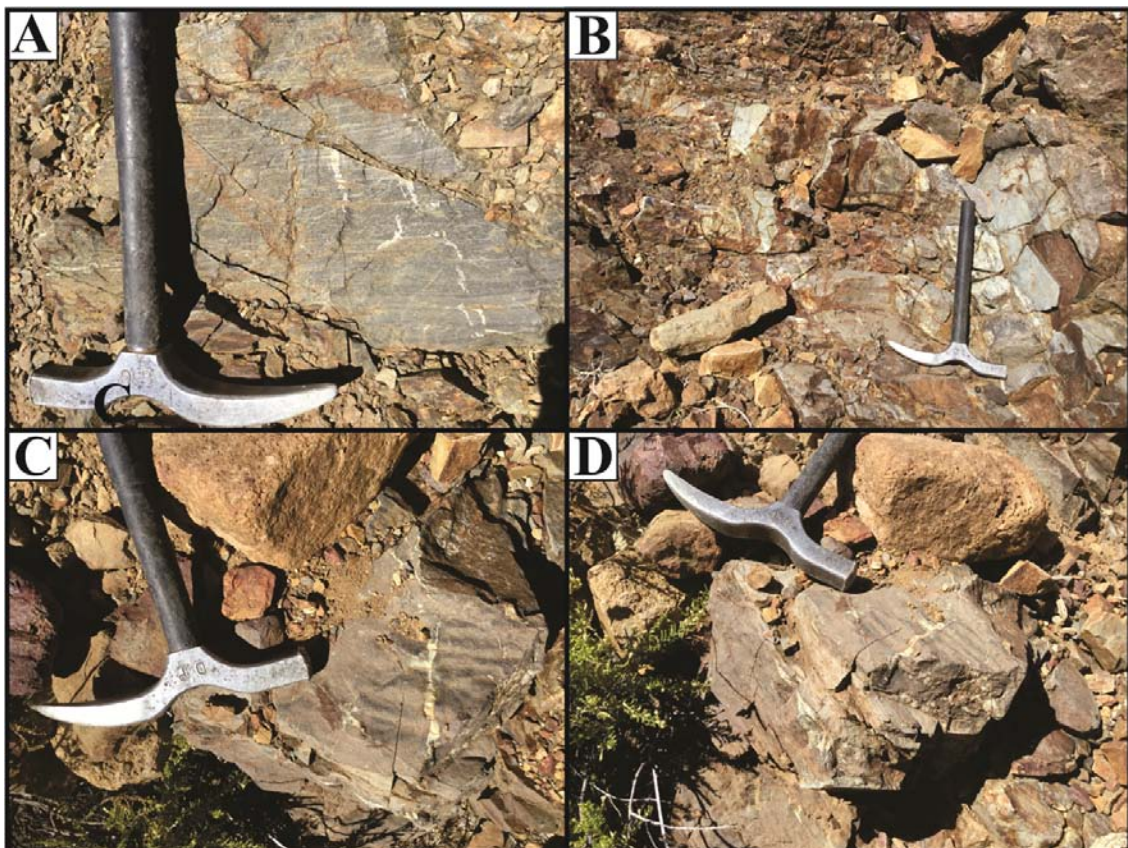


Figura 29: **A.** Limolitas finas con laminación (G11). **B.** Limolitas alteradas (G12). **C y D.** Areniscas con ondulitas (G12).

Las unidades descriptas en este tramo de la quebrada del arroyo Huaraco Norte son representadas en el perfil estratigráfico denominado PHN 3 (Fig. 30).

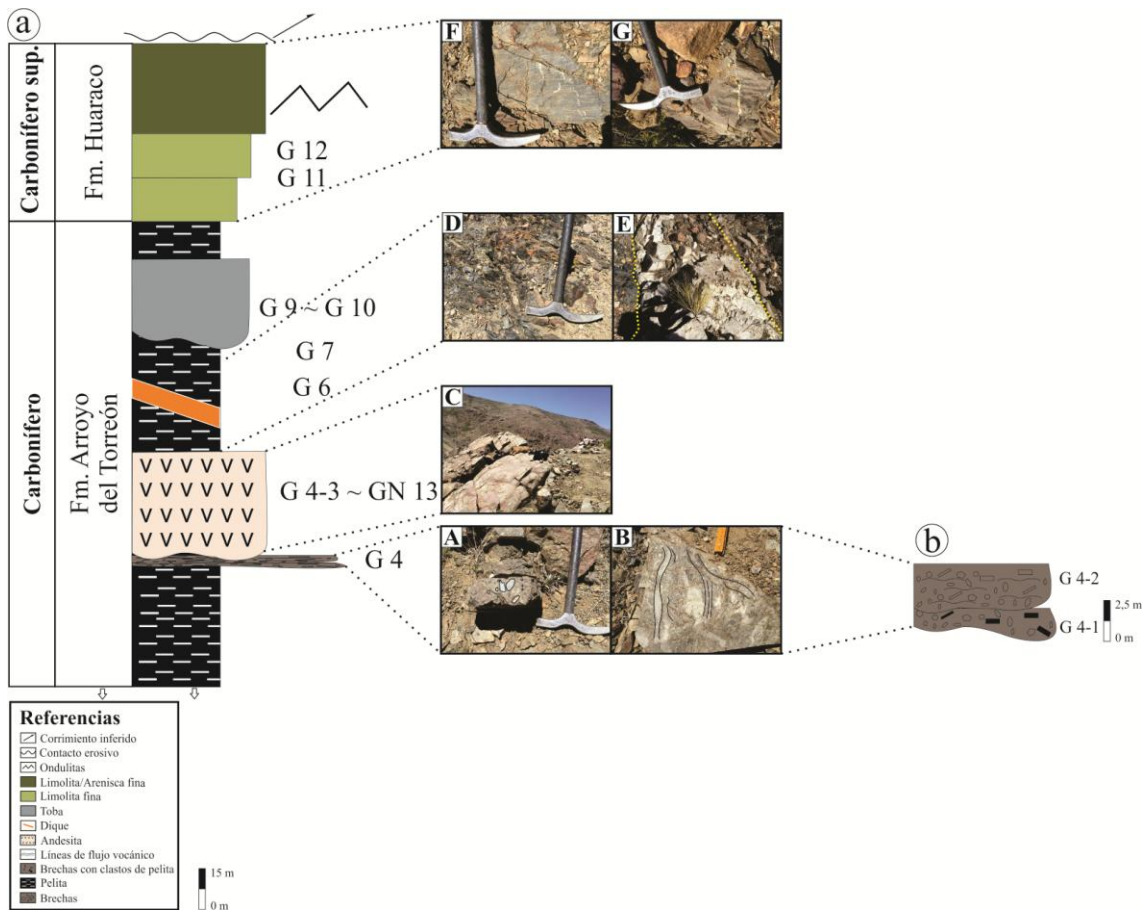


Figura 30: PHN 3. a. Columna estratigráfica. **b.** Detalle de la sección a. **A y B.** Niveles brechosos. **C.** Vulcanitas andesíticas. **D.** Pelitas oscuras de la Fm. Arroyo del Torreón. **E.** Dique riolítico. **F.** Limolita fina de la Fm. Huaraco. **G.** Arenisca con ondulitas de la Fm. Huaraco.

Por encima de estos niveles limolíticos-arenosos, se apoyan de forma discordante tobas (GN1, GN1 (3) y GN13 en Fig. 19C) que en la base son cristalinas a líticas de color gris (color de meteorización) a oscuras (roca fresca) (Figs. 31A y 31B). Se observan fragmentos líticos de hasta 3,2 cm que corresponden a fragmentos volcánicos con textura porfírica. A su vez, se observan cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo, mientras que la matriz presenta un color oscuro y está compuesta por cuarzo, minerales opacos y óxidos. Hacia el techo, las tobas cristalolíticas cambian composicionalmente a tobas cristalinas, sin la presencia de fragmentos líticos. Se componen fundamentalmente de cristales de feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de tablillas de feldespatos.

Este nivel de depósitos piroclásticos es seguido por un nivel de limolitas de color ocre (color de meteorización) (GN en Fig. 19C; Figs. 31C y 31D) que, por su litología,

corresponderían a la Formación Huaraco. Considerando las litologías involucradas, tobas y limolitas, se correlacionan tentativamente con la secuencia volcánico-clástica previa interpretando la repetición estratigráfica como producto de fallas inversas.

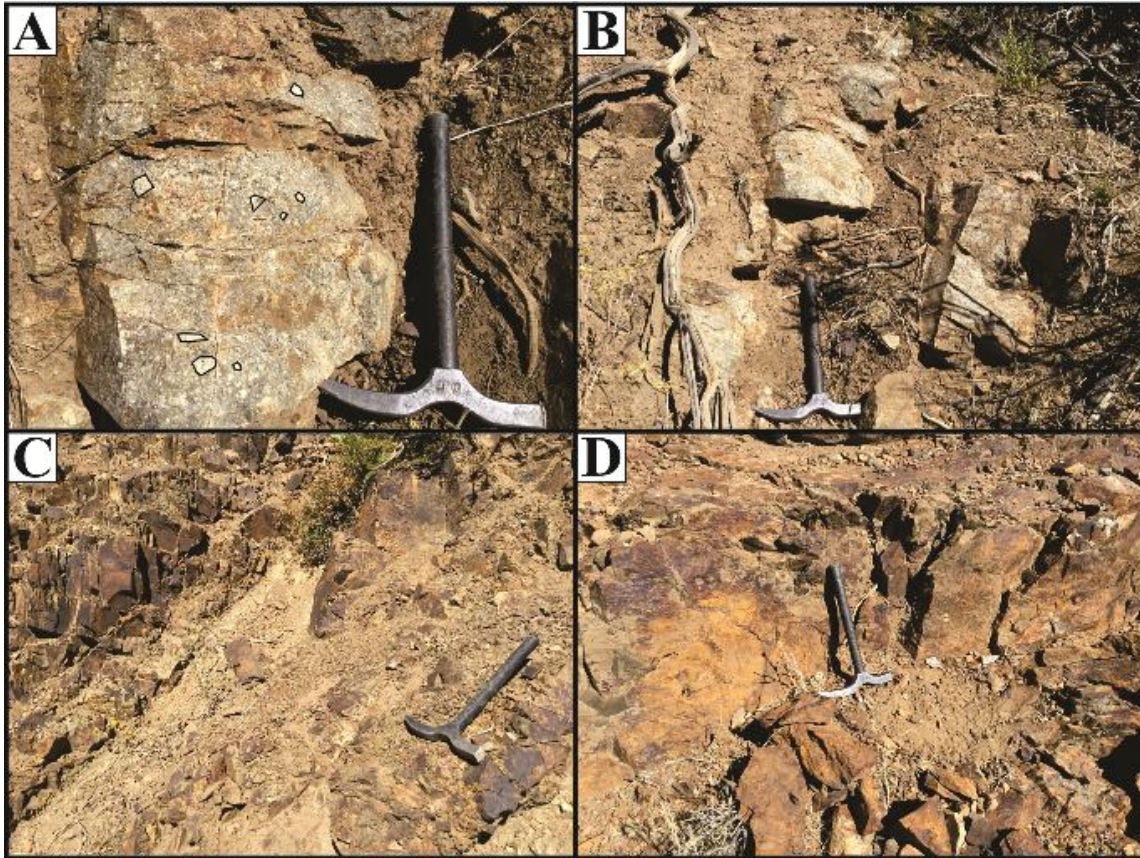


Figura 31: **A.** Detalle de las tobas cristalolíticas de la Fm. Arroyo de Torreón (GN1). **B.** Tobas cristalolíticas de la Fm. Arroyo del Torreón (GN1). **C y D.** Limolitas de la Fm. Huaraco (GN).

Las unidades descritas en este tramo de la quebrada del arroyo Huaraco Norte son representadas en el perfil estratigráfico denominado PHN 4 (Fig. 32).

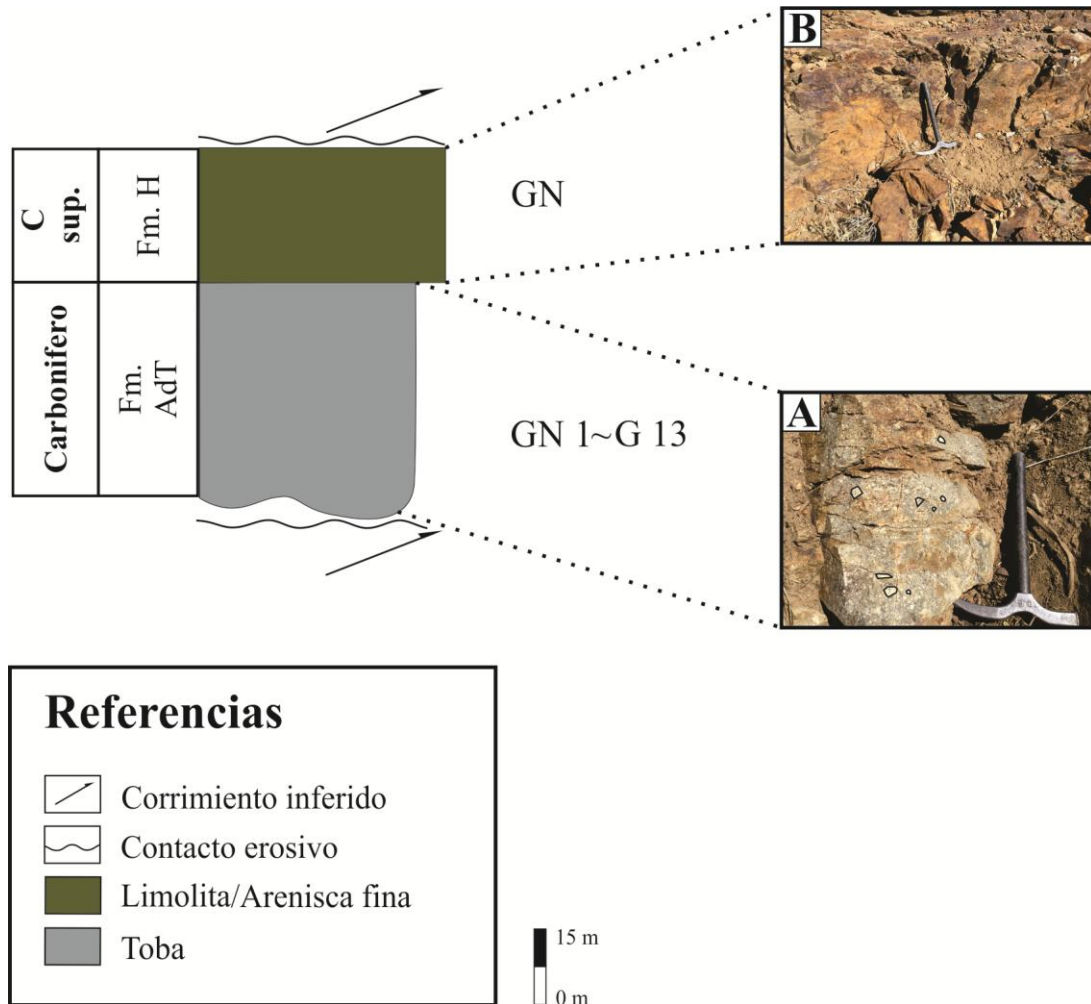


Figura 32: PHN4. Columna estratigráfica. **A.** Tobas cristalolíticas de la Fm. Arroyo del Torreón (Fm. AdT). **B.** Limolitas de la Fm. Huaraco (Fm. H).

Así, la secuencia está en contacto, hacia el este, por medio de un corrimiento inferido con una nueva sección clástica, correspondiente a pelitas oscuras (GN9 y GN10 (2) en Fig. 19C; Figs. 33A y 33B) formadas por clastos de cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa y minerales opacos. Estas pelitas fueron tratadas para estudios palinológicos pero no resultaron fértiles. Por encima de las pelitas oscuras afloran tobas cristalinas de color claro (roca alterada) con un espesor aproximado de 100 m (GN2 en Fig. 19C; Figs. 33C y 33D). Presentan una pátina de color ocre (color de meteorización), y microcristaloclastos de cuarzo y biotita. Esta parte de la sección que incluye a las pelitas

oscuras y las tobas cristalinas, en base a sus características litológicas, se asigna tentativamente a la Formación Arroyo del Torreón.

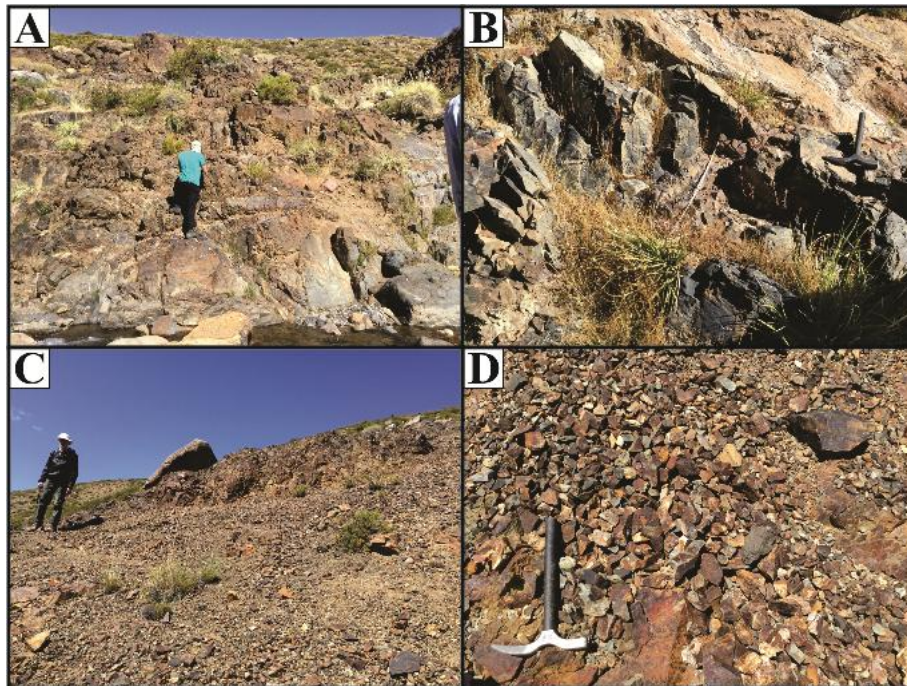


Figura 33: **A.** Vista hacia el S de los depósitos pelíticos de la Fm. Arroyo del Torreón (GN10 (2)). **B.** Vista en detalle de los depósitos pelíticos. **C.** Tobas de la Fm. Arroyo del Torreón. **D.** Detalle de las tobas de la Fm. Arroyo del Torreón (GN2).

Intruyendo a la secuencia se encuentra un cuerpo (GN3 en Fig. 19C) que, según su geometría en planta (Fig. 34) podría corresponder a un *stock* o a un cuerpo subvolcánico (dique, ¿lacolito?), de color gris oscuro (roca fresca) en sectores muy alterado y meteorizado (Figs. 35A, 35B, 35C y 35D), de composición tonalítica y textura porfírica. Posee fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíboles en una matriz oscura compuesta fundamentalmente por plagioclasa y cuarzo. Además se encuentran minerales metálicos, probablemente sulfuros, diseminados en la roca.

Nuevamente, establecer la naturaleza de este intrusivo es difícil. De acuerdo a su relación estratigráfica, podría corresponder al Complejo Volcánico y Plutónico Huíngancó del Pérmico aunque por su composición tonalítica y textura porfírica, podría considerarse asociado a la Tonalita Butalón del Paleógeno. Esta última unidad ha sido reconocida en el área, mientras que la primera, de naturaleza tal vez más ácida, es descripta hacia el sur, en el área de Andacollo.

En la parte norte del Distrito Andacollo, Stoll (1957) menciona una porfirita intrusiva que asigna al Paleozoico, de composición muy similar al intrusivo tonalítico descrito en este estudio.

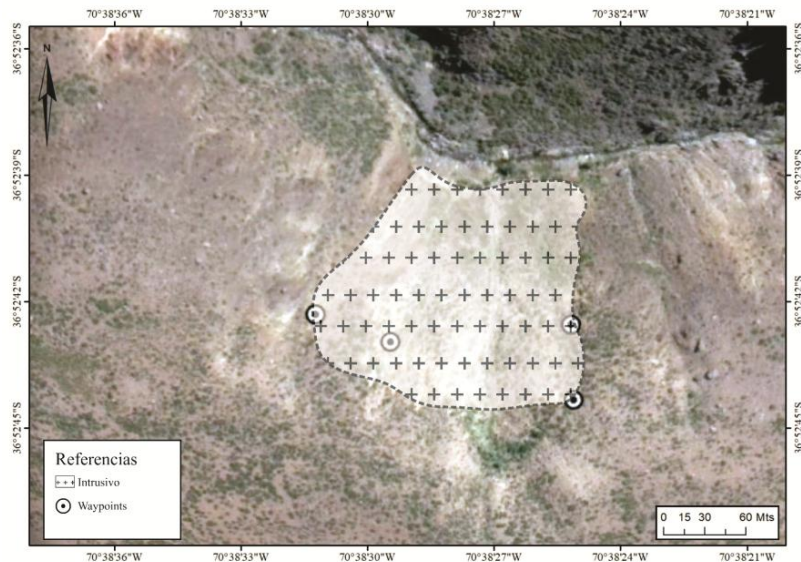


Figura 34: Detalle en planta que muestra la geometría inferida del cuerpo intrusivo tonalítico (GN3).

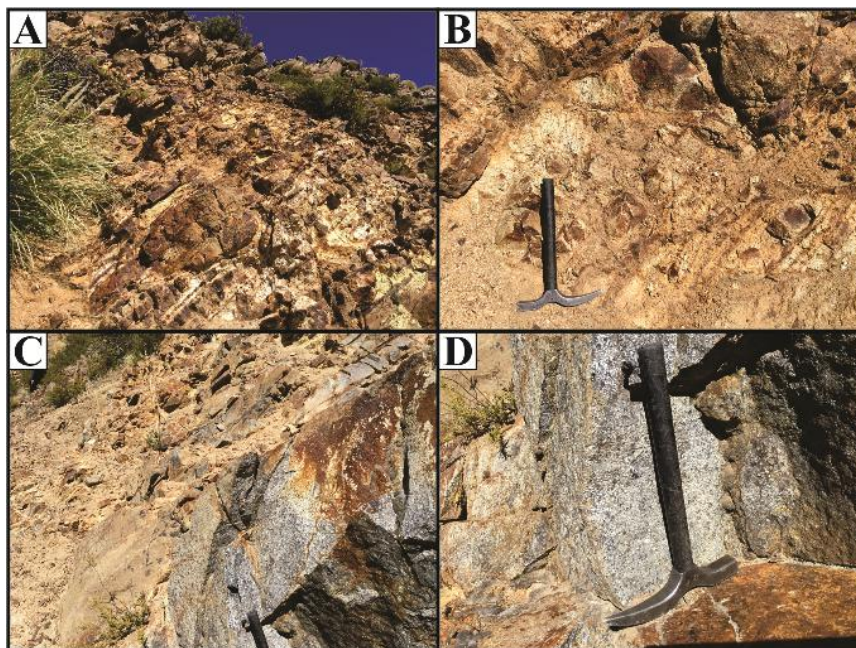


Figura 35: A. Cuerpo intrusivo tonalítico (GN3). B. Detalle del cuerpo intrusivo tonalítico muy alterado. C. Detalle del cuerpo intrusivo de color claro producto de alteración (GN3). D. Detalle del cuerpo intrusivo en cara fresca.

Hacia el este del cuerpo intrusivo, se encuentran tobas cristalinas silicificadas de color oscuro que pasan a color gris claro hacia el techo (cara fresca) (GN4 y GN6 en Fig.19C;

Figs. 36A y 36B) y poseen un color ocre por alteración (G17 en Fig. 19C; Fig 36C) con un espesor de 125 m aproximadamente. Sus composiciones van de dacíticas a traquíticas aunque se encuentran muy alteradas y desvitrificadas.

La relación estratigráfica de estas tobas también es incierta, pudiendo corresponder a un nuevo afloramiento de la Formación Arroyo del Torreón o, considerando la naturaleza más ácida de las tobas, ser parte de la Formación La Premia. Se considera además que niveles tobáceos e ignimbríticos han sido descritos en la Formación Huaraco en el área de Andacollo.

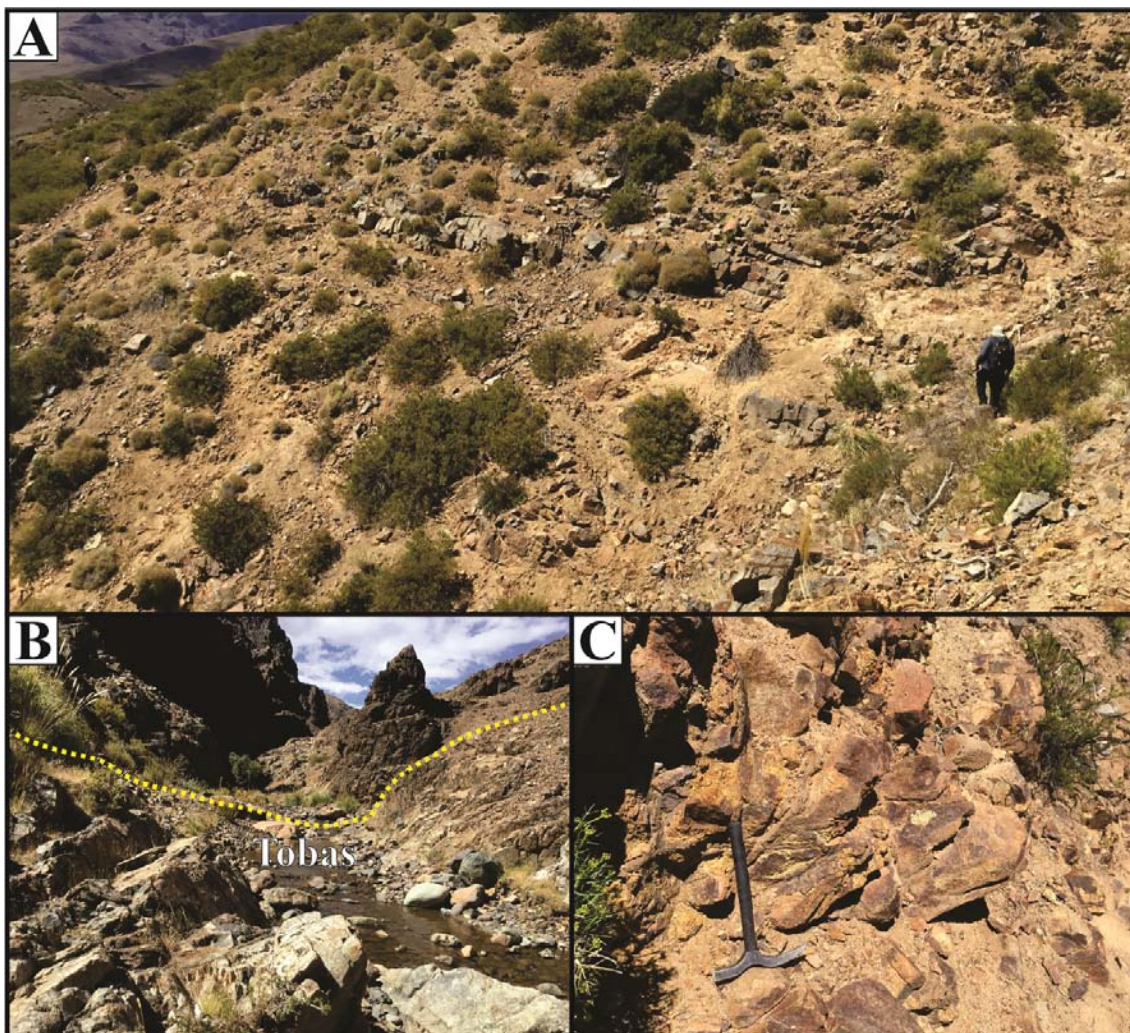


Figura 36: A. Vista hacia el O de las tobas claras cristalinas (GN4). B. Tobas claras cristalinas sobre el cauce del arroyo (GN6). C. Tobas de color ocre producto de la meteorización (G17).

Las unidades descritas en este tramo de la quebrada del arroyo Huaraco Norte son representadas en el perfil estratigráfico denominado PHN 5 (Fig. 37), haciendo hincapié en las salvedades que se detallan aquí en cuanto a las interpretaciones posibles.

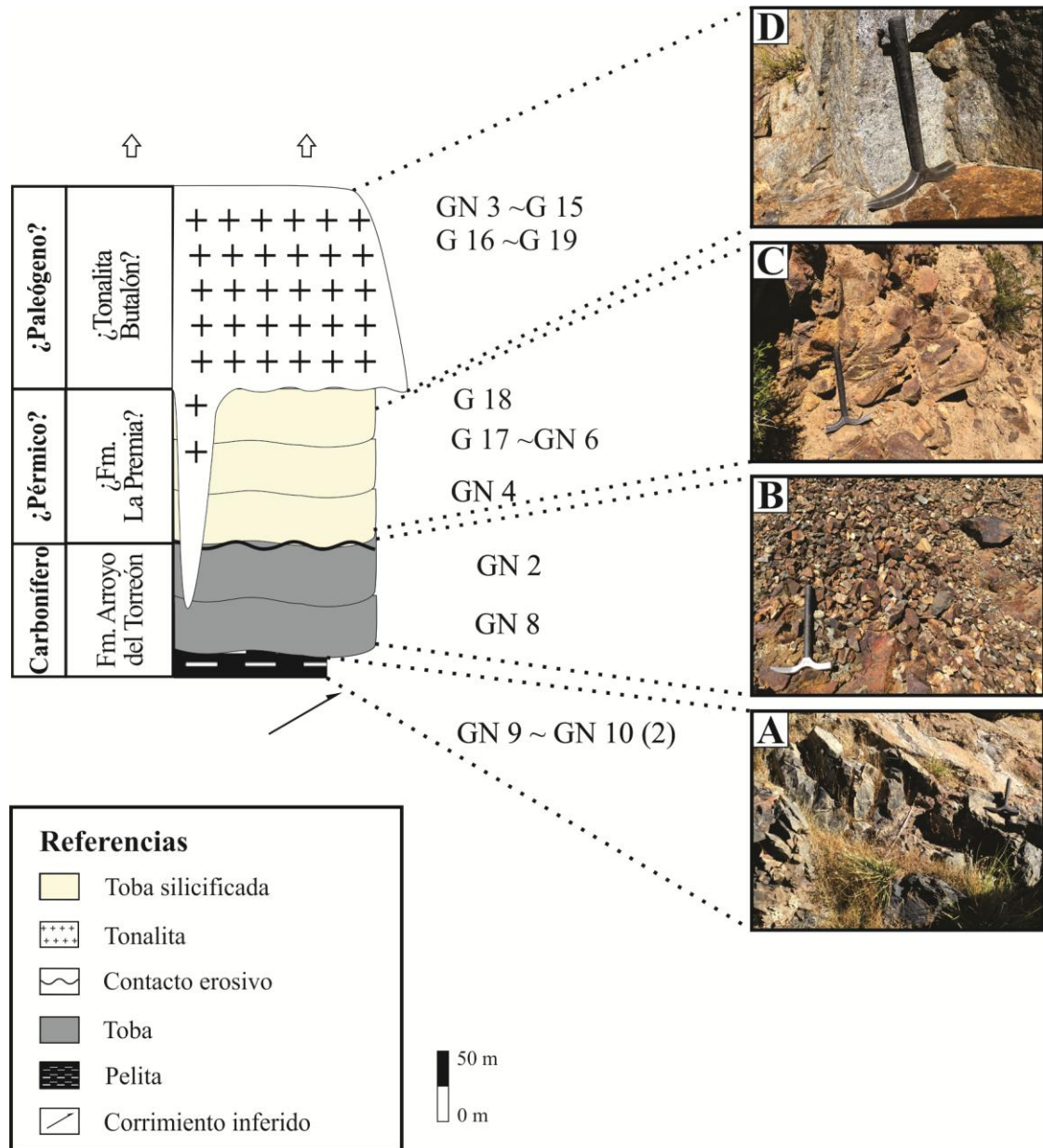


Figura 37: PH5. Columna estratigráfica. **A.** Pelitas oscuras de la Fm. Arroyo del Torreón. **B.** Tobas claras cristalinas de Fm. Arroyo del Torreón. **C.** Tobas claras cristalinas de la ¿Fm. La Premio?. **D.** Cuerpo intrusivo tonalítico.

Se esquematiza a continuación una síntesis estratigráfica generalizada de las unidades interpretadas y su relación propuesta en el tramo inferior a medio de la quebrada Huaraco Norte (Fig. 38).

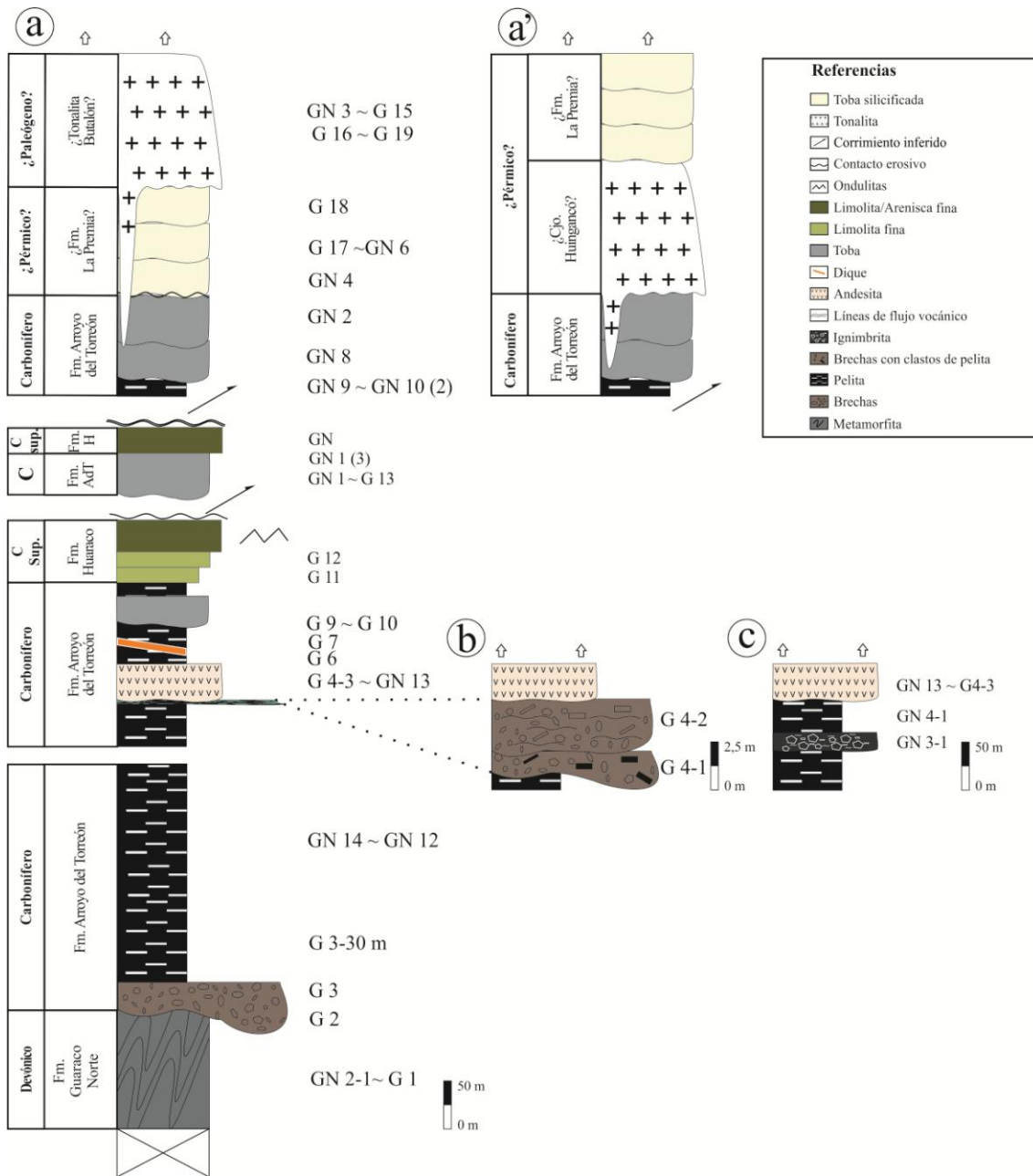


Figura 38: a. Columna estratigráfica general inferida para el área de estudio. a'. Interpretación alternativa para la sección superior. b. Detalle de la sección a. c. Equivalente lateral al tramo de la secuencia, sobre el cauce del arroyo Huaraco Norte (PHN 2 Fig. 26).

A mayor escala y afectando el último tramo de la sección se observa un plegamiento anticlinal abierto que se continúa en un sinclinal hacia el este y posiblemente también hacia el oeste, y que cierra además hacia el sur (Fig. 39). Por su ubicación y geometría, probablemente esta estructura esté relacionada al emplazamiento del cuerpo intrusivo. Las fallas inversas interpretadas que afectan la estratigrafía tienen una orientación NNO y, en menor medida, ONO (Fig. 39).

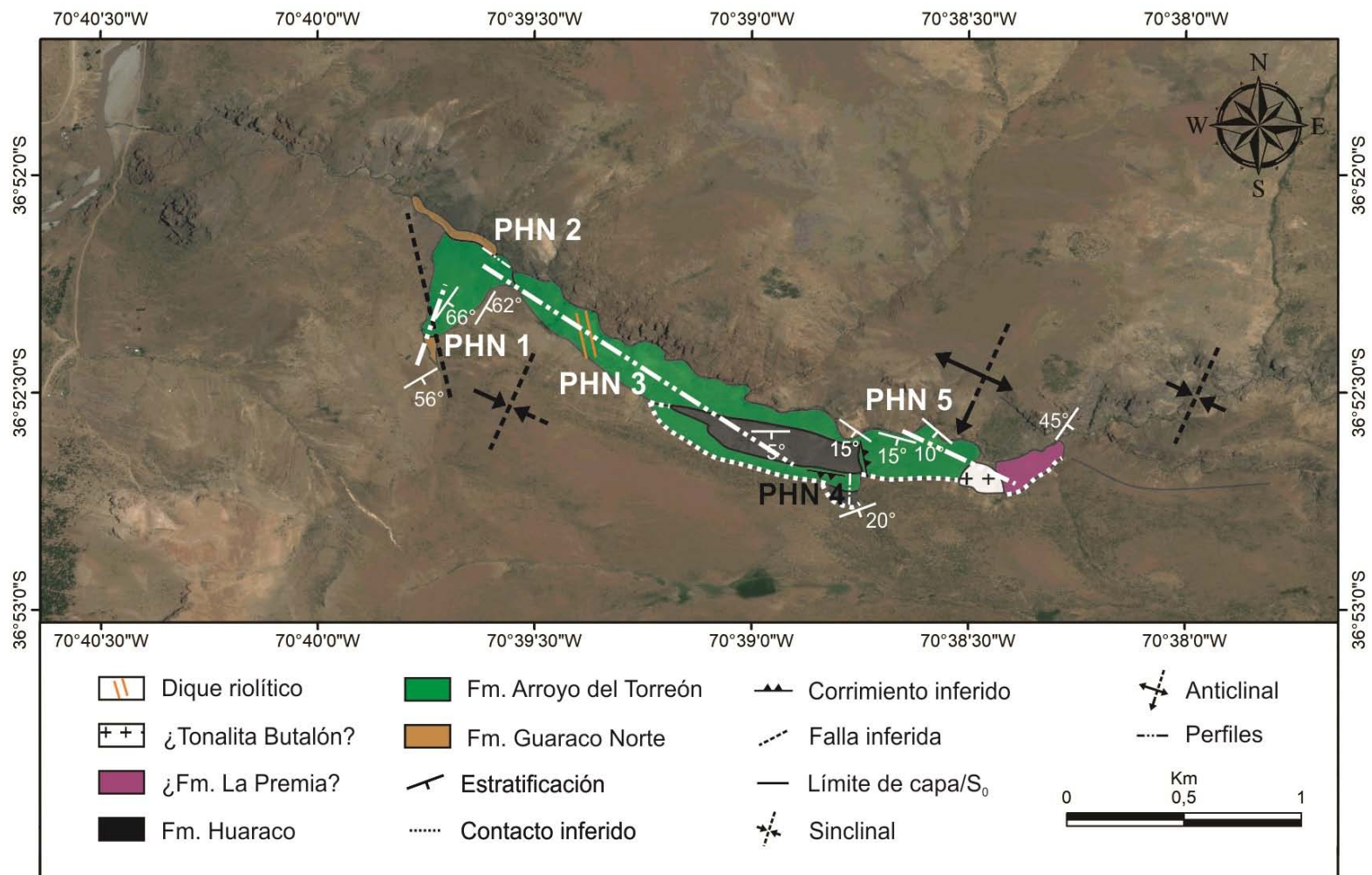


Figura 39: Mapa de la estratigrafía y estructuras inferidas en el área de estudio.

CAPÍTULO V

V.1. Discusiones

Las unidades aflorantes en el tramo inferior a medio de la quebrada del arroyo Huaraco Norte abarcan edades desde el Devónico hasta, posiblemente, el Pérmico e intrusiones andinas. Su estudio está limitado por la amplia cobertura sedimentaria reciente que dificulta la descripción. Estas comienzan con pizarras oscuras de la Formación Guaraco Norte, cuyo origen está asociado a un metamorfismo de contacto (alta temperatura y baja presión) de medio a alto grado que afectó a unidades sedimentarias pelíticas. Esta interpretación se basa en la paragénesis mineral (rica en aluminio) y la microtextura metamórfica (nodulosa) observadas. Al igual que en los afloramientos del arroyo Chacay ubicados hacia el norte (Giacosa *et al.*, 2014; Agüero, 2018), se concluye que en su génesis estas metapelitas, en la quebrada del arroyo Huaraco Norte, han sido afectadas por una deformación que incluye un metamorfismo regional al cual se sobre impone en ciertas áreas un metamorfismo de contacto asociado a intrusiones ígneas.

Las brechas polimícticas, posiblemente sedimentarias y las brechas oligomícticas, posiblemente tectónicas, que se describen por primera vez en el área, se ubican entre las pizarras y una secuencia clástica, volcánica y volcanoclástica. Esta última está compuesta por depósitos pelíticos, brechas líticas, vulcanitas, ignimbritas, tobas cristalolíticas y tobas cristalinas, en algunos casos evidenciando un incipiente metamorfismo, que por sus características litológicas y estratigráficas es asignada aquí tentativamente a la Formación Arroyo del Torreón.

El origen de las brechas polimícticas podría ser sedimentario, evidenciando poco transporte de los clastos, mientras que el origen de las brechas oligomícticas es inferido como tectónico (brecha de falla) y podría ser el responsable de un contacto discordante entre ambas unidades, formaciones Guaraco Norte y Arroyo del Torreón. En este caso, las brechas polimícticas podrían indicar el inicio de una etapa de depositación, dentro de la Formación Arroyo del Torreón.

Las pelitas oscuras físis con laminación paralela que se encuentran por encima de los niveles brechosos, asignados a la Formación Guaraco Norte por Zappettini *et al.* (1987, 2012, 2018), son interpretados aquí como parte de la Formación Arroyo del Torreón, de

acuerdo a su litología y posición estratigráfica relativa. Esta interpretación se basa en la descripción dada para la unidad en el área de Andacollo, donde los autores (Zöllner y Amos, 1973; Llambías *et al.*, 2007; Giacosa *et al.*, 2014) mencionan areniscas y lutitas negras en la parte superior de la formación, a su vez muy parecidas a las unidades clásticas de la Formación Huaraco (Giacosa *et al.*, 2014). Esta última unidad presenta además fósiles marinos y restos de plantas en el área de Andacollo, no observados en las secuencias estudiadas aquí de la quebrada del arroyo Huaraco Norte. Los estudios palinológicos realizados en pelitas negras asignadas aquí a la Formación Arroyo del Torreón tampoco arrojaron resultados.

En relación al nivel de brechas piroclásticas líticas polimícticas clasto sostén interestratificadas entre las pelitas negras, se hace mención a las tobas conglomerádicas redepositadas descritas por Zöllner y Amos (1973) entre Andacollo y Huinacó para la Formación Arroyo del Torreón que “yacen sobre un relieve elaborado del ‘Basamento Carbónico’ *sensu stricto*”. Si bien los autores consideraron que podía tratarse de un fenómeno local, indicaron que corresponde a un hiato apreciable previo a la sedimentación de la Formación Huaraco, además de la discordancia angular que describen entre ambas unidades. Posiblemente las brechas polimícticas que contienen abundantes líticos volcánicos y pelíticos descritos en este trabajo en la quebrada del arroyo Huaraco Norte puedan tener relación con estos niveles descritos más al sur.

Las brechas volcánicas líticas silicificadas con textura fluidal ubicadas entre las anteriores y las vulcanitas andesíticas, estarían relacionadas al flujo volcánico.

Las ignimbritas que afloran sobre el cauce del arroyo, corresponden a depósitos piroclásticos andesíticos asociados también a un vulcanismo intermedio.

La parte superior de la secuencia asignada aquí a la Formación Arroyo del Torreón, corresponde a tobas cristalolíticas y tobas cristalinas. Estas presentan composiciones que van de riolíticas a latíticas, evidenciando un flujo piroclástico asociado a un vulcanismo ácido a intermedio. La Formación Arroyo del Torreón aflora aproximadamente a la misma latitud a unos 6 km hacia el norte, al norte del arroyo Chacay, conteniendo también tobas intercaladas con areniscas y afectadas por metamorfismo de bajo grado (Zappettini *et al.*, 2012). Las intercalaciones volcánicas e ignimbritas son comunes en la unidad, en el área de Andacollo, predominando la composición riolítico-dacítica (Zöllner y Amos 1973; Llambías *et al.*, 2007; Giacosa *et*

al., 2014, entre otros). Esta correlación se sustenta además, en base a los litoclastos presentes en las tobas cristalolíticas, coincidentes con la descripción realizada por Pons *et al.* (2019) en el área de Andacollo donde se mencionan tobas lapillíticas cristalinas de composición dacítica a tobas lapillíticas líticas de composición riolítica. Aunque las ignimbritas que describen Giacosa *et al.* (2014) para la Formación La Premia en el área de Cerro Minas, tienen también composiciones similares (dioríticas-riolíticas).

La Formación Arroyo del Torreón no ha sido descrita hasta el momento en los afloramientos de la quebrada Huaraco Norte, área de estudio, exceptuando a Giacosa *et al.* (2014) quienes mapean rocas del Grupo Andacollo, sin diferenciar las unidades que lo componen (Formación Arroyo del Torreón y Formación Huaraco). Estos afloramientos son considerados, por otros autores, como parte de la Formación Guaraco Norte (Casé *et al.*, 2004a) o de la Formación Cordillera del Viento (Zappettini *et al.*, 1987, 2012, 2018; Zanettini, 2001, entre otros).

Los depósitos de limolitas y areniscas, en contacto con pelitas en algunos casos y con tobas en otros, son asignados aquí a la Formación Huaraco en base a su litología y estructuras sedimentarias (ondulitas), evidenciando una somerización de la secuencia sedimentaria observada también en esta unidad hacia el sur (áreas de Andacollo y Huigancó). Las repeticiones estratigráficas de estos depósitos clásticos, en este sector de los afloramientos, son interpretados como producto de la acción de fallas inversas (¿corrimientos?), como se observa también hacia el sur (Zöllner y Amos, 1973; Giacosa *et al.*, 2014). Depósitos asignados a la Formación Huaraco en el área son mencionados por Zappettini *et al.* (2012) como limolitas y areniscas grises a verdes aflorantes inmediatamente hacia el este, en el curso medio del arroyo Huaraco Norte, y hacia el noreste, en las nacientes del mismo.

Por último, la alteración profusa que poseen las tobas cristalinas silicificadas de composiciones dacíticas a traquíticas dificulta su estudio. Esta alteración podría estar vinculada a la actividad hidrotermal que origina vetas mineralizadas registradas en el área (Domínguez y Garrido, 1995; Zanettini, 2001; Casé *et al.*, 2004a, entre otros). Por lo tanto, la relación estratigráfica de estas tobas también es incierta. Entre las interpretaciones posibles, éstas podrían corresponder a un nuevo afloramiento de la Formación Arroyo del Torreón o, considerando la naturaleza más ácida de su

composición, ser parte de la Formación La Premio. Algunos autores (Stoll, 1957; Suárez, 2007) también describen capas de tobas e ignimbritas en la Formación Huaraco.

El pórfido tonalítico que intruye la secuencia volcánoclastica es inferido como un stock o lacolito menor debido a sus dimensiones (160 m) y geometría en planta (circular). De acuerdo a su relación estratigráfica, podría corresponder al Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó (Pérmico) aunque por su composición y textura, es asociado a la Tonalita Butalón (Paleógeno) (Casé *et al.*, 2008), intrusión considerablemente más tardía. Es de destacar que en la parte norte de Andacollo, Stoll (1957) menciona una porfírita intrusiva paleozoica cuya descripción composicional se asemeja al intrusivo tonalítico descrito aquí.

Las fallas inversas interpretadas, que afectan la estratigrafía, tienen una orientación NNO y, en menor medida, ONO, algo oblicuas a los sistemas de fracturación principales descritos en el área por Zanettini (2001). En la parte oriental del área de estudio los estratos muestran un suave plegamiento que se continúa en un sinclinal hacia el este, cierra con muy bajo buzamiento hacia el oeste y cierra además hacia el sur (ladera sur del arroyo Huaraco Norte). Este plegamiento y el fallamiento inverso evidencian acción de esfuerzos compresivos. El plegamiento a su vez puede estar relacionado con la intrusión del cuerpo tonalítico. En la parte occidental del área de estudio se interpreta también un plegamiento suave, que podría corresponder a un sinclinal asociado al sistema de pliegues.

V.2. Conclusiones

Producto del trabajo realizado se reconocieron litológicamente los afloramientos del tramo inferior a medio de la quebrada del arroyo Huaraco Norte, infiriéndose su estratigrafía tentativa, los cuales se sintetizan en dos mapas geológicos 1:20.000 (Figs. 19 y 39) y una columna estratigráfica generalizada (Fig. 38).

En el tramo inferior a medio de la quebrada Huaraco Norte afloran unidades paleozoicas que corresponden a metapelitas que evidencian metamorfismo de contacto de la Formación Guaraco Norte; rocas volcánoclasticas compuestas por pelitas físis, brechas

sedimentarias, brechas piroclásticas, brechas volcánicas, y vulcanitas, ignimbritas y tobas asociadas a un vulcanismo ácido a intermedio que, por presentar esta litología clástica con abundante participación volcánica se asignan tentativamente a la Formación Arroyo del Torreón; niveles limoarenosos indicando influencia de oleaje de la Formación Huaraco y tobas cristalinas silicificadas de asignación incierta pudiendo corresponder también a la Formación Arroyo del Torreón o a la Formación La Premia, considerando que también han sido descriptas rocas de esta naturaleza en la Formación Huaraco.

Una intrusión tonalítica que es acompañada por alteración hidrotermal profusa dificulta el reconocimiento de las unidades, al igual que la ausencia de hallazgos de fósiles, incluyendo palinomorfos, y la actividad tectónica evidenciada por brechas de falla y repetición y plegamiento de las capas.

De esta manera y de ser comprobadas las asignaciones estratigráficas propuestas, la extensión de la Formación Guaraco Norte es redelimitada y las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco son por primera vez reconocidas y mapeadas en los afloramientos del tramo inferior de la quebrada Huaraco Norte.

Litológicamente se mencionan por primera vez niveles brechosos líticos cuyo estudio de detalle puede indicar implicancias importantes en la génesis de los depósitos y se mapean cuerpos ígneos intrusivos y elementos estructurales.

Un estudio estructural de detalle en la región permitirá ampliar el conocimiento de las relaciones estratigráficas y de la mineralización en el área.

ANEXO

Petrografía

En esta sección se complementa el estudio petrográfico de las muestras seleccionadas para su análisis con detalle de las descripciones minerales e ilustraciones adicionales al microscopio petrográfico. Las abreviaturas utilizadas corresponden a: **Qz** = cuarzo; **Fk** = feldespato potásico; **Pl** = plagioclasa; **Bt** = biotita; **Anf** = anfíbol; **Msc** = muscovita; **Chr** = cordierita; **Sil** = sillimanita; **And** = andalucita; **Epd** = epidoto; **Chl** = clorita; **Cle** = clinocloro; **Ser** = sericita; **Op** = minerales opacos; **Ox** = óxidos.

MUESTRA: G1– Pizarra (Figs. 1 y 2)	
Textura	Granolepidoblástica a granoblástica
Estructura	-
Asociación mineral	Qz + Msc + Sil+ Chr+ ¿Pl? + ¿And?
Facies metamórfica	Hornfels hornblendífero a hornfels piroxénico
Venillas	Qz-Ox (espesor de 0,26 mm); Ox; Ox-Op
Observaciones	Protolito sedimentario; metamorfismo de contacto de medio a alto grado 10% Op Estilolitos de óxidos de hierro
Alteración	Moderada (óxidos de hierro)

Propiedades	MINERALES						
	Chr	Qz	Msc	¿Pl?	Sil	Op	And
Forma	Subhedral	Subhedral	Subhedral	Subhedral a anhedral	Subhedral	Subhedral a anhedral	Subhedral a anhedral
Hábito	Pseudo-hexagonal	-	Fibroso	Tabular	Fibroso	-	-
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-	Incoloro
Exfoliación	Pobre	-	Perfecta	Perfecta-buena	Perfecta	-	Buena
Pleocroismo	-	-	-	-	-	-	Débil
Relieve	Bajo	Bajo	Medio	Bajo	Medio	-	Medio
Color de interferencia (NC)	Gris	Gris	Pardo	Gris	Altos-Pardo	-	Gris
Extinción	-	Ondulosa	Paralela	-	Paralela	-	Paralela
Maclas	-	-	-	-	-	-	-
Tamaño (mm)	0,17 x 0,07	0,03	-	0,05 x 0,01	0,10 x 0,02	-	0,06
Alteraciones	-	-	-	-	-	-	-

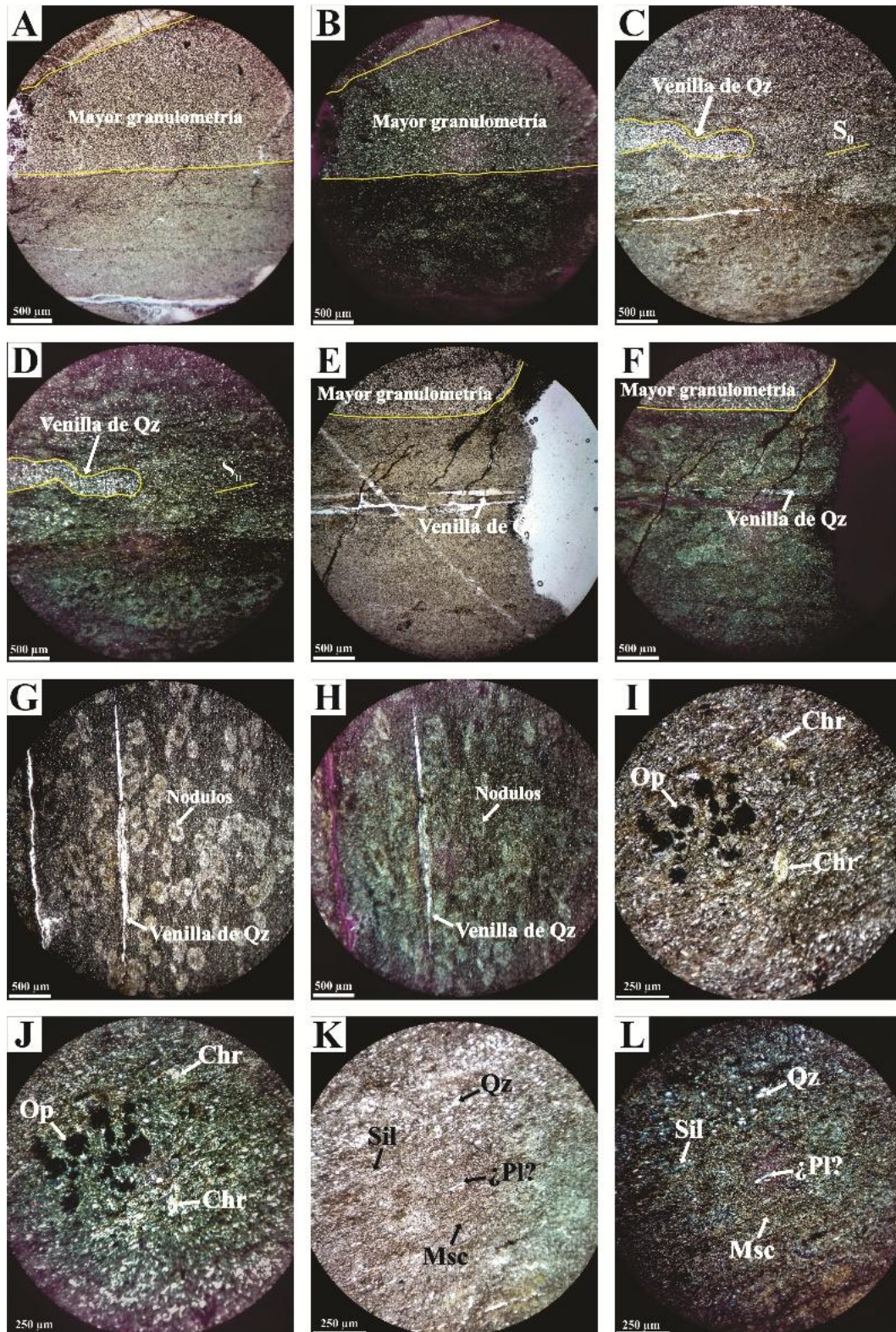


Figura 1: Pizarra (muestra G1). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G, I y K) y nicols cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. Rasgos texturales mostrando diferentes granulometrías. C y D. Venillas de cuarzo y estructura nodulosa. E y F. Rasgos texturales mostrando diferentes granulometrías, estructura nodulosa, venillas de cuarzo y estilolitos. G y H. Nódulos circulares a ovalados. I y J. Blastos de cordierita distorsionados y minerales opacos diseminados. K y L. Textura granolepidoblástica compuesta por cuarzo, ¿plagioclasa?, sillimanita y muscovita de tamaño de grano muy fino.

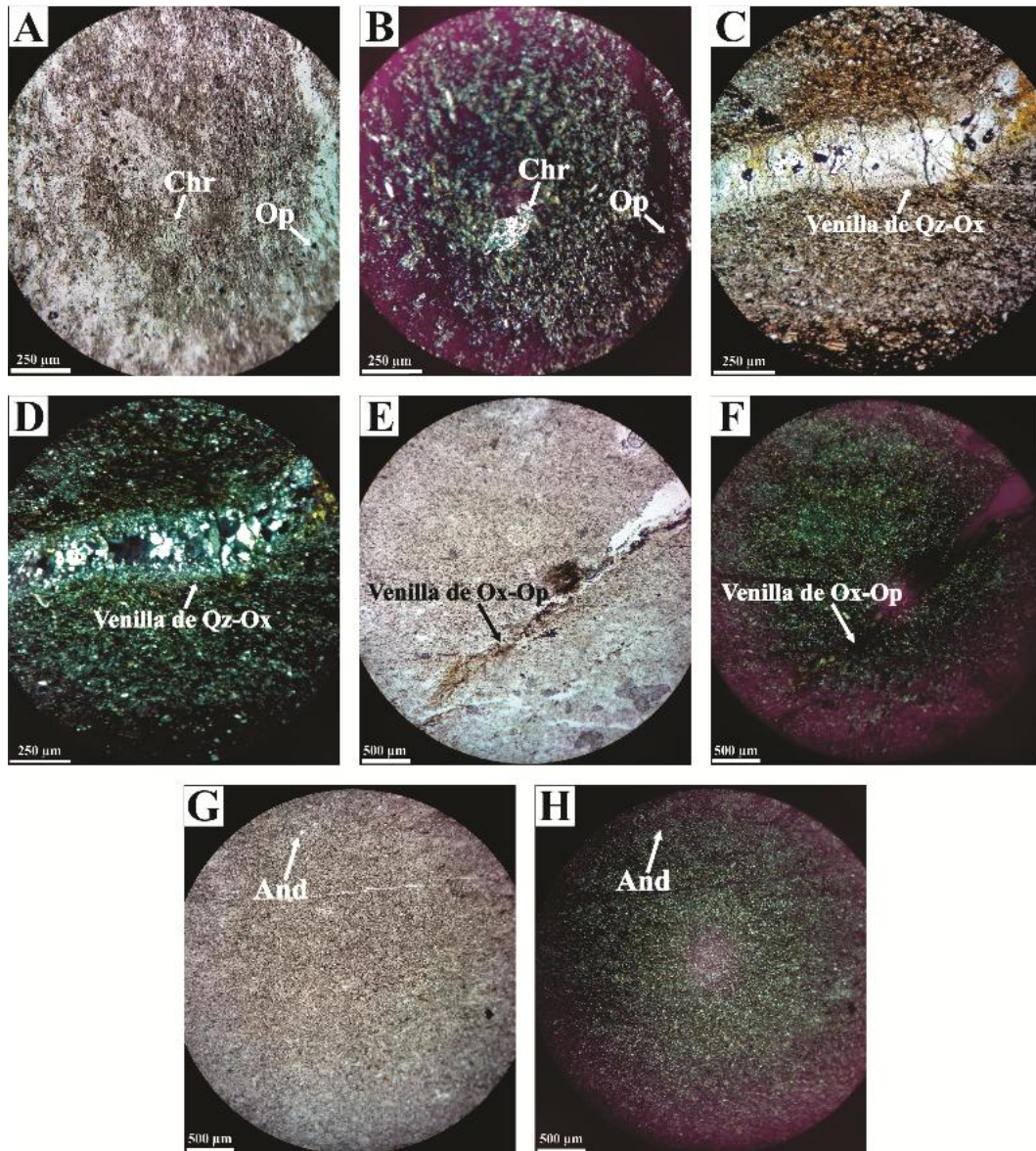


Figura 2: Pizarra (muestra G1). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E y G) y nicols cruzados (B, D, F y H). A y B. Blastos de cordierita distorsionados y minerales opacos diseminados. C y D. Venilla de cuarzo-óxidos. E y F. Venilla de óxidos-minerales opacos. G y H. Idioblasto incipiente incompleto de andalucita.

MUESTRA: GN2-1 – Pizarra (Fig. 3)	
Textura	Lepidoblástica
Estructura	-
Asociación mineral	Qz + Msc + Sil + Chr
Facies metamórfica	Hornfels hornblendífero a hornfels piroxénico
Venillas	Qz (espesor de 0,11 mm)
Observaciones	Protolito sedimentario; metamorfismo de contacto de medio a alto grado
Alteración	Ausente

Propiedades	MINERALES			
	Chr	Qz	Msc	Sil
Forma	Subhedral	Subhedral	Subhedral	Subhedral
Hábito	-	-	Fibroso	Fibroso
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	Incoloro
Exfoliación	Pobre	-	Perfecta	Perfecta
Pleocroísmo	-	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Medio	Medio
Color de interferencia (NC)	Gris	Gris	Pardo	Altos -Pardo
Extinción	-	Ondulosa	Paralela	Paralela
Maclas	-	-	-	-
Tamaño (mm)	0,06	0,05	-	0,04
Alteraciones	-	-	-	-

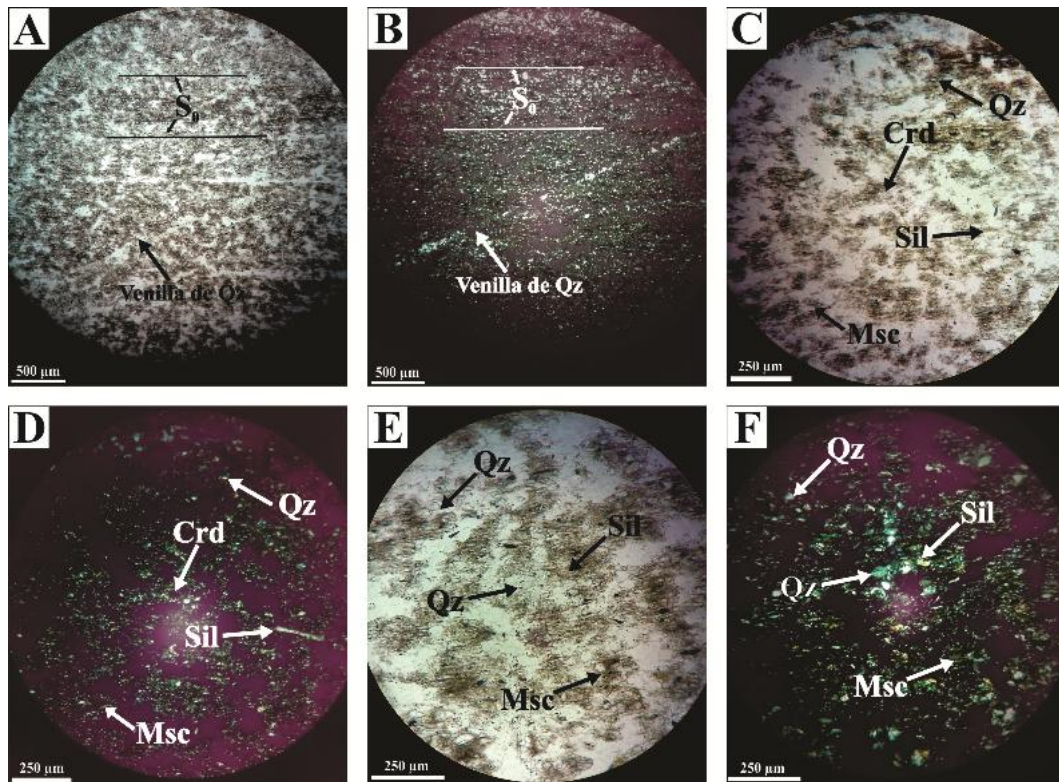


Figura 3: Pizarra (muestra GN2-1). Fotomicrografías a nicoles paralelos (A, C y E) y nicoles cruzados (B, D y F). A y B. Textura lepidoblástica y planos de estratificación (S_0) cortados por venilla de cuarzo. C y D. Asociación mineral compuesta por cordierita, cuarzo, muscovita y sillimanita. E y F. Cuarzo, muscovita y sillimanita.

MUESTRA: GN3-1 – Ignimbrita andesítica (Figs. 4 y 5)	
Textura	Eutaxítica
Estructura	Flujo piroclástico
Cristaloclastos (10%)	Pl
Litoclastos (5%)	-
Vidrio (22%)	Fiammes relícticos recristalizados; clastos recristalizados por desvitrificación
Matriz (63%)	Desvitrificada
Venillas	Ox (espesor de 0,02mm)
Observaciones	12,33% Ox; 5% Op; 3,5% min. de alteración (cúmulos de Epd) Clastos recristalizados en Qz, Ser y Op
Alteración	Moderada en matriz; abundante en cristaloclastos

Propiedades	MINERALES		
	Qz	Pl	Op
Forma	Subhedral	Euhedral	-
Hábito	-	Algunos tabulares	-
Color	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta-buena	-
Pleocroísmo	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Gris	-
Extinción	Ondulosa	Paralela	-
Maclas	-	Polisintética	-
Tamaño (mm)	0,02 x 0,10	0,02 x 0,24 0,24 x 0,48	7×10^{-3} x 0,21
Alteraciones	-	Caolínica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Epd	Ser	Ox
Forma	Anhedral	-	-
Hábito	-	-	-
Color	Verde	Incoloro	Marrón a negro
Exfoliación	-	-	-
Pleocroísmo	-	-	-
Relieve	Alto	Medio	-
Color de interferencia	Altos, celeste, violeta	Amarillo-Pardo	-
Extinción	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	-	-
Tamaño (mm)	0,04	-	-

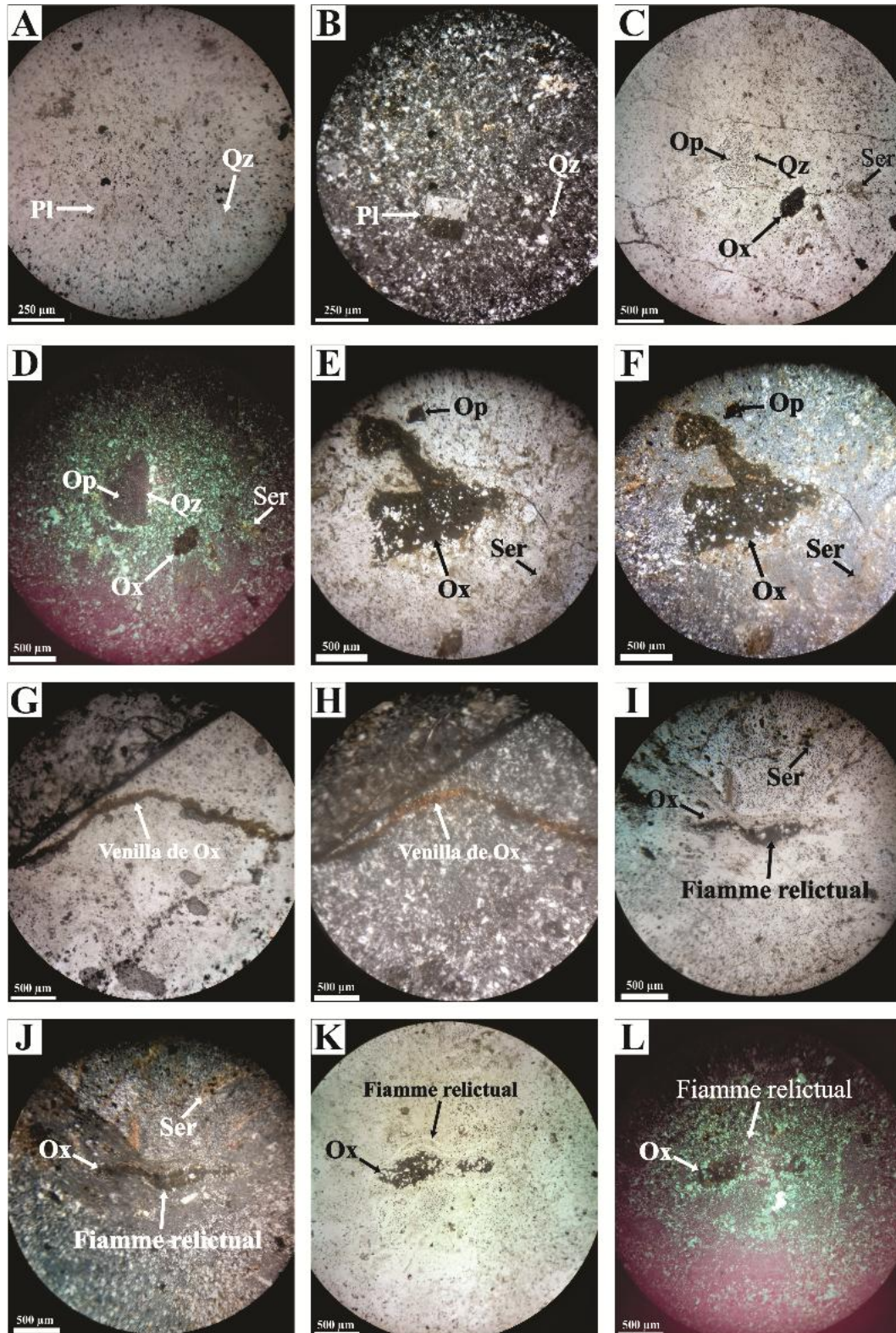


Figura 4: Ignimbrita andesítica (muestra GN3-1). Fotomicrografías a nicolos paralelos (A, C, E, G, I y K) y nicolos cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. Matriz recrystalizada, cristaloclastos de plagioclasa y clastos recrystalizados por desvitrificación en cuarzo. C y D. Clasto recrystalizado en cuarzo, sericita, minerales opacos y óxido de hierro. E y F. Matriz con alteración sericítica, minerales opacos diseminados y óxidos. G y H. Venilla de óxidos. I y J: Textura eutaxítica mostrando fiamme relíctico recrystalizado y reemplazado por óxidos. K y L. Textura eutaxítica formada por fiammes relícticos desvitrificados y recrystalizados en cuarzo y feldespato.

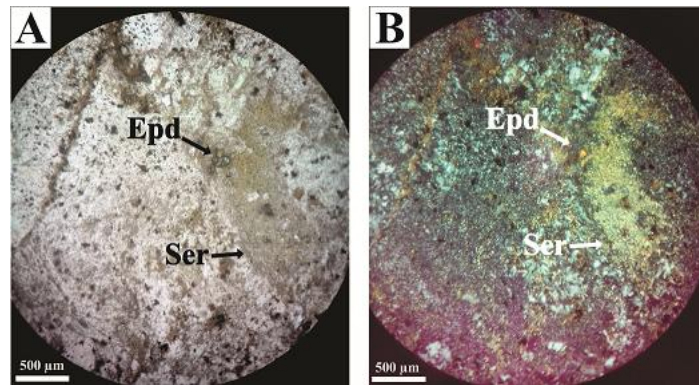


Figura 5: Ignimbrita andesítica (muestra GN3-1). Fotomicrografías a nicoles paralelos (A) y nicoles cruzados (B). A y B. Alteración sericítica de la matriz y cúmulos de epidoto.

MUESTRA: G4-1 – Brecha piroclástica lítica polimíctica (Figs. 6 y 7)	
Textura	Brechosa clasto sostén
Estructura	Brechosa
Cristaloclastos (25%)	Qz; Fk; Pl
Litoclastos (65%)	Angular a subangular *
Vidrio (0%)	-
Matriz (10%)	Microcristalina
Venillas	-
Observaciones	Clastos desvitrificados (¿litoclastos?); estilolitos de Ox
Alteración	Profusa

Propiedades	MINERALES			
	Qz	Fk	Pl	Op
Forma	Subhedral a anhedral	Subhedral	Subhedral	Subhedral a anhedral
Hábito	-	Tabular (mayormente)	Tabular	Algunos cúbicos
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta	Perfecta-buena	-
Pleocroísmo	-	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Gris	Gris	-
Extinción	Ondulosa	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	-	Polisintética	-
Tamaño (mm)	0,45	0,64 x 0,26	1,08 x 0,27	0,68
Alteraciones	-	Caolínítica; sericítica	Caolínítica; clorítica; sericítica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN			
	Chl	Epd	Ser	Ox
Forma	-	Subhedral	-	-
Hábito	-	-	-	-
Color	Verde	Verde	Incoloro	-
Exfoliación	Perfecta	Perfecta	Perfecta	-
Pleocroísmo	Leve	Leve	-	-
Relieve	Bajo	Alto	Medio	-
Color de interferencia	Bajos	Altos	Pardo	-
Extinción	Paralela	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	-	-	-
Tamaño (mm)	-	-	-	-

*Detalle de los fragmentos líticos

Litoclasto I: Fragmento lítico piroclástico formado por cristaloclastos de cuarzo, clastos recristalizados y desvitrificados, minerales opacos diseminados y óxidos. La matriz es microcristalina y presenta una abundante alteración clorítica. Además de venillas de óxidos.

Litoclasto II: Fragmento lítico piroclástico con clastos recristalizados y matriz microcristalina con alteración sericítica y minerales opacos diseminados.

Litoclasto III: Fragmento lítico volcánico con textura porfírica, similar a *litoclasto I* de la muestra GN1. Otros litoclastos presentan cúmulos alterados a sericita, epidoto y clorita. La matriz microcristalina está desvitrificada.

Litoclasto IV: Fragmento lítico sedimentario con textura clástica que presenta clorita, epidoto, sericita y cuarzo.

Litoclasto V: ¿Fragmento lítico piroclástico? con textura inequigranular con cristaloclastos de feldespato potásico tabular y matriz desvitrificada con alteración epidótica (en forma de cúmulos).

Litoclasto VI: Fragmento lítico volcánico con textura holocristalina, compuesto por relictos de fenocristales de plagioclasa y una matriz microcristalina con alteración sericítica, además de minerales opacos y óxidos.

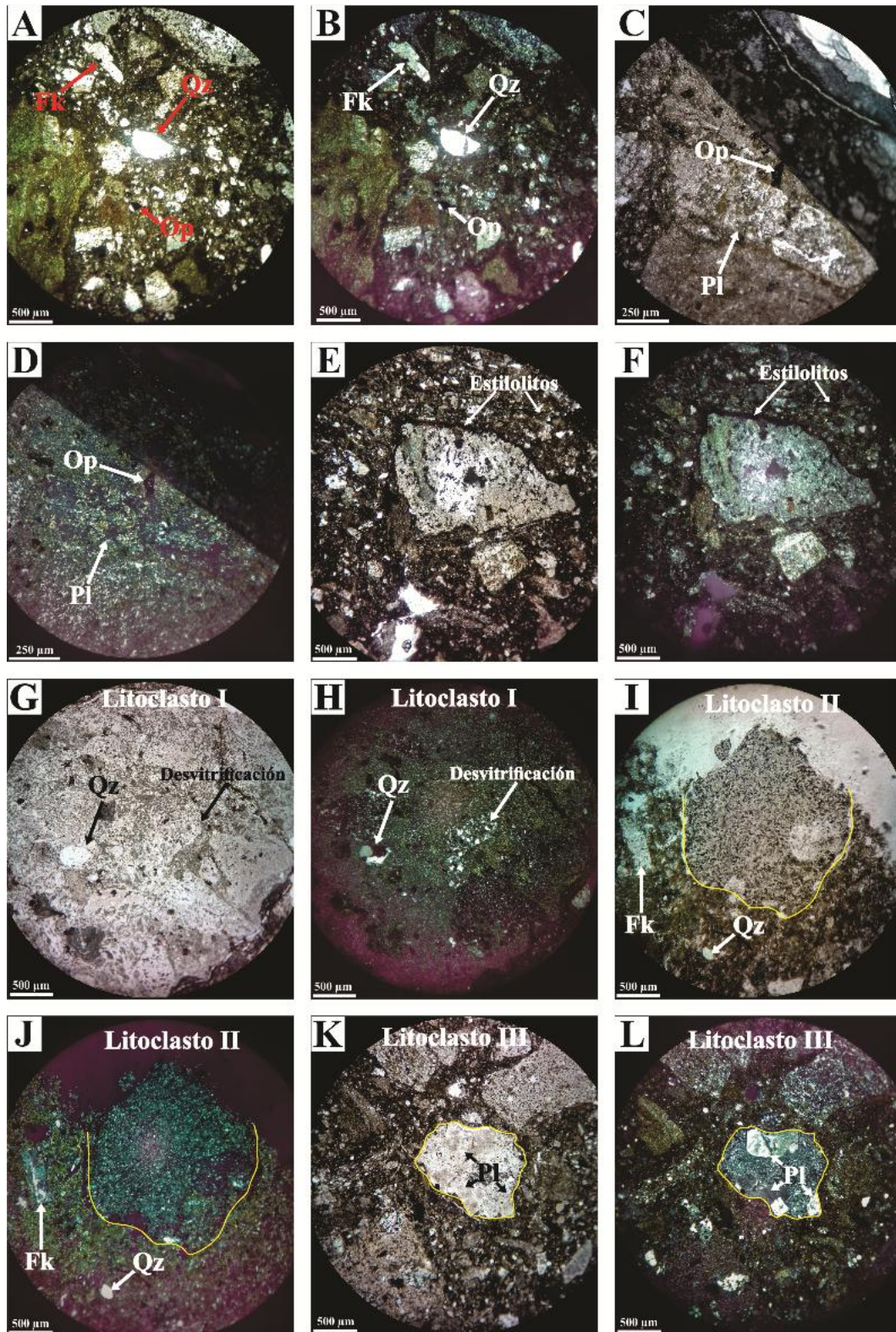


Figura 6: Brecha lítica polimíctica (muestra G4-1). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G, I y K) y nicols cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. Textura clasto sostén con cristaloclastos de cuarzo y feldespatos potásico; litoclastos y minerales opacos. C y D. Cristaloclastos de plagioclasa y minerales opacos. E y F. Estilolitos en bordes de litoclastos y en matriz. G y H. *Litoclasto I*: fragmento piroclástico compuesto por cuarzo, clastos recrystalizados y desvitrificados. I y J. *Litoclasto II*: fragmento piroclástico con clastos recrystalizados y una matriz microcristalina. K y L. *Litoclasto III*: fragmento volcánico con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa.

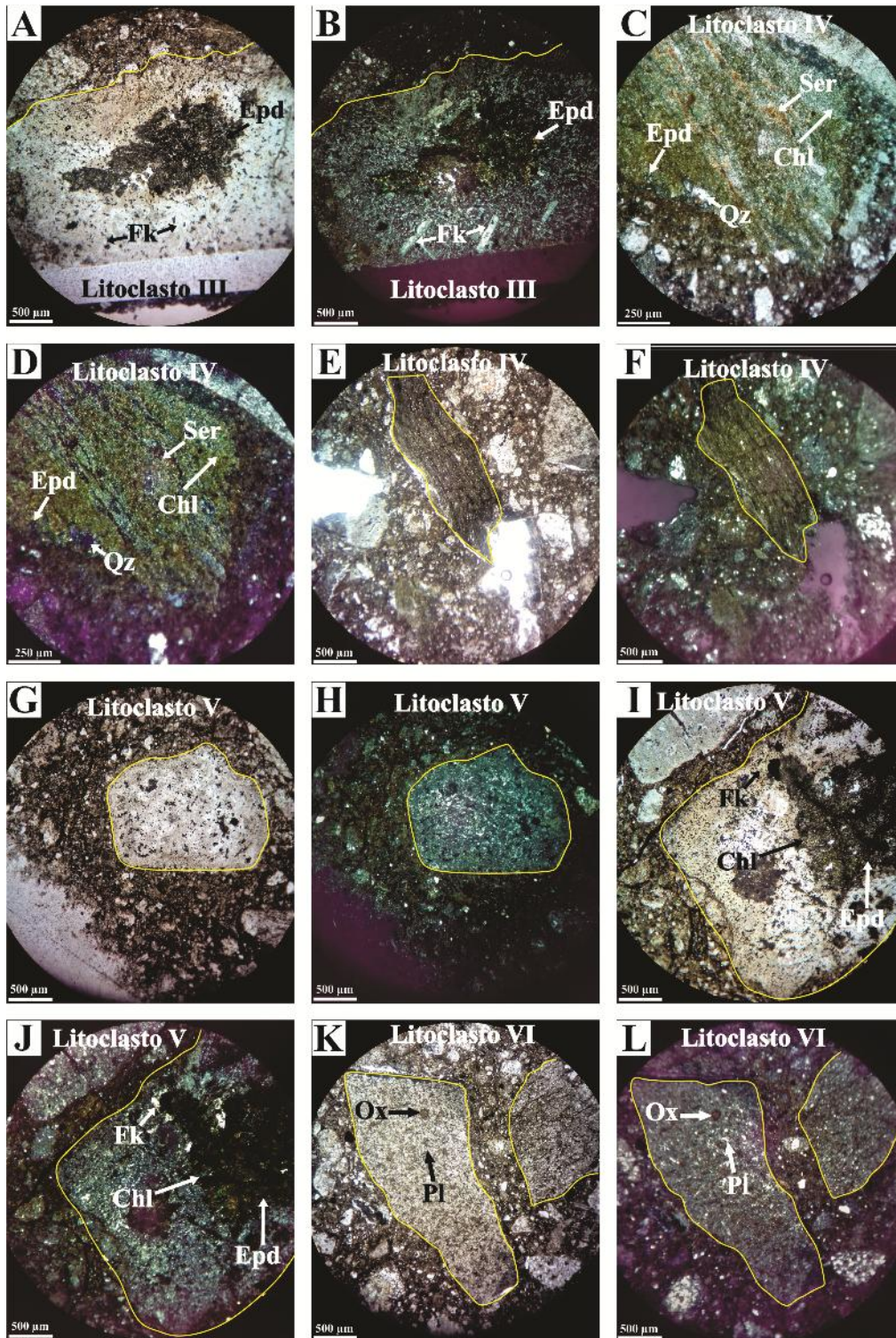


Figura 7: Brecha piroclástica lítica polimíctica (muestra G4-1). Fotomicrografías a nicolos paralelos

(A, C, E, G, I y K) y nicolos cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. *Litoclasto III*: fragmento volcánico con fenocristales tabulares de feldespato potásico y cúmulos de epidoto. C y D. *Litoclasto IV*: fragmento sedimentario con textura clásica laminar; se observan cuarzo, epidoto, clorita y sericita. E y F. *Litoclasto IV*: fragmento sedimentario con textura clásica laminar. G y H. *Litoclasto V*: fragmento volcánico con textura inequigranular, compuesto por feldespato potásico y una matriz desvitrificada. I y J. *Litoclasto V*: cristaloclastos de feldespato potásico y cúmulos de epidoto-clorita. K y L. *Litoclasto VI*: fragmento volcánico con textura holocrystalina, compuesto por relictos de plagioclasa y una matriz microcristalina con alteración sericítica, minerales opacos y óxidos.

MUESTRA: G4-2 – Brecha volcánica lítica silicificada (Figs. 8 y 9)	
Textura	Brechosa matriz sostén fluidal
Estructura	Brechosa matriz fluidal
Cristaloclastos (5%)	Pl; Fk
Litoclastos (20%)	Angular a subangular *
Vidrio (0%)	-
Matriz (75%)	Microcristalina
Venillas	Epd (espesor de 0,29 mm); Qz (espesor de 0,26 mm)
Observaciones	Clastos recristalizados; líneas de flujo
Alteración	Profusa

Propiedades	MINERALES		
	Fk	Pl	Op
Forma	Subhedral, anhedral (cristales relícticos)	Subhedral	-
Hábito	-	-	-
Color	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	Perfecta-buena	Perfecta	-
Pleocroísmo	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Gris	-
Extinción	Paralela	Oblicua	-
Maclas	-	Polisintética	-
Tamaño (mm)	0,34	0,26	-
Alteraciones	Caolínítica; epidótica; sericítica	Caolínítica; epidótica; sericítica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Chl	Epd	Ser en matriz y en ¿cristaloclastos?
Forma	Subhedral	Subhedral a anhedral	
Hábito	Fibroso	-	
Color	Verde	Verde/marrón	
Exfoliación	Perfecta	Perfecta	
Pleocroísmo	-	leve	
Relieve	Bajo	Alto	
Color de interferencia	Bajos	Altos	
Extinción	Paralela	Oblicua	
Maclas	-	-	
Tamaño (mm)	0,16 mm	-	-

*Detalle de los fragmentos líticos

Litoclasto I: Fragmento lítico ¿piroclástico? compuesto por una matriz cristalina de feldespato potásico y plagioclasa, minerales opacos diseminados. Además de presentar alteración caolínítica, epidótica y clorítica.

Litoclasto II: fragmento lítico ¿piroclástico? compuesto por cristaloclastos de plagioclasa, minerales opacos diseminados y una matriz microcristalina recrystalizada con alteración epidótica.

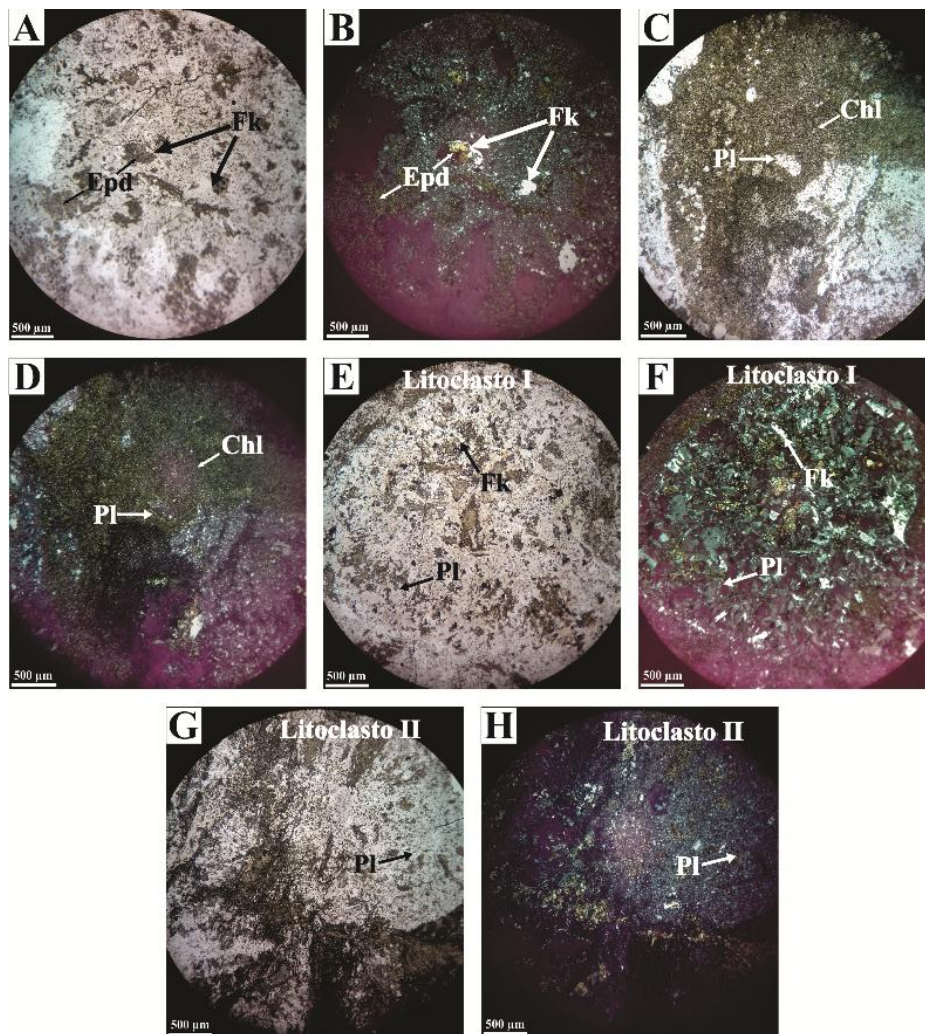


Figura 8: Brecha volcánica lítica silicificada (muestra G4-2). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G, I y K) y nicols cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. Cristaloclastos de feldespato potásico y cristales de epidoto. C y D. Cristaloclastos de plagioclasa y cristales de clorita. E y F. *Litoclasto I*: fragmento ¿piroclástico? compuesto por una matriz cristalina de feldespato potásico y plagioclasa. G y H. *Litoclasto II*: fragmento ¿piroclástico? compuesto por cristaloclastos de plagioclasa y una matriz microcristalina recrystalizada.

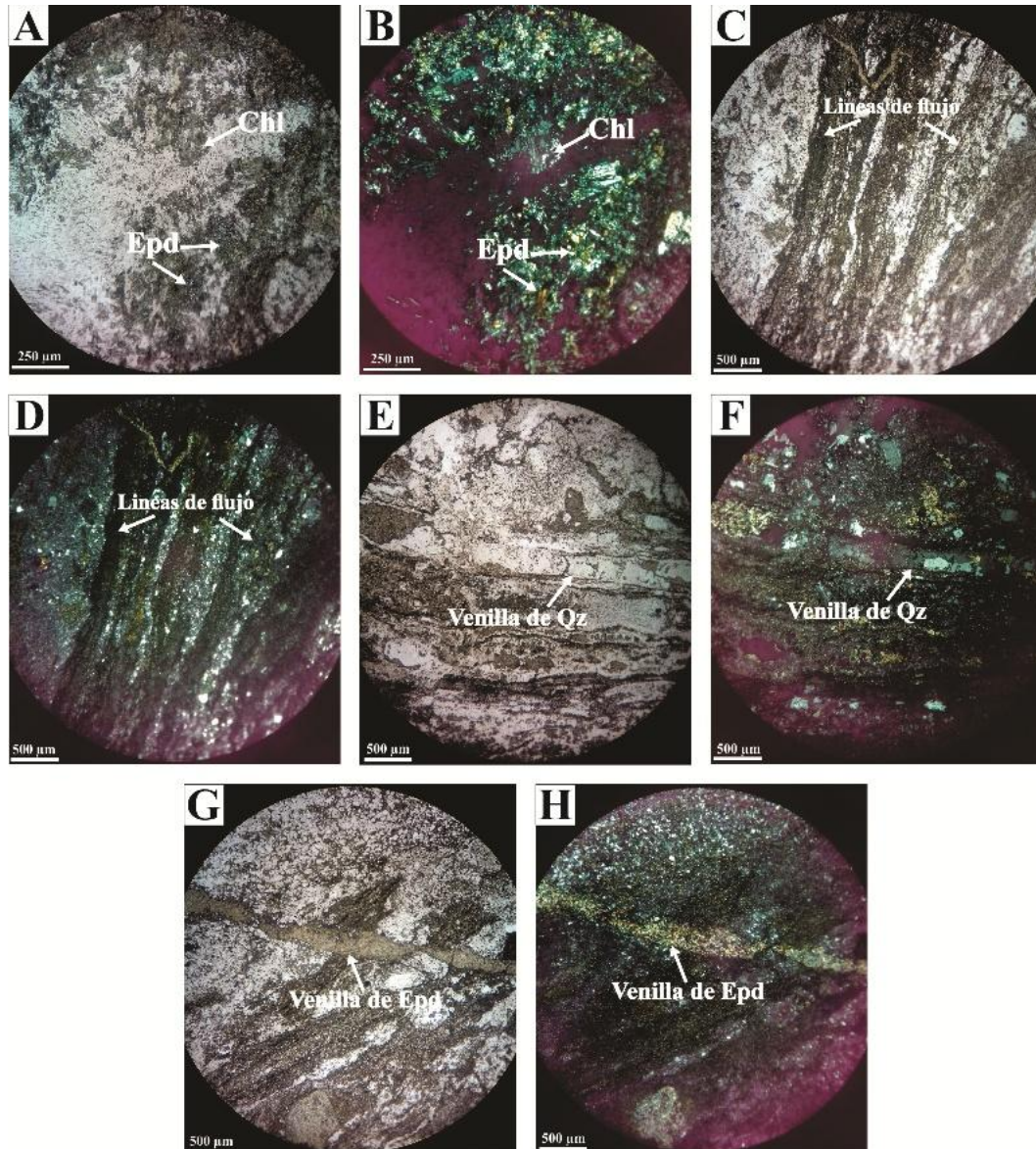


Figura 9: Brecha lítica silicificada (muestra G4-2). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E y G) y nicols cruzados (B, D, F y H). A y B. Minerales de alteración presentes, clorita y epidoto. C y D. Detalle de la textura brechosa matriz sostén fluidal. E y F. Venillas de cuarzo. G y H. Venillas de epidoto.

MUESTRA: G4-3 – Andesita (Fig. 10)	
Textura	Microlítica fluidal
Estructura	-
Granulometría	Media
Minerales esenciales (65,5%)	Pl, Fk y Qz
Minerales accesorios	-
Fenocristales (30%)	Pl (82%); Fk (13%); Qz (5%)
Matriz (70%)	Microcristalina; Pl y/o Fk, Ser, Epd (cúmulos), Chl (cúmulos) y Op
Observaciones	2% Op; 32,5% Min. secundarios
Alteración	Profusa

Propiedades	MINERALES			
	Qz	Fk	Pl	Op
Forma	Anhedral	Euhedral a subhedral	Euhedral a subhedral, anhedral (cristales relícticos)	-
Hábito	-	Tabular	Tabular (mayormente)	Algunos cúbicos
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta	Perfecta-buena	-
Pleocroismo	-	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Gris	Gris	-
Extinción	Ondulosa	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	Carlsbad	Polisintética	-
Tamaño (mm)	1,36 x 0,45	0,56 x 0,21	2,4 x 0,51	0,18
Alteraciones	-	Caolinítica, epidótica	Caolinítica; clorítica; epidótica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Chl	Epd	Ser
Forma	Subhedral	Subhedral	Subhedral
Hábito	Acicular	-	-
Color	Verde	Verde/Marrón	Incoloro
Exfoliación	Perfecta	Perfecta	-
Pleocroismo	Leve	Leve	-
Relieve	Bajo	Alto	Medio
Color de interferencia	Bajos	Altos	Pardo
Extinción	Paralela	Oblicua	Paralela
Tamaño (mm)	-	-	-

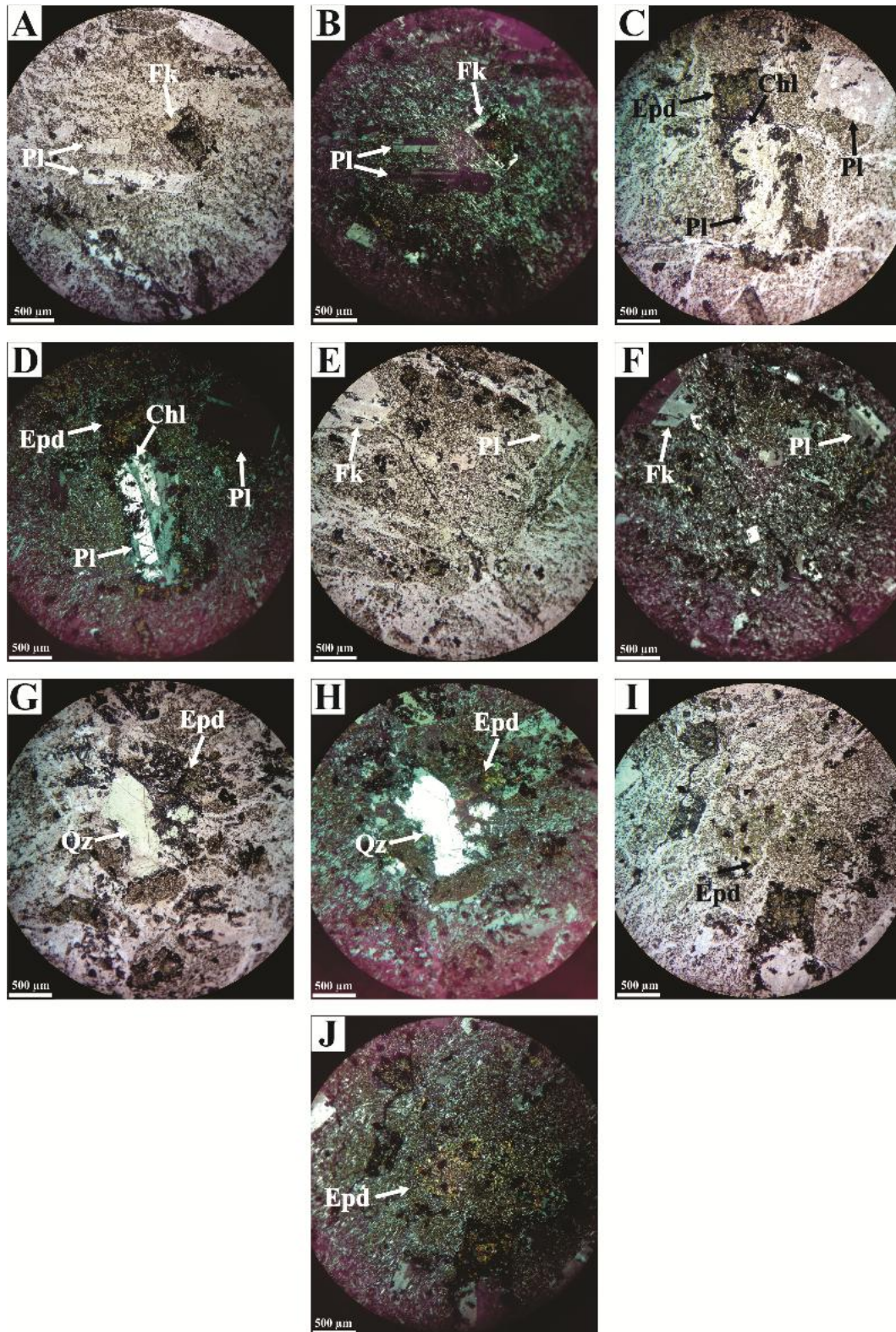


Figura 10: Andesita (muestra G4-3). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G e I) y nicols cruzados (B, D, F, H y J). A y B. Textura microlítica fluidal formada por fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. C y D. Cristal tabular relíctico de plagioclasa con cloritas de alteración, cuyos bordes son reemplazados por epidoto. E y F. Cristales de plagioclasa y feldespato potásico con alteración clorítica y epidótica. G y H. Cristal de cuarzo y cúmulos de epidoto. I y J. Cúmulos de epidoto.

MUESTRA: G7 – Dique riolítico (Fig. 11)	
Textura	Porfírica e hipidiomórfica
Estructura	-
Granulometría	Media
Minerales esenciales (%)	Pl; Fk; Qz
Minerales accesorios	-
Fenocristales (25%)	Fk (70%); Pl (30%)
Matriz (75%)	Microcristalina
Venillas	Qz (espesor de 1,30 mm); Chl con Op
Observaciones	4% Op; 9 % Min. secundarios
Alteración	Abundante en fenocristales de Pl y Fk; moderada en matriz

Propiedades	MINERALES			
	Qz (venilla)	Fk	Pl	Op
Forma	Subhedral	Euhedral	Euhedral a subhedral	Anhedral
Hábito	-	Algunos tabulares	Tabulares	-
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta-	Perfecta-buena	-
Pleocroismo	-	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Gris	Gris	-
Extinción	Ondulosa	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	-	Polisintética	-
Tamaño (mm)	-	1,02 x 0,54	0,91 x 0,35	-
Alteraciones	-	Caolínítica; clorítica; sericítica	Caolínítica; sericítica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Chl	Ser	
Forma	-	-	
Hábito	Tabular	-	
Color	Verde	Indoloro	
Exfoliación	Perfecta	-	
Pleocroismo	Débil	-	
Relieve	Bajo	Medio	
Color de interferencia	Pardo, colores oscuros, altos	Marrón-Pardo	
Extinción	Paralela	Paralela	
Maclas	-	-	
Tamaño (mm)	0,09 x 0,06	-	

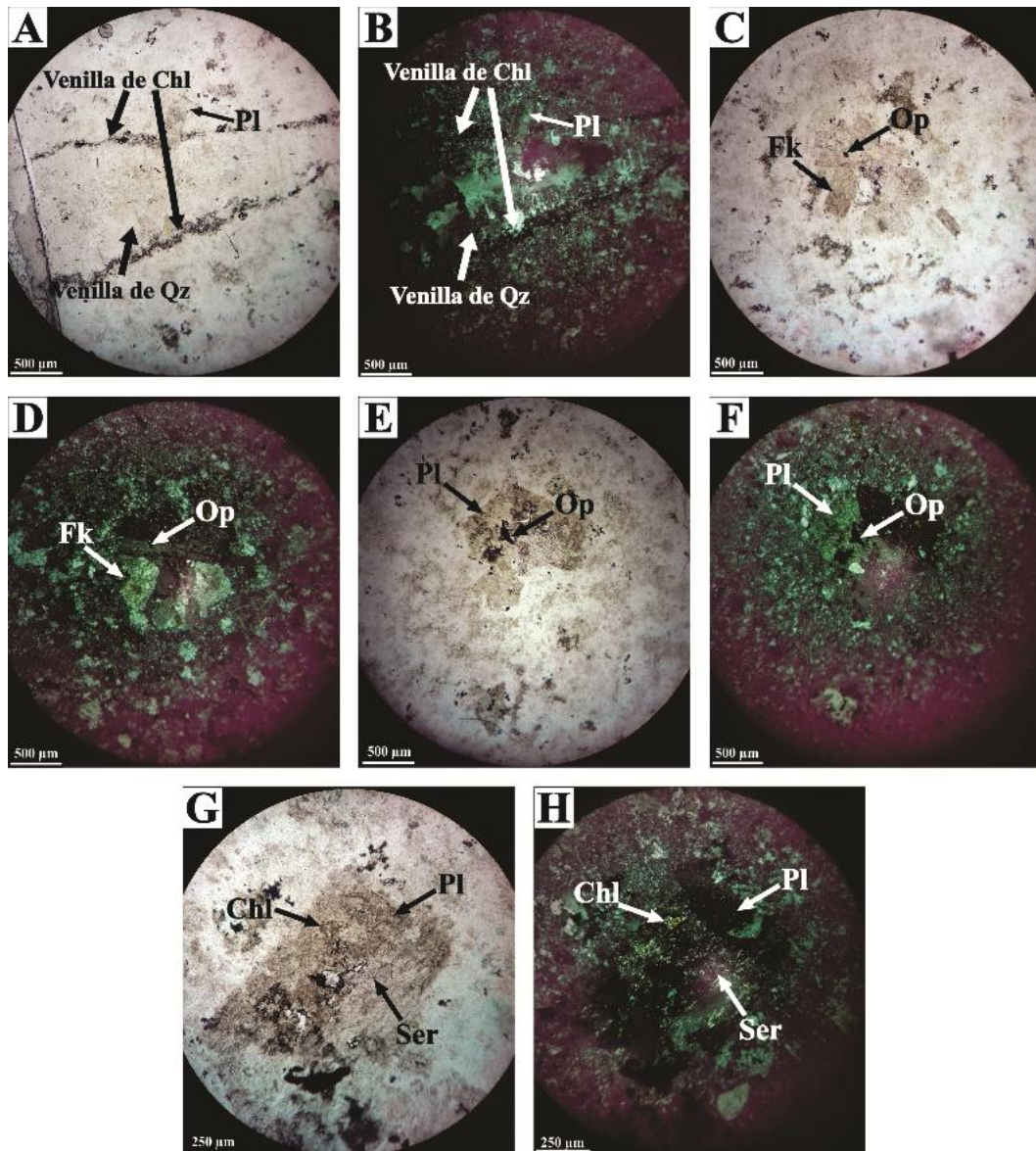


Figura 11: Dique riolítico (muestra G7). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E y G) y nicols cruzados (B, D, F y H). A y B. Venilla de cuarzo y venillas de clorita o epidoto con minerales opacos y óxidos en los bordes. C y D. Textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico y minerales opacos diseminados. E y F. Fenocristal de plagioclasa y minerales opacos diseminados. G y H. Detalle de fenocristal de plagioclasa.

MUESTRA: GN9 – Pelita oscura maciza (Fig. 12)	
Textura	Clástica
Estructura	
Clastos (100%)	Formas relícticas redondeadas alteradas a sericita ¿pseudonódulos?
Matriz (0%)	
Cemento (0%)	
Venillas	Qz-Clc cortadas por microfallas
Observaciones	7% Op y 45,6% Min. secundarios
Alteración	Abundante

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Qz	Msc	Op
Forma	Anhedral	Subhedral	-
Hábito	-	Tabular-Acicular	-
Color	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta	-
Pleocroísmo	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Alto	-
Extinción	Ondulosa	Paralela	-
Maclas		-	-
Tamaño (mm)	0,04	0,04	0,56
Alteraciones	-	-	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Clc	Ser	
Forma	Anhedral	-	
Hábito	-	-	
Color	Verde	Incoloro	
Exfoliación	-	-	
Pleocroísmo	Leve	-	
Relieve	Bajo-medio	Medio	
Color de interferencia	Azul- marrón	Pardo	
Extinción	Radial	Paralela	
Maclas	-	-	
Tamaño (mm)	-	-	

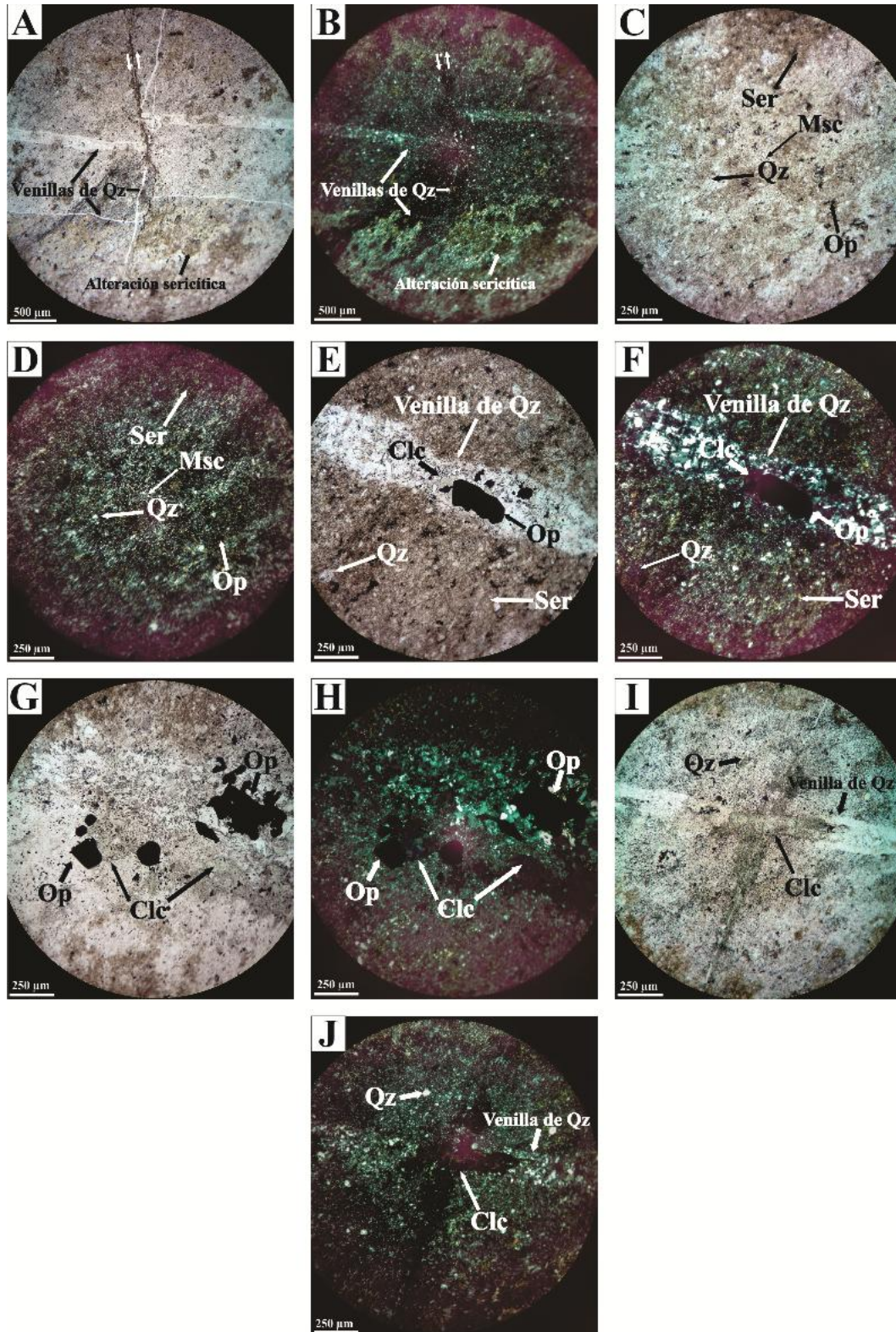


Figura 12: Pelita oscura maciza (muestra GN9). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G e I) y nicols cruzados (B, D, F, H y J). A y B. Venillas de cuarzo cortadas por una microfalla de tipo inversa; se observan además ¿pseudonódulos? de sericita. C y D. Clastos de cuarzo, muscovita, sericita de alteración y minerales opacos. E y F. Detalle de venillas de cuarzo con clinoclino y minerales opacos. G y H. Detalle de venillas de cuarzo con clinoclino y minerales opacos. I y J. Venillas de Cuarzo.

MUESTRA: GN10 (2) – Pelita oscura (Fig. 13)	
Textura	Clásica
Estructura	-
Clastos (100%)	Formas relícticas redondeadas alteradas a sericita
Matriz (0%)	
Cemento (0%)	
Venillas	Óxidos de hierro (limolita)
Observaciones	4% Ox; <1% Op; 26,33% Min. secundarios
Alteración	Abundante

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN				
	Bt	Qz	Msc	Pl	Op
Forma	Anhedral	Anhedral	Anhedral	Anhedral	-
Hábito	Acicular	-	Tabular	-	-
Color	Marrón	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	Perfecta	-	Perfecta	Perfecta-buena	-
Pleocroismo	Fuerte	-	-	-	-
Relieve	Medio	Bajo	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Alto	Gris	Alto	Gris	-
Extinción	Paralela	Ondulosa	Paralela	Paralela	-
Maclas	-	-	-	Polisintética	-
Tamaño (mm)	0,09	0,02	0,12	0,09	1,8x10 ⁻³ x 0,02
Alteraciones	-	-	-	-	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Ser	Ox	
Forma	Anhedral	-	
Hábito	Fibroso	-	
Color	Incoloro	-	
Exfoliación	Perfecta	-	
Pleocroismo	-	-	
Relieve	Medio	-	
Color de interferencia	Pardo	-	
Extinción	Paralela	-	
Maclas	-	-	
Tamaño (mm)	-	-	

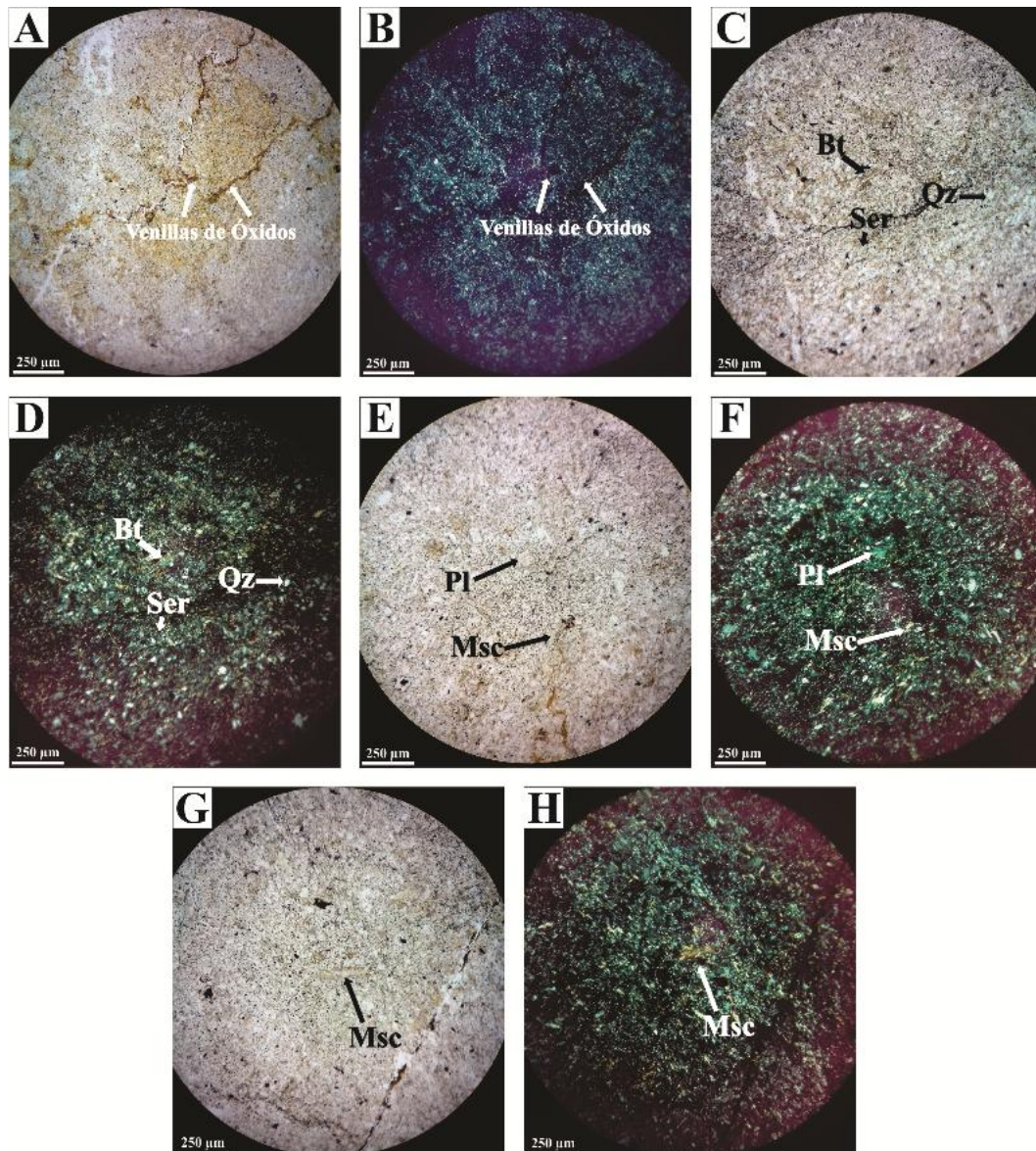


Figura 13: Pelita oscura (muestra GN10 (2)). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E y G) y nicols cruzados (B, D, F y H). A y B. Venillas de limolita. C y D. Textura clástica con clastos de cuarzo, biotita y sericita. E y F. Clastos de muscovita y plagioclasa. G y H. Clastos tabulares de muscovita.

MUESTRA: GN1 – Toba cristalolítica riolítica (Figs. 14 y 15)	
Textura	Piroclástica
Estructura	Brechosa
Cristaloclastos (35%)	Fk (55%), Qz (30%) (primario, por recristalización y desvitrificación); Pl (15%)
Litoclastos (30%)	*
Vidrio (0%)	-
Matriz (35%)	Microcristalina
Venillas	Bt-Chl (espesor 0,02 mm); Qz; Ox
Observaciones	7,6% Ox; 3,2% Op; 29% Min. secundarios
Alteración	Abundante en matriz; abundante en cristaloclastos; abundante en fenocristales de litoclastos

Propiedades	MINERALES			
	Qz	Fk	Pl	Op
Forma	Subhedral	Subhedral	Subhedral	-
Hábito	Cristales con engolamientos	Algunos tabulares	Tabular	Algunos cúbicos
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta	Perfecta-buena	-
Pleocroísmo	-	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris, amarillo	Gris	Gris	-
Extinción	Ondulosa	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	Carlsbad- sin maclas	Polisintética	-
Tamaño (mm)	0,13 a 0,24 1,07 (Qz por desvitrificación)	0,45 x 0,16 (tabular) 0,80 x 0,48	1,47 x 0,64	0,10
Alteraciones	-	Caolinítica	Caolinítica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN				
	Bt	Chl	¿Epd?	Ser	Ox
Forma	Subhedral	Subhedral	Euhedral	-	-
Hábito	Tabular	-	Prismático	-	-
Color	Marrón	Verde	Verde	Incoloro	-
Exfoliación	Perfecta	Perfecta	Perfecta	-	-
Pleocroísmo	Fuerte	Débil	Débil	-	-
Relieve	Medio	Bajo	Alto	Medio	-
Color de interferencia	Marrón-verde	Color oscuro- algunos verdes	Alto	Pardo	-
Extinción	Paralela	Paralela	Paralela	Paralela	-
Maclas	-	-	-	-	-
Tamaño (mm)	0,04 mm	-	0,03 x 0,14	-	-

*Detalle de los fragmentos líticos

Litoclasto I: fragmento lítico volcánico con textura porfírica compuesto por fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico; clastos desvitrificados, minerales opacos diseminados y óxidos; presenta alteración caolinítica y a epidoto en los fenocristales. La matriz es microcristalina.

Clasificación: andesítica (80% Pl, 20% Fk).

Litoclasto II: litoclasto volcánico relíctico con tablillas de plagioclasa y matriz alterada a sericita.

Litoclasto III: composicional y texturamente similar a muestra GN1(3), toba cristalina latítica.

Litoclasto IV: litoclasto metamórfico con bandeamiento, compuesto por cuarzo, clorita y sericita (1,60 mm x 1,04 mm de tamaño) (¿Litoclasto Fm Guaraco Norte?).

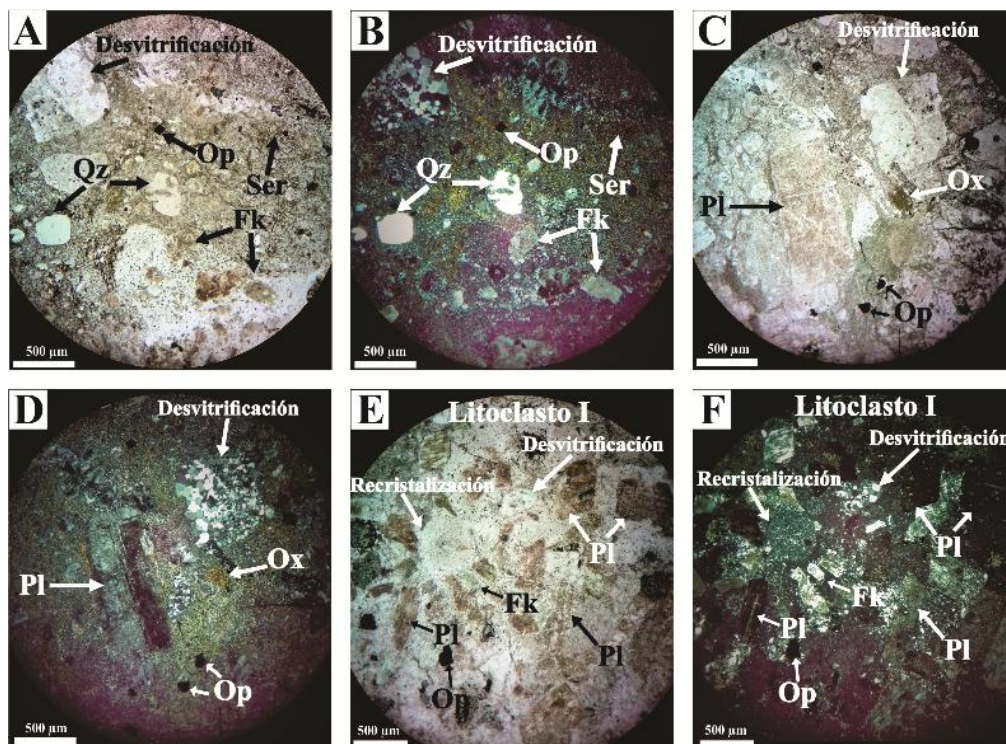


Figura 14: Toba cristalolítica riolítica (muestra GN1). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C y E) y nicols cruzados (B, D y F). A y B. Textura piroclástica; cristaloclastos de feldespato potásico y cuarzo; matriz microcristalina alterada en sectores por sericita. **C y D.** Cristaloclasto de plagioclasa, clasto recrystalizado en cuarzo, minerales opacos diseminados y óxidos. **E y F.** *Litoclasto I*: fragmento andesítico y textura porfírica compuesto por fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico; se observa la matriz microcristalina con minerales opacos y óxidos, y clastos desvitrificados.

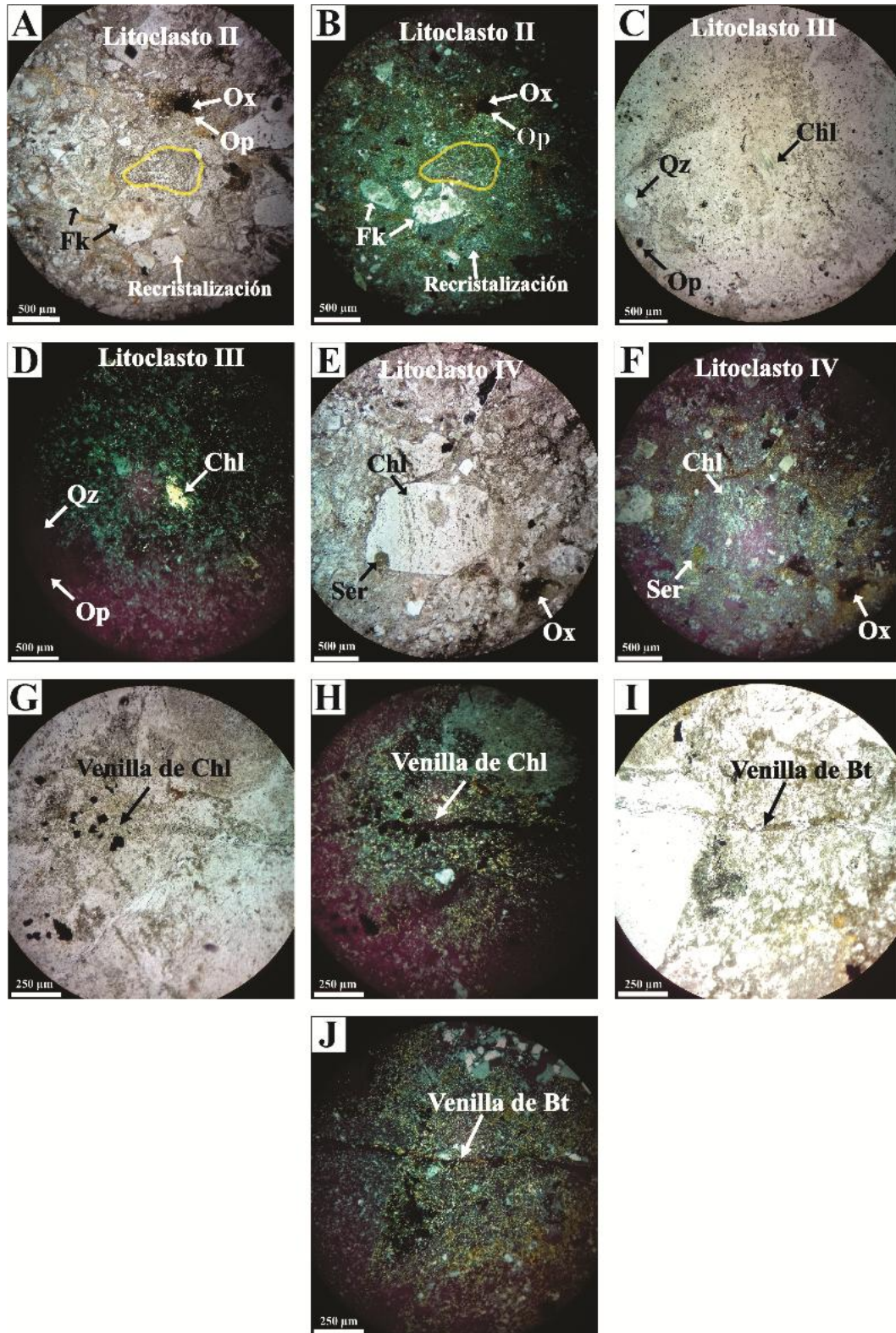


Figura 15: Toba cristalolítica riolítica (muestra GN1). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G e I) y nicols cruzados (B, D, F, H y J). A y B. *Litoclasto II*: fragmento andesítico relíctico; se observan tablillas de plagioclasa con alteración caolinítica y una matriz con alteración sericítica (40%). C y D. *Litoclasto III*: fragmento volcánico con textura porfírica y fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una matriz cristalina desvitrificada. E y F. *Litoclasto IV*: fragmento metamórfico bandeado compuesto por cuarzo, clorita y sericita. G y H. Venilla de biotita-clorita. I y J. Venilla de biotita-clorita.

MUESTRA: GN1 (3) – Toba cristalina latútica (Fig. 16)	
Textura	Piroclástica
Estructura	Flujo
Cristaloclastos (30%)	Fk (55%); Pl (30%); Qz (15%)
Litoclastos (0%)	-
Vidrio (0%)	-
Matriz (70%)	Cristalina, en tablillas y desvitrificada
Venillas	-
Observaciones	3,2% Op; 9% Min. secundarios
Alteración	Abundante en fenocristales; moderada en matriz

Propiedades	MINERALES			
	Qz	Fk	Pl	Op
Forma	Anhedral	Euhedral a subhedral	Euhedral a subhedral	-
Hábito	-	Tabular	Tabular	Cúbicos (algunos)
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta	Perfecta-buena	-
Pleocroismo	-	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia	Gris	Gris	Gris	-
Extinción	Ondulosa	Oblicua	Paralela	-
Maclas	-	Carlsbad	Polisintética	-
Tamaño (mm)	0,32	1,12 mm x 0,32	1,35 x 0,48	0,20
Alteraciones	-	Caolínica; sericítica	Caolínica; sericítica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Ser		
Forma	-		
Hábito	-		
Color	Incoloro		
Exfoliación	-		
Pleocroismo	-		
Relieve	Medio		
Color de interferencia	Pardo		
Extinción	Paralela		
Maclas	-		
Tamaño (mm)	-		

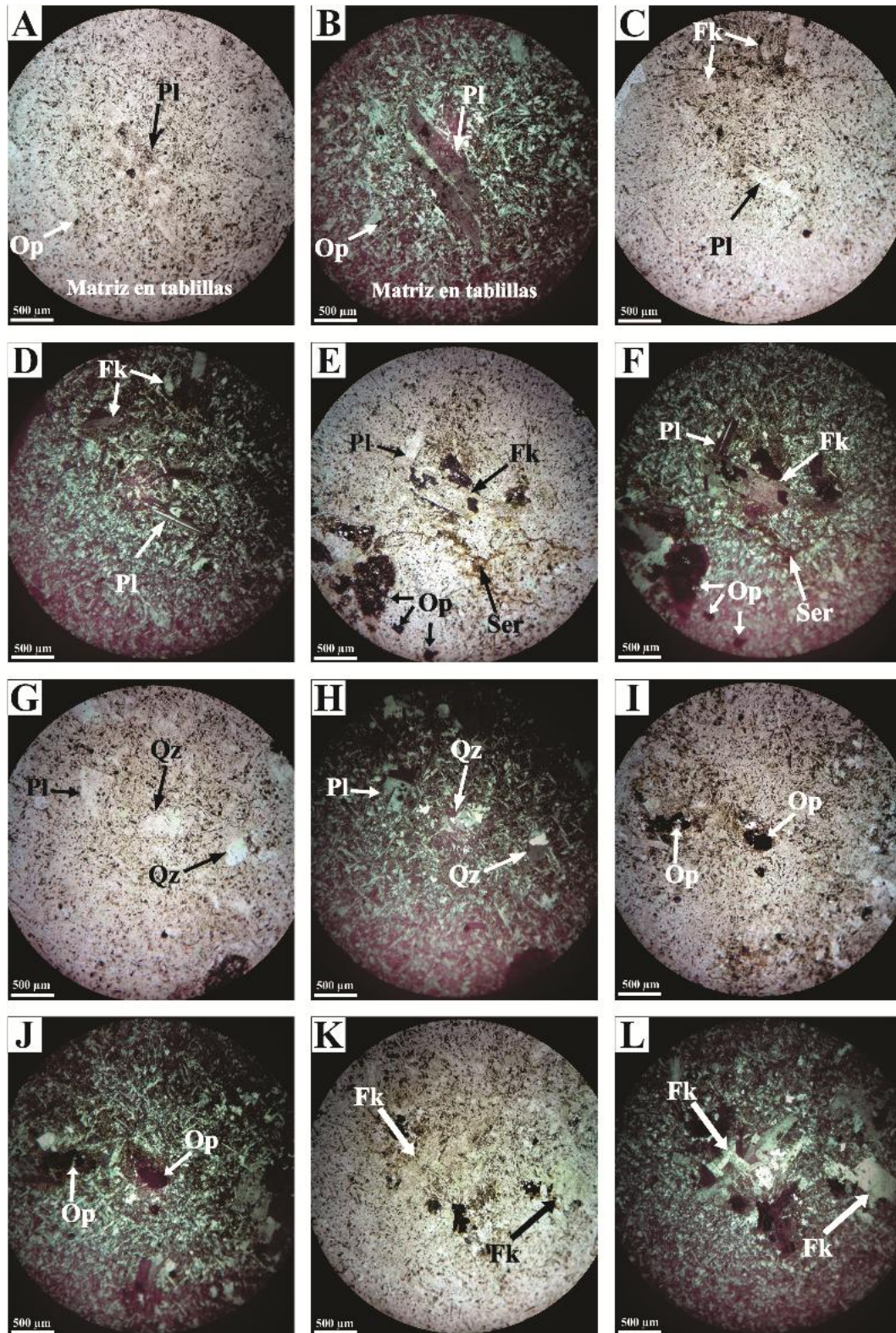


Figura 16: Toba cristalina latítica (muestra GN1 (3)). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G, I y K) y nicols cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. Textura piroclástica; se observan cristaloclastos de plagioclasa y la matriz cristalina y desvitrificada con tablillas de feldespatos y minerales opacos diseminados. C y D. Cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico. E y F. Cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico con minerales opacos. G y H. Cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo. I y J. Minerales opacos en matriz cristalina. K y L. Cristaloclastos de feldespato potásico.

MUESTRA: GN2 – Toba cristalina recrystalizada (Fig. 17)	
Textura	Piroclástica
Estructura	Flujo
Cristaloclastos (5%)	Bt (80%); Qz (20%)
Litoclastos (0%)	-
Vidrio (0%)	-
Matriz (95%)	Microcristalina; desvitrificada
Venillas	Qz (espesor de 1,60 mm)
Observaciones	<1% Ox; <4,2% Op; 28,5% Min. secundarios
Alteración	Profusa

Propiedades	MINERALES		
	Bt	Qz	Op
Forma	Euhedral a subhedral	Subhedral	Relícticos
Hábito	Tabular mayormente	-	-
Color	Marrón	Incoloro	-
Exfoliación	Perfecta	-	-
Pleocroismo	Fuerte	-	-
Relieve	Medio	Bajo	-
Color de interferencia	Marrón	Gris	-
Extinción	Paralela	Ondulosa	-
Maclas	-	-	-
Tamaño (mm)	0,02 x 0,07	0,02	-
Alteraciones	-	-	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Ser	Ox	
Forma	-	-	
Hábito	-	-	
Color	Incoloro	-	
Exfoliación	-	-	
Pleocroismo	-	-	
Relieve	Medio	-	
Color de interferencia	Alto	-	
Extinción	Paralela	-	
Maclas	-	-	
Tamaño (mm)	-	-	

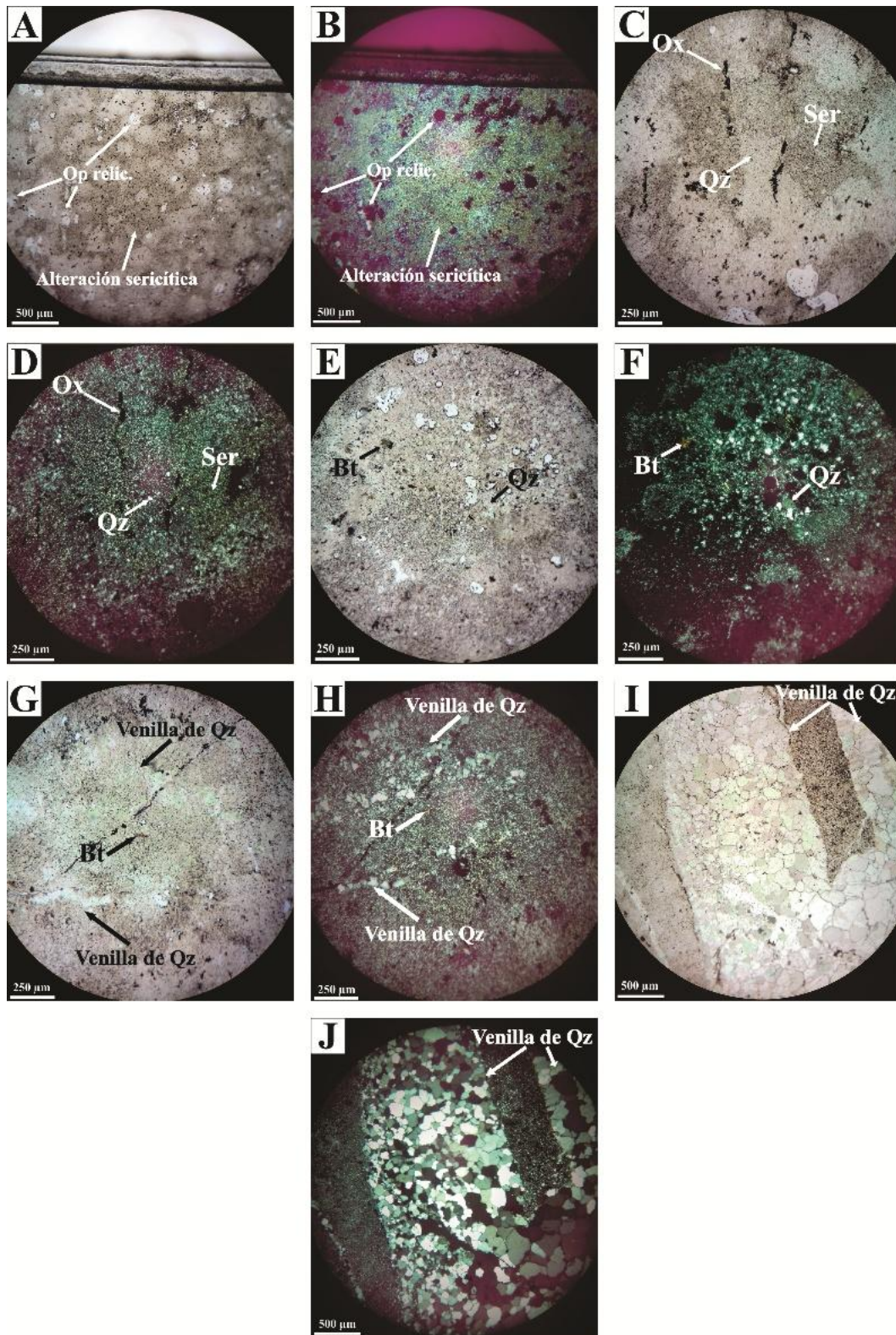


Figura 17: Toba cristalina recrystalizada (muestra GN2). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G e I) y nicols cruzados (B, D, F, H y J). A y B. Estructura nodulosa y poros producto de la erosión de minerales opacos relícticos. C y D. Matriz microcristalina (desvitrificada) con alteración sericítica. E y F. Cristaloclastos de cuarzo y biotita. G y H. ¿Cristaloclasto? tabular de biotita y venillas de cuarzo. I y J. Venillas de cuarzo de distintos espesores.

MUESTRA: GN3 – Intrusivo tonalítico (Figs. 18 y 19)	
Textura	Porfírica
Estructura	-
Granulometría	Media
Minerales esenciales (89,1%)	Qz, Pl, Bt y ¿Anf? (relictico)
Minerales accesorios	-
Fenocristales (70%)	Pl (65%); Qz (35%)
Matriz (30%)	Microcristalina
Observaciones	7,84% Min. secundarios; 3,16% Op
Alteración	Moderada a abundante en matriz; abundante en fenocristales de Pl y en cristales de ¿Anf? (Bt sec.)

Propiedades	MINERALES				
	¿Anf?	Bt	Qz	Pl	Op
Forma	Euhedral a subhedral	Euhedral a subhedral	Subhedral	Euhedral a subhedral	-
Hábito	Sección basal hexagonal; sección longitudinal, tabular (relictico)	Laminar	Cristales con engolfamientos	Algunos tabulares	-
Color (NP)	Marrón-Verde	Marrón	Incoloro	Incoloro	-
Exfoliación	-	Perfecta	-	Perfecta-buena	-
Pleocroismo	-	Fuerte	-	-	-
Relieve	Medio	Medio	Bajo	Bajo	-
Color de interferencia (NC)	Verde	Marrón-verde	Gris	Gris	-
Extinción	-	Paralela	Ondulosa	Paralela	-
Maclas	-	-	-	Zonación Polisintéticas complejas, penetrativas	-
Tamaño (mm)	1,12 x 0,11 0,35 x 0,08 (sección basal) 0,91 x 0,24 (sección longitudinal)	0,26 x 0,03	2,72	1,76 x 0,9	0,16
Alteraciones	Biotítica; clorítica	-	-	Caolinítica; sericitica; silícica	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Bt sec.	Chl	Ser
Forma	Euhedral	Subhedral	-
Hábito	Acicular	Escamoso	-
Color	Marrón	Verde/marrón	Incoloro
Exfoliación	Perfecta	Perfecta	-
Pleocroismo	Moderado	Débil	-
Relieve	Medio	Bajo	Medio
Color de interferencia	Marrón-Verde	Pardo	Pardo

Extinción	Paralela	Paralela	Paralela
Maclas	-	-	-
Tamaño (mm)	-	-	-

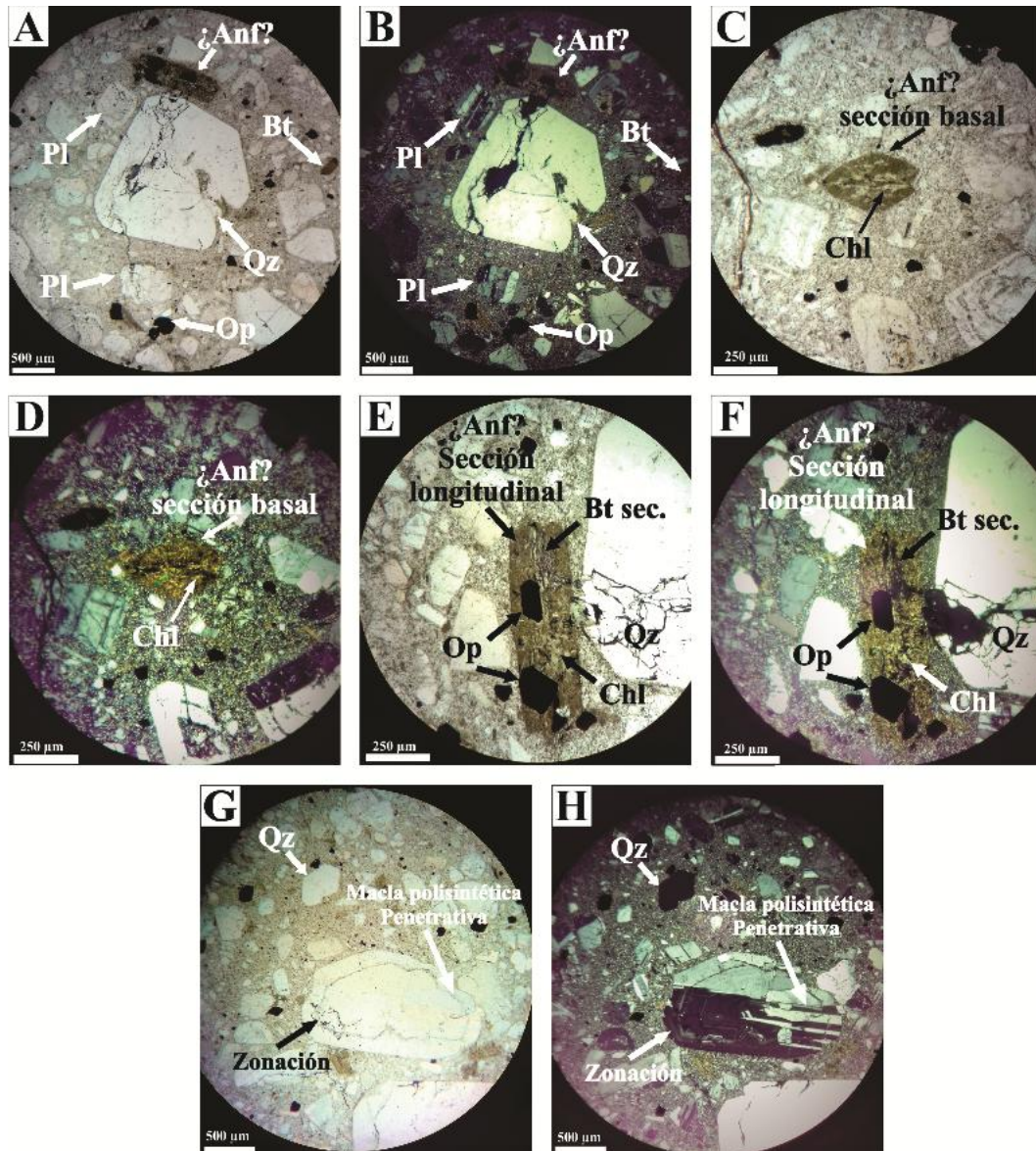


Figura 18: Intrusivo tonalítico (muestra GN3). Fotomicrografías a nicolos paralelos (A, C, E y G) y nicolos cruzados (B, D, F y H). A y B. Detalle de la textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y posiblemente anfíbol. **C y D.** Sección basal probablemente de anfíbol, con alteración clorítica. **E y F.** Sección longitudinal de ¿anfíbol? con minerales opacos y biotita secundaria de alteración. **G y H.** Maclas polisintética y penetrativa en plagioclasa combinadas con zonación.

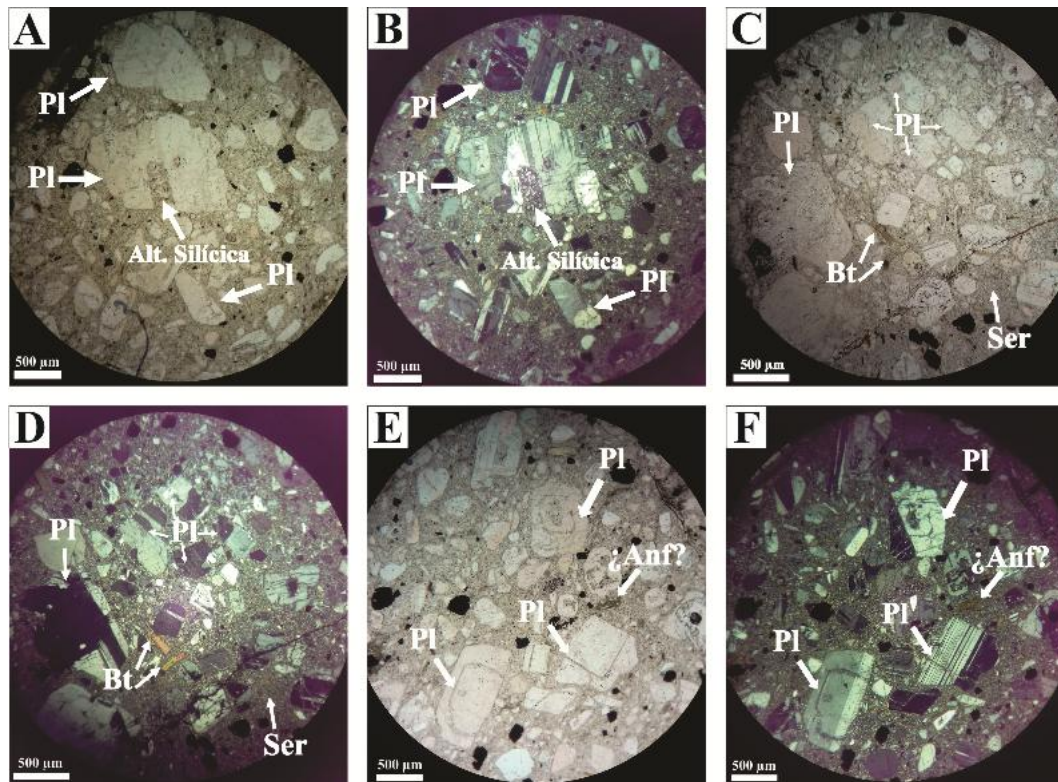


Figura 19: Intrusivo tonalítico (muestra GN3). Fotomicrografías a nicoles paralelos (A, C y E) y nicoles cruzados (B, D y F). A y B. Alteración silíca en plagioclasas. C y D. Cristales tabulares de biotita. E y F. Distintas maclas presentes en plagioclasas.

MUESTRA: GN4 – Toba cristalina silicificada dacítica (Fig. 20)	
Textura	Piroclástica
Estructura	Flujo
Cristaloclastos (10%)	Qz
Litoclastos (0%)	-
Vidrio (0%)	-
Matriz (90%)	Microcristalina
Venillas	Qz
Observaciones	8% Op; 15% Min. secundarios
Alteración	Abundante en matriz

Propiedades	MINERALES		
	Bt	Qz	Op
Forma	Subhedral	Subhedral a anhedral	-
Hábito	Tabular (mayormente)	-	-
Color	Marrón	Incoloro	-
Exfoliación	Perfecta	-	-
Pleocroismo	Fuerte	-	-
Relieve	Medio	Bajo	-
Color de interferencia	Alto	Gris	-
Extinción	Paralela	Ondulosa	-
Maclas	-	-	-
Tamaño (mm)	0,10 x 0,07	0,24	0,08
Alteraciones	-	-	-

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Ser		
Forma	-		
Hábito	-		
Color	Incoloro		
Exfoliación	Perfecta		
Pleocroismo	-		
Relieve	Medio		
Color de interferencia	Pardo		
Extinción	Paralela		
Maclas	-		
Tamaño (mm)	-		

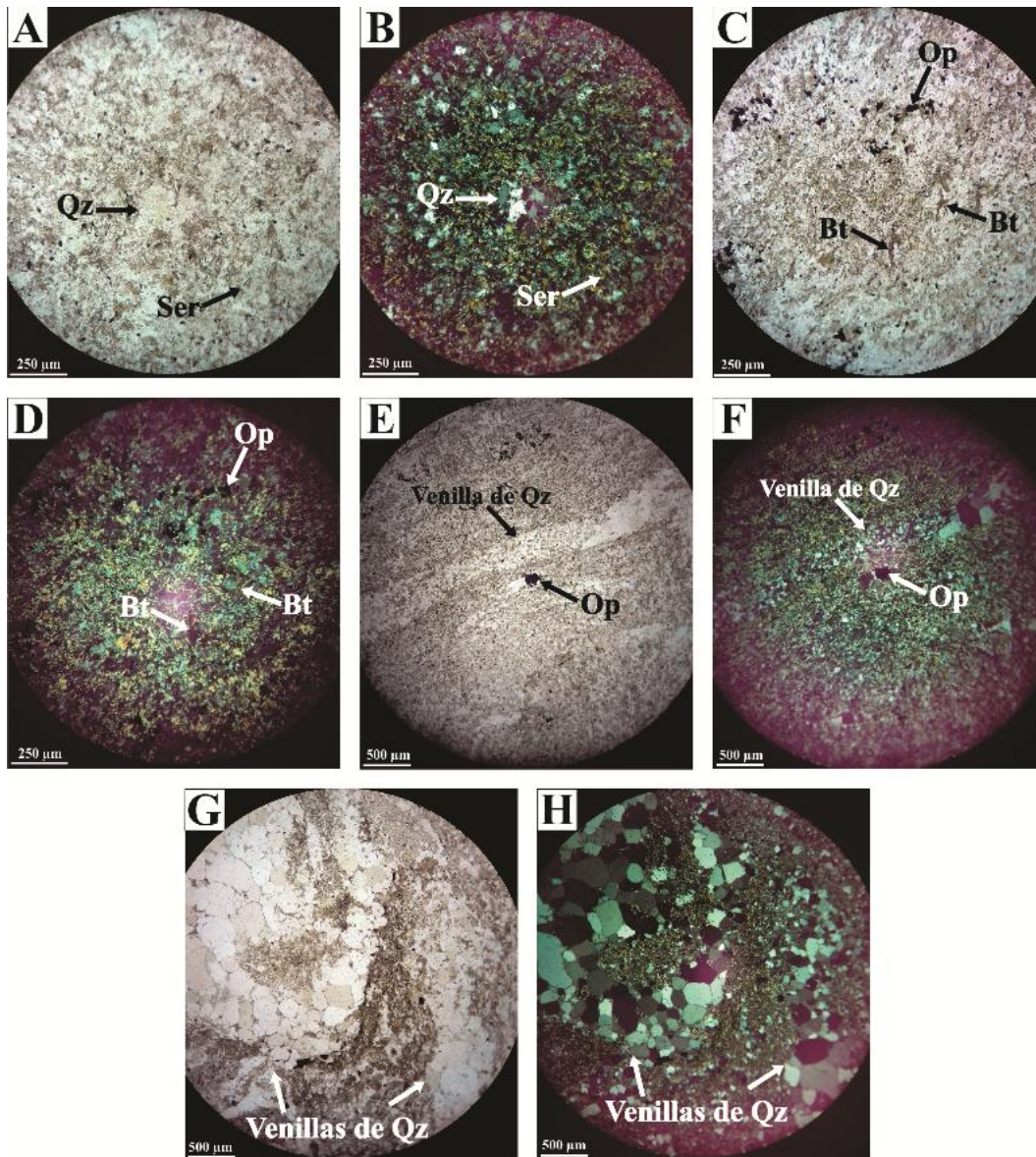


Figura 20: Toba cristalina silicificada dacítica (muestra GN4). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E y G) y nicols cruzados (B, D, F y H). A y B. Textura piroclástica con cristaloclastos de cuarzo y matriz microcristalina desvitrificada y alteración sericitica. C y D. Detalle de la matriz donde se observan además biotita y minerales opacos. E y F. Venillas de cuarzo y minerales opacos diseminados en la matriz. G y H. Venillas de cuarzo.

MUESTRA: GN6 – Toba cristalina traquítica (Figs. 21 y 22)	
Textura	Piroclástica
Estructura	Flujo
Cristaloclastos (30%)	Fk (95%); Qz (5%)
Litoclastos (0%)	-
Vidrio (0%)	-
Matriz (70%)	Desvitrificada; Fk, Qz y Pl
Venillas	Qz-Epd (espesor de 0,45 mm); Epd-Chl (espesor de 0,32 mm); Ox (espesor de 0,08 mm).
Observaciones	5,5% Ox; <1% Min. alteración
Alteración	Profusa

Propiedades	MINERALES		
	Qz	Fk	Pl
Forma	Subhedral	Subhedral	Subhedral
Hábito	-	Tabular	-
Color	Incoloro	Incoloro	Incoloro
Exfoliación	-	Perfecta	Perfecta-buena
Pleocroismo	-	-	-
Relieve	Bajo	Bajo	Bajo
Color de interferencia	Gris	Gris	Gris
Extinción	Ondulosa	Oblicua	Paralela
Maclas	-	Carlsbad	Polisintética
Tamaño (mm)	0,29	2,40 x 1,04	-
Alteraciones	-	Caolinítica	Caolinítica

Propiedades	MINERALES DE ALTERACIÓN		
	Chl	Epd	Ox (algunos hematita)
Forma	Subhedral	Subhedral	-
Hábito	-	-	-
Color	Verde	Verde/Marrón	-
Exfoliación	Perfecta	Perfecta	-
Pleocroismo	Leve	Leve	-
Relieve	Bajo	Alto	-
Color de interferencia	Bajos	Altos	-
Extinción	Paralela	Oblicua	-
Maclas	-	-	-
Tamaño (mm)	-	-	0,26

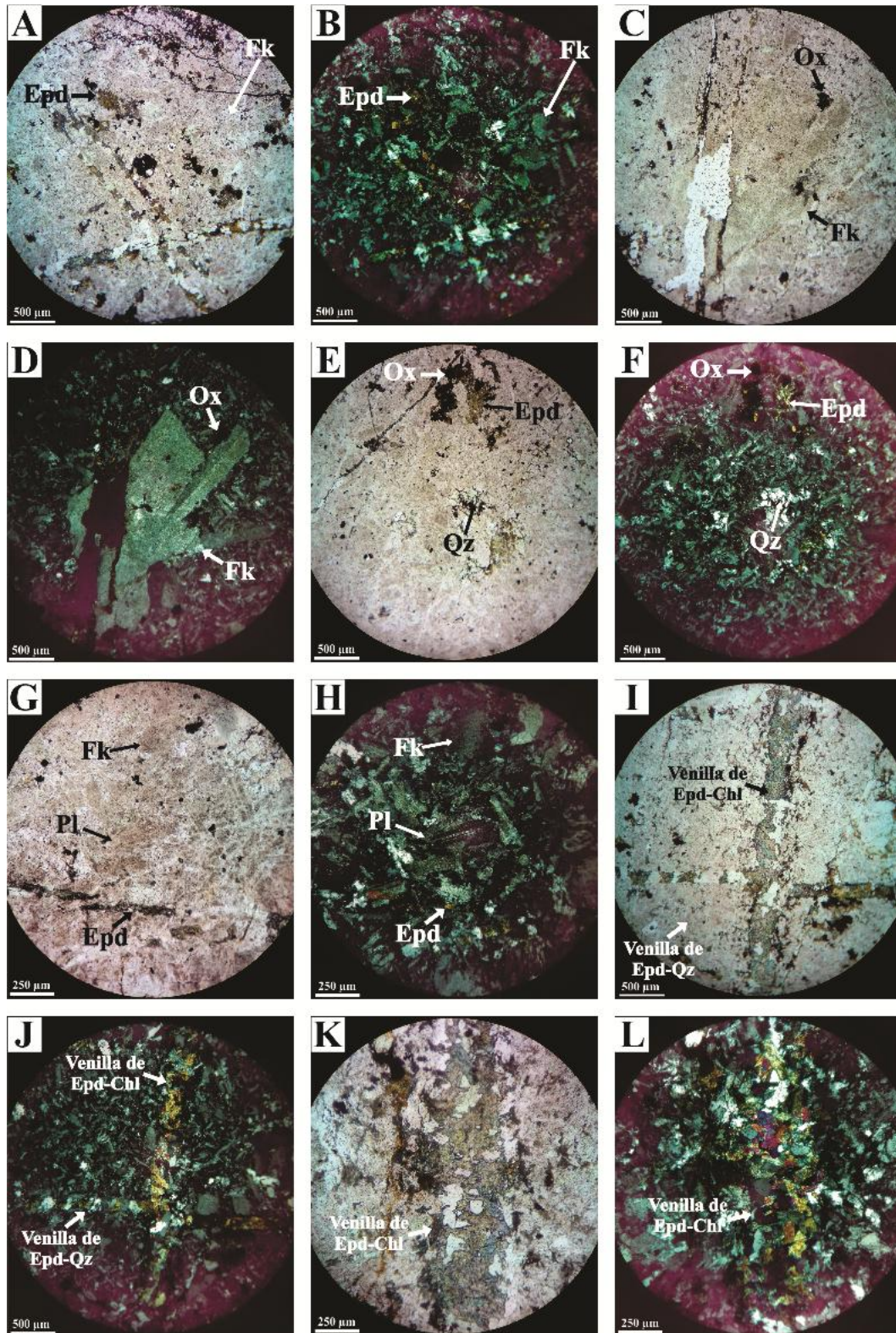


Figura 21: Toba cristalina traquíutica (muestra GN6). Fotomicrografías a nicols paralelos (A, C, E, G, I y K) y nicols cruzados (B, D, F, H, J y L). A y B. Cristaloclasto de feldespato potásico y cristales de epidoto en la matriz. C y D. Cristaloclasto de feldespato potásico. E y F. Cristaloclasto de cuarzo; óxidos y cristales de epidoto de alteración en la matriz. G y H. Textura piroclástica con cristaloclastos de feldespato potásico y cuarzo; se observa la matriz desvitrificada en feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. I y J. Venilla de epidoto-clorita que corta a venillas de cuarzo-epidoto. K y L. Detalle de venilla de epidoto-clorita.

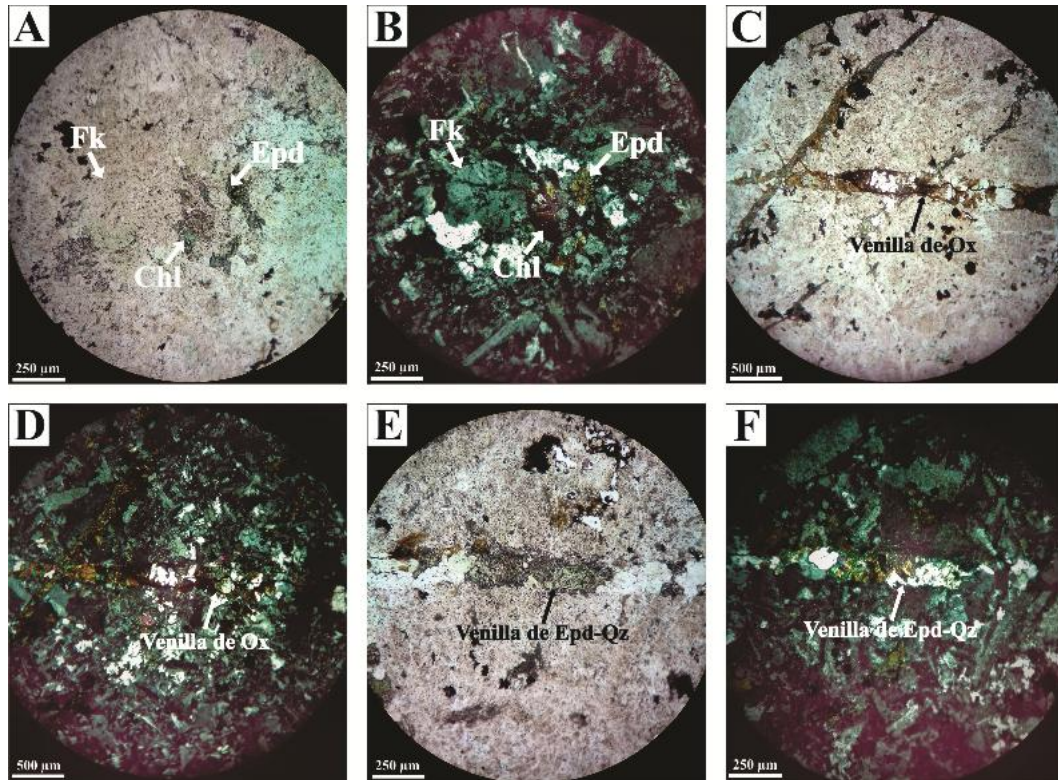


Figura 22: Toba cristalina traquítica (muestra GN6). Fotomicrografías a nicoles paralelos (A, C y E) y nicoles cruzados (B, D y F). A y B. Clorita y epidoto de alteración en matriz. C y D. Venilla de óxidos. E y F. Detalle de venilla de epidoto-cuarzo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agüero, A.E., 2018.** Caracterización geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito), FaIn, UNCo, Neuquén: 40 pp.
- Agüero, A.E., González, P.D. y de la Puente, G.S., 2017.** Caracterización geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas: 7-9.
- Bracaccini, I.O., 1970.** Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (2): 275-282.
- Amos, A.J., 1972.** Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional Sistema Carbonífero-Pérmico América do Sul, Río de Janeiro. Academia Brasileira de Ciencias, Anales 44 (Supl.), 27-36.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987.** Diastrofismo. En Archangelsky, S. (ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 239-251.
- Casé, A.M., Giusiano, A. y Schalamuck, I., 1998.** Geología y geoquímica de Au y Ag del Grupo Choiyoi, flanco oeste de la Cordillera del Viento, Neuquén Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur -Bahia Blanca. MINMET'98 – EDIUNS, 33-41.
- Casé, A.M, Danieli, J.C., Franchini, M.B., Deza, M. y de la Puente, G.S., 2004(a).** Geología y alteración hidrotermal a lo largo del A° Huaracó, vetas Gregoria, M38 y aéreas adyacentes (36°52'05''-70°37'46'' – 36°52'23''-70°39'18''). Serie: Geología y metalogénesis N°5. Dirección General de Minería. Provincia de Neuquén (inédito), 10 pp.
- Casé, A.M., Impiccini, A., Franchini, M.B., Danieli, J.C. y Schalamuk, I., 2004(b).** La alteración hidrotermal del arroyo Auquén, NO de Neuquén: ¿Un estilo similar a la alteración del depósito epitermal de alta sulfuración? 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río Cuarto. Actas: 161-188.

- Casé, A.M., López Escobar, L., Danieli, J.C. y Schalamuk, I., 2008.** Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 188-203.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 2003.** Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Danieli, J.C., Casé, A.M. y Deza, M.A., 1988.** Informe final del área de alteración hidrotermal Butalón Norte, departamento Minas, Neuquén. Corporación Minera del Neuquén S.E.P. (inédito), 17 pp.
- Danieli, J.C., Casé, A.M. y Deza, M.A. 1999.** El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: Zappettini, E.O. (ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 1349-1364.
- Danieli, J.C., Franchini, M.B., Impiccini, A., Casé, A.M., Schalamuk, I. y Deza, M., 2002.** Presencia de pirofilita del arroyo Auquén, Varvarco, Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas 1: 406-411.
- Danieli, J.C., Coppolecchia, M. y Elissondo, M. 2011.** El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío). En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 49-53.
- de la Puente, G.S. 2009.** Quitinozoos del ordovícico de la Cuenca Andina Central (noroeste argentino) y su aplicación a la bioestratigrafía, paleobiogeografía y paleoambientes. Tesis Doctoral, FCEFyN, Universidad Nacional de Córdoba (Inédito), 245 pp.
- Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 439-505.
- Digregorio J.H. y Uliana, M.A., 1980.** Cuenca Neuquina. En J.C.M. Turner (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032.
- Domínguez, E.A y Garrido, M., 1995.** Los yacimientos auríferos de Varvarco y su relación con la mineralización de Andacollo, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 78-86.
- Domínguez, E.A., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J.C., Ronconi, N., Casé, A.M. y Palacios, M., 1984.** Los Maitenes- El Salvaje, un sistema hidrotermal de tipo porfírico. 9° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 7: 443-458.

- Fabiano, J., Molnar, N., Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Ruiz, F., Giménez, M. y Folguera, A., 2012.** El rol de la inversión tectónica en la formación de la faja de Chos Malal: El levantamiento de la Cordillera del Viento sobre la vertiente andina argentina. 13° Congreso Geológico de Chile. Actas: 135-137.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984.** Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Nueva York, 472 pp.
- Folk, R.L., 1974.** Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., 170 pp.
- Franchini, M.B., López Escobar, L., Schalamuk, I.B.A. y Meinert, L.D., 2003.** Paleocene, calc-alkaline subvolcanic rocks from Nevazón Hill area (NW Chos Malal Fold Belt), Neuquén, Argentina, and comparison with granitoids of the Neuquén-Mendoza volcanic province. *Journal of South America Earth Sciences* 16: 399-422.
- Freytes, E., 1969.** Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires (inédito), 79 pp.
- García Morabito, E., 2010.** Tectónica y estructura del retroarco andino, entre los 38°15' y los 40° S. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 283 pp.
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, F. y Heredia, N., 2014.** Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40: 331-348.
- Groeber, P., 1929.** Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 58: 109 pp.
- Groeber, P., 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1: 177-208.
- Groeber, P., 1947.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 347-433.
- Heredia, N., Farias, P., Garcia-Sansegundo, J. y Giambiagi, L., 2012.** The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean Geology* 39 (2): 242-257.

- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R. y Godoy, E., 2013.** Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23, 1122–1135.
- JICA, 1983.** Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. First Second Phase Survey. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Gobierno de la Provincia del Neuquén, 214 pp.
- JICA/M.M.A.J., 2000.** Report on regional survey for mineral resources in the southern Andes of the Argentine Republic. Phase 1 (inédito), 413 pp.
- JICA, 2001.** Report on Regional Survey for Mineral Resources in the Southern Andes Area. Argentine Republic. Final Report. March 2001. Informe MPN-JR-01-077 (inédito), 378 pp.
- Kay, S.M., 1993.** Late Paleozoic tectonics in Southern South America: a global perspective. *Douzième Congrès International de la stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus* 1: 109-122.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989.** Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17(4): 324-328.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P., 2006.** Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 19-60.
- Kozlowski, E., Cruz C.E. y Silwan C.A. 1997.** Modelo exploratorio en la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. 6° Simposio Bolivariano “Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas”, Cartagena de Indias, Colombia. 1: 15-31.
- Leanza, H.A., Brodtkorb, M.K. de, Brodtkorb, A. y Danieli, J.C., 1988.** La formación Chachil y sus niveles manganesíferos en el área del Cerro Atravesada, provincia del Neuquén, Argentina. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Olavarría, 3: A171-186.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O., 2005.** Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de

- Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM, Mar del Plata.
- Leanza, H.A., Zanettini, J.C.M. y Rodríguez, M.F. 2011.** Mapa Geológico de la Provincia del Neuquén, República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Le Bas, M.J. y Streckeisen, A.L., 1991.** The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148: 825-833.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. y Bateman, P., 2005.** *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms.* Le Maitre, R.W. (ed.), Cambridge University Press, 2° edición: 256 pp.
- Llambías, E., 1986.** Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 22-32.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1988.** Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1- 4): 224-236.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1989.** Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 2011.** Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén.* 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 53- 62.
- Llambías, E., Leanza, H. y Carbone, O., 2007.** Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2), 217-235.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O., 1995.** Geología y metalogénesis del orógeno andino central, República Argentina. *Anales de la Secretaría de Minería de la Nación*, 23, 190 pp.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1990.** Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. *Andes Chilenos*, 28-31° S. *Revista Geológica de Chile* 17(2): 153-180.

- Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 2008.** Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481-497.
- Paris, F. 1981.** Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du sudouest de l'Europe (cadre géologique-étude systématique-biostratigraphie). *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 24: 1-496.
- Pesce, A.H., 1981.** Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 3: 439-455.
- Pettijohn, F.J., Edwin P. y Siever, R., 1987.** Sand and Sandstones. Springer-Verlag, Nueva York, 553 pp.
- Pons, A., D'annunzio, M.C., Strazzere, L. y Cocola, M.A., 2019.** Características metalogenéticas de la veta Buena Vista, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (3): 254-262.
- Ramos, V.A., 2010.** The tectonic regime along the Andes: Present settings as a key for the Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2-25.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, M., 2010.** Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constraints from U-Pb/SHRIMP ages from detrital zircons. *International Geological Congress on the Southern Hemisphere (GEOSUR 2010)*. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51 (1), 42-44.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E., 2011(a).** Las Provincias Geológicas del Neuquén. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-326.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito E., 2011(b).** Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 335-348.
- Rolleri, E. y Criado Roque, P., 1970.** Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C.A., Folguera, A., Escosteguy, L. y Geuna, S., 2004.** Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo,

- provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 298: 104 pp.
- Sagripani, L., Folguera, A., Gimenez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L. y Ramos, V.A., 2014.** Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology* 40: 349-366.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Demieri, L., 2015.** Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquen basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 399-417.
- Stoll, W.C., 1957.** Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Buenos Aires, Anales 11, 36 pp.
- Suárez, M., 2007.** Geología del área Andacollo -parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. MAGSA-Andacollo (inédito), 50 pp.
- Suárez, M. y De la Cruz, R., 1997.** Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas 1, 266-270.
- Suárez M., De la Cruz, R., Fanning, M. y Etchart, H., 2008.** Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U–Pb Shrimp dates and tectonic implications. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas, S. S. de Jujuy, 906-907.
- Tickyj, H., Rodríguez Raising, M., Cingolani, C.A., Alfaro, M. y Uriz, N., 2009.** Graptolitos ordovícicos en el sur de la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 294-301.
- Volkheimer, W., 1978.** Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Boletín 151: 87 pp.
- Weaver, C., 1942.** A general summary of the Mesozoic of South and Central America. En: *Proceedings 8° American Science Congress, 1940, 4, Geology*, 149-193.
- Yrigoyen, M.R., 1979.** Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 1: 651-694.

- Zanettini, J.C.M., 1995.** Geología de la Cordillera del Viento, entre arroyo Atreuco y Butalón Norte. Provincia del Neuquén. Sec. Min. Nación. Delegación Mendoza, Argentina (inédito), 55 pp.
- Zanettini, J.C.M., 2001.** Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263: 61 pp.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. y Zanettini J.C.M., 1987.** Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42: 206-207.
- Zappettini, E.O. y Dalponte, M., 2009.** Hallazgo de Hierro Bandeado en el Basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén: Aspectos estratigráficos y metalogenéticos. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 64: 550-554.
- Zappettini, E.O. y Dalponte, M., 2010.** Geoquímica y Mineralogía de ETR de los Depósitos Tipo BIF de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia 1: 251-256.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Leanza, H.A., Lagorio, S. y Santos J.O.S., 2011.** Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1374-1375.
- Zappettini, E.O., Chernicoff, C., Santos, S., Dalponte, M., Belousova, E. y McNaughton, N., 2012.** Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 101: 2083-2104.
- Zappettini, E.O., Lagorio, L., Dalponte, M., Santos J.O. y Belousova, E., 2018.** Evidencias de magmatismo precuyano (Pliensbachiano- Toarciano) en el norte de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén: geoquímica, caracterización isotópica e implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75(4): 533-558.
- Zöllner, W. y Amos, A.J., 1955.** Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina 10: 127-135.

Zöllner, W. y Amos, A.J., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 91 pp.