



**FaIn·UNCo**  
Facultad de Ingeniería

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y PETRÓLEO**  
**LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**TRABAJO FINAL**

Geología de los afloramientos paleozoicos-  
eomesozoicos en el área de Llano Blanco, ladera  
occidental de la Cordillera del Viento,  
Provincia del Neuquén



**Alumna:** Ourequi, Andrea Romina

**Directora:** de la Puente, Graciela Susana

**Co-director:** Danieli, Juan Carlos

Neuquén

2023

## RESUMEN

Se analizaron litológica y petrográficamente niveles aflorantes en el área de Llano Blanco, cercanías del arroyo Butalón, sobre el flanco sudoccidental de la Cordillera del Viento en el noroeste neuquino. La secuencia se compone de intercalaciones de niveles de rocas piroclásticas y vulcanitas, incluyendo ignimbritas y tobas, cristalolíticas y litocristalinas, de composiciones alternantes entre dacíticas y riolíticas. Coronando la sección se encuentra un cuerpo intrusivo de geometría circular en planta, probablemente correspondiente a un *stock* o lacolito menor, de composición monzogranítica en su parte central y sienogranítica en su borde. De acuerdo a estas características composicionales ácidas, las unidades son asignadas aquí al Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó permotriásico, conformado por la Formación La Premia, en su término extrusivo, y el Granito Huingancó, en el intrusivo. En este trabajo la Formación La Premia y el Granito Huingancó son por primera vez reconocidos y mapeados en los afloramientos del área de Llano Blanco.

*PALABRAS CLAVES: Formación La Premia, Granito Huingancó, Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, Grupo Choiyoi, Formación Cordillera del Viento, estratigrafía, petrografía, noroeste neuquino.*

## ABSTRACT

In this work, igneous rocks from the Llano Blanco area, nearby the Butalón Creek, outcropping in the western flank of the Cordillera del Viento Range, northwestern Neuquén, are studied. The sequence is composed by interbedded pyroclastic and volcanic levels, which include mainly crystal-lithic and lithic-crystal ignimbrites and tuffs of dacitic and rhyolitic alternating composition, as well as rhyolite. Upwards in the section, a circular intrusive body, which probably corresponds to a stock or small laccolite, is characterized by a monzogranitic, in the centre, to syenogranitic, in the border, composition. According to the general acid composition of the sequence, it is assigned to the Volcanic-Plutonic Huingancó Complex (Permian-Lower Triassic) composed by the extrusive La Premia Formation and the intrusive Huingancó Granite. The La Premia Formation and the Huingancó Granite are recognized and mapped for the first time in the Llano Blanco area.

*KEYWORDS: La Premia Formation, Huingancó Granite, Volcanic-Plutonic Huingancó Complex, Choiyoi Group, Cordillera del Viento Formation, stratigraphy, petrography, northwestern Neuquén.*

## RECONOCIMIENTO Y DEDICATORIAS

En primer lugar, quiero agradecer a mi directora Susana de la Puente y co-director Carlos Danieli, por darme las herramientas necesarias para realizar el presente trabajo final de Licenciatura en Ciencias Geológicas. A la profesora Susana, por aceptar este reto de dirigirme, por su acompañamiento, tiempo, dedicación, tanto en el campo como gabinete y laboratorio, y por sobre todo por su calidez humana y profesionalismo, ya que me brindó cada uno de sus conocimientos, y con su paciencia me orientó en la construcción de este trabajo. Sin su ayuda no hubiese podido lograrlo. A los jurados Carla Musso Perulán, Carlos Arregui y Horacio Lucesoli, por aceptar ser parte de la revisión de este trabajo y por sus correcciones, para mejorar el mismo.

Al Técnico Eduardo Canales (Laboratorio Petrocalcográfico, AUZa) por su colaboración y eficacia en la elaboración de las secciones delgadas.

A todas y todos los profesores de la carrera, por brindar sus conocimientos, tiempo, experiencia y apoyo para formarnos como profesionales.

A mis compañeras y compañeros de clase, por todo lo compartido durante las cursadas, los mates en los pasillos en la facultad, viajes de campo, por el aguante y las palabras justas cuando el ánimo estaba bajo para estudiar. En especial a Luis Devoto, por su compañía en el viaje de este trabajo final y su ayuda en la realización de mapas.

A mi país, por darme la posibilidad de estudiar y formarme como profesional en una universidad pública y gratuita, con calidad de educación.

A mi mamá y a mi papá, por darme la oportunidad de elección en mi carrera y brindarme el apoyo para continuar estudiando, como así sus palabras de aliento para que no me rinda, esto es para ellos. Gracias mamá, por inculcarme tus principios y darme el valor siempre de continuar, hoy me definen como la persona que soy.

A mi padrino Juan José, quien me recomendó la carrera y me orientó con sus palabras para que finalice.

A mis grandes amigos que me llevo de la carrera, a mis amigos de siempre y a mi compañero Lucio, por ser mis pilares en los malos momentos, por el amor y la motivación para siempre seguir hacia adelante.

Les agradezco con todo mi ser, por el acompañamiento en esta etapa. A mi familia y amigos especialmente, gracias por ser incondicionales.

## ÍNDICE

RESUMEN.....	i
ABSTRACT.....	ii
RECONOCIMIENTO Y DEDICATORIAS.....	iii
ÍNDICE GENERAL.....	iv
CAPÍTULO I.....	1
I. Introducción.....	1
I.1. Ubicación del área de estudio.....	2
I.2. Objetivos.....	2
I.2.a. Objetivo general.....	2
I.2.b. Objetivos específicos.....	3
I.3. Metodología.....	3
I.4. Financiamiento y recursos utilizados .....	4
CAPÍTULO II.....	6
II.1. Marco Geológico.....	6
II.2. Antecedentes.....	8
II.2.a. Estratigrafía.....	8
II.2.b. Estructura.....	18
CAPÍTULO III.....	21
III.1. Litología y estratigrafía.....	21
CAPÍTULO IV.....	31
IV.1. Petrografía.....	31
CAPÍTULO V.....	48
V.1. Discusiones y conclusiones.....	48
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	50

## CAPÍTULO I

### I. Introducción

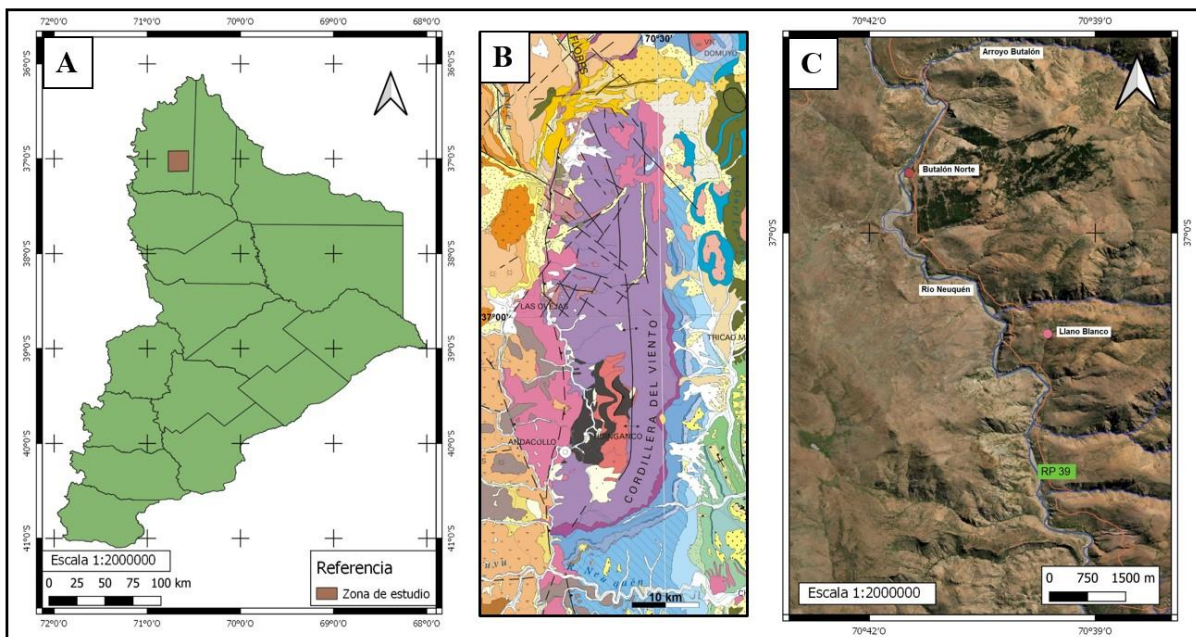
En el área de Llano Blanco, flanco occidental de la Cordillera del Viento, al sur de la localidad de Butalón Norte y al este de la localidad de Las Ovejas (Fig. 1), aflora una secuencia volcánica y volcanoclástica descrita originalmente como “Porfiritas cuarcíferas triásicas” sin descartar una posible edad pérmica (Zöllner y Amos, 1973). Posteriormente, en la literatura y cartografía de la zona, han sido asignadas por un lado a la Formación La Premia pérmica (Llambías *et al.*, 2007; Giacosa *et al.*, 2014) y por otro a la Formación Cordillera del Viento triásica media a superior (Leanza *et al.*, 2011). En los alrededores del área, se han realizado estudios geoquímicos y observaciones petrográficas en vulcanitas y cuerpos subvolcánicos comparables con los que caracterizan el área del arroyo Butalón Norte asignando los niveles al Grupo Choiyoi permotriásico (Casé *et al.*, 2008; Musso Perulán y Casé, 2012). El área reviste potencial interés prospectivo en base a anomalías de Mo, Au y Ag registradas en el arroyo Butalón Norte (Casé *et al.*, 2008; Musso Perulán y Casé, 2012).

La Formación La Premia ha sido definida como la expresión extrusiva del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, cuyos miembros intrusivos se engloban bajo la denominación Granito Huingancó. Este magmatismo ha sido vinculado al Ciclo Gondwánico, producto de una subducción tipo andina, y tuvo su emplazamiento en la zona luego de la Discordancia Sanrafaélica, fase compresiva que caracteriza a este ciclo. De esta manera, el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó ha sido correlacionado con el Grupo Choiyoi de gran expresión en diferentes regiones geológicas y que abarca el lapso permotriásico. La Formación Cordillera del Viento, en cambio, es equivalente al Choiyoilitense definido por Groeber (1929, 1946) en la zona, y sus vulcanitas y piroclastitas de carácter bimodal representan un ambiente extensivo continental en depocentros de *rift* y en respuesta a los inicios del desmembramiento de Gondwana.

El análisis de los afloramientos en la zona de Llano Blanco, contribuye al conocimiento petrográfico y estratigráfico de unidades clave en la geología del área, así como en el estudio de la mineralización metalífera en la ladera occidental de la Cordillera del Viento.

## I.1. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio correspondiente al área denominada Llano Blanco está ubicada a 15 km al noroeste de la localidad de Huingangó y a unos 6 km al sur de la localidad de Butalón Norte (Fig. 1), Departamento Minas, Provincia del Neuquén, Argentina (Fig. 1.A). El área se encuentra en la ladera occidental de la Cordillera del Viento (Fig. 1.B), en cercanías del arroyo Butalón, comprendida entre las latitudes  $37^{\circ}01'47,04''\text{S}$  y  $37^{\circ}01'15,28''\text{S}$  y las longitudes  $70^{\circ}39'43,96''\text{O}$  y  $70^{\circ}39'38,94''\text{O}$  (Fig. 1.C).



**Figura 1:** Ubicación de la zona de estudio. **A.** Contexto geográfico del área de estudio en la provincia del Neuquén (basado en el Instituto Geográfico Nacional, 2023). **B.** Área de estudio en el contexto geológico regional de la Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2011). **C.** Área de estudio en el contexto local en imagen satelital (Google Earth Pro, 2023).

## I.2. Objetivos

### I.2.a. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo ha sido realizar aportes al conocimiento geológico de los

depósitos paleozoicos-eomesozoicos expuestos en el área de la quebrada de Llano Blanco. Para realizarlo se plantearon los objetivos particulares que se detallan a continuación.

### **I.2.b. Objetivos específicos**

- Llevar a cabo el relevamiento de los niveles aflorantes en la quebrada del área de Llano Blanco, desde su intersección con la Ruta Provincial N° 39 hacia el norte (entre los 37°01'12,73''S hasta los 37°01'47,33''S y desde los 70°39'73,85''O hasta los 70°39'43,15''O).
- Realizar, según la naturaleza de los niveles involucrados, el muestreo litológico de las unidades de estudio.
- Realizar los estudios correspondientes, petrográficos y estratigráficos.
- Analizar los datos geológicos obtenidos e integrarlos con los existentes en la zona.
- Elaborar esquemas geológicos en base a los datos obtenidos, en planta y secciones estratigráficas.
- Proponer en base a las inferencias arribadas, la estratigrafía del área de estudio.

### **I.3. Metodología**

Para la realización de este trabajo se llevó a cabo en una primera instancia la recopilación y análisis de antecedentes bibliográficos y de la cartografía existente, mediante fotografías aéreas e imágenes satelitales en base a la bibliografía y material disponible en la Cátedra de Geología de Argentina, bibliotecas universitarias (Biblioteca de Geología de la Universidad) y electrónicas (Bibliotecas Electrónicas, MINCYT, SciELO), y repositorios especializados de acceso libre (SEGEMAR), así como los aportados por los directores.

En cuanto al trabajo efectuado en el campo, las determinaciones estratigráficas y estructurales se realizaron mediante el relevamiento del afloramiento con la utilización de GPS, brújula geológica y escala métrica, mapeando las diferentes unidades involucradas en una escala de 1:10.000.



El mapa geológico (1:10.000) se realizó en base a la imagen satelital (Google Earth Pro, 2023) de la zona de Llano Blanco y alrededores en un área aproximada de 0,55 km<sup>2</sup>, entre 37°01'12,73''LS y 37°01'47,33''LS y 70°39'73,85''LO y 70°39'43,15''LO, utilizando los programas de Sistema de Información Geográfica SIG (ArcGIS 10,5) y de diseño (Corel Draw).

El muestreo litológico de las unidades de estudio se llevó a cabo por medio de bolsas de muestreo resistentes rotuladas apropiadamente. Se tomó un total de 8 muestras de mano de roca, de las cuales se realizaron observaciones a ojo desnudo y microscópicas preliminares, y fueron seleccionadas para la confección de secciones delgadas.

En cuanto al estudio petrográfico incluyó la determinación mineralógica y textural de las muestras, realizado mediante el análisis de secciones delgadas de las 8 muestras con microscopio binocular y petrográfico. Para la determinación de las rocas ígneas, incluyendo las rocas piroclásticas, se utilizaron las clasificaciones de la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) y sus actualizaciones (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005).

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

#### **I.4. Financiamiento y recursos utilizados**

El trabajo se realizó en el marco del Proyecto de Investigación PIN 04/I248, financiado por la Universidad, en el cual se llevaron a cabo los trabajos de campo y laboratorio. Las tareas de gabinete se realizaron en la Cátedra de Geología Argentina, instalaciones del Edificio de Geología J. Vallés, Facultad de Ingeniería (FaIn), Universidad Nacional del Comahue (UNCo). Las fotografías aéreas, cartografía geológica y programas informáticos de diseño y procesamiento de datos fueron aportados por la directora, así como los instrumentos de medición y registro en el campo (GPS, brújula geológica, escala métrica, elementos de muestreo, cámara fotográfica, piqueta geológica y demás). 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 (microscopio petrográfico BIOTRAZA XP-607 LPT).

## CAPÍTULO II

### II.1. Marco Geológico

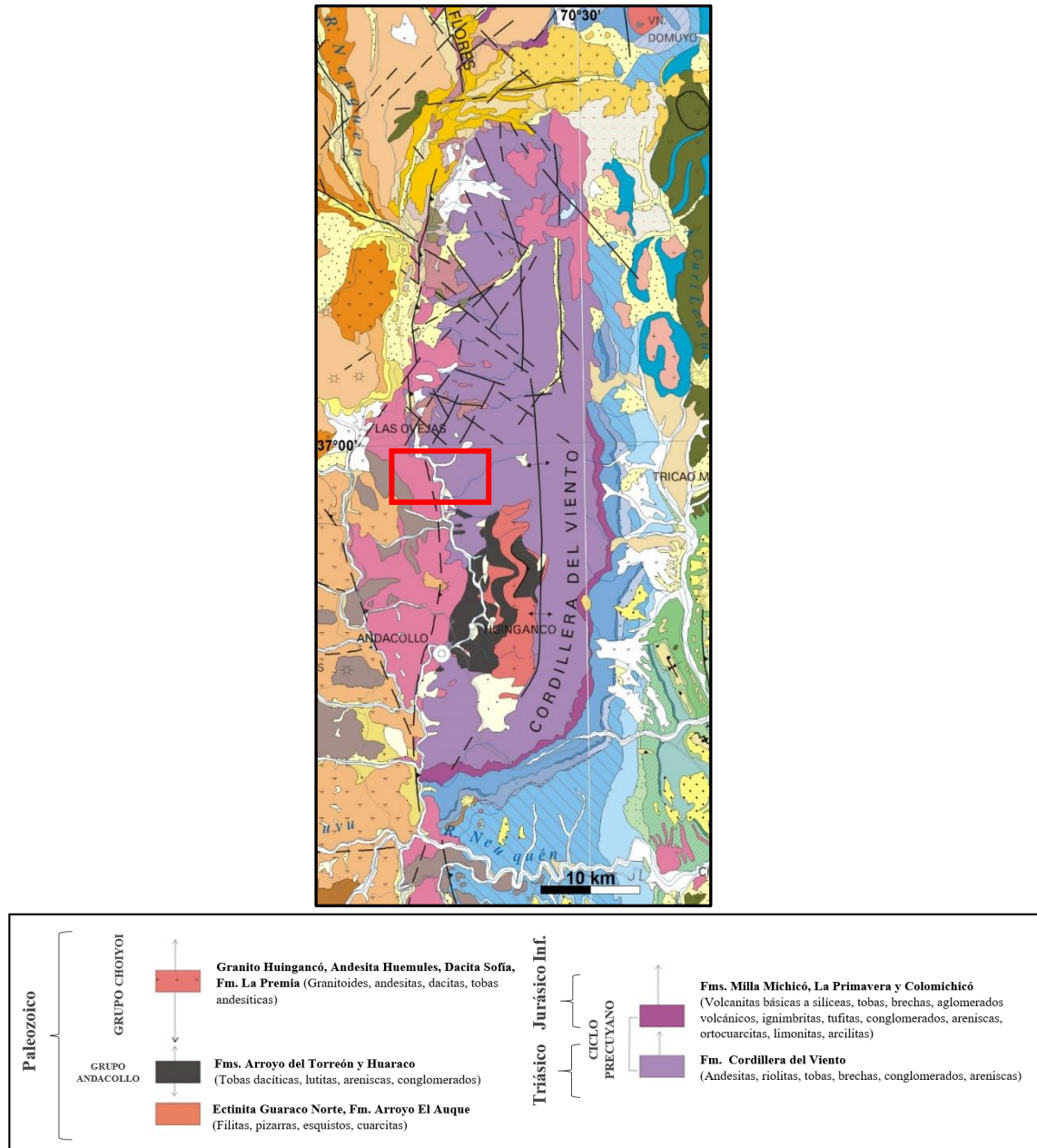
El área de Llano Blanco, emplazada en el flanco occidental de la Cordillera del Viento, está limitada por el río Neuquén al oeste, el cerro El Panta al este, el arroyo Butalón al norte y el arroyo Bayo Overo, al sur (Musso Perulán y Casé, 2012).

Dentro de los rasgos morfoestructurales, la Cordillera del Viento corresponde a un cordón montañoso de desarrollo longitudinal con alturas muy próximas a los 3000 m, que se extiende a lo largo de 60 km, con un relieve más abrupto en su borde occidental. Al oeste, se encuentra separada de la Cordillera Principal por la Fosa de Loncopué de 40 km de ancho, al este conforma parte de la faja plegada y corrida (FPC) de Chos Malal, al sur está limitada por el Lineamiento Cortaderas y al norte se encuentra el edificio volcánico neógeno reconocido como el Cerro Domuyo alcanzando los 4704 m de altura (Fig. 2). Estructuralmente, se reconoce a la Cordillera del Viento como un braquianticlinal asimétrico con un rumbo N-S que constituye el sector interno de la FPC de Chos Malal, cuyo núcleo está integrado por unidades paleozoicas. Se caracteriza por un modelo de deformación de tipo piel gruesa, como resultado de la tectónica compresiva andina que fracturó el centro de las unidades paleozoicas permitiendo el ascenso de las mismas y plegó las unidades sedimentarias mesozoicas del flanco oriental al este de la región (Zanettini, 2001; Giacosa *et al.*, 2014).

Las secuencias estratigráficas más antiguas aflorantes de la Cordillera del Viento se encuentran en su sector centro-occidental, en el área de Varvarco. Éstas corresponden a metamorfitas de alto grado que conforman el “Basamento pre-Devónico” (Agüero *et al.*, 2017) y a metamorfitas devónicas (Zappettini *et al.*, 2012). En su extremo sudoccidental, en el área de Andacollo, las unidades más antiguas expuestas corresponden a tobas y sedimentitas clásticas fosilíferas carboníferas (Zöllner y Amos, 1955), las cuales se encuentran atravesadas por intrusiones granítico-grandioríticas y cubiertas en discordancia por rocas extrusivas de edad pérmica (Llambías *et al.*, 2007).

Hacia la cumbre de la Cordillera del Viento se encuentran depósitos triásicos constituidos por conglomerados en su base pero mayormente caracterizados por rocas volcánicas y piroclásticas (Llambías *et al.*, 2007).

Las unidades más jóvenes están constituidas por cuerpos intrusivos que afectan la secuencia estratigráfica previa y a su vez generan una gran alteración hidrotermal en los depósitos, relacionándolos con anomalías de Au, Ag y Mo en la zona de Llano Blanco (Musso Perulán y Casé, 2012).



**Figura 2:** Detalle de la geología regional del sector de la Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2011).

El recuadro rojo representa el área de estudio.

## II.2. Antecedentes

En la Figura 3 se expone una síntesis de los principales antecedentes estratigráficos de la Cordillera del Viento, los cuales se detallan a continuación.

Edad		Groeber (1946)	Zöllner y Amos (1973)	Zanettini (2001)	Llambías <i>et al.</i> (2007)	Giacosa <i>et al.</i> (2014)	Zappettini <i>et al.</i> (2018)	
Jurásico	Superior		Liásico Tobáceo	Gpo. Lotena	Fm. Auquico	Gpo. Cuyo	Fm. Los Molles	
	Medio			Fm. La Manga	Fm. Los Molles		Fase Diastrófica Río Atuel	
	Inferior			Fm. Lotena	Fm. La Primavera		Fm. Colomichicó	
Triásico	Superior	Choiyolitense	Serie Porfirítica	Gpo. Cuyo	Fm. Los Molles	Fase Diastrófica Rio Atuel	Fm. Colomichicó	
	Medio	Basamento cristalino		Gpo. El Portalillo	Fm. Lapa		Fase Diastrófica Tunuyánica	Fase Diastrófica Rio Atuel
	Inferior			Granito Radales – Tonality Butalón	Fm. Cordillera del Viento		Fm. Cordillera del Viento	Fase Diastrófica Tunuyánica
Pérmico	Granitos y Granodioritas		Gpo. El Portalillo	Granodiorita Varvarco	Fase Diastrófica Huárpica		Fm. Cordillera del Viento	
		Gpo. Choiyoi	Granito Varvarco Tapia	Complejo Volcánico Plutónico Huigancó	Fm. La Premia	Fm. La Premia	Afloramientos no verificados por geocronología	
Carbonífero	Serie Andacollo	Tobas superiores Fm. Huaraco Tobas Inferiores			Serie Andacollo	Gpo. Andacollo	Fm. Huaraco	
							Fm. Arroyo del Torreón	Fm. Huaraco
Devónico				Ecnitina		Fase Orogénica Chínica	Fm. Huaraco Norte	
							Guaraco	Fm. Guaraco Norte
Silúrico				Norte				

**Figura 3:** Esquema estratigráfico comparativo de las unidades paleozoicas y eomesozoicas de la Cordillera del Viento según diversos autores.

### II.2.a. Estratigrafía

#### Basamento Pre-Devónico

En trabajos más recientes, Agüero *et al.* (2017) y Agüero (2018) han identificado por primera vez en la Cordillera del Viento un basamento ígneo-metamórfico de alto grado en cercanías del arroyo Chacay, compuesto por metamorfitas con intrusiones de granitoides. El metamorfismo de alto grado y las estructuras son anteriores a la depositación de la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987, 2012), la que le sucede en discordancia angular, por lo que se atribuye

la denominación “Basamento Pre-Devónico” de forma tentativa. Dicho basamento se compone por esquistos, gneises, ortogneis, paragneis e incluso presencia de milonitas.

## **Formación Guaraco Norte**

La Formación Guaraco Norte (800 m de espesor) ha sido descrita como compuesta por metamorfitas de bajo grado comprendidas dentro de la facies de esquistos verdes asignada al Silúrico-Devónico Inferior por correlación con las Ectinitas de Piedra Santa, encontradas en la Precordillera Neuquina Sur (Zappettini *et al.*, 1987). En el arroyo Guaraco Norte se describen para la unidad metapelitas de grano muy fino, compuestas por cuarzo, clorita, biotita, arcillas y minerales opacos, que se encuentran alteradas por acción hidrotermal e intruídas por diques que integran las unidades Tonalita Butalón y Colipilli. Son abundantes las microfracturas rellenas de cuarzo, epidoto, titanita y pirita (Casé *et al.*, 2008). Estudios más recientes, según datos de U-Pb en circones detríticos provenientes de una metarenisca, indican que la sedimentación de la Formación Guaraco Norte no puede ser más antigua que el Devónico Superior (de 369 +/- 5 Ma) (Zappettini *et al.*, 2012). Las rocas de la unidad se caracterizan por metamorfismo regional de bajo grado y deformación dúctil con estructuras de rumbo NNO predominante y vergencia occidental, que se habrían producido durante la orogenia Chánica del Devónico Superior (Giacosa *et al.*, 2014).

## **Grupo Andacollo**

Las rocas carboníferas de la Cordillera del Viento han sido agrupadas como la “Serie Andacollo” por Zöllner y Amos (1955), la cual estaba compuesta por tres unidades discordantes: las Tobas Inferiores, la Formación Huaraco y las Tobas Superiores. Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1980) incluyeron estas unidades en el Grupo Andacollo, mientras que Méndez *et al.* (1995) renombraron las Tobas Inferiores y las Tobas Superiores como la Formación Arroyo del Torreón y la Formación La Premia, respectivamente. Posteriormente, en base a evidencias magmáticas y tectónicas, Llambías *et al.* (2007) revisaron la naturaleza del grupo y excluyeron la Formación La Premia, agregándola al Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó pérmico.

## **Formación Arroyo del Torreón**

La Formación Arroyo del Torreón (1500-1800 m de espesor) está compuesta por tobas, ignimbritas, coladas de lava y domos de composición dacítica a riolítica, de tono blanquecino, masivas y sin estratificación, intercalados con conglomerados clasto-soportados de granos bien redondeados de hasta 3 cm, areniscas y lutitas negras de origen marino de poca potencia, que son más abundantes hacia la parte superior y muy similares a la Formación Huaraco suprayacente. Todas las rocas volcánicas tienen una significativa alteración silícea (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Giacosa *et al.*, 2014; Pons *et al.*, 2019).

La unidad ha sido asignada al Mississippiano de acuerdo a dataciones realizadas en el área de Andacollo en domos dacíticos con textura fluidal que intruyen a ignimbritas, en la parte inferior, y en riolitas interestratificadas (edades U-Pb SHRIMP en circón de 327,9 +/- 2 Ma, Suárez *et al.*, 2008, y 326 +/- 3 Ma, Hervé *et al.*, 2013). En la zona aledaña a Varvarco, Zappettini *et al.* (2012) asignaron a esta unidad metareniscas y metatufitas con circones detríticos que indican una edad de depositación máxima para la unidad coherente (U-Pb SHRIMP en circones detríticos de 383 +/- 6 Ma, Zappettini *et al.*, 2012). En la zona inferior a media de la quebrada del arroyo Guaraco Norte, se han descripto recientemente depósitos pelíticos, brechas líticas, vulcanitas, ignimbritas, tobas cristalolíticas y cristalinas también como correspondientes a la Formación Arroyo del Torreón (Suarez, 2020).

## **Formación Huaraco**

La Formación Huaraco (700 m de espesor) suprayace a la Formación Arroyo del Torreón a través de una discordancia angular de bajo ángulo (Zöllner y Amos, 1973). En el área de Andacollo, donde ha sido definida, contiene en su base un conglomerado con clastos de rocas volcánicas y sedimentarias pero, principalmente, se compone de lutitas portadoras de braquiópodos y restos de plantas y limolitas con ondulitas de coloración verde a negra. Hacia la parte superior, son muy abundantes las areniscas cuarcíticas (“Cuarcita Huaraco” de Stoll, 1957) y los conglomerados con clastos entre 2-3 cm de diámetros máximos que muestran una alta redondez. Suárez (2007) también ha descripto intercalaciones de ignimbritas menos espesas y más continuas que en la Formación Arroyo del Torreón. Las sedimentitas de la

Formación Huaraco han sido interpretadas como indicativas de un ambiente de depositación litoral con lutitas de ambiente profundo, limolitas de profundidad media con influencia de oleaje, y areniscas cuarcíticas y conglomerados que indican ambientes proximales. El alto contenido en cuarzo de estas litofacies muestra una buena a muy buena madurez composicional. Basados en las faunas de braquiópodos, tales como *Orbiculoidea* y *Spirifer*, y la flora de *Rhacopteris*, esta unidad es atribuida al Pennsylvaniano (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Freytes, 1969). Nuevos hallazgos incluyen la asociación de braquiópodos *Linipalus* sp. nov. (Taboada *et al.*, 2014), *Neochonetes granulifer* (Owen), *Leiorhynchus* sp., *Reticularia* sp. y *Orbiculoidea* sp., y escasos bivalvos en la parte inferior de la unidad, y menos abundantes braquiópodos que incluyen *Tivertonia jachalensis* (Amos), *Rhynchopora* sp., *Orbiculoidea* sp., *Lanipustula patagoniensis* (Simanaukas), bivalvos más diversos, con *Phestia* sp., *Palaeolima* sp., *Nuculopsis* sp., *Palaeoneilo* sp., *Streblopteria* sp. y *Sueroa* sp., y el gastrópodo *Glabrocingulum* Thomas, en la parte superior, con *Septosyringothyris* sp. caracterizando la parte cuspidal (Taboada *et al.*, 2014). Estas asociaciones restringirían la edad de las sedimentitas marinas al Pennsylvaniano medio (Taboada *et al.*, 2014).

En el área de Varvarco, en la zona del arroyo Guaraco Norte, Zappettini *et al.* (2012) describieron dos afloramientos (100 m de espesor) de la Formación Huaraco. En el curso medio del arroyo se compone de areniscas grises a verdosas y limolitas. En las nacientes del arroyo posee la misma secuencia de rocas variando su coloración de grises a negros. Un tercer afloramiento ha sido reconocido en el curso inferior de este arroyo, caracterizado por sedimentitas limoarenosas y tobas cristalinas silicificadas (Suarez, 2020).

Unos 11 km al norte de la localidad de Huinganco, la Formación Huaraco está compuesta por lentes conglomerádicos y arcilitas interestratificadas que pasan a areniscas y pelitas, con delgadas capas de conglomerados, conformando un arreglo estratocreciente (Zöllner y Amos, 1973; Devoto, 2022). En este sector, Devoto (2022) ha recientemente descrito en detalle las unidades paleozoicas registrando además braquiópodos linguliformes, como *Orbiculoidea* sp., y bivalvos, *Paleoneilo* sp., así como restos de plantas fósiles, posiblemente pertenecientes a *Cordaites* y *Calamites*, y el primer hallazgo de un fragmento de molde de semilla para la región.



## Complejo Plutónico Volcánico Huingancó

Las rocas ígneas aflorantes en las inmediaciones de Huingancó y Andacollo, en la vertiente occidental de la Cordillera del Viento, han sido incluidas por Llambías *et al.* (2007) en el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó compuesto por la Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995), que representa el término extrusivo, y el Granito Huingancó (Digregorio, 1972), los componentes intrusivos. La edad del Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó ha quedado acotada entre el Pérmico temprano y el Triásico Temprano por el hecho de estar comprendido entre la Formación Huaraco (Carbonífero superior) y la Formación Cordillera del Viento (Triásico Medio-Superior). Esta asignación cronológica permitió establecer su correlación con el Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970) del Bloque de San Rafael y de la Cordillera Frontal, que se extiende entre las mismas edades (Llambías *et al.*, 2007).

Las vulcanitas apoyan en discordancia angular sobre el Grupo Andacollo, en tanto que los intrusivos se emplazan cortando las estructuras plegadas del mismo. El límite superior del complejo, está dado por la Discordancia Huárpica, descrita como una extensa superficie de erosión, que lo separa de la Formación Cordillera del Viento (Llambías *et al.*, 2007).

### Formación La Premia

La Formación La Premia (500 m de espesor) está compuesta por mantos masivos de ignimbritas silíceas intensamente soldadas gris verdosas a negras con diques y stocks andesíticos, las cuales se apoyan en discordancia angular (fase orogénica Sanrafaélica) sobre las sedimentitas de la Formación Huaraco (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Llambías *et al.*, 2007). En algunos sectores, está atravesada por diques y pórfidos de composición riolítica probablemente relacionados con la intrusión de los cuerpos de monzogranito del Granito Huingancó (Méndez *et al.*, 1995). Según Suárez (2007) esta unidad puede alcanzar a una potencia de hasta 1000 m.

Ante la ausencia de fósiles y según relaciones estratigráficas, la unidad ha sido asignada primeramente al Carbonífero (Zöllner y Amos, 1955, 1973) y luego al Pérmico-Triásico Temprano (Llambías *et al.*, 2007). Las dataciones realizadas en circones de ignimbritas señalan una edad pérmico-temprana en el área de Andacollo (U-Pb SHRIMP 282 +/- 2 Ma, Suárez *et al.*, 2008).

En el área de Butalón, unos 5 km al norte de Llano de Blanco, Casé *et al.* (2008) describieron intrusivos de la Formación Butalón (Paleoceno-Eoceno?) atravesando rocas riolíticas de la Serie Superior del Grupo Choiyoi permotriásico (*sensu* Zanettini, 2001) compuesta por riolitas, dacitas, traquitas y traquidacitas. En el área de Llano Blanco, y en comparación con las rocas ígneas del área de Butalón, Musso Perulán y Casé (2012) realizaron además aportes petrológicos y geoquímicos de ambas áreas. De acuerdo a ellos, estas áreas se caracterizan por tobas litocristalinas y lavas, de grano muy fino y textura microporfídica, compuestas por cristaloclastos de feldespatos, biotita y anfíbol, en matriz microcristalina cuarzofeldespática. Geoquímicamente se caracterizan como rocas ácidas, peraluminosas y con contenido de potasio medio a alto, características de granitos tipo I y tipo A (Musso Perulán y Casé, 2012). Musso Perulán y Casé (2012) concluyeron que las tonalitas de Llano Blanco son equivalentes a los *stocks* de la Formación Tonalita Butalón aunque en una facies enriquecida en sílice.

Giacosa *et al.* (2014) mapearon, en la ladera occidental de la Cordillera del Viento, sedimentitas y rocas volcánicas ácidas que asignaron a la Formación La Premia.

## **Granito Huingancó**

Según Digregorio (1972), el Granito Huingancó está constituido por un cuerpo batolítico granítico-granodiorítico aflorante en la Cordillera del Viento desde el paraje La Primavera, al sur, hasta el Arroyo Las Manzanas, al norte. Intruye a todo el Grupo Andacollo y a él se asocian diques aplíticos, lamprofíricos y cuarcíticos que han originado efectos metamórficos intensos pero no profundos.

Las granodioritas están compuestas por plagioclasa, feldespatos potásicos, anfíbol, biotita y cuarzo. Contienen abundantes inclusiones microgranulares máficas y se encuentran atravesadas por diques máficos integrados por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, escasa biotita, apatita acicular y mineral opaco. Los diques no afectan a la Formación Cordillera del Viento, por lo cual se los relaciona con la intrusión de la granodiorita. También contienen inclusiones metamórficas de pocos centímetros, revelando la presencia de un sustrato metamórfico no expuesto (Llambías *et al.*, 2007). En esta unidad también se han descrito monzogranitos que intruyen al Grupo Andacollo, previamente deformado, en contacto neto, el

cual contiene *pendants* de esta unidad. Conforman un cuerpo leucocrático con escasa biotita y muscovita atravesado por delgados diques sin-magmáticos aplíticos, con núcleos pegmatíticos. Llambías (1986) también infirió que la abundancia de estos cuerpos en los afloramientos indicaría una cúpula rica en volátiles de un plutón de mayor extensión.

Los cuerpos plutónicos del Granito Huingancó están cubiertos en discordancia por las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento. Algunas dataciones K-Ar de la unidad arrojaron para un domo riolítico valores de 260 +/- 10 Ma (Llambías, 1986) y para plutones de granodiorita de 287 +/- 9 Ma (Suárez y De la Cruz, 1997). En el área de Varvarco, se obtuvieron en unidades consideradas equivalente edades de 259 +/- 18 Ma (JICA, 1992).

Rolleri y Criado Roqué (1970) emplearon la denominación de Grupo Choiyoi para incluir a las rocas ígneas del Pérmico al Triásico Inferior de la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y la provincia de La Pampa (Llambías *et al.*, 1999, 2007; Llambías y Stipanovic, 2002). Aunque todos los datos de edades radiométricas disponibles hasta el momento en la Cordillera del Viento indican una edad pérmica, en base a correlaciones regionales con el Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970) de áreas cercanas, la edad del complejo podría extenderse al Triásico Inferior (Llambías *et al.*, 2007; Heredia *et al.*, 2012; Giacosa *et al.*, 2014). En este sentido, el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, equivalente al Grupo Choiyoi, es post-orogénico respecto a la fase orogénica Sanrafaélica (Pérmico Temprano).

## Ciclo Precuyano

El Ciclo Precuyano (*sensu* Gulisano *et al.*, 1984) en el área inicia con la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007) suprayaciendo la Discordancia Huárpica que caracteriza el Triásico en la región. Groeber (1929) denominó a esta unidad “Serie Porfírica Supratriásica”, término que luego reemplazó por “Choiyoilitense”, en base a la toponimia araucana Choiyoi Mahuida correspondiente a la Cordillera del Viento (Groeber, 1946). Así, la Formación Cordillera del Viento se depositó sobre la Discordancia Huárpica extensiva, que erosionó al Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó y habría estado relacionada a ascenso cortical y al régimen tectónico extensional del Triásico en Gondwana. A continuación, se detalla esta unidad.

## Formación Cordillera del Viento

Llambías *et al.* (2007) definieron formalmente a la Formación Cordillera del Viento (1300 m) como constituida en su mayor parte por mantos andesíticos a basálticos, escasos filones capa/lacolitos e ignimbritas riolíticas. En su base describieron delgados mantos discontinuos de conglomerados y areniscas. Los autores describieron a los depósitos basales de conglomerados y areniscas gruesas arcósicas como lenticulares y de espesores variables, alcanzando hasta 15 m de espesor, y de clastos bien redondeados de hasta 20 cm de diámetro. Estas características, sumadas a la ausencia de clastos de la granodiorita infrayacente, les permitieron sugerir que se depositaron en un relieve moderadamente ondulado. Los clastos se componen predominantemente de *chert* gris blanquecino y, en menor proporción, agregados de origen hidrotermal, areniscas con pirita y volcanitas afaníticas silícicas, similares a las del Grupo Andacollo en las localidades donde éste fue intruído por los domos riolíticos del Complejo Huingancó (Llambías *et al.*, 2007).

Los conglomerados basales pasan abruptamente hacia una secuencia monótona y espesa de mantos de lavas basálticas-andesíticas y brechas andesíticas. Las brechas andesíticas tienen el aspecto de flujos hiperdensos y pueden ser interpretadas como flujos de bloques y cenizas, posiblemente por el colapso de domos. Estas secuencias alternan con brechas polimícticas, con clastos de andesitas con diferentes texturas y, en algunos sectores, las brechas contienen clastos de granodiorita. Las características de los clastos de granodiorita infieren flujos densos de variada composición, por lo que se relacionan a depósitos de tipo lahar o depósitos de bloques y cenizas (Llambías *et al.*, 2007). Las lavas de similar composición que las brechas andesíticas contienen fenocristales de plagioclasa de hasta 10 mm de longitud. Los mantos de ignimbritas silícicas se encuentran soldadas fuertemente presentando *fiammes* muy achatadas a laminares. Entre estos, se intercalan cuerpos lenticulares intrusivos andesíticos con fenocristales de hasta 1 cm de largo, correspondiéndolos probablemente a lacolitos o filones capa de reducido tamaño (Llambías *et al.*, 2007).

La alternancia de mantos basáltico-andesíticos con ignimbritas riolíticas de la Formación Cordillera del Viento ha sido considerada por Llambías *et al.* (2007) como indicativa de asociación bimodal. Esta característica composicional es distintiva con respecto a los mantos ignimbríticos de la Formación La Premia.

En el área de Varvarco, Zanettini (2001) incluyó estos niveles bajo la denominación de Grupo Choiyoi pero considerándolo equivalente al Choiyoilitense (Groeber, 1946). Los describió como compuestos por vulcanitas calcoalcalinas que se acidifican hacia los términos más jóvenes, con una sección inferior mesosilícica constituida por andesitas, brechas volcánicas y tobas andesíticas de color violáceo, verde grisáceo y gris claro a oscuro, y una superior silícica, separadas por una discordancia erosiva (Digregorio, 1972), compuesta por riolitas, pórfidos riolíticos, tobas riolíticas y lítico-cristalinas de colores blanco a rosado, pardo rojizo y gris claro a oscuro (Pesce, 1981; Zanettini, 2001).

La edad de la Formación Cordillera del Viento queda acotada entre la discordancia Huárpica, del Triásico, que la separa del Complejo Huingancó, del Pérmico, y la Formación Milla Michicó, de edad no definida pero que subyace a la Formación La Primavera, del Jurásico Inferior. Si se considera que el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó podría alcanzar el Triásico Inferior, por correlación estratigráfica con el Grupo Choiyoi, la Formación Cordillera del Viento quedaría restringida al Triásico Medio a Superior (Llambías *et al.*, 2007).

### **Formación Milla Michicó**

La Formación Milla Michicó (Freytes, 1969; Digregorio, 1972) incluye parte de los “Pórfidos Cuarcíferos Superiores” de Zöllner y Amos (1973). Esta unidad inicia con una transición de porfiritas a efusiones ácidas, caracterizada por delgados mantos heterogéneos de color blanco en fractura fresca y alteración baya con grandes fenocristales de cuarzo (Zöllner y Amos, 1973). Se dispone en discordancia sobre los mantos andesíticos morados meteorizados de la Formación Cordillera del Viento y se encuentra cubierta por los depósitos basales de la transgresión marina del Jurásico Temprano correspondiente a la Formación La Primavera (Llambías *et al.*, 2007).

En el sur de la Cordillera del Viento, los mantos están fuertemente estratificados y su composición es mayormente basáltica. Se constituye por lavas basálticas a basalto-andesíticas con abundante clinopiroxeno, compactas a vesiculares, oscuras, microporfíricas con pastas compuestas por tablillas esqueléticas de plagioclasa (andesina), con marcada orientación por flujo, y clinopiroxeno entre las tablillas conformando una textura intergranular (Llambías *et*

*al.*, 2007). Se encuentran además intercalaciones de delgadas lentes brechosas con clastos y matriz ígnea de igual composición. Debido a las dimensiones de los afloramientos de basálticos, Llambías *et al.* (2007) infirieron la presencia de varios escudos volcánicos donde la coalescencia de las lavas habrían formado un plateau de dimensión regional.

Sin contar con datos de dataciones radimétricas ni fósiles, pero teniendo en cuenta su posición y relación estratigráfica limitada en base y techo por las mismas discordancias regionales entre las cuales se desarrolla la Formación Lapa, la Formación Milla Michicó fue correlacionada por Leanza *et al.* (2005) con la Formación Lapa, atribuyéndole una edad triásica superior pudiendo alcanzar el Jurásico Inferior, ya que en el área se encuentra cubierta en discordancia por depósitos plienschbachianos de la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz, 1997).

### **Formación La Primavera**

La Formación La Primavera (400 m de espesor) está representada por una sucesión volcanoclástica de espesor variable y composición bimodal, con niveles conteniendo fósiles marinos e intercalaciones de basaltos tabulares, concordantes con la estratificación. Estos depósitos se encuentran en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, en discordancia (Discordancia Rioatúelica) sobre la Formación Milla Michicó y son cubiertos en concordancia por la Formación Los Molles (Weaver, 1931; Llambías *et al.*, 2007). Zöllner y Amos (1973), la describieron como “Serie del Cerro Bigú” o “Liásico Tobáceo”, mientras que Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) la identificaron como una unidad sin denominación (“*Unnamed Unit*”), asignada al Plienschbachiano y Toarciano inferior por su asociación de invertebrados marinos (bivalvos, braquiópodos, gasterópodos y corales). En la base y sección media son frecuentes las barras marinas conglomerádicas con intercalaciones de lavas de basalto olivínico con microvesículas, mientras que en la sección superior predominan las dacitas y riolitas relacionadas con un volcanismo explosivo. Intercalan algunos bancos más gruesos, entre 2 a 4 m, de ignimbritas con laminación interna pronunciada y probablemente oleadas piroclásticas. Las dacitas y riolitas contienen fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) y cuarzo y matriz muy alterada (Llambías *et al.*, 2007).

La sucesión mesozoica continúa hacia el este de la Cordillera del Viento, expuesta por el sector de la FPC de Chos Malal donde la deformación, en este sector, se concentra en la cobertura sedimentaria (Sánchez *et al.*, 2020; Turienzo *et al.*, 2020).

## II.2.b. Estructura

La Cordillera del Viento es un alto estructural que se localiza entre las latitudes 36° 45' S y 37° 20' S, y que con alturas que se aproximan a los 3000 m, supera las elevaciones de la Cordillera Principal, ubicada hacia el oeste en este segmento latitudinal, en el noroeste de la provincia de Neuquén. Groeber (1947) la caracterizó como un braquianticlinal asimétrico de rumbo N-S. Zanettini (2001) infirió que la formación del braquianticlinal podría relacionarse a un esfuerzo vertical que produjo la fractura del núcleo paleozoico y luego plegó la sucesión sedimentaria mesozoica adosadas al flanco oriental. El flanco occidental de este cordón montañoso ha sido totalmente erosionado durante el alzamiento de la misma, mientras que el flanco oriental preserva a las secuencias jurásicas y cretácicas las cuales conforman el relleno de la Cuenca Neuquina. Los lineamientos regionales con sentido N-S son poco abundantes y corresponden a fallas compresivas de alto ángulo, manifestándose principalmente en las unidades paleozoicas, las cuales fueron reactivadas en el Mioceno superior, generando el mayor relieve estructural del bloque que constituye la Cordillera del Viento, debido a esfuerzos compresivos que estarían vinculados a la fase Quéchuica (Zanettini, 2001). A escala local se formaron otros sistemas de lineamientos con orientación E-O, los cuales corresponderían a fallas normales de relajamiento tensional (Zanettini, 2001). Por otra parte, Zanettini (2001) interpretó a las fracturas con orientación NO-NE como lineamientos de debilidad del basamento pre-jurásico generados por esfuerzos compresivos derivados del oeste, que se reactivaron durante el Neógeno como fracturas de desplazamiento horizontal dislocando a los lineamientos N-S, en el segmento superior del río Neuquén, y en los tramos inferiores de los ríos Varvarco y Butalón Norte. Durante el Cenozoico estas fracturas experimentaron un alivio extensional produciendo mineralización, alteración hidrotermal y vulcanismo plio-pleistoceno en las zonas de Guaraco Norte y Butalón Norte.

En estudios más recientes sobre la estructura de la región, Giacosa *et al.* (2014) establecen que las rocas paleozoicas de la Cordillera del Viento fueron deformadas por los siguientes ciclos

orogénicos: Fase Chánica (Neoproterozoico-Carbonífero temprano), Gondwánico (Carbonífero temprano-Pérmico temprano) y Ándico (Pérmico temprano-Cenozoico). Durante la Fase Chánica el régimen compresivo deformó las rocas de la Formación Guaraco Norte del área de Varvarco, generando plegamientos y corrimientos con vergencia oeste; en el Ciclo Gondwánico, se desarrollaron dos conjuntos de estructuras durante diferentes periodos y bajo distintas condiciones, identificadas como: las primeras, estructuras correspondientes a un periodo extensional representadas por fallas con rumbo N-S (en el norte) y fallas con rumbo NNE-SSO a E-O (en el sur), con notoria actividad volcánica; y las segundas, a un proceso compresivo relacionado con la orogenia Sanrafaélica (Pérmico temprano), representadas por pliegues y cabalgamientos desarrollados en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo o sin metamorfismo (Giacosa *et al.*, 2014). Luego tendría lugar la Discordancia extensiva Huárpica (Triásico) que erosiona las unidades previas y da lugar a la depositación mesozoica (Azcu y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 2007). Durante el Ciclo Ándico comienza una nueva etapa de subducción que, en la parte norte de la Cordillera del Viento, generó las fallas normales de orientación N-S. El tren de fallas E-O a ENE-OSO es interpretado como zonas de transferencias formando parte de un sistema extensional generalizado de fallas de orientación norte, y actividad volcánica asociada, generando una cuenca extensional con control de los depósitos volcánicos (Heredia *et al.*, 2012).

Las principales estructuras compresivas andinas en la región son la Falla Cordillera del Viento y el Anticlinal Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). Según Giacosa (2011), la primera de ellas se correlaciona con el Sistema de Fallas Andacollo/Loncopué (Cobbold y Rosello, 2003) donde la estructura constituyó originalmente una falla normal buzante hacia el este y controló la depositación de rocas permotriásicas y jurásicas. Vergani *et al.* (1995), incluyeron a la Falla Cordillera del Viento en un sistema de fallas N-S que denominaron “Sistema Tres Chorros-Cordillera del Viento”, que controló la sedimentación del *sinrift* de los depocentros durante el Triásico Superior hasta el inicio de la secuencia del Grupo Cuyo. La inversión tectónica producida durante el Ciclo Ándico, modificó la cinemática de la Falla Cordillera del Viento generando el Anticlinal Cordillera del Viento y permitió la exhumación de las rocas paleozoicas en la parte occidental (Giacosa *et al.*, 2014). Estos autores a su vez afirman que las principales estructuras andinas son interpretadas mayormente como el resultado de la reactivación de las fallas pérmicas normales (sistema extensional Pérmico) (Giacosa *et al.*, 2014).



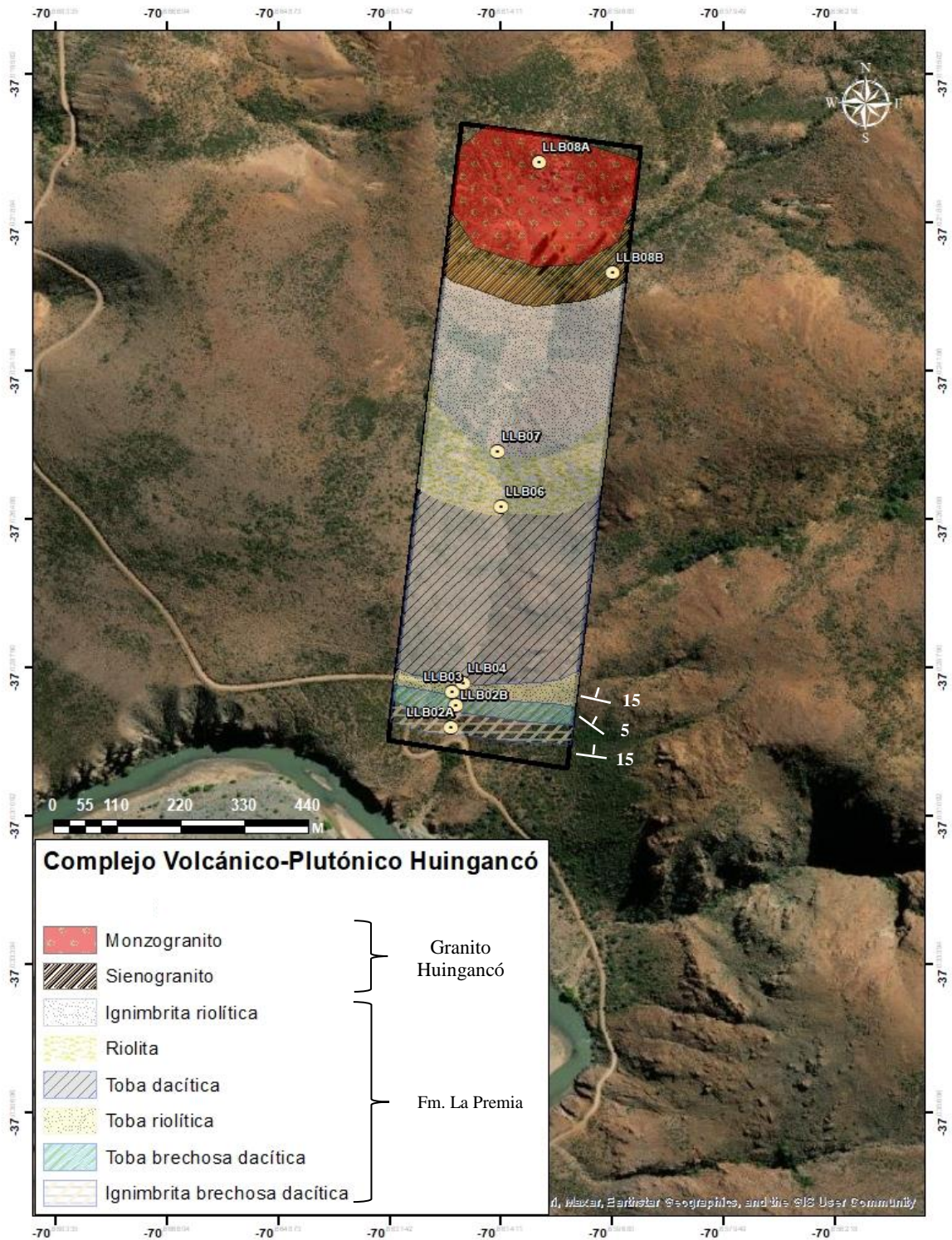
La edad de la reactivación de las fallas pérmicas durante la orogenia andina es aún imprecisa (Giacosa, 2011). Durante esta actividad compresiva ándica se habría producido mayormente la mineralización en el área (Danieli *et al.*, 2011; Giacosa, 2011).

Estudios recientes proponen que el desarrollo diferencial de los distintos sistemas produjo un estilo estructural complejo en el área (Sánchez *et al.*, 2020; Turienzo *et al.*, 2020). La deformación de tipo piel gruesa de la faja plegada y corrida de Chos Malal, cuya máxima expresión se refleja en el alto estructural de la Cordillera del Viento, evidencia que está controlada por sistemas de corrimientos andinos de primer orden, de orientación N-S, conformando una cuña en el basamento responsable del empuje que desarrolla la faja plegada y corrida progresivamente hacia el este (Turienzo *et al.*, 2020). La arquitectura preexistente de *rift*, particularmente de fallas normales, afectaría localmente el desarrollo a lo largo del esfuerzo principal N-S de las estructuras de piel gruesa y queda representado en lineamientos transversales al rumbo general de las estructuras como los observados en los cursos fluviales. El resto de la faja plegada y corrida se caracteriza por un sector central donde la deformación se concentra en la cobertura sedimentaria, con el desarrollo de estructuras de segundo al cuarto orden, y un sector más oriental donde los niveles estructurales afectados vuelven a ser del primer orden (Turienzo *et al.*, 2020).

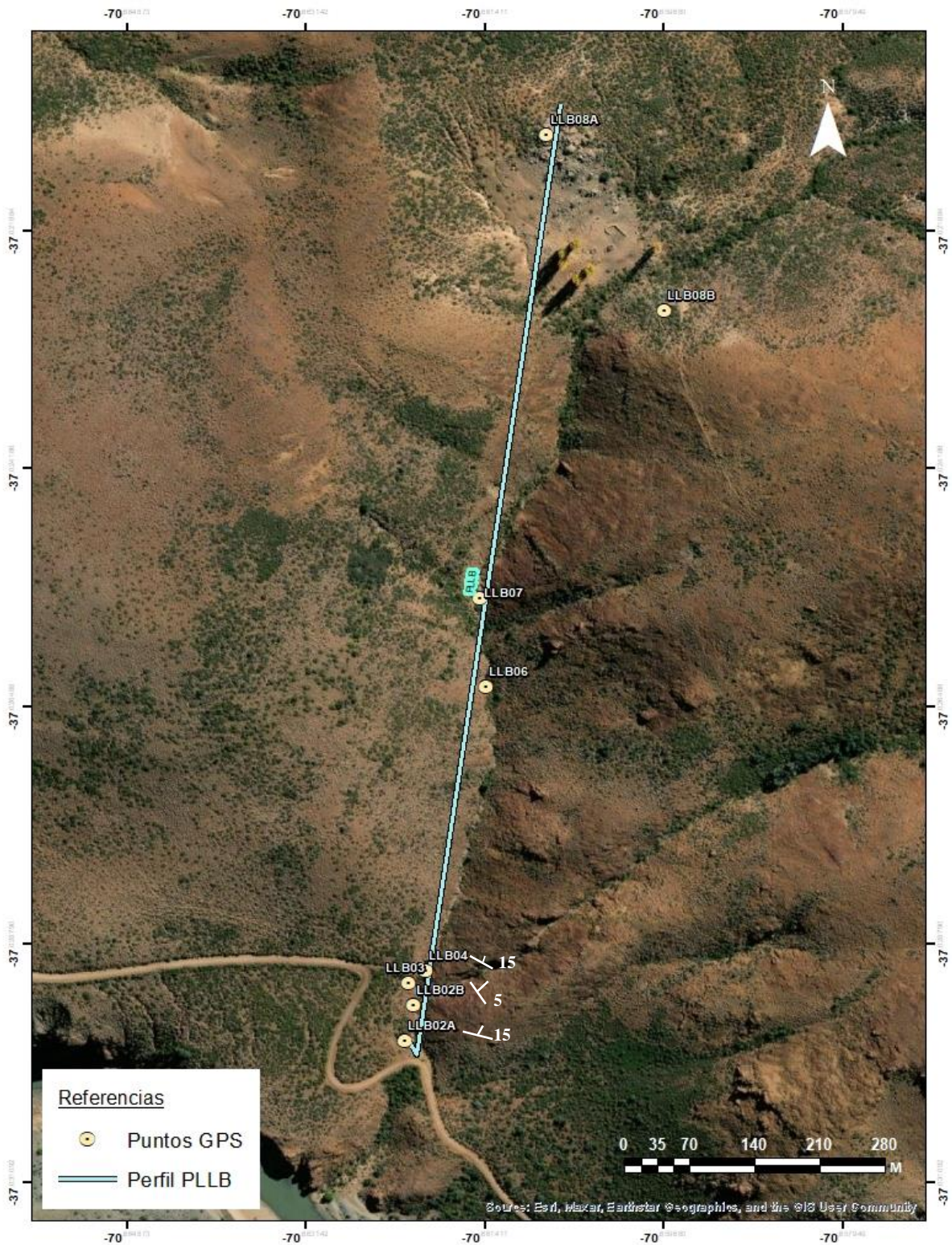
## CAPITULO III

### III.1. Litología y estratigrafía

A continuación se detalla la información litológica y estratigráfica obtenida del trabajo de campo, laboratorio y gabinete en el área de la quebrada de Llano Blanco. El trabajo de campo se llevó a cabo mediante el recorrido de los afloramientos, el reconocimiento de la litología expuesta incluyendo el muestreo y el registro de datos estratigráficos y estructurales. Los resultados se representan en un mapa geológico de escala 1:10.000 (Fig. 4) detallando la litología y estratigrafía inferida, y un mapa que detalla la localización del perfil denominado PLLB (Fig. 5). A su vez, se esquematiza una columna estratigráfica generalizada (Fig. 14).



**Figura 4: A.** Mapa geológico de la quebrada de Llano Blanco, donde se muestran las unidades litológicas reconocidas y la estratigrafía inferida.

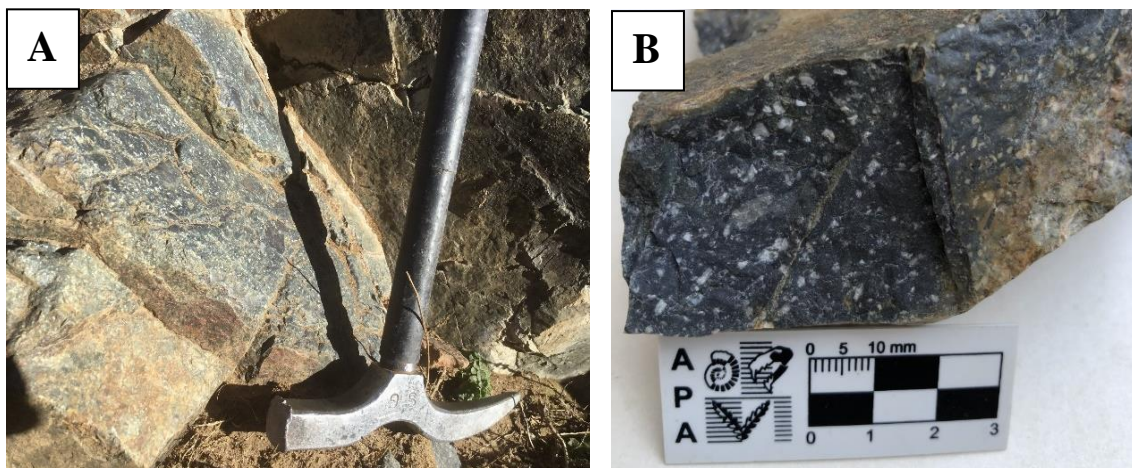


**Figura 5:** Detalle con la ubicación del perfil estratigráfico PLLB realizado en imagen satelital (Google Earth Pro, 2023).

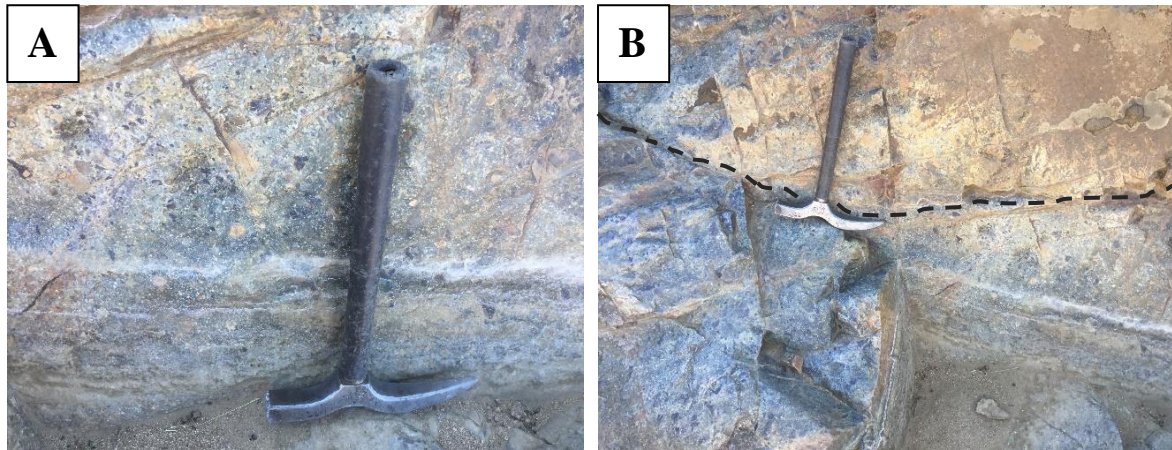
La sección de estudio en las exposiciones de la quebrada Llano Blanco comprende 900 m desde su intersección con la Ruta Provincial N° 43 en dirección NNE. En la parte inferior, y con un espesor de 37 m, se reconoce una ignimbrita brechosa cristalolítica dacítica (LLB 02 A en Fig. 6) de N295°/15°E, sin base expuesta, que pasa a una toba brechosa litocristalina dacítica (LLB 02 B en Fig. 7) de N325°/5°E (Figs. 4-5).

La ignimbrita brechosa cristalolítica dacítica (LLB 02 A) se caracteriza por ser compacta, de coloración gris oscura en fractura fresca y ocre por oxidación (Fig. 6 A-B), y por contener litoclastos angulosos a subangulosos de hasta 4 cm de largo y color negro. Éstos tienen variadas composiciones, siendo tanto de origen sedimentario como volcánico (Capítulo IV, LLB 02 A, *Litoclastos: I, II, III, IV*). Los cristaloclastos corresponden a plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico (Fig. 6 A-B). La matriz se caracteriza por ser microbrechosa, con clastos de diferentes tamaños, y su textura eutaxítica está dada por la presencia de *fiammes* y trizas vítreas.

La toba brechosa litocristalina dacítica (LLB 02 B), es de coloración gris clara en fractura fresca y se encuentra muy alterada por oxidación (Fig. 7 A-B). Dentro de los litoclastos, de variada composición, son comunes los de origen sedimentario, que alcanzan hasta 1 cm de longitud, y los volcánicos (Capítulo IV, LLB 02 B, *Litoclastos: I, II, III*). En cuanto a los cristaloclastos predominan cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico, con presencia de minerales opacos y óxidos.

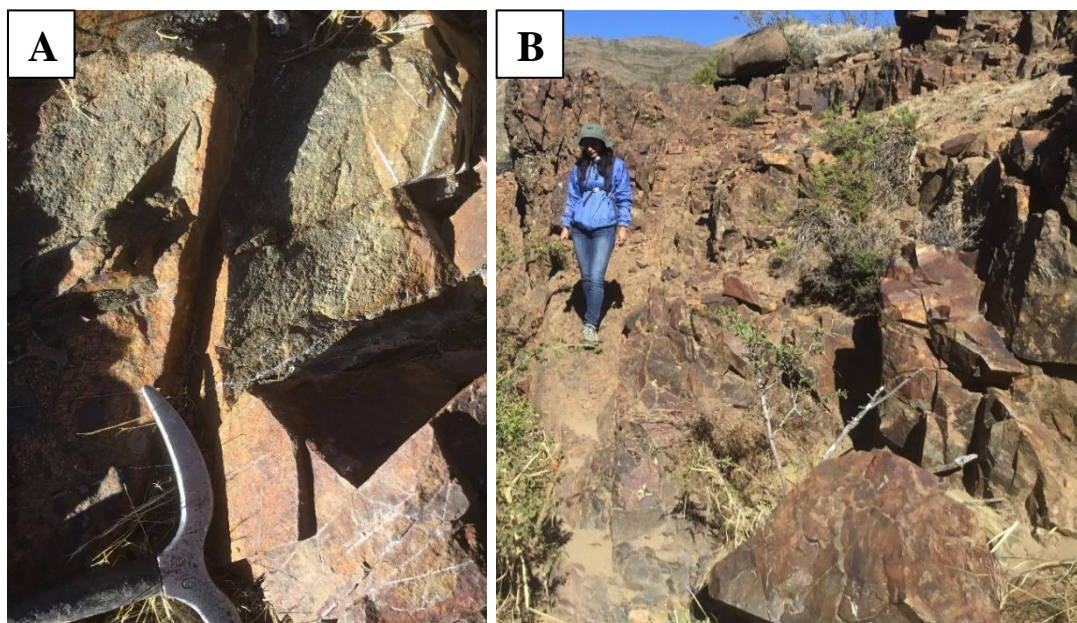


**Figura 6:** A. Afloramiento de la ignimbrita brechosa cristalolítica dacítica (LLB 02 A).  
 B. Muestra de mano de la ignimbrita brechosa cristalolítica dacítica donde se observan los cristaloclastos.



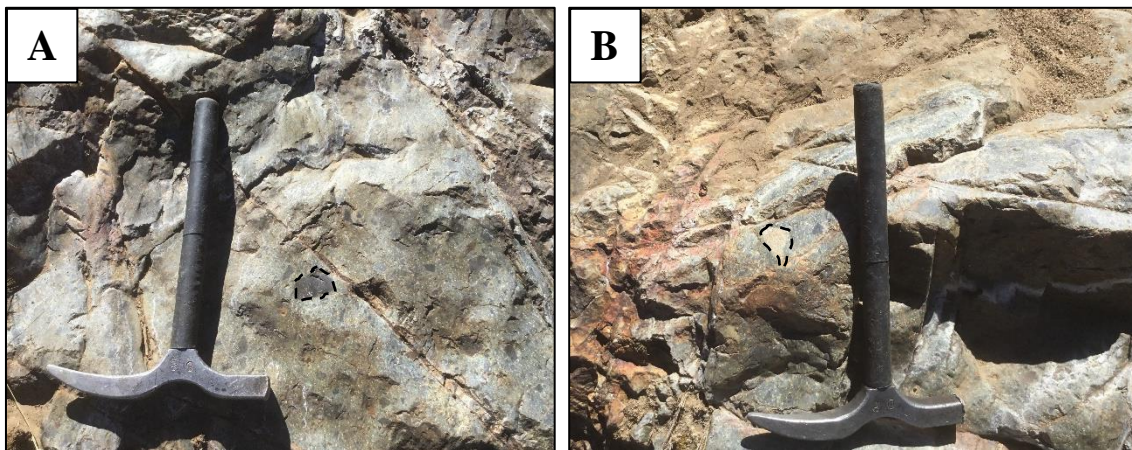
**Figura 7:** **A.** Afloramiento de la toba brechosa litocristalina dacítica (LLB 02 B). **B.** Vista donde se observa el contacto entre los depósitos de ignimbritas (parte inferior) y los niveles de tobas (parte superior).

Estratigráficamente por encima, quebrada arriba, la disposición de las capas cambia a N310°/15°E y la secuencia se caracteriza por un nivel de tobas cristalolíticas riolíticas (LLB 03 en Fig. 8), compactas, de color gris claro, grano fino y un espesor de unos 25 m. Estas tobas a simple vista presentan una coloración ocre por meteorización y en su cara fresca ésta es gris oscura. Se caracteriza por poseer microcristaloclastos de cuarzo y feldespatos potásico, como también cristales de calcopirita y pirita.



**Figura 8:** **A.** Afloramiento de tobas cristalolíticas riolíticas (LLB 03).  
**B.** Vista hacia el sur de las tobas cristaloclásticas riolíticas.

La secuencia continúa con unos 21 m de espesor de tobas finas líticas dacíticas, con aumento del tamaño de grano hacia su parte superior (LLB 04 en Fig. 9), muy alteradas presentando coloración parda y de color gris oscura en su cara fresca. Contiene litoclastos predominantemente de tamaño fino, alcanzando algunos los 5 mm, de variada composición (Capítulo IV, LLB 04, *Litoclastos: I, II, III*) y cristaloclastos diversos (Capítulo IV, LLB 04), siendo los de mayor tamaño generalmente plagioclasas y cuarzo. Entre los minerales accesorios se encuentran pirita y calcopirita asociadas a epidoto. Hacia la parte superior la toba presenta mayor contenido de litoclastos centimétricos, los cuales son angulosos y de color negro (Fig. 18A). Esta litología caracteriza otros 125 m de espesor de afloramiento donde nuevamente aumenta el tamaño de los litoclastos variando en este caso la composición, litoclastos blancos con un tamaño aproximado de 3 cm (Fig. 9B).



**Figura 9:** **A.** Afloramiento de la toba fina lítica dacítica con mayor presencia de litoclastos negros (LLB 04). **B.** Toba fina lítica dacítica con litoclasto blanco de 3 cm.

La secuencia tobácea, que caracteriza también los siguientes 187 m de espesor, es cubierta por una vulcanita (LLB 06 en Fig. 10), de unos 95 m de espesor, muy alterada de coloración marrón y naranja por oxidación. En fractura fresca es de color gris claro a blanquecina, de textura porfírica y composición riolítica, en base a la composición de los fenocristales, mayoritariamente correspondientes a cuarzo y plagioclasa. También contiene microcristales de calcopirita y pirita diseminados. Son comunes las venillas mineralizadas con pirita de aproximadamente 1 cm de espesor (Fig. 10B), y venillas menores de 1-4 mm espesor, transversales a las mayores, donde se distinguen líneas de flujo.



**Figura 10:** A. Afloramiento de la riolita (LLB 06) donde se observa su cara alterada. B. Riolita con venilla mineralizada, rica en pirita, y líneas de flujo.

El nivel suprayacente corresponde a ignimbritas litocristalinas riolíticas (LLB 07 en Fig. 11), de unos 250 m de espesor, color grisáceo, textura eutaxítica, con *fiammes* orientados, indicando la dirección de la depositación, litoclastos de coloración gris oscura, volcánicos, de hasta 9 mm de longitud, y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa.

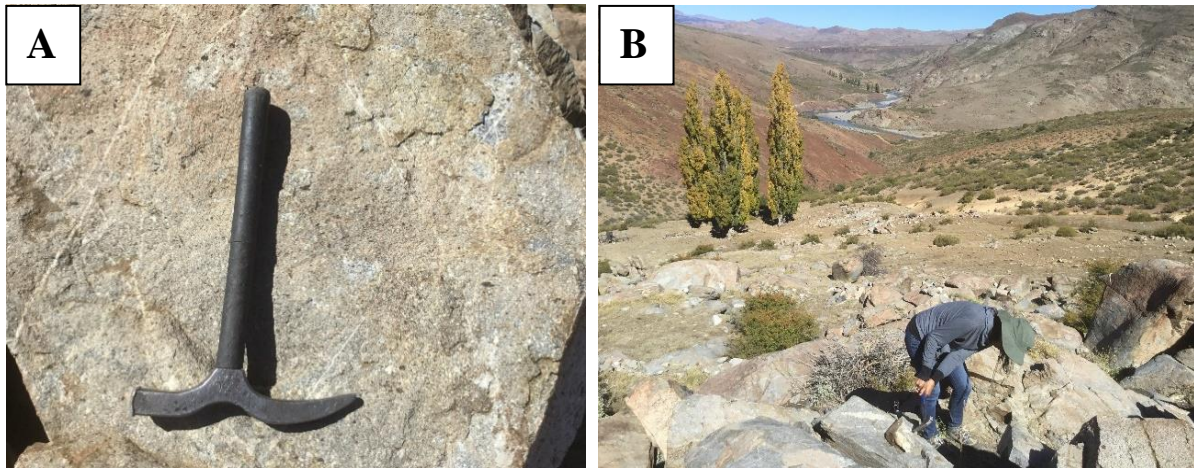


**Figura 11:** A. Afloramiento de la ignimbrita litocristalina riolítica (LLB 07). B. Detalle de la muestra de mano donde se observan *fiammes* orientados.

La sección culmina a los 1278 m de altura, con el afloramiento de un cuerpo intrusivo (LLB 08 A en Fig. 12), circular, de unos 220 m de diámetro, cristalino, de color gris claro, que según su geometría en planta podría corresponder a un *stock* o a un cuerpo subvolcánico (¿lacolito?). De acuerdo a su composición mineralógica, clasifica como un monzogranito, es de textura

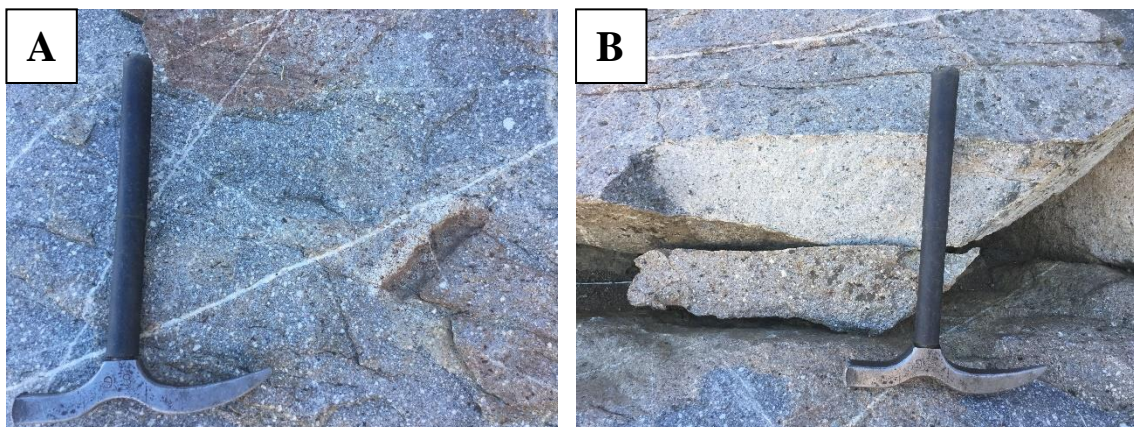


fanerítica, de grano fino a medio, holocristalina equigranular. Posee fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. A su vez, contiene pirita y calcopirita formando cúmulos, así como venillas de cuarzo, de aproximadamente 5 mm de espesor (Fig. 12 A).



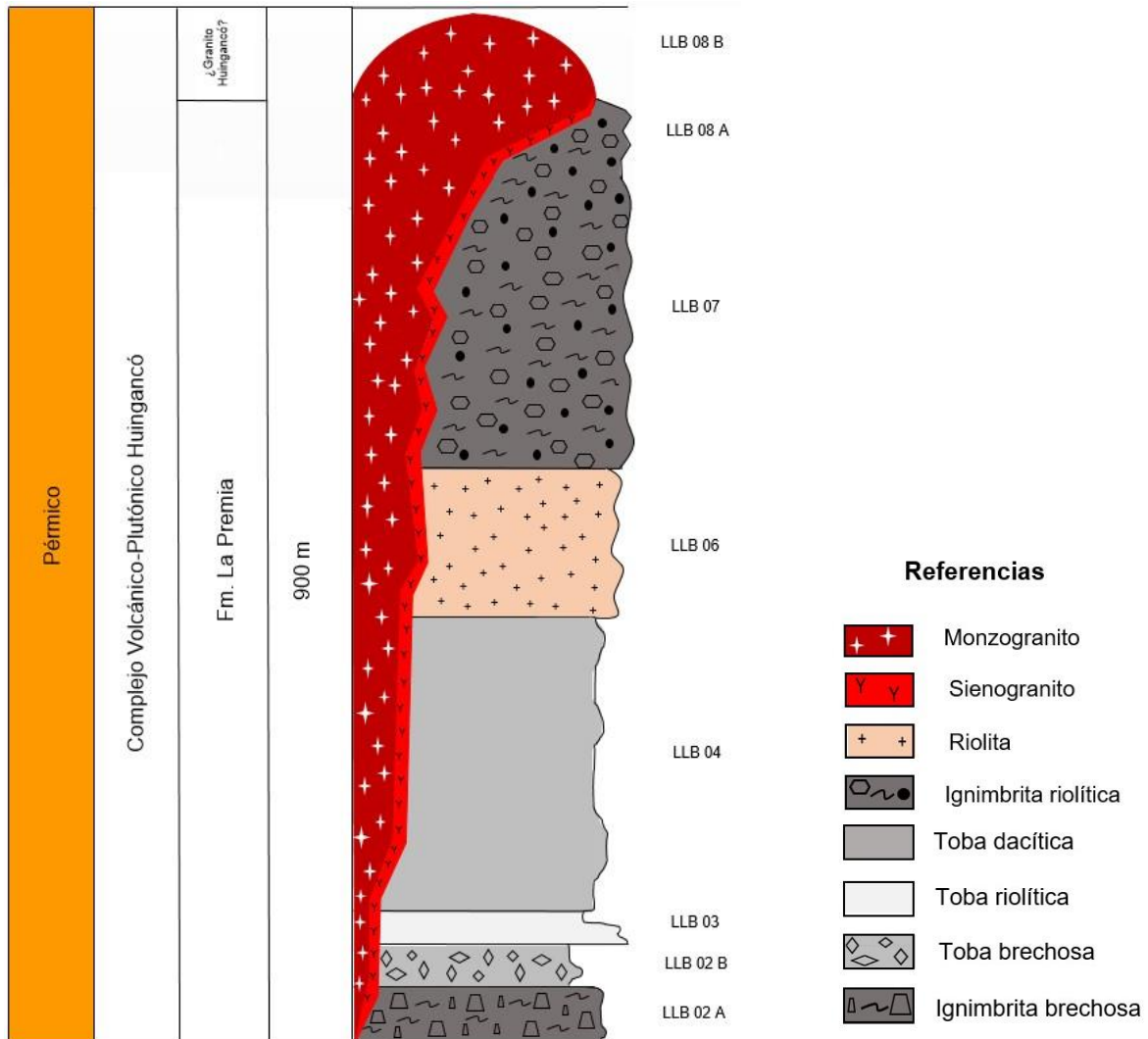
**Figura 12:** A. Afloramiento del cuerpo intrusivo monozogranítico donde se observan las venillas de cuarzo (LLB 08 A). B. Vista hacia el S desde el intrusivo; al fondo se observa el Río Neuquén.

Aproximadamente unos 210 m hacia el sureste desde la parte central del intrusivo, aflora el borde del mismo (LLB 08 B en Fig. 13), el que se caracteriza por una coloración gris clara, composición sienogranítica, textura fanerítica, predominantemente de grano mediano a grueso, holocristalina inequigranular a porfídica, con matriz de grano fino, en un espesor de 70 m aproximadamente. Contiene fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa mayoritariamente, y biotita. Además se encuentran pirita y calcopirita de forma diseminada y formando cúmulos.



**Figura 13:** A. Afloramiento del borde del intrusivo con composición sienogranítica donde se observan las venillas de cuarzo (LLB 08 B). B. Vista en detalle del sienogranito.

Las unidades descritas en los afloramientos de la quebrada de Llano Blanco se sintetizan en el perfil estratigráfico PLLB, el cual comprende una potencia de 900 m, y está constituido por un conjunto de sucesivas piroclastitas dacíticas y riolíticas y, en menor medida, riolitas intruidas por un granito de composición monzogranítica a sienogranítica en sus bordes (Fig. 14).



**Figura 14: A.** Perfil estratigráfico PLLB general inferido para el área de estudio.

Las características de estos depósitos y su composición ácida indican un vulcanismo fundamentalmente de naturaleza explosiva con etapas efusivas asociadas en menor proporción. Las tobas constituyen depósitos de caídas, relativamente más alejados de los centros emisores en relación a las ignimbritas que tienen su origen en flujos piroclásticos.

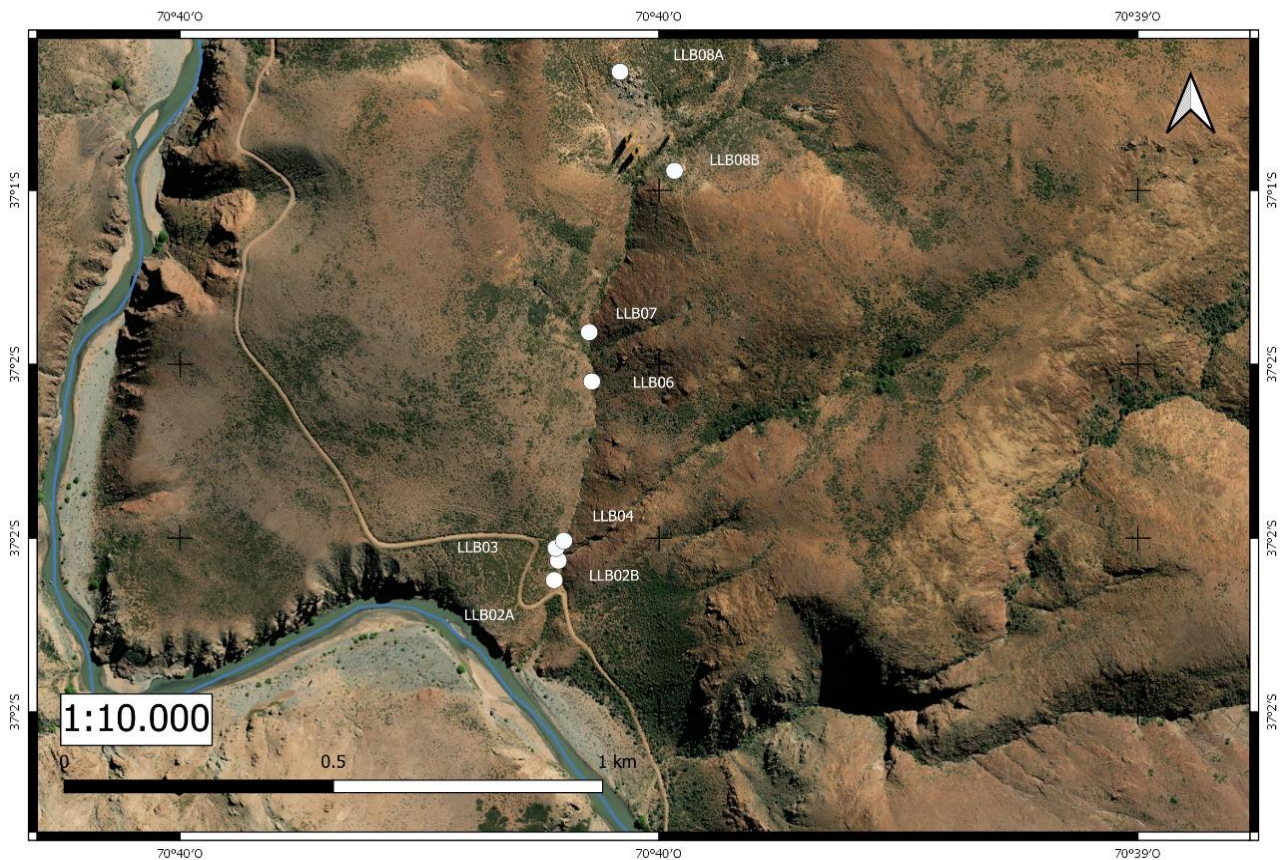
Las características texturales del intrusivo en su parte central, tales como su textura fanerítica de mediana a gruesa, equigranular y holocristalina, reflejan un bajo contraste térmico en el cuerpo ígneo, donde el enfriamiento fue lento y progresivo, permitiendo de esta manera el crecimiento de sus fenocristales, a diferencia de los bordes del cuerpo en el contacto con la roca de caja donde se evidencian diferentes etapas de cristalización asociadas al contraste térmico producido.

De acuerdo a las características composicionales, texturales y espesor estratigráfico, se interpreta la secuencia como correspondiente a las fases extrusivas de la Formación La Premio e intrusivas, probablemente, del Granito Huingancó, unidades constitutivas del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, descriptas hacia el sur en las áreas de Andacollo y Huingancó.

## CAPÍTULO IV

### IV.1. Petrografía

En este apartado se describe el detalle de muestras seleccionadas para análisis petrográfico. Para la denominación de los minerales se utilizan las siguientes abreviaturas: **Qz** = cuarzo; **Plg** = plagioclasa; **Feld K** = feldespato potásico; **Bt** = biotita; **Msc** = muscovita; **Chl** = clorita; **Ser** = sericita; **Epd** = epidoto; **Py** = piritita; **Cp** = calcopirita; **Op** = minerales opacos; **Ox** = óxidos; **Zir** = Zircón; **Go** = Goethita; **Lm** = Limonita; **Clc** = clinocloro; **Si** = sílice.



**Figura 15:** Ubicación de los puntos donde se tomaron las muestras litológicas analizadas en imagen satelital (Google Earth Pro, 2023).

## **MUESTRA LLB 02 A – Ignimbrita brechosa cristalolítica dacítica**

La roca está compuesta por cristaloclastos (35%), trizas vítreas y fiammes (30%), litoclastos (25%) y vitroclastos (10%), estimativamente, en una textura eutaxítica (Fig. 16A-D).

Los cristaloclastos mayormente representados son las Plg (20%), euhédricos tabulares de gran tamaño, de 1 mm aproximadamente, con maclas polisintéticas (Fig. 16B). Los cristaloclastos de Qz (10%) son euhédricos, de tamaño medio alrededor de 0,1 mm. Los cristaloclastos de Feld K (5%), con maclas de Carlsbad, son anhédricos, de alrededor de 0,8 mm.

Los litoclastos presentan variadas composiciones, por lo que se diferencian en cuatro tipos distintos, descritos a continuación:

*Litoclasto I:* fragmento lítico sedimentario de 1,05 mm, de grano muy fino, donde se distinguen granos de Qz, los cuales se encuentran recristalizados; granos de Feld K; pequeños cristales de Msc; con abundante alteración a Epd y menor presencia de Op en forma diseminada de grano fino a muy fino.

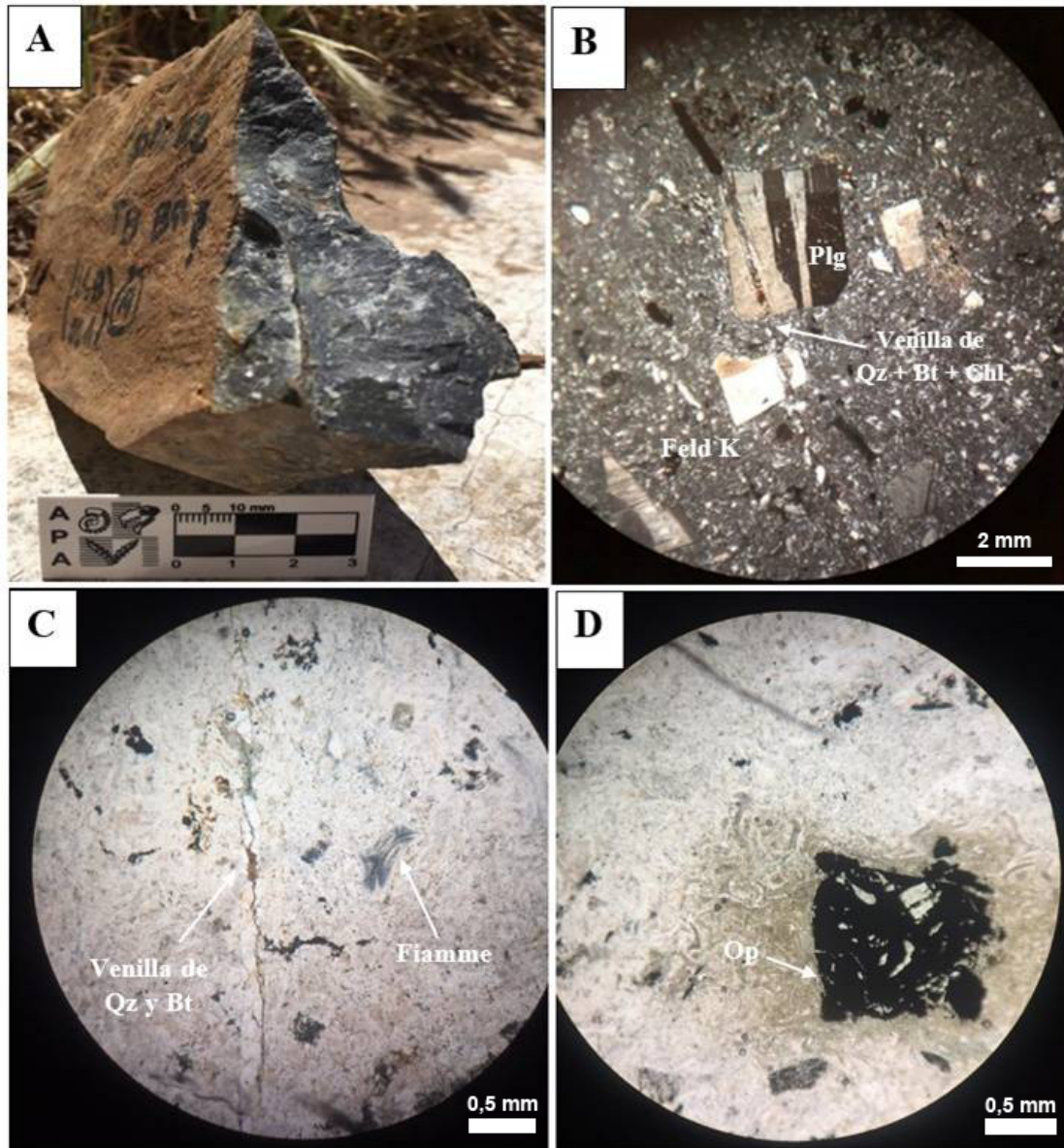
*Litoclasto II:* fragmento lítico volcánico que mide 0,5 mm aproximadamente, con textura traquítica predominante, compuesto por cristaloclastos tabulares de Plg orientados de grano medio, y gran presencia de Op, algunos de ellos cúbicos, en forma diseminada de grano medio a fino.

*Litoclasto III:* litoclasto volcánico con textura esferulítica relíctica que mide aproximadamente 1,65 mm. Las esferulitas están compuestas por sílice.

*Litoclasto IV:* litoclasto de cuarzo policristalino que mide alrededor de 0,73 mm.

Están presentes cristales de Py y Cp con un tamaño promedio que va desde 0,03 a 0,15 mm, algunos de ellos cúbicos, en ocasiones se encuentran formando cúmulos que alcanzan hasta 0,4 mm. Se observan venillas de Qz, Py, Cp, estas últimas oxidadas (Fig. 16B-C). Una venilla de 0,15 mm de espesor, atraviesa un cristal de Plg (Fig. 16B) alterándolo. Los cristaloclastos de

Plg, entre 0,6 a 0,8 mm, están generalmente cubiertos de minerales metálicos de grano muy fino diseminados y con una alteración incipiente a Epd.



**Figura 16: LLB 02 A - Ignimbrita brechosa cristalolítica dacítica.** A. Muestra de mano. B. Matriz recristalizada, cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico penetrados por una venilla de cuarzo, biotita y clorita. C. Presencia de fiamme y venilla de cuarzo junto con biotita. D. Litoclasto con reemplazo de mineral opaco y alteración incipiente a epidoto en sus alrededores y trizas vítreas.

## **MUESTRA LLB 02 B – Toba brechosa litocristalina dacítica muy alterada**

La roca se compone por litoclastos (25%) y cristaloclastos (15%), en matriz desvitrificada (60%).

Los cristaloclastos predominantes de Qz (10%) son subhédricos de gran tamaño, de 3 mm aproximadamente, también se presentan en forma de cúmulos, que pueden alcanzar los 1,8 mm, y hacia los bordes hay zonas de alteración donde se concentra Si, Lm y Go; un cristaloclasto de Qz de 1,5 mm presenta engolfamientos (Fig. 17B). Los cristaloclastos de Plg (7%) son euhédricos, de tamaño promedio de 0,7 mm, con maclas polisintéticas. Los cristaloclastos de Feld K (3%), subhédricos, presentan maclas de Carlsbad de alrededor de 0,4 mm. Se encuentran además cristaloclastos completamente alterados a Chl y Epd, y Msc en forma incipiente.

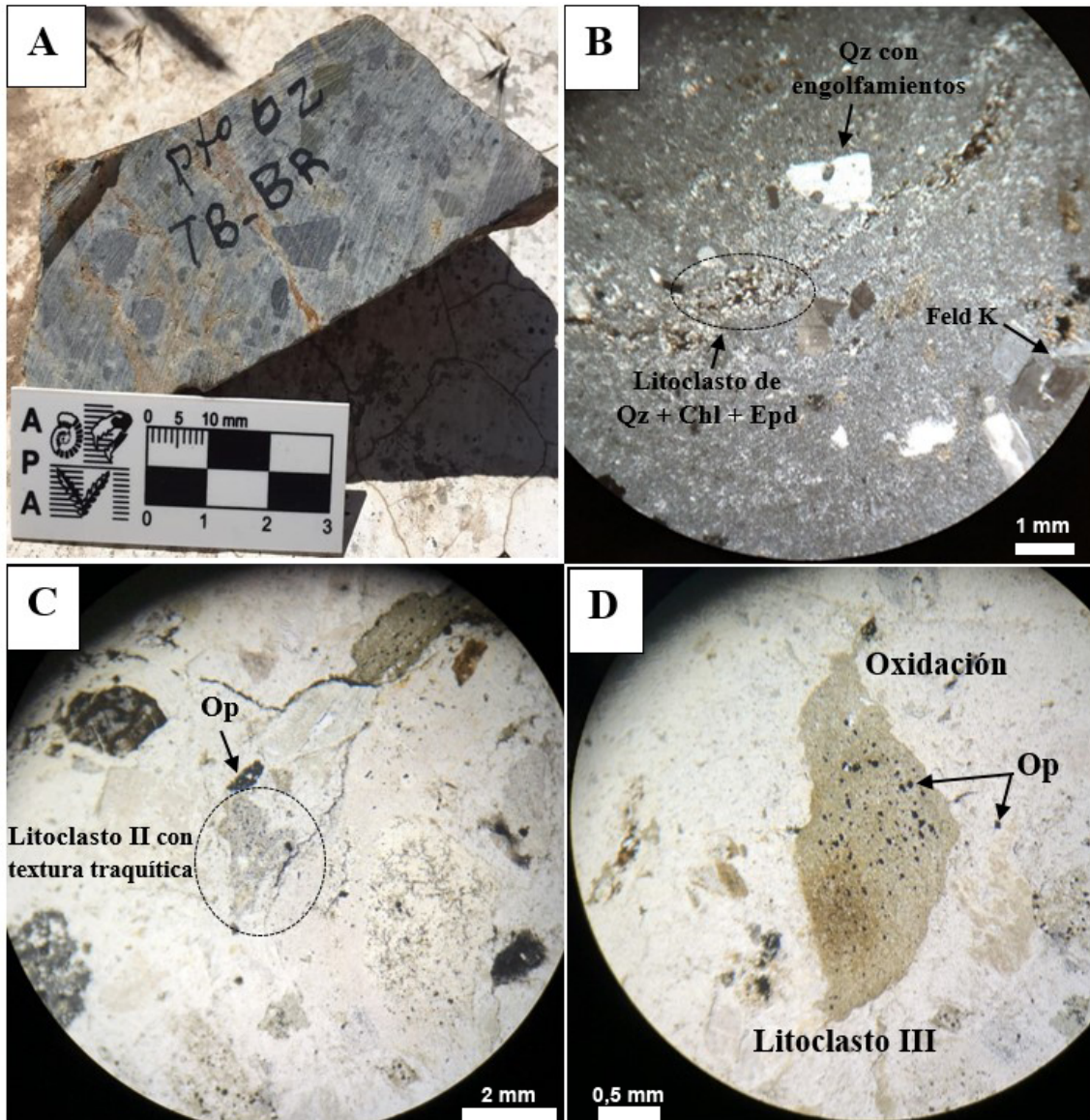
Los litoclastos son abundantes y presentan variadas composiciones, por lo que se diferenciaron en tres tipos distintos:

*Litoclasto I:* litoclasto de origen sedimentario que mide aproximadamente 0,6 mm, y contiene algunos clastos de Qz, de grano medio a fino, con abundante alteración a Chl y Epd (Fig. 17B).

*Litoclasto II:* litoclasto de origen volcánico con textura traquítica que mide alrededor de 2 mm, compuesto por fenocristales de Feld K orientados de forma paralela, gran presencia de Op en forma diseminada, varios de ellos cúbicos (Fig. 17C).

*Litoclasto III:* litoclasto sedimentario que mide 3,2 mm, contiene algunos granos pequeños de Qz, posee una matriz muy fina, con abundantes Op cúbicos de diversos tamaños y gran alteración por oxidación (Fig. 17D).

Los cristaloclastos de Op, son euhédricos a subhédricos, de grano muy fino, algunos de ellos cúbicos, con tamaños que van desde los 0,03 a 0,07 mm. Se observa una venilla con un espesor de 0,07 mm, la cual se compone de Qz, Chl, Lm y Go.



**Figura 17:** LLB 02 B - Toba brechosa litocristalina dacítica muy alterada. **A.** Muestra de mano. **B.** Litoclasto I de origen sedimentario con clastos de cuarzo con alteración a clorita y epidoto. **C.** Litoclasto II de origen volcánico y textura traquítica con presencia de minerales opacos. **D.** Litoclasto III de origen sedimentario con gran presencia de minerales opacos y alteración por oxidación.



## MUESTRA LLB 03 – Toba cristalolítica riolítica

Roca de textura porfiroclástica compuesta por cristaloclastos (40%), litoclastos (30%) y matriz vítrea (30%) (Fig. 18).

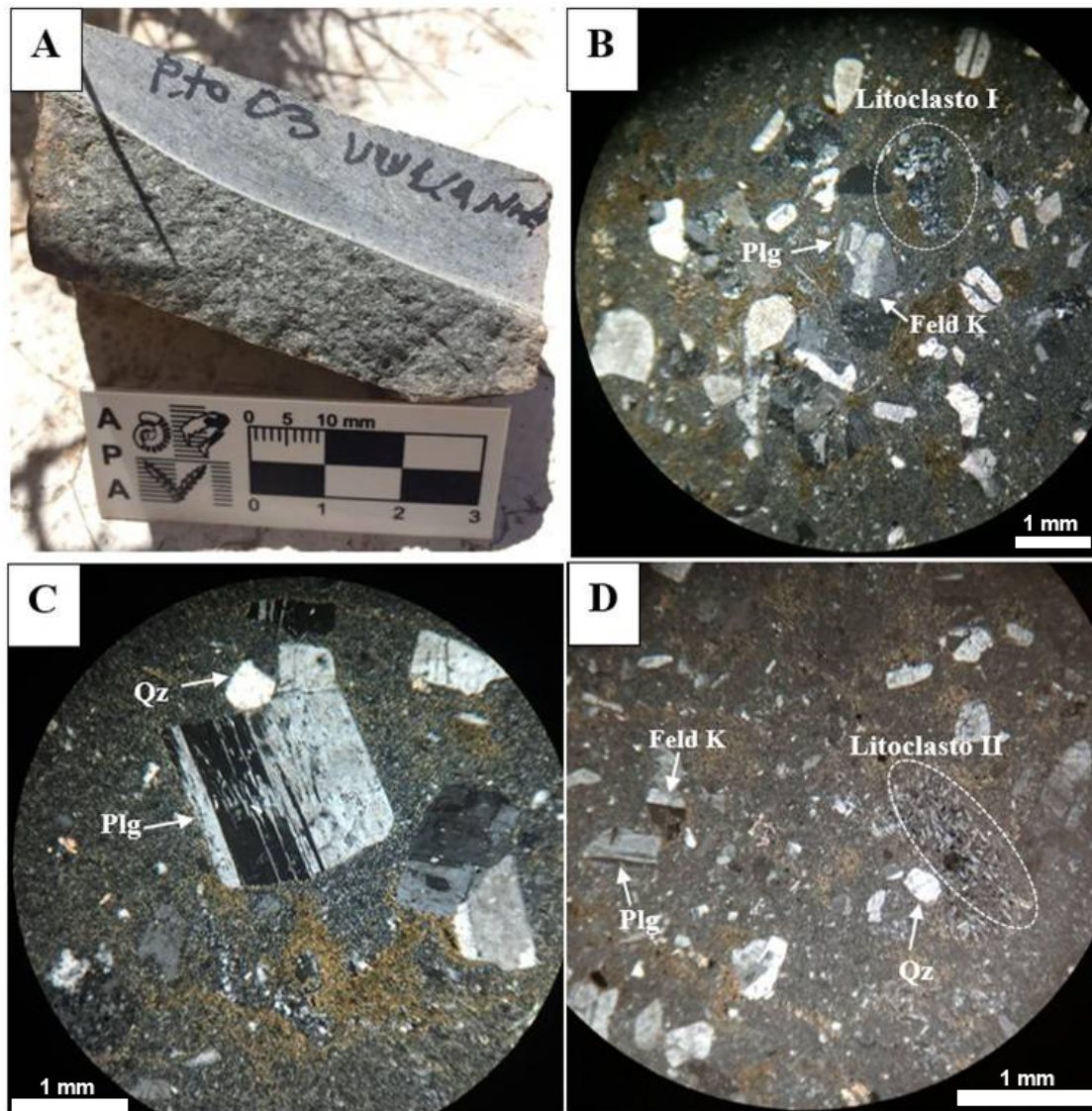
En cuanto a los cristaloclastos, el más abundante es el Qz (25%), son subhédricos de 0,5 mm. Los cristaloclastos de Plg (10%), con maclas polisintéticas, son anhédricos con tamaños que varían desde los 0,1 a 1,5 mm. Los cristaloclastos de Feld K (8%) son subhédricos tabulares, de un tamaño promedio de 0,35 mm, con maclas de Carlsbad (Fig. 18B-D).

Los litoclastos se diferencian en dos tipos:

*Litoclastos I:* litoclasto compuesto por Qz recristalizado y/o desvitrificado de 1 mm, con algunos cristales de Feld K, mide aproximadamente 0,55 mm; contiene una proporción pequeña de Op de forma diseminada (Fig. 18B).

*Litoclasto II:* litoclasto volcánico con textura traquitoide, que mide alrededor de 1,6 mm, compuesto por cristales tabulares de Plg, con una incipiente alteración clorítica (Fig. 18D).

Los cristales de Py y Cp son subhédricos a euhédricos de 0,05 mm, algunas de ellas cúbicas. Se reconoce una venilla de Qz de 0,01 mm de espesor.



**Figura 18:** LLB 03 - Toba cristolítica riolítica. **A.** Muestra de mano. **B.** Litoclasto I con matriz desvitrificada; cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico. **C.** Cristaloclastos de plagioclasa con macla polisintética y cuarzo. **D.** Litoclasto II de origen volcánico con textura traquitoide. Cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico.

## MUESTRA LLB 04 – Toba fina lítica dacítica

La roca se compone por litoclastos (50%) y cristaloclastos (20%) en una matriz felsítica (30%), estimativamente (Fig. 19).

Se compone de cristaloclastos subhédricos de Plg (10%) de 0,15 mm, con maclas polisintéticas; cristaloclastos subhédricos de Qz (7%) de 0,6 mm; cristaloclastos euhédricos prismáticos de Feld K (3%), de 0,8 mm de largo, con maclas de Carlsbad; cristaloclastos de Msc que miden aproximadamente 0,12 mm (Fig. 19B-D).

Los litoclastos son abundantes y presentan variadas composiciones, por lo que se diferenciaron en tres tipos:

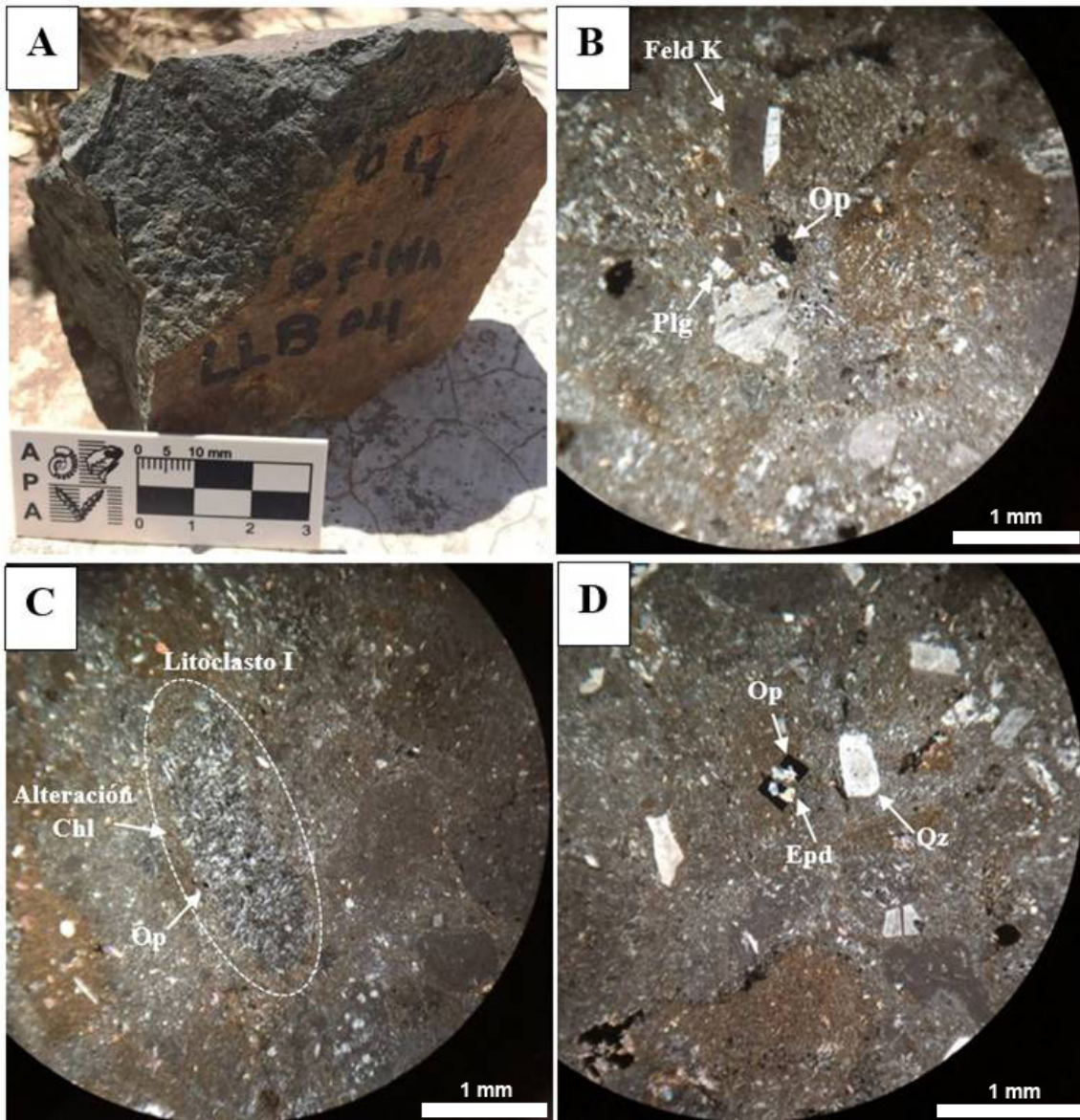
*Litoclasto I:* litoclasto volcánico con textura traquitoide, que mide alrededor de 2,5 mm, compuesto por cristales tabulares de Plg, con una incipiente alteración clorítica, también en sus bordes. Abundante contenido de Py y Cp de forma diseminada, de grano medio a fino e incipiente oxidación (Fig. 19C).

*Litoclasto II:* litoclasto policristalino de Qz recrystalizado y/o desvitrificado que mide 0,65 mm.

*Litoclasto III:* litoclasto sedimentario de alrededor de 0,8 mm, de matriz muy fina, con granos de Msc de grano medio a grande, pocos Op de forma diseminada, y abundante alteración clorítica y oxidación.

El cuarzo también se encuentra en forma de cúmulos de alrededor de 1,6 mm, producto de desvitrificación.

Entre los componentes secundarios se encuentran cristales euhedrales de 0,4 mm, de Op fracturados y asociados a Edp y Op anhedrales a subhedrales, que miden entre 0,1 a 0,3 mm, algunos de ellos cúbicos (Fig. 19D); también se dan en forma de cúmulos de Py y Cp de aproximadamente 0,45 mm.



**Figura 19: LLB 04 – Toba fina lítica dacítica.** A. Muestra de mano. B. Cristaloclastos de feldespato potásico, plagioclasa y minerales opacos. C. Litoclasto I de origen volcánico con textura traquitoide y alteración clorítica en sus bordes. D. Mineral opaco fracturado, relleno por epidoto.

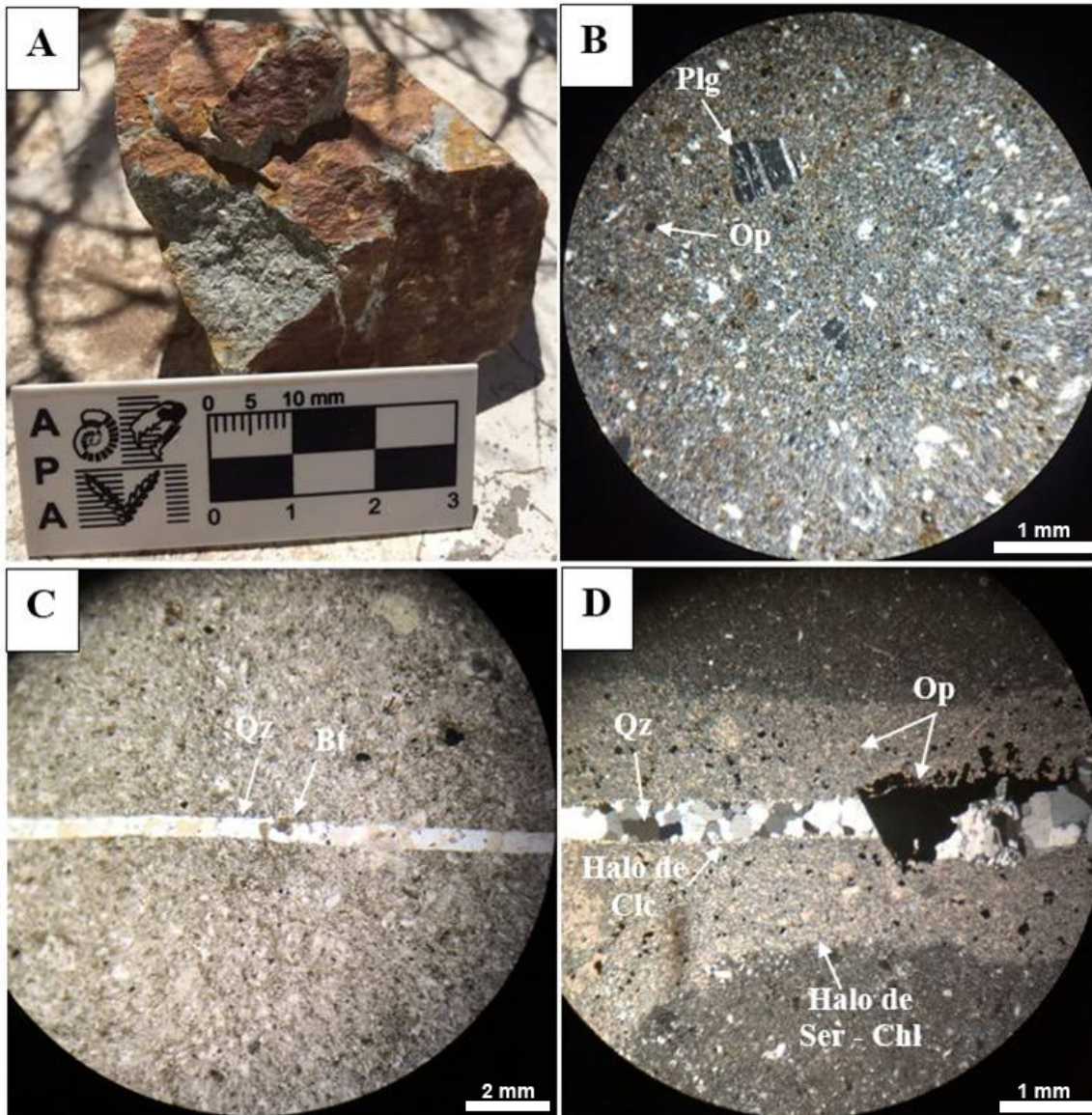
## **MUESTRA LLB 06 – Riolita con Py**

Roca de textura microporfídica, compuesta por fenocristales (40%) en matriz microcristalina con alteración a Chl y Epd (que representa un 60% en relación al total de componentes) (Fig. 20).

Los fenocristales se componen predominantemente por Qz (20%), subhedrales de aproximadamente 0,55 mm; Plg (10%) subhedral tabular de 0,7 mm, con maclas polisintéticas; Feld K (5%) subhedral tabular de alrededor de 0,25 mm y otro mayor de 1,3 mm, con maclas de Carlsbad.

Se encuentran además Py y Cp anhédricas de 0,04 mm aproximadamente, algunas cúbicas (Fig. 20B-D).

La muestra presenta tres venillas con similares características, dos de ellas con un espesor aproximado de 0,5 mm; en su composición se distinguen Qz, Bt y Chl (Fig. 20C). La otra venilla, tiene un espesor entre 0,4 y 1 mm, y contiene Qz, Bt, Ser y Chl, con un halo menor de 0,02 mm de espesor de Clc, y otro halo mayor que ronda entre los 0,7 y 2,5 mm de espesor aproximadamente, con alteración sericítica y clorítica, y cristales de Py y Cp, algunos de ellos anhédricos y otros cúbicos, que varían en su tamaño desde los 0,02 a 0,1 mm (Fig. 20D).



**Figura 20: LLB 06 - Riolita con pirita.** A. Muestra de mano. B. Matriz microcristalina con gran alteración clorítica junto con epidoto. C. Venilla de cuarzo con biotita. D. Detalle de venilla con cuarzo, sericita y clorita, con un halo de calcopirita. Halo mayor con predominancia de minerales opacos con hábito cúbico.

## MUESTRA LLB 07 – Ignimbrita litocristalina riolítica

La roca está compuesta por matriz desvitrificada (65%) felsítica y con Op y fiammes, litoclastos (25%) y cristaloclastos (10%) en una textura eutaxítica (Fig. 21A-D).

Contiene cristaloclastos anhedrales de Qz (6%) que alcanzan los 0,38 mm; cristaloclastos subhedrales tabulares de Plg (2%), de hasta 1,25 mm de largo y alterados y fragmentados (Fig. 21D); cristaloclastos subhedrales tabulares de Feld K (1%) que miden hasta 1,5 mm, con macla de Carlsbad; cristaloclastos anhedrales de Msc (1%), con marcada exfoliación de alrededor de 0,46 mm.

Los litoclastos se diferencian en:

*Litoclasto I:* litoclasto volcánico con textura traquitoide, que mide 2,2 mm y tiene Op en su mayoría cúbicos de tamaño de grano fino a muy fino; en un sector se encuentra penetrado por una venilla de 0,02 mm de Ser.

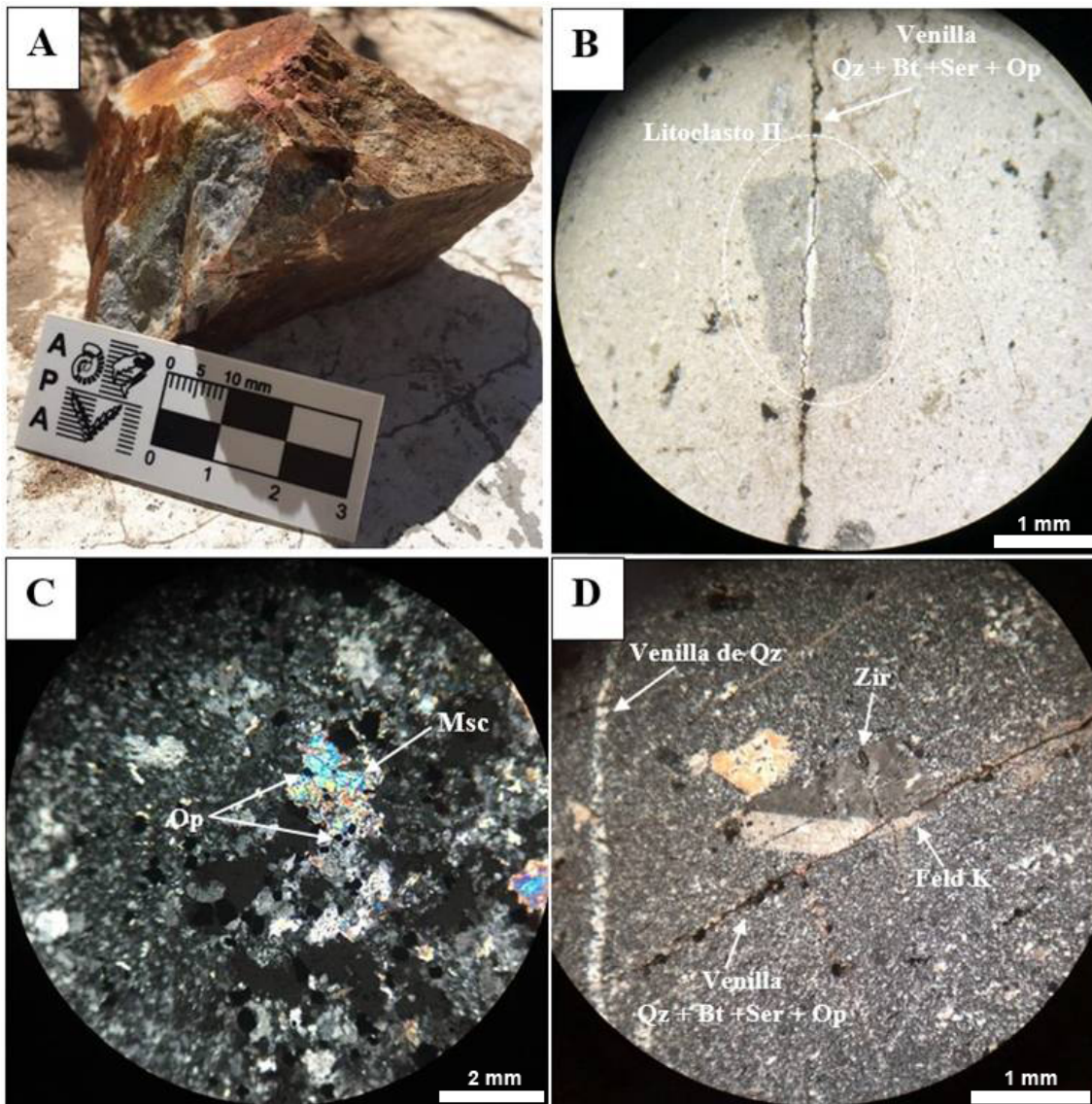
*Litoclasto II:* fragmento lítico de gran tamaño, probablemente de origen sedimentario, que mide alrededor de 2,5 mm, el cual contiene Qz, Msc y Op, y a su vez es atravesado por una venilla de Qz, Bt, Chl y Op, que mide aproximadamente 0,03 mm. Otro fragmento lítico que mide 2,6 mm de largo, está compuesto por Qz, Msc y Op, estos últimos en su mayoría cúbicos. Algunos fragmentos líticos parecen estar deformados (Fig. 21B).

*Litoclasto III:* fragmento lítico recristalizado en Qz de aproximadamente 2 mm, junto con Op y Msc.

Son comunes las venillas de 0,05 mm de espesor, aproximadamente, compuestas por Bt y Ser (Fig. 21B).

Entre los minerales accesorios se encuentra Zir (1%), euedral rómbico alargado, que mide alrededor de 0,12 mm de largo (Fig. 21D).

Se encuentran cristales anhedrales y en forma de cúmulos de Epd que miden aproximadamente 0,32 mm; cristales de Py y Cp anhedrales, algunos cúbicos, que miden alrededor de 0,01 a 0,04 mm. Se reconocen además cúmulos que miden un poco menos de 2 mm y se componen de Msc, Ser y Chl (en sectores estos minerales permanecen juntos y en otros están separados), con Op anhedrales y cúbicos que van desde los 0,25 a 0,01 mm (Fig. 21C).



**Figura 21: LLB 07 - Ignimbrita litocristalina riolítica. A.** Muestra de mano. **B.** Litoclasto II de origen sedimentario penetrado por una venilla de cuarzo, biotita, sericita y minerales opacos. **C.** Muscovita anhedral junto con minerales opacos de hábito cúbico. **D.** Cristaloclasto subhedral tabular de feldespato potásico penetrado por venilla de cuarzo, biotita, sericita y minerales opacos.



## MUESTRA LLB 08 A - Monzogranito

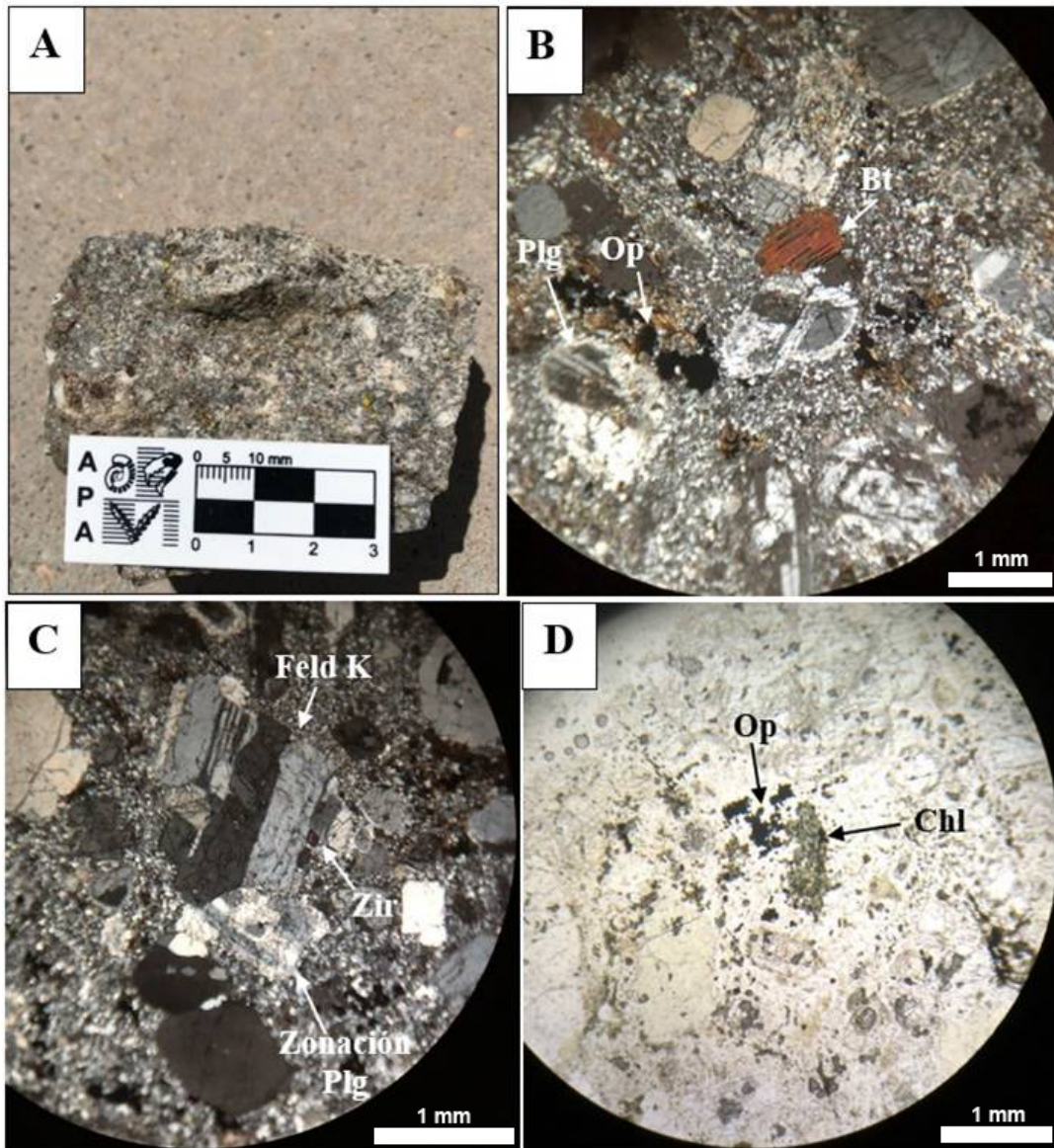
Roca holocristalina de textura porfídica representada por un contenido de fenocristales de 70% del total de sus componentes y su restante con matriz en un 30% (Fig. 22).

Los fenocristales se componen por Qz (16%) anhedral de 6 mm; Plg (15%) subhédrica tabular de hasta 7 mm de longitud, con maclas polisintéticas (Fig. 22B) y zonación (Fig. 22C) de hasta 1,35 mm de largo; Feld K (9%), subhédrico de hasta 3 mm con macla de Carlsbad y bordes recristalizados; Bt (25%) anhédrica de aproximadamente 5 mm, en ocasiones con una alteración clorítica incipiente (Fig. 22B).

Como componente accesorio se encuentra Zir (1%), euhedral rómbico, que mide alrededor de 0,15 mm de largo (Fig. 22C).

Los Op (13%) forman cúmulos anhédricos que miden 0,35 mm. Cristales de Py y Cp, de aproximadamente 0,01 mm, se encuentran de forma individual (Fig. 22D). La Chl (13%) es subhédrica y forma cúmulos de hasta 1 mm (Fig. 22D).

La matriz se compone mayormente de Qz (Fig. 22B) y presenta una alta alteración a Chl y Epd (Fig. 22D).



**Figura 22: LLB 08 A - Monzogranito.** **A.** Muestra de mano. **B.** Fenocristales de plagioclasas, biotita y minerales opacos. **C.** Fenocristal subhédrico de plagioclasa con zonación. Fenocristal de feldespato potásico y en su borde derecho cristal de zircón. **D.** Minerales opacos y clorita en forma de cúmulos.

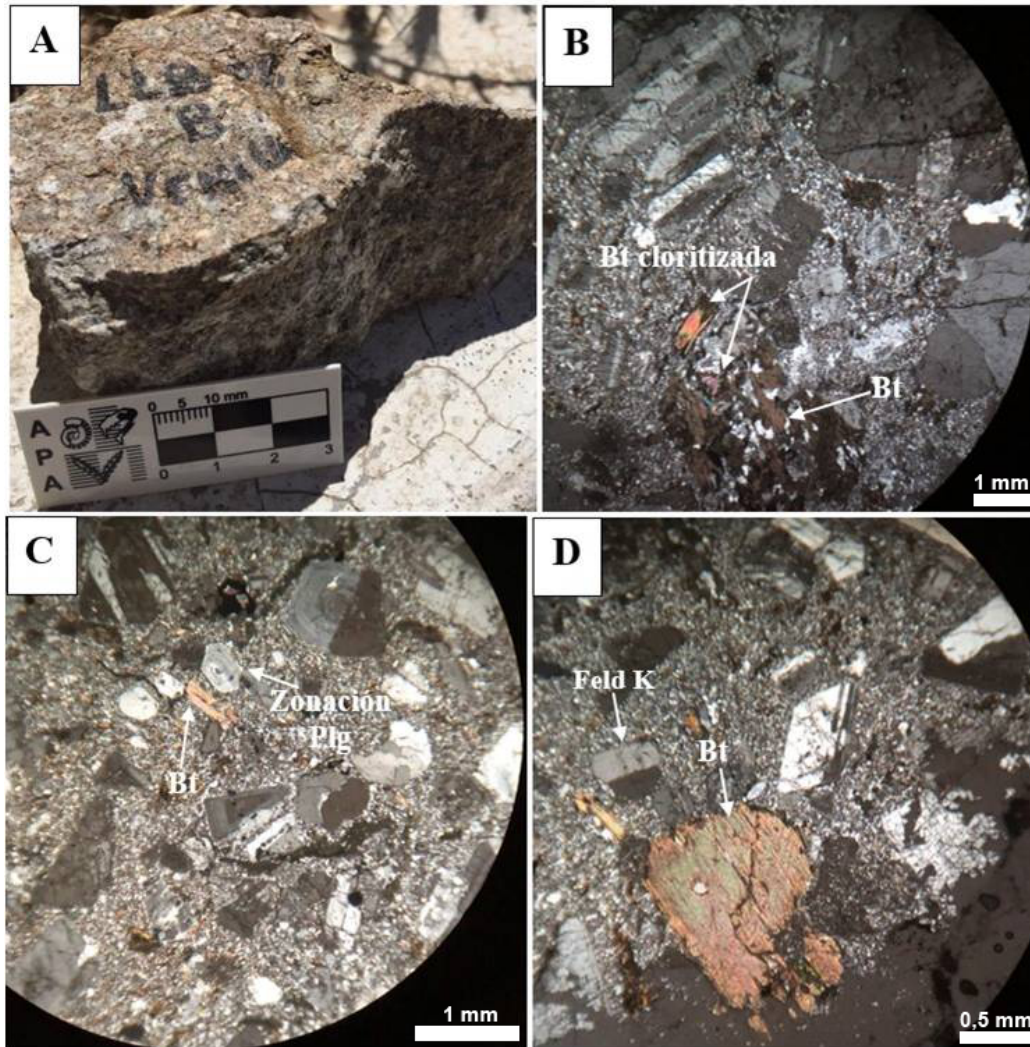
## **MUESTRA LLB 08 B - Sienogranito**

Roca holocristalina de textura porfídica compuesta por un 60% de fenocristales y un 40% de matriz (Fig. 23).

En cuanto a los fenocristales y sus tamaños, se componen principalmente por Feld K (30%) subhédrico prismático con macla de Carlsbad de 2,5 mm de longitud; Qz (15%) anhedral de 6 mm; Plg (15%) subhédrica prismática de 4 mm de largo, presenta alteración sericítica, maclas polisintéticas y penetrativas, y en algunos casos zonación (Fig. 23C); Bt (13%) con hábito subhedral de 0,4 mm y megafenocristal con una longitud de 1,6 mm, con alteración clorítica (Fig. 23D).

Entre los componentes secundarios se encuentran los Op (7%) anhedrales en forma de cúmulos, con variaciones de tamaños que oscilan entre los 0,12 y 0,2 mm, Py y Cp. Se encuentra Chl (17%) anhedral en forma de cúmulos de aproximadamente 1,3 mm.

La matriz mayormente compuesta de Feld K y Qz, presenta alta alteración a Chl.



**Figura 23: LLB 08 B - Sienogranito. A.** Muestra de mano. **B.** Cúmulo de fenocristales de biotita con alteración clorítica. **C.** Fenocristal de plagioclasa con zonación y fenocristal de biotita. **D.** Megafenocristal subhédrico de biotita cloritizada.

## CAPÍTULO V

### V.1. Discusiones y conclusiones

A continuación, se plantean las discusiones de las incógnitas que surgieron durante la realización de este trabajo y las conclusiones arribadas.

De acuerdo a las diferentes interpretaciones de los estudios llevados a cabo en el área de Llano Blanco y en su contexto regional, la secuencia de rocas piroclásticas y vulcanitas de composiciones riolíticas a dacíticas ha sido asignada al Grupo Choiyoi permotriásico (Zanettini, 2001; Rovere *et al.*, 2004; Casé *et al.*, 2008; Musso Perulán y Casé, 2012), a la Formación La Premio pérmica (Llambías *et al.*, 2007; Giacosa *et al.*, 2014) y a la Formación Cordillera del Viento triásica media a superior (Leanza *et al.*, 2011).

Si bien la denominación de Grupo Choiyoi adoptada por los trabajos en el área la atribuyen al Permo-Triásico, su descripción litológica y composicional es, sin embargo, coincidente con la definición dada por Llambías *et al.* (2007) a la Formación Cordillera del Viento. Esta última unidad es definida como compuesta por una alternancia de mantos basálticos-andesíticos con ignimbritas riolíticas, característica de una asociación bimodal. De esta manera, la Formación Cordillera del Viento es equivalente al término “Choiyoilitense” de Groeber (1946) del Triásico Medio a Superior asociándose genéticamente a ambientes extensivos de *rift* que tienen lugar en la región a partir de la Discordancia Huárpica. La Formación La Premio, por otro lado, se distingue de la Formación Cordillera del Viento por estar caracterizada por ignimbritas silíceas fuertemente soldadas y en general atravesadas por cuerpos monzograníticos intrusivos asociados al Granito Huingancó en el área (Llambías *et al.*, 2007). Este magmatismo representado por el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó pérmico (Llambías *et al.*, 2007), con sus términos extrusivos incluidos en la Formación La Premio y los intrusivos en el Granito Huingancó, es por lo tanto equivalente al Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roqué, 1970), del Pérmico-Triásico Inferior y de naturaleza postorogénica en relación a la Discordancia Sanrafaélica.

Considerando los resultados obtenidos en este trabajo donde las piroclastitas y vulcanitas descriptas presentan una composición ácida, incluyendo ignimbritas y tobas riolíticas y dacíticas, predominantemente líticas y cristalinas, se propone aquí asignar a esta secuencia a la

Formación La Premia. De acuerdo a la composición monzogranítica a sienogranítica del cuerpo intrusivo, éste podría asociarse a cuerpos relacionados al Granito Huingancó en el área. Estas asignaciones también concuerdan con las características petrográficas y geoquímicas descriptas en rocas aledañas (Musso Perulán y Casé, 2012) indicativas de un magmatismo orogénico a postorogénico (tipos I y A).

Un relevamiento areal mayor y nuevas descripciones petrológicas de las rocas ígneas de la región permitirá ampliar el conocimiento de las relaciones estratigráficas de las diferentes unidades involucradas lo que constituirá un aporte también a la determinación de la mineralización en la zona.

## 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, 40 pp.

**Agüero, A.E., González, P.D. & 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. Caracterización geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito), FaIn, UNCo, 40 pp.

**Azcuy, C.L. & Caminos, R., 1987.** Diastrofismo. En: S. Archangelsky (ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 239-251.

**Casé, A.M., López Escobar, L., Danieli, J.C. & 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. & Rossello, E.A., 2003.** Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.

**Danieli, J. C., Coppolecchia, M., & 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. Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino 5, 49-53.

**Devoto, L. A., 2022.** Estratigrafía de las unidades paleozoicas aflorantes en los alrededores del arroyo Chenque Malal, ladera occidental de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Trabajo final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito), FaIn, UNCo, 85 pp.

**Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 439-505.

**Digregorio, J.H. & Uliana, M.A., 1980.** Cuenca Neuquina. En J.C.M. Turner (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2, 985-1032.

**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 (inédito), 79 pp.

**Giacosa, R., 2011.** Geología estructural de los sistemas vetiformes del cerro Las Minas, Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas: Recursos Minerales 33, 30 pp.

**Giacosa, R., Allard, J., Foix, F. & 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(4), 347-433.

**Gulisano, C.A., A.R. Gutiérrez Preimling & R.E. Digregorio, 1984.** Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia del Neuquén. Actas 9° Congreso Geológico Argentino 1, 236-259. Buenos Aires.

**Gulisano, C.A. & Gutiérrez Pleimling, A., 1995.** Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E 2,1-111.

**Heredia, N., Farias, P., Garcia-Sanseguno, J. & 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. & 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 (Japan International Cooperation Agency) 1992.** Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén (informe inédito).

**Le Bas, M.J. & 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., & Bateman, P., 2005 (Eds.).** Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 2° edición, 266 pp.

**Leanza, H.A., Llambías, E.J. & 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.

**Leanza, H.A., Zanettini, J.C.M. & Rodríguez, M.F. 2011.** Mapa Geológico de la Provincia del Neuquén, República Argentina. 1:500.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino.

**Llambías, E.J., 1986.** Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2), 22-32.

**Llambías, E.J., 1999.** Las rocas ígneas gondwánicas. En: Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29 (14), 349-376.

**Llambías, E.J. & Stipanovic, P.N., 2002.** Grupo Choiyoi. En Léxico Estratigráfico de la Argentina, 8: Triásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26, 89-91.

**Llambías, E., Leanza, H. & Carbone, O., 2007.** Evolución tectonomagmática 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.M. & Zappettini, E.O., 1995.** Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio Geológico, Anales 23, 1-190.



**Musso Perulán, C., & Casé A.M., 2012.** Geoquímica comparativa entre afloramientos rocosos del Arroyo Butalón (70°36'W y 36°43'S) y Llano Blanco, (70°39'W y 37°01'S) departamento minas, provincia del Neuquén como probable guía de exploración para Au, Ag y Mo. XI Jornadas Argentinas de Tratamiento de Minerales, Neuquén, Argentina.

**Pesce, A.H., 1981.** Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 439-455. Buenos Aires.

**Pons, A., D'annunzio, M.C., Strazzere, L. & 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.

**Rolleri, E. & Criado Roqué, 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., Geuna, S., González, R., Colombino, J. & Danieli, J.C., 2004.** Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 298, 104 pp.

**Stoll, W.C., 1957.** Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén. Ministerio de Comercio e Industria de la Nación. Dirección Nacional de Minería. Anales VI, 38 pp.

**Sánchez N., Turienzo M., Coutand I., Lebinson F., Araujo V., & Dimieri L., 2020.** Structural and thermochronological constraints on the exhumation of the Chos Malal Fold and thrust belt (~37°S). In: Kietzmann, D., Folguera, A. (eds) Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.

**Suarez, G.M., 2020.** Estratigrafía de las unidades paleozoicas aflorantes en la quebrada del arroyo Huaraco Norte, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Trabajo Final de Grado. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, 113 pp. (inédito).

**Suárez, M., 2007.** Geología del área Andacollo -parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. MAGSA-Andacollo (inédito), 50 pp.

**Suárez, M. & De la Cruz, R., 1997.** Vulcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas 1, 266-270.

**Suárez M., De la Cruz, R., Fanning, M. & 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.

**Taboada A.C., Pagani M.A. & Limarino C.O., 2014.** The Carboniferous Faunas of the Huaraco Formation at Cordillera del Viento, Neuquén Basin. 4<sup>th</sup> International Paleontological Congress, The History of life: A view from the Southern Hemisphere; 1, 625.

**Turienzo M., Sanchez N., Lebinson F., Peralta F., Araujo V, Irastorza A., & Dimieri L., 2020.** Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquen fold and thrust belt (37°10' – 37°40' S), Argentina; Pergamon-Elsevier Science Ltd; Journal of South American Earth Sciences; 100, 1-19.

**Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. & Welsink, H.J., 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.

**Weaver, Ch. 1931.** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University of Washington 1, 1-469.

**Zanettini, J.C.M., 2001.** Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, provincia del Neuquén. 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263, 61 pp.

**Zappettini, E.O., Méndez, V. & Zanettini J.C.M., 1987.** Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42 (1-2), 206-207.

**Zappettini, E.O., Chernicoff, C., Santos, S., Dalponte, M., Belousova, E. & McNaughton, N., 2012.** Retroedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 101, 2083–2104.

**Zöllner, W. & Amos, A.J., 1955.** Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina 10 (2), 127-135.

**Zöllner, W. & Amos, A.J., 1973.** Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal. Provincia del Neuquén. 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 143, 97 pp.