



Universidad Nacional del Comahue

Facultad de Ingeniería

Departamento de Geología y Petróleo

Licenciatura en Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura presentado como parte de los requisitos para obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO-METAMÓRFICA DEL BASAMENTO DEL EXTREMO NOROESTE DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, NEUQUÉN



Alumno: AGÜERO, Alexis Emmanuel

Director: GONZÁLEZ, Pablo D.

Co-Directora: DE LA PUENTE, G. Susana

RESUMEN

El trabajo consiste en el estudio geológico, metamórfico y estructural, de las unidades del sustrato paleozoico que aflora en el sector noroccidental del anticlinal de la Cordillera del Viento, a lo largo del Arroyo Chacay. Este basamento poliorogénico está conformado por dos conjuntos de rocas de depositación y condiciones de deformación diferentes. En primer lugar, y de acuerdo a relaciones estratigráficas, se observan unidades pre-devónicas compuestas por paragneis-ortogneis-esquistos milonitizado denominado aquí como basamento pre-Devónico. En segundo lugar, una secuencia suprayacente compuesta principalmente por una alternancia de meta-areniscas y meta-grauvacas, que exhiben el bandeamiento composicional S_0 de la Formación Guaraco Norte devónica superior e incluye rocas ígneas pre-orogénicas, respecto a la Orogenia Chánica, denominadas aquí como Dique de Granito Granatífero. Este intrusivo, descrito por primera vez para la región, representaría un magmatismo anterior a la deformación y metamorfismo de bajo grado de la Formación Guaraco Norte.

Los protolitos del basamento pre-Devónico sufrieron dos episodios metamórficos diferentes (M_1 y M_2) bajo condiciones de facies de esquistos verdes producto de una deformación dúctil (S_1 y S_2) y son relacionados a un orógeno previo al Chánico. Los protolitos sedimentarios de la Formación Guaraco Norte y el Dique de Granito Granatífero sufrieron un metamorfismo regional (M_1) bajo condiciones de facies de esquistos verdes y pliegues decamétricos sub-verticales a verticales (F_1) con transporte tectónico occidental que llevan asociados un clivaje penetrativo (S_1) de rumbo general NO-SE e inclinación variable al NE, producto de una deformación dúctil compresiva que se asigna a la Orogenia Chánica. El evento S_2 del basamento pre-Devónico podría ser equivalente a S_1 de la Formación Guaraco Norte.

Las rocas del basamento paleozoico ya deformadas y metamorfizadas regionalmente están intruidas por dos plutones graníticos de edad pérmica superior-triásica superior, asignada por relación estratigráfica que podría relacionarse al Ciclo eruptivo Gondwánico. Asociado a estos granitoides se desarrolla un metamorfismo local de contacto (M_2), migmatitas y hornfels. Las relaciones entre las rocas del basamento pre-Devónico y la secuencia de rocas plutónicas no se observan, mientras que las relaciones entre las rocas metamórficas de la Formación Guaraco Norte y la secuencia de rocas plutónicas se observan como una discordancia neta intrusiva.

Por último, el basamento se ve afectado por fallas inversas de alto ángulo que se asocian a dúplexes, con vergencia al Oeste.

PALABRAS CLAVES:

Basamento – Formación Guaraco Norte – Metamorfismo – Magmatismo – Migmatitas – Estructura – Paleozoico – Patagonia Noroccidental

ABSTRACT

“Geological-metamorphic characterization of the basement of the northwestern end of the Cordillera del Viento, Neuquén”

This work consists of the metamorphic and structural geological evolution of the units of the Paleozoic substrate exposed to the northwestern of the Cordillera del Viento anticline, along the Chacay Creek. This polyorogenic basement is composed by two sets of rocks with different deformation conditions. First, pre-Devonian units, assigned by stratigraphic relationship, are observed; they are composed of paragneis-ortogneis-milonite schist, called here as pre-Devonian basement. Secondly, an overlying sequence composed mainly of an alternation of meta-sandstones and meta-greywacke; that define the compositional banded S_0 of the Guaraco Norte Formation and includes pre-orogenic igneous rocks (Dike of Granite Granatiferous), with respect to the Chánica Orogeny, described for the first time for the region as a magmatism previous to the deformation and low-grade metamorphism of the Guaraco Norte Formation.

The protoliths of the pre-Devonian basement underwent two different metamorphic episodes (M_1 and M_2) under conditions of greenschists facies as a result of a ductile deformation (S_1 and S_2), which are related to previous orogeny than Chánica. The sedimentary protoliths of the Guaraco Norte Formation and the Dike of Granite Granatiferous underwent a regional metamorphism (M_1) under conditions of greenschist facies and F_1 decametric vertical and sub-vertical folds with western tectonic transport that are associated with a penetrative cleavage (S_1) of NW-SE general trend and variable dipping to the NE. These are the result of a compressive ductile deformation that is related to the Chanica Orogeny. The S_2 event of the pre-Devonian basement could be equivalent to S_1 of the Guaraco Norte Formation.

The rocks of the Paleozoic basement, already deformed and metamorphosed regionally, are intruded by two granitic plutons of Upper Permian-Upper Triassic age, assigned by stratigraphic relationship and indicating that they belong to the Gondwanic eruptive Cycle. A local contact metamorphism (M₂) and the development of migmatites and hornfels are associated with these granitoids. The relationship between the rocks of the pre-Devonian basement and the sequence of plutonic rocks are not observed, while the relationship between metamorphic rocks of the Guaraco Norte Formation and the sequence of plutonic rocks is observed as a distinct intrusive unconformity.

Finally, the basement is affected by W-vergent high-angle reverse faults, which are associated to duplexes.

KEY WORDS:

*Basement – Guaraco Norte Formation – Metamorphism – Magmatism – Migmatites
– Structure – Paleozoic – Northwestern Patagonia*

AGRADECIMIENTOS

“Recuerda que eres tan bueno como lo mejor que hayas hecho en tu vida”

Billy Wilder

En primer lugar, a mis viejos que son lo más grande que tengo en mi vida, que me brindaron todas las herramientas y las comodidades para que pudiera alcanzar mis logros personales. Sus enseñanzas me hicieron la persona que soy hoy, que, trabajando duro, con sacrificio y siendo una buena persona se puede lograr y superar todo lo que te propongas. A mis dos hermanos, que son las personas que siempre están cuando se los necesita y son pilares fundamentales en mi vida. Doy gracias a la vida por tener estas 4 personas.

A mis directores, Pablo y Susana, por ser mis guías, por confiar en mí, por su paciencia, dedicación, correcciones, consejos, por acompañarme en este proceso y por transmitirme su amor por la geología. Sin ustedes no podría haber logrado semejante trabajo final. Enormemente agradecido.

A mi novia, Vicki, que en mi vida es mi otro pilar fundamental y mi motivación. Gracias por siempre confiar en mí, apoyarme, alentarme a seguir y siempre repetirme que nunca tengo que bajar los brazos. Se viene lo mejor.

A mi familia, abuelos y tios, que siempre creyeron en mí, por brindarme su amor, por cuidarme y por siempre acordarse de mi en el trayecto de mi carrera. Parte de mi soy gracias a ustedes.

A mis amigos, que son las mejores personas que me pude haber cruzado en la vida. Gracias por haberme acompañado el día a día, por las cervezas, asados y pollos al disco compartidos. Infinitamente gracias por haberme dado su amistad.

A Pascual, Ani y Claudio, por brindarme su ayuda en el campo y en el microscopio.

A los jurados designados, González Santiago, Casé Ani, Mas Luis, por dedicarle su tiempo para corregir y mejorar mi trabajo final.

A la Universidad Nacional del Comahue, incluyendo a todas las personas que le dedican su vida y mantienen la facultad para nuestra educación. Gracias enormemente por brindarme una excelente educación pública.

A todos los profesores de mi carrera, que cada uno dejó en mi vida grandes conocimientos y agradecerles por dedicarle y brindarle su tiempo a la educación universitaria. Son excelentes profesionales y me siento feliz de haberlos tenido en mi carrera.

“La vida es una especie de bicicleta. Si quieres mantener el equilibrio, pedalea hacia adelante”

Albert Einstein

ÍNDICE

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iv
ÍNDICE.....	v
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Ubicación de área de estudio	2
2. ANTECEDENTES	4
2.1. Estratigrafía	4
2.2. Estructura	8
3. MATERIALES Y METODOLOGÍA.....	11
4. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	13
5. RESULTADOS.....	15
5.1. Estructura	17
5.2. Microfábrica y Metamorfismo	22
5.2.1. Basamento pre-Devónico.....	23
5.2.2. Formación Guaraco Norte.....	25
5.2.2.1. Metamorfismo Regional	26
5.2.2.2. Metamorfismo de Contacto.....	26
5.2.3. Ortogneis (Dique de granito granatífero)	27
6. MIGMATITAS	29
7. ROCAS ÍGNEAS.....	30
8. DISCUSIÓN	32
9. CONCLUSIÓN	35
10. BIBLIOGRAFÍA	37

1. INTRODUCCIÓN

La Cordillera del Viento, ubicada en el noroeste neuquino, expone unidades paleozoicas y mesozoicas. Las unidades más antiguas están expuestas en su flanco occidental en los alrededores de la localidad de Varvarco y constituyen el basamento paleozoico sobre el cual descansan depósitos desde el Carbonífero al Plio-Pleistoceno, entre los que se incluyen los de la Cuenca Neuquina (Groeber, 1929, 1946). Este basamento paleozoico, compuesto por rocas metamórficas de muy bajo grado de protolitos sedimentarios, ha sido reunido en la Formación Guaraco Norte por Zappettini *et al.* (1987) quienes describieron las rocas expuestas en el Arroyo Guaraco Norte, próximo a su desembocadura en el Río Neuquén, a unos 2 km al sur de la localidad de Varvarco. Zanettini (2001) incorpora a esta unidad las rocas meta-sedimentarias expuestas en el Arroyo Chacay, ubicadas a unos 5 km al norte de la localidad de Varvarco, y los afloramientos descritos por Groeber (1929) al noroeste de esta región, en los alrededores de la Laguna Varvarco Campos, describiéndolos como “Ectinita Guaraco Norte”.

La edad de depositación de los protolitos sedimentarios fue asignada, en sentido amplio, al Silúrico-Devónico Inferior por correlación con las Ectinitas de Piedra Santa (Digregorio y Uliana, 1980) expuestas en el Cordón de la Piedra Santa (Zanettini, 2001). Mediante el análisis isotópico U-Pb de circones detríticos se obtuvo una edad de 369 +/- 5 Ma para la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 2012), indicando que la depositación tendría inicio en el Famenniano (Devónico Superior). La unidad también ha sido relacionada con la Formación Arroyo El Auque (Zappettini y Dalponte, 2009) descrita en las inmediaciones de la zona de estudio.

1.1. Objetivos

Objetivo General

El objetivo general de este Trabajo Final de Licenciatura es caracterizar en forma integral la geología, estructura y metamorfismo de la Formación Guaraco Norte en el Arroyo Chacay. Los límites comprendidos de la zona de estudio son desde 36°40'S hasta 37°00'S y desde 70°35'O hasta 70°45'O.

Objetivos Específicos

- Realizar un mapa geológico-estructural de detalle a una escala estimada de 1:5000 de la Formación Guaraco Norte en el Arroyo Chacay.
- Identificar y caracterizar litologías, asociaciones minerales, tipo y grado de metamorfismo y las estructuras conexas. Elaborar gráficos o esquemas de mayor detalle en los sectores complejos.
- Buscar restos fósiles (palinomorfos, invertebrados, plantas) que sean útiles para definir con mayor precisión la edad de depositación del protolito sedimentario de la unidad.
- Realizar un análisis geométrico, cinemático y deformacional de las estructuras planares y lineales más relevantes en las rocas metamórficas, tales como foliaciones, lineaciones y pliegues, con el objeto de proponer una evolución tectónica acorde al metamorfismo.
- Elaborar un esquema de evolución geológica integral con la sucesión de eventos metamórficos y estructurales para este basamento de la Cordillera del Viento. Compararlo regionalmente con otros basamentos conocidos dentro del área de estudio de la Cordillera del Viento y la Cordillera Norpatagónica.

1.2. Ubicación de área de estudio

La zona de estudio, ubicada en el extremo septentrional de la Cordillera del Viento desde los 36°40'S hasta 37°00'S y desde los 70°35'O hasta 70°45'O, incluye los afloramientos del Arroyo Chacay, ubicado a unos 5 km al norte de la localidad de Varvarco (Fig. 1).

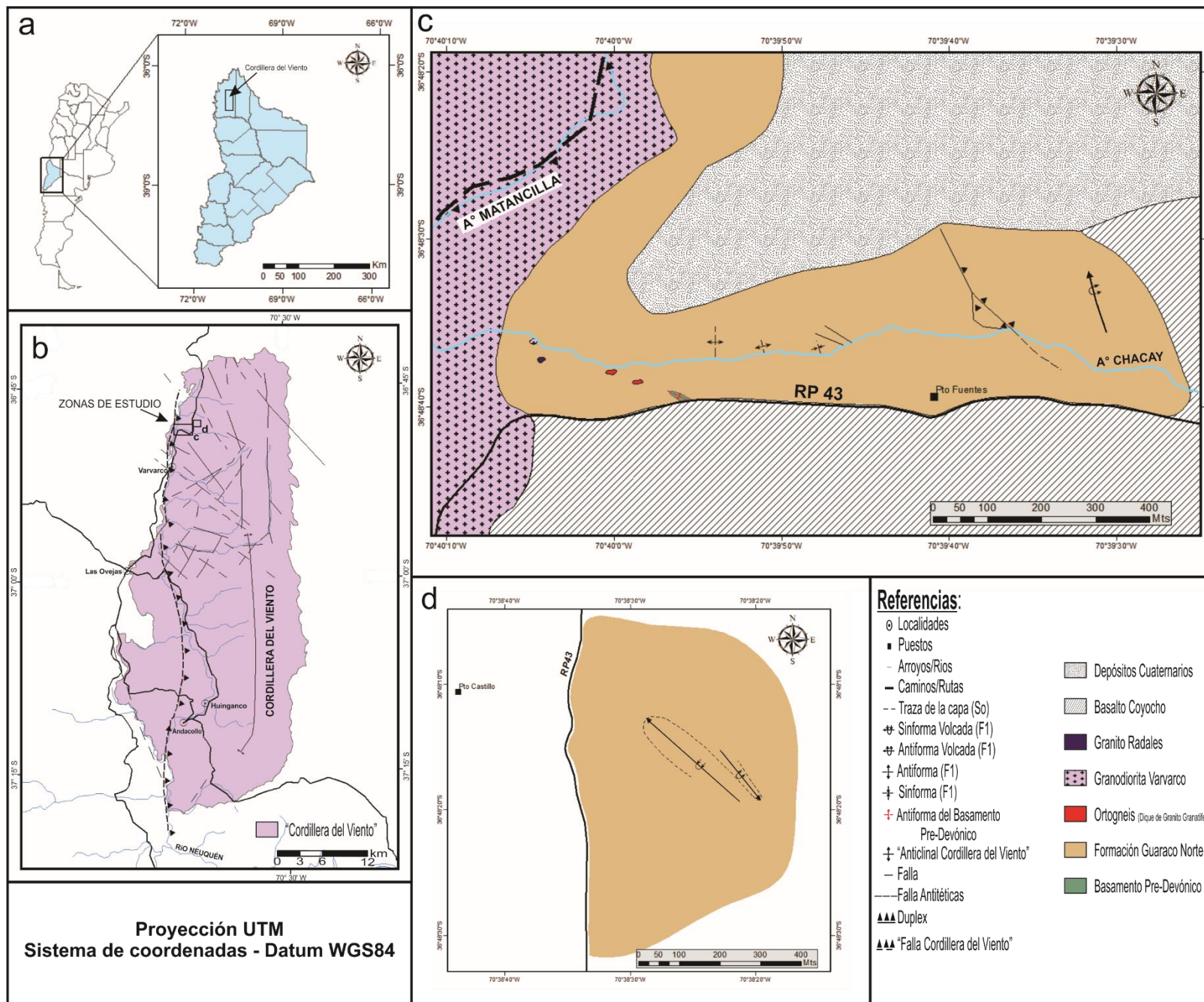


Figura 1: a) Ubicación de la Cordillera del Viento en la Provincia del Neuquén; b) Cordillera del Viento y ubicación de las zonas de estudio; c) y d) Detalles geológicos involucrando las unidades de estudio.

2. ANTECEDENTES

A continuación se detallan los antecedentes de estudios regionales estratigráficos y estructurales en los que se enmarca la Cordillera del Viento.

2.1. Estratigrafía

Las unidades más antiguas expuestas por el anticlinal de la Cordillera del Viento en su flanco occidental en los alrededores de la localidad de Varvarco, objeto de estudio de este trabajo, constituyen el basamento paleozoico del noroeste neuquino. Estos depósitos, rocas metasedimentarias de bajo grado, han sido definidos como Formación Guaraco Norte por Zappettini *et al.* (1987). Como resultado de los trabajos de este trabajo final de licenciatura, además de las rocas de bajo grado, se han identificado rocas metamórficas de alto grado (Agüero *et al.*, 2017). Corresponde a la primera mención de un basamento ígneo-metamórfico de alto grado en la Cordillera del Viento.

En la región de estudio, Zappettini y Dalponte (2009) describen la Formación Arroyo El Auque, aflorante en la parte media del arroyo del mismo nombre, inmediatamente al norte del curso del Arroyo Chacay, en una zona descrita previamente como de alteración hidrotermal (JICA, 2001; Danieli *et al.*, 2002; Casé *et al.*, 2004). Esta unidad está compuesta por esquistos pirofílicos, actualmente en explotación minera, y ha sido asignada tentativamente al Devónico por Zappettini y Dalponte (2009) basados en su posición estructural y similar grado metamórfico.

La Cordillera del Viento también expone unidades carboníferas que fueron descritas por Stoll (1957) como Tobas Inferiores, Serie Sedimentaria Carbonífera y Tobas Superiores, en orden estratigráfico creciente. Zöllner y Amos (1955) incluyen dentro de la Serie, o Grupo Andacollo (Digregorio, 1972; Digregorio y Uliana, 1980), a las unidades descritas por Stoll (1957) denominándolas Tobas Inferiores, Formación Huaraco y Tobas Superiores, separadas respectivamente por discordancias. Las unidades inferior y superior fueron luego elevadas a la categoría de formación y denominadas Arroyo del Torreón y La Premio respectivamente (Méndez *et al.*, 1995). Llambías *et al.* (2007) enmiendan el Grupo Andacollo incluyendo en él sólo las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco y ubicando a la Formación La Premio dentro del suprayacente Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó, de edad pérmica, en base a evidencias tectono-

magnéticas. La Formación Arroyo del Torreón está compuesta por rocas volcánicas y subvolcánicas silíceas y datada como carbonífera inferior (Suárez *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013; Giacosa *et al.*, 2014). La Formación Huaraco contiene secuencias sedimentarias clásticas marinas a continentales y de acuerdo a su contenido fosilífero ha sido asignada al Carbonífero Superior (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Amos, 1972; Archangelsky y Arrondo, 1966). En los alrededores de la localidad de Varvarco, Zappettini *et al.* (2012) describen depósitos de la Formación Arroyo del Torreón en un pequeño afloramiento en la margen derecha del Arroyo Chacay y depósitos de la Formación Huaraco en, aproximadamente, la parte media y las nacientes del arroyo homónimo. Aunque tectonoestratigráficamente el Grupo Andacollo tiene una posición similar a la de las formaciones El Plata (Caminos, 1965) y Cerro Agua Negra (Polanski, 1970), situadas en la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan, siendo pre-orogénicas con respecto a la deformación principal del Ciclo Gondwánico, la parte inferior de la Formación Arroyo del Torreón, predominantemente volcánica, no tendría equivalentes laterales (Giacosa *et al.*, 2014).

Los depósitos pérmicos afloran en la vertiente occidental de la Cordillera del Viento en las localidades de Huinganco y Andacollo, y fueron incluidos dentro del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó de edad pérmica inferior-triásica inferior y correlacionable por su cronología compatible con el Grupo Choiyoi- *sensu* Roller y Criado Roque (1970) (Llambías *et al.*, 2007). Dicho complejo se encuentra emplazado a través de una discordancia angular, la Discordancia Sanrafaélica, sobre el Grupo Andacollo constituyendo su límite inferior (*sensu* Zöllner y Amos, 1955, 1973) y su límite superior está dado por la Discordancia Huárpica que lo separa de la unidad suprayacente (Llambías *et al.*, 2007), la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005). El Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó está constituido por dos unidades, los depósitos extrusivos fueron descriptos por Méndez *et al.* (1995) como Formación La Premia y los intrusivos por Digregorio (1972) como Granito Huingancó.

La Formación La Premia comprende secuencias de ignimbritas silíceas, aflorantes sobre el margen izquierdo del Río Neuquén, aguas arriba de la quebrada del Arroyo Huemules. El Granito Huingancó se encuentran bien exhibidos en la localidad de Huingancó (Rovere *et al.*, 2004), están compuestos por plutones de carácter granodiorítico y monzogranítico los cuales se encuentran acompañados por domos subvolcánicos riolíticos (Zöllner y Amos, 1955, 1973; Digregorio 1972; Llambías, 1986), la edad de estos intrusivos se puede asignar al Pérmico por datos de K-Ar en domos

riolíticos (Llambías, 1986), plutones de granodiorita (Suárez y De la Cruz, 1997) de la unidad.

La Discordancia Huárpica marca el inicio del Ciclo Precuyano (*sensu* Giulisano *et al.*, 1984) en la Cordillera del Viento, de edad triásica inferior, compuesta por la unidad primeramente mencionada por Groeber (1929) como “Serie Porfirítica Supratriásica” que luego reemplaza por “Choiyoilitense” (Groeber, 1946). Rolleri y Criado Roque (1970) utilizan el término Grupo Choiyoi para abarcar el depósito ígneo pérmico-triásico inferiores de la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y provincia de La Pampa (Llambías *et al.*, 2007 y referencias allí citadas). Sin embargo, hay una gran diferencia de carácter geotectónico entre ambos términos de Choiyoi, siendo para Rolleri y Criado Roque (1970) post-orogénico en relación a la Fase San Rafael del Pérmico Temprano, mientras que para Groeber (1946) el Choiyoi, emplazado a través de una discordancia erosiva sobre el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó y de edad Triásico Media Superior, se relaciona a la etapa extensional del desmembramiento de Gondwana y al comienzo del Ciclo Andino. Así, Leanza *et al.* (2005) proponen la denominación Formación Cordillera del Viento, de naturaleza andesítica a riolítica, para el “Choiyoilitense” de Groeber (1946) y evitar la confusión. Otra unidad constituyente del Ciclo Precuyano es la Formación Milla Michicó, descrita primeramente por Freytes (1969, en Digregorio, 1972). Esta unidad es fundamentalmente basáltica y se deposita sobre la Formación Cordillera del Viento durante un período erosivo o de no depositación probablemente relacionado a la Fase Tunuyánica (ver discusión en Llambías *et al.*, 2007). Los afloramientos de la Formación Milla Michicó se encuentran bordeando el flanco oriental de la Cordillera del Viento, así como también sobre el Arroyo Milla Michicó. La edad de dicha formación se acotó al Triásico Superior por correlación con las discordancias regionales que también limitan a la Formación Lapa (Leanza *et al.*, 2005). La edad superior de la unidad no se ha determinado con seguridad por no disponer de dataciones radiométricas ni fósiles. Al ser cubierta por la Formación La Primavera en el Pliensbachiano podría alcanzar el Jurásico Temprano (Leanza *et al.*, 2005).

Otras unidades triásicas aflorantes en la Cordillera del Viento fueron incluidas por Pesce (1981) dentro de la Serie Plutónica Varvarco, diferenciadas en orden estratigráfico creciente por las unidades denominadas como Granodiorita Varvarcó, Granito Radales y Tonalita Butalón (Zanettini, 2001). La Formación Granodiorita Varvarcó, compuesta por granodioritas y tonalitas, aflora en el sector norte de la localidad de Varvarco. Dicha unidad se encuentra intruyendo con contactos netos a la Formación Guaraco Norte y al

Grupo Choiyoi, generando un hornfels que aflora en el Arroyo Chacay, y sobre el Río Neuquén en el pueblo de Varvarco, así como también sobre el Arroyo Auquén. El depósito correspondiente al Granito Radales está compuesto por un cuerpo granítico calcoalcalino que aflora al este de la localidad de Varvarco entre los Arroyos Chacay y Guaraco Norte. Estos depósitos se encuentran intruyendo mediante contactos netos a la Formación Guaraco Norte, Grupo Choiyoi y a la Granodiorita Varvarco. La unidad Tonalita Butalón está compuesta por un stock y diques tonalíticos y dacíticos que intruyen mediante contactos netos al Grupo Choiyoi y a la Granodiorita Varvarco. Este depósito se encuentra aflorando sobre el margen izquierdo del Arroyo Butalón y tienen potencial minero dado que la intrusión ha generado una zona de alteración hidrotermal. La Granodiorita Varvarco y el Granito Radales intruyen a volcanitas riolíticas del Grupo Choiyoi del Pérmico Superior y, a su vez, la granodiorita es cubierta en discordancia por las rocas sedimentarias de la Formación Lapa del Triásico Superior (ciclo pre-Cuyano, Carbone *et al.*, 2011) y también por otras unidades volcánicas más jóvenes (Zanettini, 2001). Teniendo en cuenta estas relaciones estratigráficas primarias, la edad de estos granitoides se puede asignar al Triásico Inferior a Medio o incluso puede ser un poco más antigua del Pérmico Superior tardío. Zanettini (2001) da al Grupo Choiyoi, en la Cordillera del Viento, una edad permo-triásica según datos de Turner y Cazau (1978) y Zöllner y Amos (1973). Así mismo, la Granodiorita Varvarco tiene un dato radimétrico ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita de $69,09 \pm 0,13$ Ma que es interpretado como edad de enfriamiento durante el Cretácico Superior (Kay *et al.*, 2006). Para el mismo cuerpo, otro dato K-Ar en roca total indica $64,7 \pm 3,2$ Ma (JICA/MMAJ, 2000), Paleoceno, y también puede interpretarse como una edad de enfriamiento. Dado que estos dos datos radimétricos corresponden a edades mínimas, y que el método aplicado es K-Ar y Ar-Ar, no aportan mayor precisión sobre la cristalización magmática de la Granodiorita Varvarco y del Granito Radales. Las relaciones estratigráficas expuestas en Zanettini (2001) indican que los granitoides pertenecen al ciclo eruptivo Gondwánico y no al magmatismo Andino cretácico (p. ej. Kay *et al.*, 2006), formando así parte de los afloramientos de la provincia magmática Choiyoi de la Cuenca Neuquina (*sensu* Llambías y Sato, 2011).

La Cordillera del Viento también expone secuencias volcanosedimentarias jurásicas asignadas, en el área de Varvarco, a la Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009; Zappettini *et al.*, 2011) aflorantes en los valles de los arroyos Butalón Norte, Colomichicó, Huaraco Norte y Chacay.

En discordancia y cubriendo al Grupo Choiyoi, a la Granodiorita Varvarco, Granito Radales, Tonalita Butalón y a la Formación Colomichicó, intruyen secuencias paleógenas volcánicas de composición andesítica asignada a la Formación Andesita Cayanta, aflorante en el sector norte de la Cordillera del Viento entre el Arroyo Atreuco y el Cerro Butalón desde la localidad de Varvarco hacia el sur y desde el paso Lumabia hacia el sur. La edad de dicha formación se acotó desde el Eoceno medio-superior al Oligoceno Superior por dataciones radiométricas (Llambías y Rapela, 1987; Méndez *et al.*, 1995).

Los depósitos de edad neógena aflorantes en orden estratigráfico creciente en la Cordillera del Viento corresponden a la Formación Arroyo Palao, Invernada Vieja, Cajón Negro y el Basalto Coyocho. La Formación Arroyo Palao (Zanettini *et al.*, 1987), de edad oligocena superior-miocena inferior, correspondiendo a depósitos sedimentarios de ambiente lacustre a fluvial de una cuenca de retroarco (Spalletti, 1983; Suárez y Emparan, 1988). La Formación Invernada Vieja fue reconocida por Pesce (1981), corresponde a depósitos piroclásticos y aglomerados volcánicos de edad Miocena media a superior. La Formación Cajón Negro (Pesce, 1981; Brousse y Pesce, 1982) de edad pliocena inferior, corresponde a una secuencia aglomerádica volcánica de carácter andesítico. La unidad Basalto Coyocho formalizada por Yrigoyen (1972) corresponde a coladas, tobas y aglomerados volcánicos asignada a una edad Plioceno superior por medio de relaciones estratigráficas.

La depositación en la Cordillera del Viento culmina con depósitos sedimentarios cuaternarios de origen glaciofluvial, fluviales (aterrazados), aluviales, coluviales y pedemontanos.

2.2. Estructura

Groeber (1947 b) reconoció, estructuralmente, a la Cordillera del Viento como un braquianticlinal asimétrico con un rumbo N-S. Zanettini (2001) señala que la formación del braquianticlinal fue producto de un fracturamiento del núcleo de las unidades paleozoicas relacionado a un esfuerzo vertical y posteriormente un plegamiento de las sucesiones sedimentarias mesozoicas. Así, Zanettini (2001) destaca un sistema regional de fracturamiento en las unidades paleozoicas con lineamientos N-S, no abundantes, asociadas a fallas compresivas (Fase Quéchuica) de alto ángulo y reactivadas en el Mioceno superior. Adyacentes a los lineamientos N-S se formaron otros sistemas de rumbo, de escala local, E-O correspondiendo a fallas normales de relajamiento tensional.

Sin embargo, el diseño de fracturamiento que regula la configuración de los bloques/estructuras de las unidades paleozoicas y permo-triásicas son de orientación NO-NE, corresponden a líneas de debilidad pre-jurásicas que se asocian a una compresión proveniente del oeste, y fueron reactivadas en el Cenozoico como desplazamiento de rumbo dislocando a los lineamientos N-S Neuquén superior, Varvarco-Neuquén y Butalón. Además, Zanettini (2001) menciona que estos lineamientos cenozoicos en algún momento tuvieron un alivio tensional y desarrollaron en Guaraco Norte y Butalón Norte el vulcanismo, alteración hidrotermal y mineralización.

Giacosa *et al.* (2014), estudiaron e interpretaron estructuralmente las fases tectónicas de las unidades paleozoicas de la Cordillera del Viento. Según estos autores las rocas paleozoicas fueron deformadas durante los ciclos orogénicos Famatiniano (Fase Chánica), Gondwánico y Ándico. Cada ciclo representa una separación en el tiempo geológico por importantes discordancias que limitan así a las unidades con grados de deformación y metamorfismo diferentes. Durante la Fase Chánica, del Devónico Superior, la Formación Guaraco Norte fue sometida a un esfuerzo de deformación del tipo compresivo evidenciada con plegamientos y corrimientos de vergencia O; el Ciclo Gondwánico, representado por el Grupo Andacollo de edad carbonífera, está diferenciado por etapas y condiciones diferentes; primeramente por fallas sincrónicas normales sin-sedimentarias, con una tendencia N-S (sector norte) y NNE-SSO a E-O (sector sur), con actividad volcánica dando lugar a la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero Inferior). Posteriormente la extensión se atenúa, el vulcanismo y los espesores sedimentarios disminuyen, dando lugar a la Formación Huaraco (Carbonífero Tardío). Finalmente, la Cordillera del Viento se ve afectada y representada por cabalgamientos y plegamientos con vergencia O que culminan con la orogenia Sanrafaélica. Luego de la Discordancia Sanrafaélica comienza una nueva etapa de subducción y el comienzo del Ciclo Ándico, evidenciada por fallas normales, con una orientación N-S, mientras que las fallas con orientación E-O a ENE-OSO son asociadas a zonas de transferencias de un sistema extensional generalizado de orientación norte, y actividad volcánica desarrollando una cuenca extensional con control de los depósitos volcánicos (Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó); el resultado de la extensión es asociado al colapso vinculado a la Orogenia Gondwánica. Producto de la Fase Huárpica, la Discordancia Huárpica marca el inicio del Ciclo Precuyano de edad triásica media-superior propuesta por Azcuy y Caminos (1987). Llambías *et al.* (2007) relacionan esta discordancia a un régimen tectónico extensional producto del desmembramiento de Gondwana (etapa de

rift) con depósitos volcánicos dando lugar a la Formación Cordillera del Viento. Freytes (1969, en Llambías *et al.*, 2007) describe otro período erosivo o de no depositación (Discordancia Tunuyánica) suprayacente a la Formación Cordillera del Viento producto de la Fase Tunuyánica.

Rojas Vera *et al.* (2015) y Sánchez *et al.* (2015) desarrollaron estudios estructurales en el extremo sur de la Cordillera del Viento. Rojas *et al.* (2015), analizan una sección sísmica realizada entre el anticlinorio de la Cordillera del Viento y Sierras de Huantraico, interpretan que la Cordillera del Viento estuvo controlada por un sistema de fallas que se ubican en el sector este de la misma dando estructuras con vergencia en dirección hacia el E. Estas estructuras están relacionadas a un nivel de despegue (Formación Auquilco) que desarrolla un acortamiento del basamento y lo transfiere a unidades superiores, permitiendo el acomodamiento de la deformación y dando lugar a estructuras de suave pendiente (piel delgada).

Sánchez *et al.* (2015), incorporan estudios sobre la evolución tectónica de las estructuras andinas en el sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal a través de secciones sísmicas realizadas entre la Cordillera del Viento y el volcán Tromen. Estos autores interpretaron que la deformación andina estuvo controlada por cuñas de basamento relacionadas a un nivel de despegue principal, desarrollado en el Yeso Auquilco, que permitieron la formación de pliegues relacionados a fallas producto de la transmisión del desplazamiento hacia el E.

3. MATERIALES Y METODOLOGÍA

Previo al trabajo de campo se confeccionó una base cartográfica con una imagen satelital de sensores de distribución comercial. La imagen fue geo-referenciada en el sistema de coordenadas UTM, *datum* WGS 84, zona 19S en el *software* ESRI® Arc GIS 10.1. Con esta imagen se preparó un fotomapa preliminar de control durante el trabajo de campo.

El trabajo de campo consistió en el mapeo geológico, la toma de muestras y el relevamiento de numerosos datos estructurales de foliación y lineación sobre las secuencias del basamento pre-Devónico, de la roca de caja (Formación Guaraco Norte) e intrusivos. Las muestras fueron recolectadas orientadas para estudios microtectónicos y microtexturales.

Las tareas de gabinete y laboratorio consistieron en el análisis mineralógico, textural y estructural de la secuencia del basamento pre-Devónico y de la roca de caja. Así como el análisis mineralógico-textural, composicional y modal del granitoide. Las descripciones mesoscópicas fueron llevadas a cabo en el Laboratorio de Microscopía de la Universidad Nacional del Comahue (UNCo), mientras que las microscópicas y la toma de fotomicrografías de minerales y texturas en secciones delgadas se realizaron en el Laboratorio de Investigación de Minerales Arcillosos (CIMAR) de la misma universidad mediante el microscopio petrográfico NIKON modelo Eclipse lv100pol y en el Laboratorio de Microscopía Óptica del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) de la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN) mediante el microscopio petrográfico NIKON modelo Eclipse EPOL 200. Las fotomicrografías fueron adquiridas con un equipo de cámara y video digital NIKON coolpix en el caso de la UNRN y NIKON DS-Fi1 en el caso de la UNCo, ambas adosadas al tubo centro del microscopio.

La descripción petrográfica de las rocas metamórficas, análisis microtectónico y criterios geométricos microestructurales están basados en Passchier y Trouw (2005) y Castro Dorado (2015), mientras que el mapeo de rocas metamórficas está basado en González (2017).

La descripción petrográfica y la terminología de las texturas ígneas están basadas en González (2008); para la nomenclatura de las rocas ígneas se utilizó la clasificación de Le Maitre (2002).

Finalmente, el *software* ESRI® Arc GIS 10.1 fue utilizado para dibujar las unidades geológicas y las estructuras de la zona de estudio.

4. GEOLOGIA LOCAL

La Cordillera del Viento constituye la parte norte de la región geológica de la Precordillera Neuquina (Ramos *et al.*, 2011) y es descripta como una unidad morfoestructural de unos 90 km de largo y 25 km de ancho, con una altura promedio que oscila los 3000 m y con su altura máxima dada por el Volcán Domuyo (4707 m), que representa la mayor elevación de la Patagonia argentina (Giacosa *et al.*, 2014).

La estructura de esta región corresponde a un anticlinal, modelo de deformación de tipo piel gruesa, de orientación general N-S y vergencia general al E que tiene su origen en el Ciclo Ándico y que expone unidades paleozoicas y mesozoicas, ubicándose próximos a la falla principal Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014).

Las unidades paleozoicas más antiguas expuestas por el anticlinal de la Cordillera del Viento han sido descriptas como rocas metamórficas de bajo grado del Silúrico-Devónico Inferior, depósitos volcánicos y sedimentarios de edad carbonífera y depósitos volcánico-plutónicos pérmicos.

Las unidades mesozoicas de la Cordillera del Viento corresponden al inicio del Ciclo Precuyano (*sensu* Gulisano *et al.*, 1984) y Cuyo, exponiéndose en el flanco oriental y meridional de la estructura y corresponden a depósitos volcánicos, plutónicos, volcanosedimentarios y sedimentarios.

Las unidades más jóvenes ampliamente expuestas en la región corresponden a depósitos volcánicos y sedimentarios cenozoicos.

La Cordillera del Viento presenta estructuras extensionales y contraccionales vinculadas a los ciclos orogénicos Famatiniano (Fase Chánica) y Gondwánico (Fase Sanrafaélica), además del Ándico (Giacosa *et al.*, 2014).

En la zona de estudio - sobre el arroyo Chacay – en el extremo septentrional de la Cordillera del Viento, cerca de la localidad de Varvarco, las rocas de basamento son agrupadas dentro de la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987; Zanettini, 2001). Según Zappettini *et al.* (2012) esta unidad – de edad Devónica Superior por datos de U-Pb - está caracterizada por un metamorfismo regional de bajo grado compuesta principalmente por esquistos gris oscuro a claro, de grano fino, en variedades de cuarzo-sericitica, cuarzo-biotítica y cuarzo-micácea con intercalaciones de esquistos cuarzosos gris a gris oscuro y clorítico-cuarzosos gris verdoso.

Localmente en la zona, dos cuerpos plutónicos intruyen con contactos netos a la Formación Guaraco Norte, en primer lugar, la Granodiorita Varvarco (Pesce, 1981;

Zanettini, 2001) y Granito Radales (Zanettini, 2001), con posterioridad. La Granodiorita Varvarco, corta a la Formación Guaraco Norte, es blanco-grisáceo a gris, de grano medio a grueso y equigranular; está compuesta por feldespato, cuarzo, mafitos y minerales accesorios.

El Granito Radales corta a la Formación Guaraco Norte y a la Granodiorita Varvarco, es blanco-grisáceo a gris rosado, de grano medio a fino, equigranular y leucocrático; está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol y escasa biotita.

Ambos granitoides de edad pérmica superior tardía a triásica inferior a media desarrollan en la zona de contacto una hornfelización.

5. RESULTADOS

El basamento ígneo-metamórfico (Fig. 2) expuesto a lo largo del arroyo Chacay está compuesto por rocas metamórficas de alto y bajo grado, y por granitoides que las intruyen. Las rocas de alto grado se mencionan por primera vez para la zona de Varvarco y para toda la Cordillera del Viento, designándolas tentativamente como basamento pre-Devónico de acuerdo a su relación estratigráfica con la Formación Guaraco Norte. Este basamento está compuesto por esquistos de coloración grisácea a verdosa plomo, de grano fino a medio (1-5 mm), equigranular planar; un paragneis grisáceo, de grano medio (~ 5 mm), equigranular planar; ortogneises milonitizados grisáceos oscuros a negros, de grano fino a medio (1-5 mm), equigranular. Estas unidades muestran un contacto neto entre sí y están cubiertas en discordancia angular por las metasedimentitas de la Formación Guaraco Norte. El metamorfismo de alto grado y las estructuras del basamento pre-Devónico son anteriores a la depositación de esta unidad.

La intrusión de un dique de granito granatífero - blanco grisáceo, de grano medio (~5 mm-) y foliado - pre-orogénico, precede al metamorfismo regional M_1 y las estructuras de deformación dúctil D_1 que afectan a la Formación Guaraco Norte. La Formación Guaraco Norte está compuesta por una alternancia de meta-areniscas cuarzosas blanco grisáceas, de grano fino a medio (1-5 mm), inequigranular y meta-grauvacas castaño grisáceas de grano fino a muy fino (>1 mm), inequigranulares, que definen el bandeamiento composicional S_0 de la sucesión.

Luego, la intrusión sucesiva de la Granodiorita Varvarco - gris, de grano grueso a muy grueso (5-10 mm) y equigranular, compuesta por cuarzo, plagioclasa, anfíbol (con núcleo de piroxeno), biotita y muscovita - y el Granito Radales - blanco grisáceo, de grano fino a medio (1-5 mm), equigranular y leucocrático, compuesto por cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasa - en las rocas ya estructuradas y metamorfizadas de la Formación Guaraco Norte, produce metamorfismo local de contacto M_2 con formación de hornfels, que se sobrepone al regional M_1 .

Finalmente, toda la sucesión es afectada por estructuras de deformación frágil D_2 .

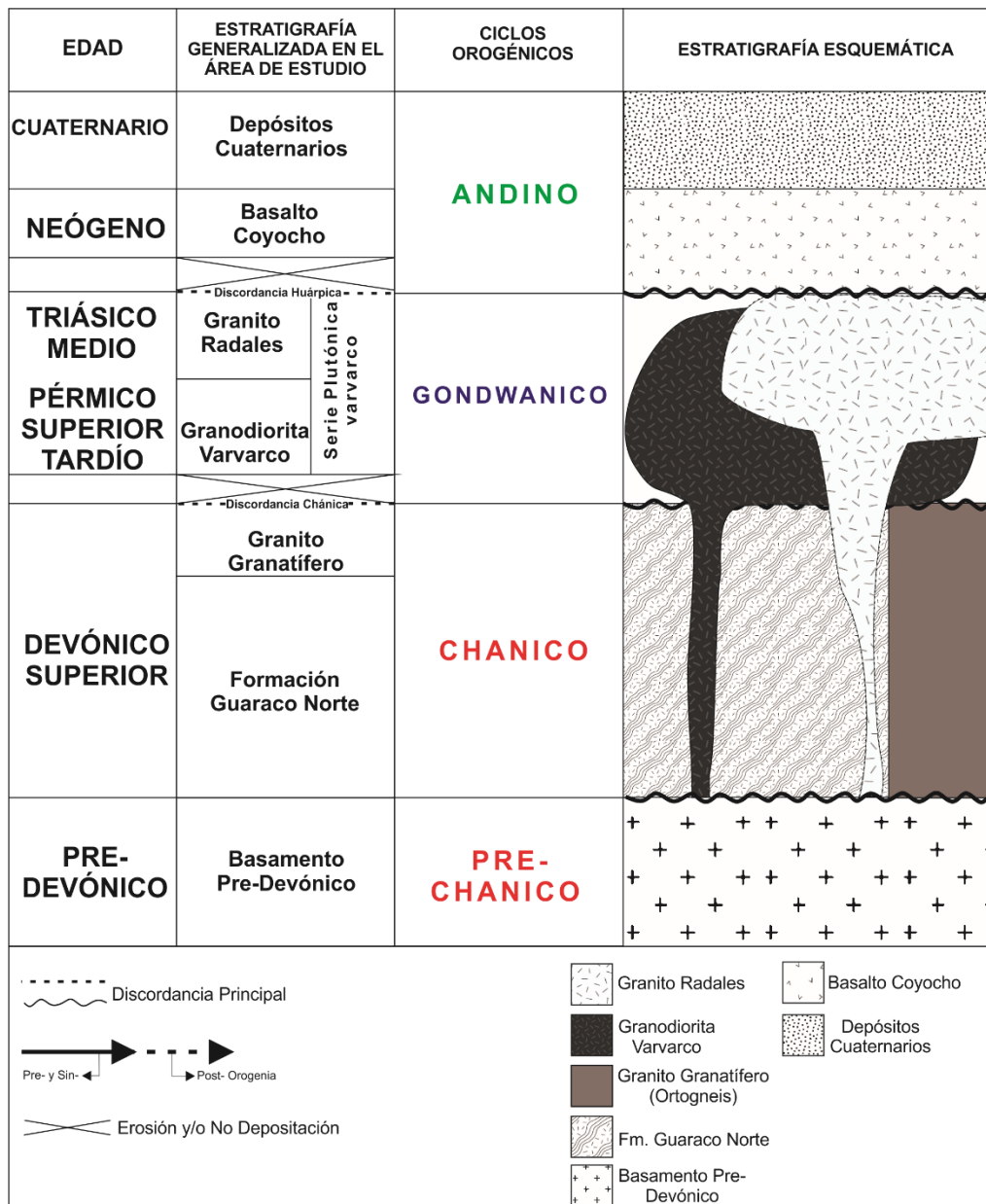


Figura 2: Perfil estratigráfico de la secuencia interpretada en el extremo noroeste de la Cordillera del Viento.

A continuación se describen por separado las estructuras de deformación del basamento pre-Devónico y de la Formación Guaraco Norte (Fig. 3). A los fines de evitar confusiones con la nomenclatura y cronología de las estructuras, el texto se referirá como D1 a las estructuras correspondientes a la primera fase de deformación de la Formación Guaraco Norte y D2 correspondientes a la segunda. En el caso del basamento metamórfico de alto grado, las estructuras de deformación son anteriores a D1 de la Formación Guaraco Norte (pre-D1) y no reciben un orden cronológico. En este basamento se registran, por lo menos, dos episodios de deformación previos a D1, aquel que acompañó al metamorfismo de alto grado y el vinculado a la milonitización.

5.1. Estructura

Basamento metamórfico de alto grado

El basamento pre-Devónico está afectado por pliegues de rumbo NO-SE y foliación de plano axial asociada ($214^{\circ}/74^{\circ}$), además de una faja de cizalla dúctil con milonitas (4- a y b). Todas las estructuras son anteriores a la depositación en discordancia angular de los protolitos de la Formación Guaraco Norte. En la faja de cizalla (4- c), la foliación milonítica tiene rumbo NO-SE e inclinación al SO ($225^{\circ}/82^{\circ}$), mientras la lineación milonítica de estiramiento asociada tiene un buzamiento promedio de 52° en dirección 155° .

El ortogneis (Fig. 4- d) del basamento intruye al esquistos milonitizado. El contacto es neto e inclina con alto ángulo hacia el SSO. No se ha determinado aún si las estructuras de deformación que afectan al basamento de alto grado fueron o no reactivadas por el evento D1 que afectó a la Formación Guaraco Norte.

Intrusión dique pre-D1

Previo a la deformación D₁, se produce el emplazamiento de un dique de granito granatífero (Fig. 5-a y b). El dique intrusivo es pre-orogénico respecto a D₁, trunca el bandeamiento composicional S₀ del protolito sedimentario de la Formación Guaraco Norte y, a su vez, está afectado por foliación S₁.

El cuerpo ígneo no exhibe un contraste térmico por lo que no da lugar al desarrollo de una aureola de metamorfismo térmico de contacto.

Formación Guaraco Norte

El episodio de deformación D₁ origina pliegues y esquistosidad penetrativa de plano axial S₁ asociada a la meta-arenisca/meta-grauvaca. D₁ también origina esquistosidad no penetrativa en el Ortogneis (dique de granito granatífero).

La relación estructural entre S₀ y S₁ (Fig. 6 a y b) permitió mapear los pliegues decamétricos F1 (Fig. 6-c, d y e) que son apretados a isoclinales, variables entre simétricos y asimétricos. Estos últimos están volcados hacia el O e indican una vergencia

estructural o transporte tectónico en este sentido. La esquistosidad del plano axial S_1 asociada a los pliegues es penetrativa y de rumbo general NO-SE e inclinación al NE, al igual que el bandeamiento composicional S_0 . La lineación de intersección L_1 (filosilicatos) contenida en los S_1 , tienen buzamientos entre 40° y 60° hacia el E.

Intrusión de granitoides Post-D1

Con posterioridad a D_1 , la Formación Guaraco Norte y el dique de granito granatífero (Ortogneis) son intruidos en primer lugar por el plutón granodiorítico Varvarco y luego por el Granito Radales. En el caso de la Granodiorita Varvarco corta a S_0 - S_1 de la caja (Fig. 6-g) y el Granito Radales trunca a la caja ya estructurada (Fig. 6-f) y además corta el contacto entre ésta y la Granodiorita Varvarco (Fig. 6-h). Estos cuerpos plutónicos truncan las estructuras D_1 de la caja metamórfica y producen una aureola de metamorfismo local de contacto- y formación de hornfels-, que se superpone a las rocas metamórficas regionalmente. Los cuerpos tienen inclusiones y tabiques angulosos de la caja ya estructurada y metamorfozada. Dentro de la aureola de contacto se dio lugar a la formación local de migmatitas en los sectores internos, próximos al contacto (Fig. 6-i y j).

Estructuras de deformación D2

La principal estructura D_2 es una falla inversa de alto ángulo con un dúplex asociado, de rumbo NNO-SSE, plano de falla inclinando al O-SO ($93^\circ/64^\circ$) y vergencia estructural occidental (Fig. 7-a y b). La falla trunca y repliega a S_0 - S_1 y a los pliegues asociados a éstas. Estrías vinculadas con el plano de falla inclinan 62° en dirección 125° . Estructuras S-C sobre el plano de falla sumado a la dirección de las estrías indican un transporte tectónico desde el SE hacia el NO, paralelo a las estrías y de carácter compresivo. Una falla antitética vinculada a la principal tiene rumbo ONO-ESE, inclinación del plano hacia el NO y carácter extensional (Fig. 7-c). No se mapeó la relación tectónica entre la falla inversa y los granitoides Varvarco y Radales. No obstante, se asume que la falla es posterior a la intrusión de los granitoides, ya que los mismos están afectados localmente por fajas de cizalla frágil (Fig. 7-d) con brechas, que pueden ser estructuras de deformación D_2 .

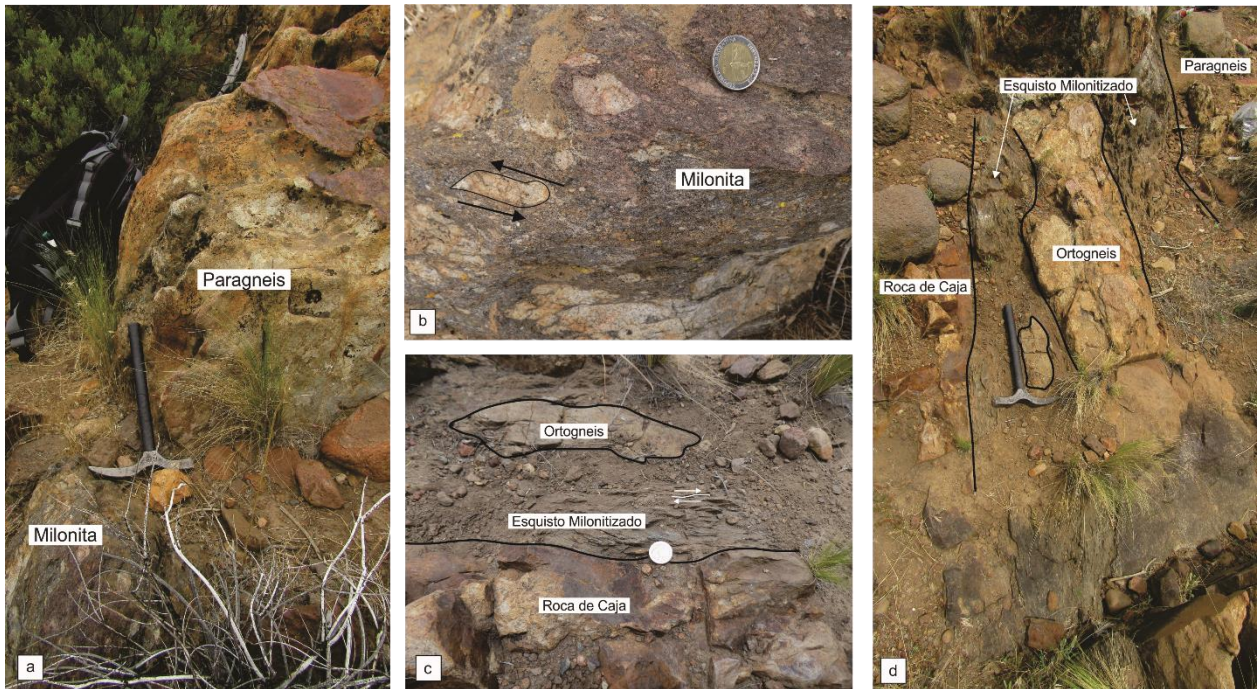


Figura 4: Basamento metamórfico de alto grado (pre-Devónico); a) y b) Faja milonítica truncada por el plano de la discordancia sobre el cual se apoya la Formación Guaraco Norte; c) y d) Secuencia Formación Guaraco Norte (Roca de Caja)-esquisto-ortogneis-paragneis, donde el esquisto presenta una milonitización con evidencia de foliación de plano axial S1.

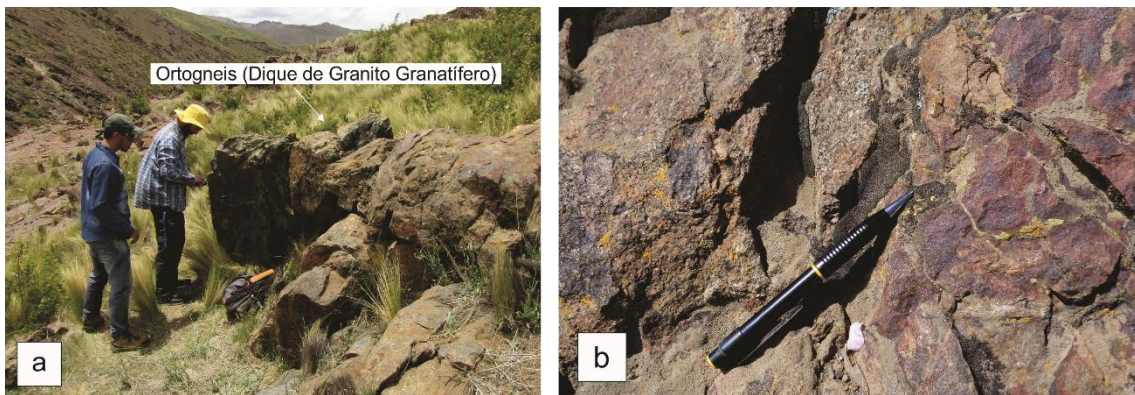


Figura 5: a) Ortogneis (dique de granito granatífero) mostrando evidencia de los planos de esquistosidad S1; b) Contacto dique de granito granatífero (Ortogneis)-Formación Guaraco Norte.

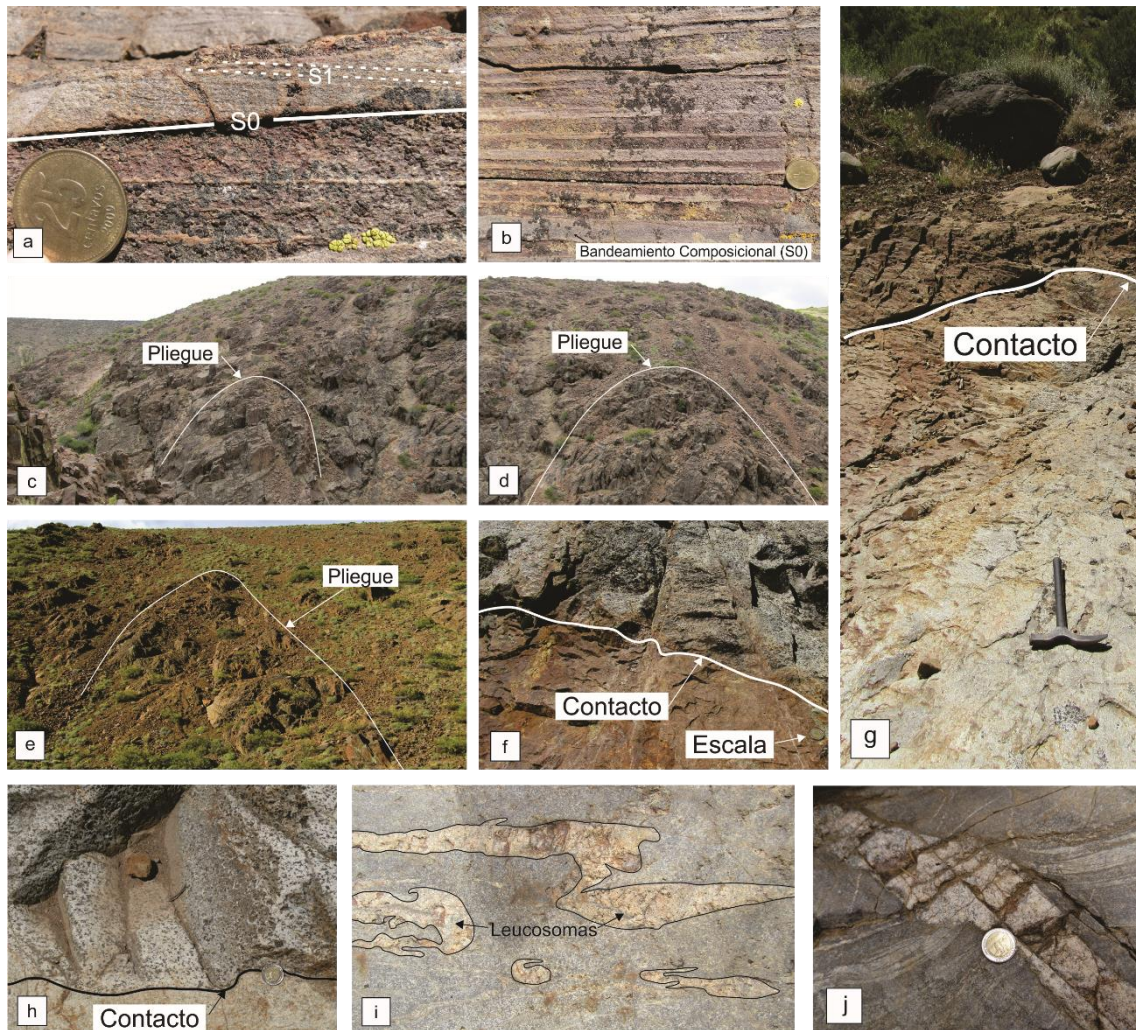


Figura 6: Fotografías de campo, a) relación geométrica entre el bandeamiento composicional (S0) y el clivaje de esquistosidad (S1) de la Formación Guaraco Norte con inclinación de $S0 < S1$; S1 estaría relacionado al evento deformacional de carácter dúctil y metamorfismo regional de bajo grado producto de la Orogenia Chánica; b) Bandeamiento composicional de la Formación Guaraco Norte; c), d) y e) Pliegues decamétricos isoclinales (c,d) y asimétricos (e), denominados F1 (Formación Guaraco Norte); f) Contacto Granito Radales (parte superior)-Roca de Caja (Formación Guaraco Norte) (parte inferior); g) Contacto Granodiorita Varvarco (parte inferior)-Roca de Caja (Formación Guaraco Norte) (parte superior); h) Contacto Granodiorita Varvarco (parte inferior)-Granito Radales (parte superior); i) Leucosomas (Migmatita); j) Migmatita de inyección asociada al efecto térmico de contacto cortando al bandeamiento composicional S0.

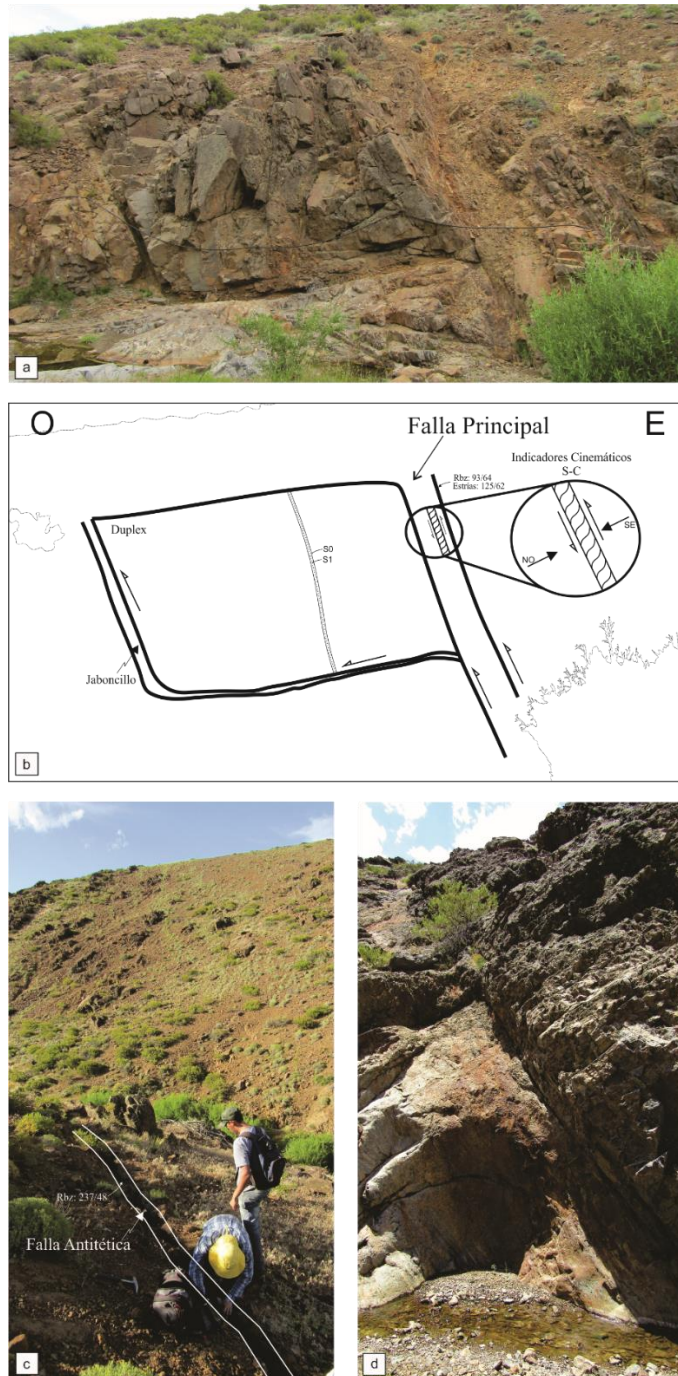


Figura 7: a) y b) Falla principal inversa de alto ángulo y dúplexes asociados, con rumbo NNO-SSE e inclinación hacia el E; c) Falla antitética a la falla principal inversa; d) Fallas en zona de cizalla frágil con vergencia al O.

5.2. Microfábrica y Metamorfismo

Estos datos brindan información sobre los procesos deformativos de las rocas a escala de los granos individuales y, junto con la descripción de las asociaciones minerales metamórficas, permiten caracterizar las condiciones físicas del metamorfismo regional y de contacto.

Al final del capítulo 5.2 se brinda una caracterización sucinta de las microestructuras, asociaciones minerales y grado metamórfico de las unidades mapeadas en la tabla 1.

5.2.1. Basamento pre-Devónico

A continuación se describen las unidades litológicas reconocidas como parte del Basamento pre-Devónico.

Esquisto: Se presenta con textura granoporfidoblástica, en cuanto a la matriz recristalizada que rodea a los porfidoblastos contiene un metamorfismo mineral evidenciado por la formación de dos planos de esquistosidad, S_1 y S_2 . S_1 (Fig. 8-b) corresponde a la esquistosidad plegada con una asociación metamórfica compuesta por biotita + cuarzo + plagioclasa. S_2 (Fig. 8-a y b) corresponde a la esquistosidad que envuelve y repliega a S_1 y es de crenulación, con una asociación metamórfica compuesta por biotita + cuarzo + plagioclasa + microclino. Ambas asociaciones son estables en condiciones de metamorfismo regional en facies de esquistos verdes (grado biotita). Sin embargo, la asociación de los esquistos con gneises indica que el metamorfismo regional alcanzó la facies anfibolita. S_1 y S_2 son anteriores a M_1 - D_1 de la Formación Guaraco Norte y por lo tanto corresponden al basamento pre-Devónico. Ambas esquistosidades son coplanares y comparten un mismo grado metamórfico por lo cual se puede interpretar que corresponden a la continuidad de un mismo episodio tectono-metamórfico.

Además, por sectores y sobrepuesta a la asociación metamórfica regional, la matriz exhibe textura granoblástica y maciza, definida por una asociación metamórfica de contacto compuesta por andalucita + biotita + cuarzo (Fig. 8-c y d).

A partir de la información anteriormente mencionada la zona representativa del metamorfismo de contacto es la zona de la Andalucita ($\sim 560^\circ\text{C}$ - $\sim 2,8\text{Kbar}$) representada por la reacción de *Clorita* $\rightarrow Al_2SiO_5 + Biotita + H_2O$.

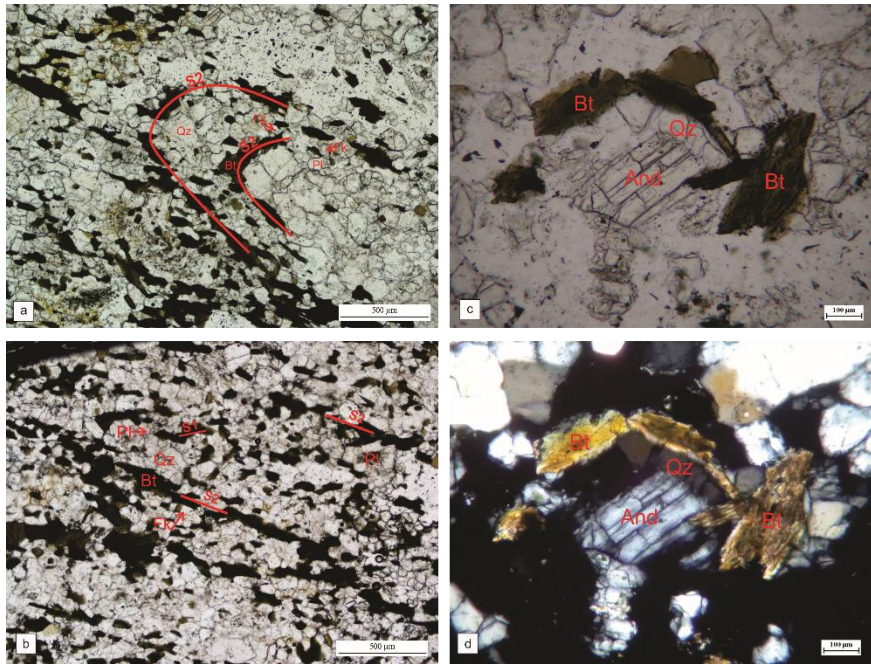


Figura 8: Fotomicrografía; a) Esquistosidad de crenulación S₂; b) Esquistosidad S₁ y S₂, mostrando el mismo grado metamórfico y episodio tectono-metamórfico; c) y d) Asociación metamórfica de andalucita + biotita + cuarzo, representativa del metamorfismo de contacto, a nicoles paralelos y cruzados.

Ortogneis: La paragénesis del metamorfismo regional está obliterada por aquella de contacto. Por ello la matriz es granoblástica y maciza y estando caracterizada por la asociación de cuarzo + biotita ± cordierita (Fig. 9).

A partir de la información anteriormente mencionada la zona representativa del metamorfismo de contacto es la zona de la Cordierita (~ 550°C - ~ 2,5 Kbar) representada por la reacción $Mg - Clorita + Muscovita \rightarrow Mg - Cordierita + H_2O$.

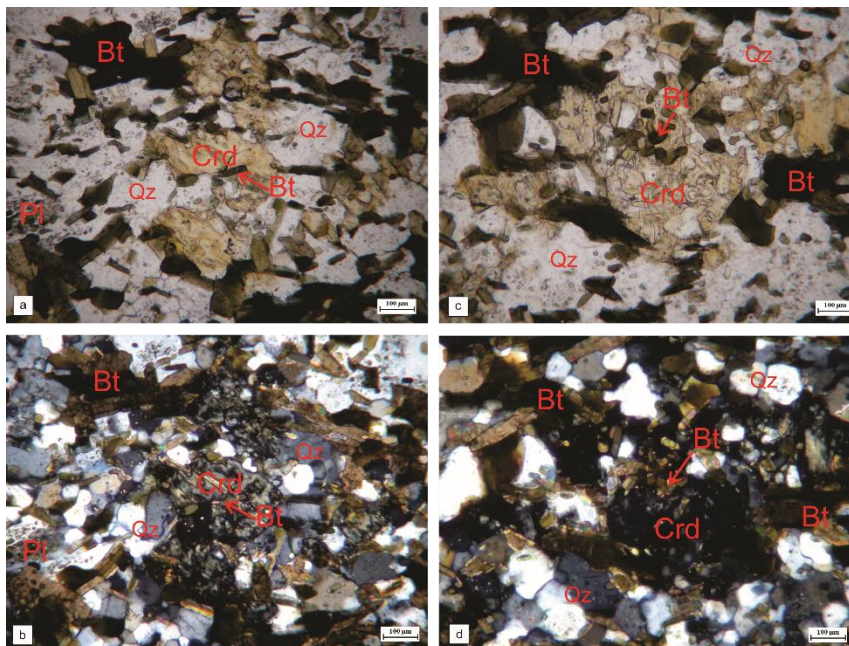


Figura 9: Fotomicrografía a nicoles paralelos y nicoles cruzados de las asociaciones metamórficas de; a) y b) cordierita + biotita + cuarzo, con evidencia de cordierita trigonal pseudoexagonal; c) y d) de cordierita + biotita + cuarzo, con evidencia de cordierita creciendo de forma intersticial entre los cristales.

Paragneis: En forma reléctica, por sectores, la matriz presenta planos de esquistosidad S₂ definidos por la asociación metamórfica regional biotita + cuarzo + plagioclasa (Fig. 10-a y b) y que es representativa del metamorfismo regional en facies de esquistos verdes (grado biotita). El tipo de roca, su tamaño de grano medio y esta asociación mineral indican que el metamorfismo regional fue de alto grado en facies anfibolita. La roca no presenta minerales índices indicativos de esta facies.

Además, sobrepuesta a la asociación metamórfica regional, la matriz exhibe una textura granoblástica y maciza, definida por una asociación metamórfica de contacto compuesta por plagioclasa + cuarzo + biotita + cordierita ± opacos (Fig. 10-c y d).

A partir de la información anteriormente mencionada la zona representativa del metamorfismo de contacto es la zona de la Cordierita (~ 550°C - ~ 2,5 Kbar) representada por la reacción $Mg - Clorita + Muscovita \rightarrow Mg - Cordierita + H_2O$.

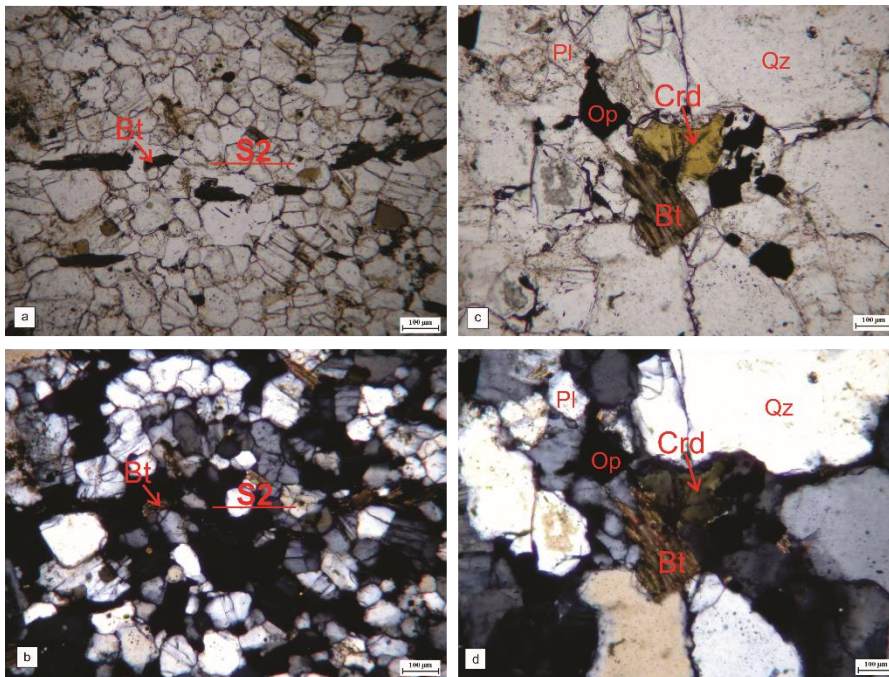


Figura 10: Fotomicrografía a nicoles paralelos y nicoles cruzados; a) y b) Orientación de cristales de biotita evidenciando la esquistosidad S₂; c) y d) Asociación metamórfica de cordierita + biotita + cuarzo ± opacos, con evidencia de cordierita intersticial.

5.2.2. Formación Guaraco Norte

Se presenta con textura granolepidoblástica a granoblástica; la matriz recrystalizada presenta minerales desde euhedrales a anhedrales. La paragénesis del metamorfismo regional es cuarzo + sericita + biotita y la del metamorfismo de contacto es sillimanita + andalucita + cuarzo + biotita + cordierita + plagioclasa.

5.2.2.1. Metamorfismo Regional

La asociación metamórfica regional M_1 está compuesta por sericita + cuarzo + biotita, cuya orientación preferente define a microescala la esquistosidad S_1 (Fig. 11). Esta asociación indica que M_1 alcanzó un pico en facies de esquistos verdes grado biotita.

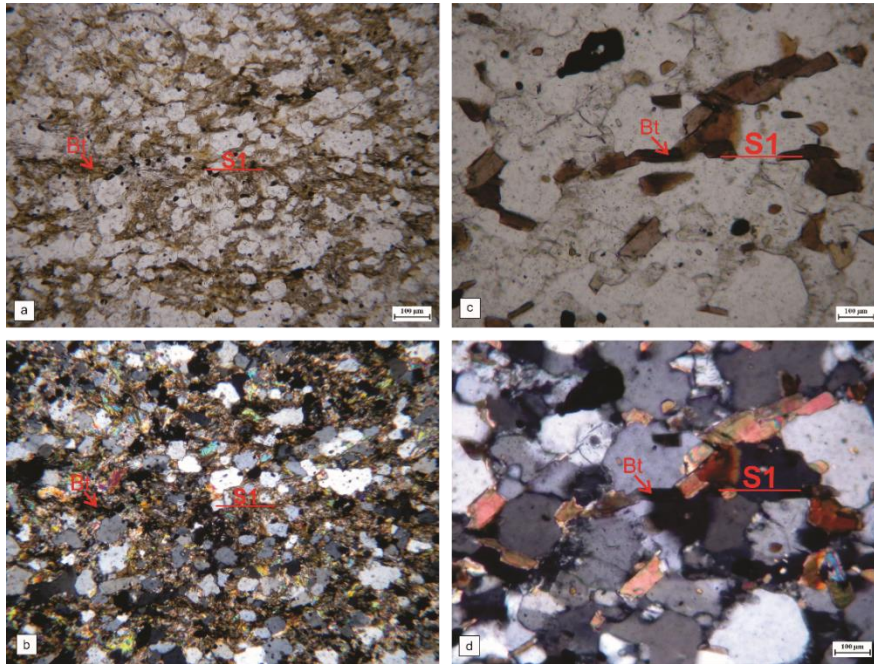


Figura 11: Fotomicrografía a nicoles paralelos y nicoles cruzados; a) y b) Orientación de cristales de biotita evidenciando la foliación S_1 ; c) y d) Orientación de cristales de biotita evidenciando la foliación S_1 en un meta-arenisca más al E de la aureola térmica.

5.2.2.2. Metamorfismo de Contacto

El metamorfismo de contacto se superpone a la asociación metamórfica regional, y está definido por dos asociaciones estables metamórficas de contacto compuestas por sillimanita + andalucita + cuarzo + biotita y cordierita + sillimanita + cuarzo + biotita + plagioclasa. Estas asociaciones indican que M_2 alcanzó un pico en facies hornfels piroxénico.

Por su parte, las asociaciones neoformadas brindan información sobre transformaciones polimórficas o reacciones univariantes progradantes tales como, *andalucita* \rightarrow *sillimanita* (Fig. 12-a y b) y reacciones metamórficas progradantes tales como, *cordierita* \rightarrow *sillimanita* (Fig. 12-c y d). Ambas muestran a la sillimanita como una corona de crecimiento con bordes irregulares (textura coronítica) creciendo a expensas de granos preexistentes de cordierita y andalucita, indicando un típico metamorfismo progrado a facies de mayor grado metamórfico e indicando temperaturas desde los $\sim 550^\circ$ a $\sim 640^\circ\text{C}$.

A partir de la información anteriormente mencionada la zona representativa del metamorfismo de contacto en pelitas pobres de Al es la zona de Sillimanita (~ 640°C - ~ 3 Kbar) representada por la reacción $Muscovita + Cuarzo \rightarrow Al_2SiO_5 + FdK + H_2O$.

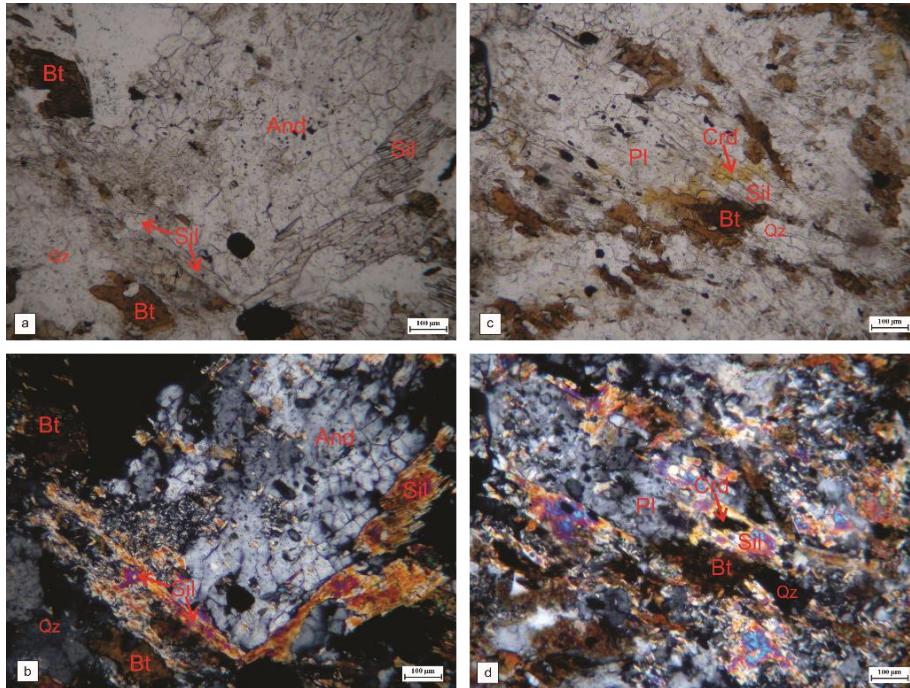


Figura 12:
Fotomicrografía a nicoles paralelos y nicoles cruzados indicando asociaciones mineralógicas estables de; a) y b) sillimanita + andalucita + cuarzo + biotita, evidenciando la transformación polimórfica de *andalucita* → *sillimanita* ; c) y d) cordierita + sillimanita + cuarzo + biotita + plagioclasa, evidenciando la reacción de *cordierita* → *sillimanita*.

5.2.3. Ortogneis (dique de granito granatífero)

Se presenta con una textura granoporfidoblástica preservando granos relícticos de cuarzo y granate que corresponden de la cristalización magmática. La asociación metamórfica regional M_1 que rodea a los granos relícticos están compuestas por biotita + plagioclasa + cuarzo ± granate, cuya orientación preferente define a microescala la esquistosidad S_1 (Fig. 13). Esta asociación indica que M_1 alcanzó un pico de facies de esquistos verdes (grado biotita).

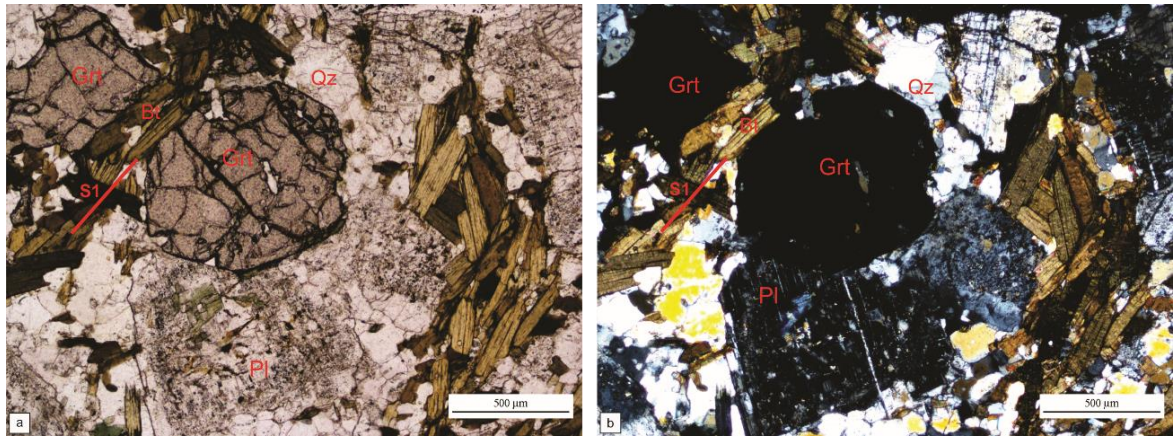


Figura 13: Fotomicrografía a nicoles paralelos y nicoles cruzados; a) y b) Orientación de cristales de biotita evidenciando la foliación S_1 producto del metamorfismo M_1 .

Unidad Geológica	Roca	Asociación mineralógica pre-M1	Grado Metamórfico pre-M1	Microestructura pre-M1	Asociación mineralógica M1	Grado Metamórfico M1	Microestructura sin-M1	Asociación mineralógica de Contacto M2	Grado Metamórfico de Contacto M2
Basamento metamórfico pre-Devónico	Esquisto	Bt + Qz + Plg	Facies esquistos verdes en grado Biotita	Esquistosidad plegada (S_1)				And + Bt + Qz	Facies <i>Hornfels</i> piroxénico en zona de Andalucita (medio a alto grado)
		Bt + Qz + Plg + Mc	Facies esquistos verdes en grado Biotita	Esquistosidad (S_2) de crenulación, que envuelve y repliega a S_1					
	Ortogneis Milonitizado							Qz + Bt ± Crd	Facies <i>Hornfels</i> piroxénico en zona de Cordierita (medio grado)
	Paragneis	Bt + Qz + Plg	Facies esquistos verdes en grado Biotita	Esquistosidad (S_2) de crenulación.				Plg + Qz + Bt + Crd ± Op	Facies <i>Hornfels</i> piroxénico en zona de Cordierita (medio grado)
Fm. Guaraco Norte	Meta-arenisca/grauvaca				Ser + Qz + Bt	Facies esquistos verdes en grado Biotita	Esquistosidad S_1	Sil + And+ Qz + Bt	Facies <i>Hornfels</i> piroxénico en zona de Sillimanita (alto grado)
								Sil + Crd + Cuarzo + Bt + Plg	
Dique de Granito Grantífero	Ortogneis				Bt + Plg + Qz ± Grt	Facies esquistos verdes en grado Biotita	Esquistosidad S_1		

Tabla 1: Cuadro comparativo de las asociaciones minerales, grado metamórfico y microestructuras de las unidades mapeadas.

6. MIGMATITAS

Las migmatitas, representadas por el leucosoma de textura granoblástica (Fig. 14-a y b), están caracterizadas por una matriz cuarzo-feldespática-micécea, mostrando cristales en contacto neto entre los mismos sin evidencia de *melt film*. La paragénesis del leucosoma es cuarzo + feldespato + muscovita \pm turmalina. La turmalina (Fig. 14-c) al igual que minerales de la roca de caja, como cordierita y andalucita retrogradados a sericita, marcan el contacto leucosoma-roca de caja. No se observan minerales que indiquen asociaciones de alto grado, por lo que resulta lógico suponer que las migmatitas de composición cuarzo-feldespática-micécea sean producto de la inyección proveniente de los intrusivos y no de la fusión parcial de la roca metapelítica debido al metamorfismo térmico de contacto de la Granodiorita Varvarco.

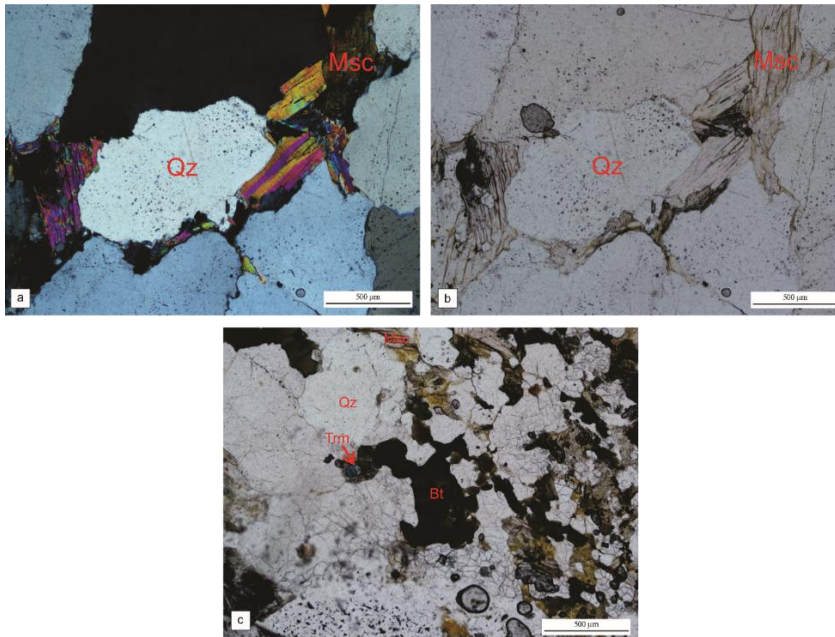


Figura 14: Fotomicrografía; a) y b) Leucosoma de la migmatita con textura granoblástica, evidenciando la matriz cuarzo-feldespática-micécea; c) Contacto del leucosoma-roca de caja, conteniendo minerales como turmalina en el sector del leucosoma.

7. ROCAS ÍGNEAS

En este capítulo se muestra una síntesis del análisis mineralógico-textural, moda composicional (estimación expeditiva a lupa de mano) y la clasificación QAP a escala micro- y meso - de los cuerpos intrusivos plutónicos, Granodiorita Varvarco (Fig. 15-a) y Granito Radales (Fig. 15-b), correspondientes a la Serie Plutónica Varvarco.

A continuación se brinda una caracterización sucinta de las rocas que se exhiben en la tabla 2 y 2.1 y figura 16.

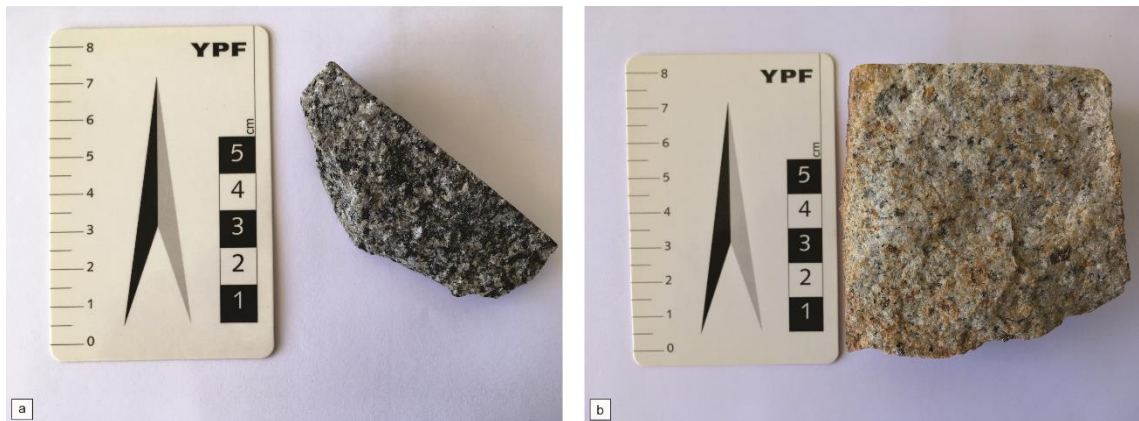


Figura 15: Muestra de mano correspondiente a; a) la Granodiorita Varvarco, clasificada como una tonalita, mesocrática, equigranular hipidiomórfica a alotriomórfica; b) Granito Radales, clasificada como un granito, leucocrático, equigranular hipidiomórfica a alotriomórfica.

Muestra	Textura	Minerales Esenciales	Minerales Accesorios	Minerales Secundarios	Observaciones	Análisis Modal Meso-(%)	Clasificación IUGS
CH-6	Granosa equigranular hipidiomórfica a alotriomórfica	Félsico	Plagioclasa Cuarzo intersticial	Muscovita Monacita	Clorita Epidoto	Se observaron maclas polisintéticas en plagioclasa. Clorita y epidoto como minerales de alteración definiendo una paragénesis de alteración. La biotita se encuentra como esencial máfico y en mayor cantidad que la muscovita. No se observaron feldespatos alcalinos. Monacita como accesorio en poca cantidad. Hornblenda en poca cantidad.	Plagioclasa 45% Cuarzo 30% Máficos 15 % Min. Acc. 5% Min. Sec. 5%
		Máfico	Biotita Hornblenda				
CH-14.1	Granosa equigranular hipidiomórfica a alotriomórfica	Félsico	Plagioclasa Cuarzo Feldespatos alcalinos (Ortosa)	Apatito	Prehnita Epidoto Clorita Titanita	Se observaron maclas de carlsbad en Feldespatos alcalinos (ortosa) predominando sobre la plagioclasa. Plagioclasa con maclas polisintéticas. Prehnita como mineral de alteración que junto con la clorita y el epidoto definen la paragénesis de alteración. La biotita se presenta como un esencial máfico en poca cantidad. Titanita como mineral secundario en poca cantidad. Apatito como accesorio en muy poca cantidad.	Plagioclasa 20% Cuarzo 25% Feld. Alcal. 45% Máficos 4 % Min. Acc. 1% Min. Sec. 5%
		Máfico	Biotita				

Tabla 2: Descripción de las láminas delgadas, análisis modal y clasificación IUGS (estimación expeditiva) a escala mesoscópica de las muestras CH-6 y CH-14.1.

Índice de Color (IC= M+Op+Acc)	
CH-6	Mesocrático
CH-14.1	Leucocrático

Tabla 2.1: Clasificación del índice de color de las láminas delgadas CH-6 y CH-14.1

DIAGRAMA QAP

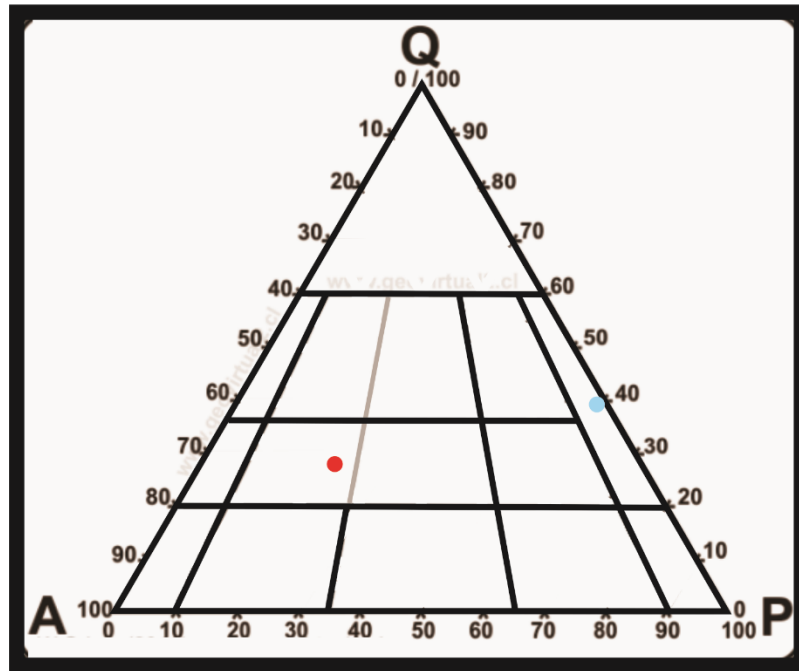


Figura 16: Diagrama QAP para clasificación modal de rocas plutónicas (Le Maitre, 2002) considerando la moda obtenida a escala mesoscópica.

8. DISCUSIÓN

El establecimiento de las edades relativas, la descripción mineralógica y textural, el análisis microestructural de las rocas permite interpretar la historia metamórfica-deformacional de las distintas unidades del basamento del noroeste de la Cordillera del Viento y establecer las relaciones entre los diferentes eventos metamórficos interpretados.

Todo este análisis amplía la información existente sobre las unidades más antiguas registradas en la región. Una síntesis de los eventos tectono-metamórficos y magmáticos del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento se exhibe en la figura 17.

	Evento pre-1 Basamento pre-Devónico de alto grado metamórfico	Intrusión Dique de Granito Granatífero	Evento 1 Metamorfismo Regional	Intrusión Granodiorita Varvarco y Granito Radales	Evento 2 Metamorfismo Local de Contacto (Progradación)
Deformación y Estructura	Deformación dúctil con pliegues de rumbo NO-SE y faja de cizalla dúctil con milonitas; foliaciones metamórfica penetrativas de plano axial S1 y S2, presente dentro de la matriz recrystalizada y mostrando a S1 con orientación oblicua a la foliación metamórfica S2.		Deformación dúctil con estructuras de rumbo NNO predominante y vergencia occidental; Foliación metamórfica penetrativa de plano axial S1.		
Metamorfismo	M1: Metamorfismo Relictico en facies de anfíbolita.		M1: Metamorfismo regional grado biotita en facies de esquistos verdes.		M2: Metamorfismo local de contacto (progradante) producto de la Granodiorita Varvarco y Granito Radales. Generación de hornfels, por recrystalización térmica estática de la meta-arenisca y meta-grauvaca. Asociado al cuerpo igneo, se desarrollaron migmatitas de inyección.
Magmatismo	●	●		●	
Edad Relativa	Pre-Devónico	Devónico Superior		Triásico Inferior a Medio	

Figura 17: Esquema de la historia deformacional, metamorfismo y magmatismo del área de estudio.

Evento pre-1 Basamento pre-Devónico de alto grado metamórfico

Luego de la sedimentación del protolito silicoclástico de las rocas de basamento pre-Devónico, fue afectado por metamorfismo regional de alto grado y estructuras de deformación. En ambos casos, son anteriores a aquellas de la Formación Guaraco Norte. Las foliaciones S₁-S₂ están caracterizados en el basamento pre-Devónico con una orientación NO-SE y como un evento anterior a la deformación y metamorfismo (M₁-D₁)

de bajo grado de la Formación Guaraco Norte. A pesar de la cartografía detallada y la búsqueda de otros afloramientos del basamento pre-Devónico, estos son los únicos identificados en este sector de estudio. Este basamento pre-Devónico está conformado por esquistos, paragneis y ortogneis milonitizado.

Con respecto a los eventos tectono-metamórficos atribuidos a una deformación dúctil como S_1 y S_2 corresponden a planos de esquistosidad en facies de esquistos verdes en grado biotita. La orientación de los cristales de biotita que definen la esquistosidad S_1 es en forma oblicua a la recristalización y neoformación de cristales de biotita que definen la esquistosidad de crenulación S_2 .

El evento tectono-metamórfico S_1 es pre-cinemático con respecto a S_2 , pero ambos son considerados como resultado de un mismo episodio tectono-metamórfico. La edad del evento S_1 se desconoce, pero su ubicación temporal está dada por relación estratigráfica con D_1 - D_2 de la Formación Guaraco Norte. Por su parte, el evento S_2 podría ser equivalente a S_1 en las meta-sedimentitas de la Formación Guaraco Norte.

Evento 1 Metamorfismo Regional

Metamorfismo regional M_1 . El evento M_1 está caracterizado por un 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 (Devónico Superior). La deformación indica un evento deformacional con evidencia de un plano de esquistosidad denominado S_1 correspondiente al primer evento que estructuró y metamorfozó a la Formación Guaraco Norte y al Dique de Granito Granatífero.

S_1 está definido por el crecimiento orientado de los cristales de biotita de manera sin-cinemáticos a la fase de deformación D_1 .

Evento 2 Metamorfismo Local de Contacto (Progradante)

Metamorfismo M_2 progradante. El evento M_2 está caracterizado por un metamorfismo local de contacto y una aureola térmica asociada, superponiéndose. El metamorfismo evoluciona de forma prógrada a condiciones de mayor grado metamórfico con respecto al metamorfismo M_1 se generan minerales índices de contacto caracterizados por porfidoblastos de cordierita y andalucita-sillimanita. El paso transicional entre rocas

metamorfizadas regionalmente y por contacto indican evidencia microestructural de una desorientación de cristales sin guardar relación alguna con la orientación de S_1 .

Además, asociado a la inyección proveniente de los intrusivos se desarrollaron migmatitas de inyección de 1^{er} orden.

9. CONCLUSIÓN

Las conclusiones a que se arriban en este trabajo, en relación al análisis de los procesos tectono-metamórficos y procesos magmáticos interpretados durante la evolución geológica del basamento en el área del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, se sintetizan a continuación.

1. El basamento pre-Devónico está conformado por esquistos y gneises, ortogneis y paragneis con evidencia de milonitización, pero no afectando a las rocas de la Formación Guaraco Norte. La foliación milonítica posee una orientación $225^{\circ}/82^{\circ}\text{SO}$, plano sobre el cual se desarrollaron las lineaciones de estiramiento mineral con una orientación $155^{\circ}/52^{\circ}$. Esto permite obtener información sobre el transporte tectónico junto a la presencia de indicadores cinemáticos.
2. El Basamento pre-Devónico está afectado por dos episodios de deformación con evidencia microestructural de dos planos de esquistosidad: S1-S2.
3. Las condiciones metamórficas del Basamento pre-Devónico corresponden a facies de esquistos verdes en grado biotita. La edad relativa de la deformación del basamento pre-Devónico se establece mediante su relación estratigráfica con la Formación Guaraco Norte suprayacente del Famenniano (Zappettini *et al.*, 2012).
4. Suprayacente al basamento pre-Devónico y en discordancia angular, se deposita la Formación Guaraco Norte del Devónico Superior (Zappettini *et al.*, 2012), representada por el bandeamiento composicional S0 y, posteriormente, truncada por la intrusión de un dique de granito granatífero Post-S0 que indicaría un magmatismo de tipo pre-orogénico respecto a D1.
5. La intrusión del dique de granito granatífero no produce metamorfismo de contacto, por lo que, posiblemente no tuvo un contraste térmico alto para generar dicho metamorfismo.
6. El conjunto de la roca de caja (Fm. Guaraco Norte) y el dique de granito granatífero está afectado por un metamorfismo regional de bajo grado (M1) en facies de esquistos verdes (grado biotita) y deformación dúctil compresiva (D1), que se habría producido durante la Orogenia Chánica.
7. En la roca de caja, tanto S0 como la esquistosidad de plano axial S1 tienen rumbo general NO-SE e inclinación variable al NE. La lineación L1 de estiramiento (filosilicatos) asociada tiene un buzamiento al E de ángulo moderado a alto. La

relación entre S0 y S1 permite reconstruir las estructuras de escala regional donde las rocas metamórficas están afectadas por pliegues decamétricos (F1), apretados a isoclinales y asimétricos hacia el oeste, lo cual indicaría su dirección de transporte tectónico en esta dirección.

8. El dique de granito granatífero fue transformado en un ortogneis foliado con la esquistosidad S1 de rumbo e inclinación coincidentes con la esquistosidad S1 de la caja metasedimentaria. Dicha esquistosidad se evidencia microestructuralmente con orientación de cristales de biotita.
9. La caja y el dique ya deformados y metamorfizados son intruidos por el Plutón granodiorítico Varvarco (Pesce, 1981; Zanettini 2001), primero, y por el Granito Radales (Zanettini 2001), con posterioridad. Dichos cuerpos son atribuidos al Ciclo eruptivo Gondwánico por relaciones stratigráficas expuestas en Zanettini (2001).
10. En la zona de contacto, los cuerpos ígneos exhiben un alto contraste térmico, por lo que, es de esperar el desarrollo de un metamorfismo local de contacto (M2) y una aureola térmica en las rocas de caja, que se superponen a las rocas ya metamorfizadas regionalmente.
11. En la zona de contacto de los cuerpos intrusivos se desarrolla un hornfels, que pasa gradualmente a una roca maciza, semejante a un paragneis, por recristalización térmica estática de las meta-areniscas y meta-grauvacas.
12. Próximos al contacto y en sectores internos, la inyección de vetas, venas y diques graníticos desde los intrusivos ocasionan la formación de migmatitas de inyección de 1^{er} orden.
13. Dentro de la aureola, que disminuye de temperatura desde el oeste hacia el este, con evidencia micro-textural se definieron los minerales índices de contacto como cordierita y andalucita-sillimanita dando lugar a las isogradas de reacción, *andalucita* → *sillimanita* y *cordierita* → *sillimanita* e indicando un típico metamorfismo progrado a facies de mayor grado.
14. Finalmente, todo el basamento está afectado por esfuerzos compresivos con desarrollo de fallas inversas de alto ángulo y dúplexes asociados, con indicadores cinemáticos que sugieren un transporte tectónico hacia el NO-SE. No se ha determinado aún si las fallas cortan o no a los granitoides, por lo cual se desconoce si pertenecen a estructuras de los ciclos Gondwánico o Andino (*sensu* Giacosa *et al.*, 2014), o podrían ser más antiguas.

10. BIBLIOGRAFÍA

- 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*. XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 5: 7-9. San Miguel de Tucumán.
- Amos, A., 1972. *Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina*. Simposio Internacional Sistema Carbonífero-Pérmico Amperica do Sul, Rio de Janeiro. Academia Brasileira de Ciencias, Anales 44(Supl.), pp. 27-36.
- Archangelsky, S. y Arrondo, O.G., 1966. *Elementos florísticos del Pérmico argentino. II. Rhacopteris chubutiana n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género Rhacopteris*. Revista del Museo de la Plata (nueva serie), Sección Paleontología 5: 1-16. La Plata.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987. *Diastrofismo*. En Archangelsky, S. (ed.) *El sistema Carbonífero en la República Argentina*, 239-251. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba
- Brousse, R. y A.H. Pesce, 1982. *Cerro Domo: Un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, provincia del Neuquén*. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 197-208. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1965. *Geología de la vertiente oriental del cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(3): 351-392. Buenos Aires.
- Castro Dorado, A., 1989. *PETROGRAFÍA BASICA, Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas*. Universidad de Sevilla, Madrid.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., Martínez, R. 2011. *El ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina*. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 63-76. Neuquén.
- Casé, A.M., Impiccini, A., Franchini, M.B., Danieli, J.C. y Schalamuk, I., 2004. *La alteración hidrotermal del Arroyo Auquén, NO de Neuquén: ¿Un estilo similar a la alteración del depósito epidermal de alta sulfuración?* 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 161-188, Río Cuarto.
- 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, Actas 1: 406-411, El Calafate.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En A. F. Leanza (Ed): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.
- Digregorio, J. y Uliana, M., 1980. *Cuenca Neuquina*. En: J.C. Turner (ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 985-1032.
- Freytes, E., 1969. *Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfiritica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, (unpublished) 79 p.
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, N. 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 (2): 331-348.
- González, P.D. 2008. *Textura de los cuerpos ígneos*. En: Llambías, E.J. (ed.), *Geología de los Cuerpos Ígneos*. Asociación Geología Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29, e Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 171-196, Buenos Aires.

- González, P.D., 2017. *Mapeo de Rocas Metamórficas*. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET), General Roca, Rio Negro, Patagonia Argentina.
- 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 p., Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°*. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(2): 177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947 b. *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): 327-433. Buenos Aires.
- Guliano, C.A., A.R. Gutiérrez Preimling y 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.
- 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. DOI: 10.1016/j.gr.2012.06.016.
- JICA/M.M.A.J., 2000. *Report on regional survey for mineral resources in the southern Andes of the Argentine Republic. Phase 1, unpublished*.
- 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 p. y 16 apéndices, Tokio - Buenos Aires*.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O., 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., Ramos, V.A. (eds). Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 19–60.
- 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.
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- 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. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y C.W. Rapela, 1987. *Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia*. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4:249-251. S.M. del Tucumán.
- Llambías, E., Leanza, H., 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.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., 2011. *Ciclo Gondwánico: La provincia magmática Choiyoi en Neuquén*. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C., Vallés, J. M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 53-62. Neuquén.

- Llambías, E.J., 2015. *Geología de los Cuerpos Ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 31, 237 p., Buenos Aires.
- Passchier, C. W. y Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. 2nd, Revised and Enlarged Edition 371p. Springer Berlin Heidelberg. New York.
- Pesce, A.H., 1981. *Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén*. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 439-455. Buenos Aires.
- Polanski, J., 1970. *Carbónico y Pérmico en la Argentina*. Eudeba, 2nd. Edition 1978, Buenos Aires, 216 p.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M. y Zappettini, E.O., 1995. *Geología y metalogénesis del orógeno andino central, República Argentina*. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires. Anales 23, 190 p.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y Morabito, E., 2011. *Las provincias geológicas del Neuquén*. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J., Vallés, J. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Relatorio: 317-326.
- Rojas Vera, E.A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V.A., 2015. *Evolution of the Chos Malal and Agrío fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating*. *Journal of South American Earth Sciences* (2015): 1- 16.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P., 1970. *Geología de la provincia de Mendoza*. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 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 p., Buenos Aires.
- Sanchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I., Dimieri, L., 2015. *Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics*. *Journal of South American Earth Sciences* (2015), 1-19.
- Spalletti, L.A., 1983. *Paleogeografía de la Formación Nirihua y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Rio Negro y Chubut*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4): 454-468. Buenos Aires.
- Stoll, W.C., 1957. *Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén*. Dirección Nacional de Minería, Anales 11, 36 p., Buenos Aires.
- Suárez, M. y C. Emparan, 1988. *Geocronología y asociación de facies volcánicas y sedimentarias del Mioceno de Lonquimay, Chile (Lat. 38°-39°S)*. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 1(A):365-383. Santiago.
- Suárez, M., de la Cruz, R., 1997. *Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina*. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 1, pp. 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*. Actas 17° Congreso Geológico Argentino, S.S. Jujuy, pp. 906-907.
- Turner, J.C.M., Cazau, L., 1978. *Estratigrafía del prejurásico*. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 25-36. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1972. *Cordillera Principal, en A.F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba.

- Zanettini, J.C.M., 1987. *Esquema estratigráfico y alteración hidrotermal en el cajón de los Chenques, Provincia del Neuquén*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1-2): 24-31. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C.M., 2001. *Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, Provincia del Neuquén*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires. Boletín 263, 61 p.
- 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 (1-2): 206-207.
- Zappettini, E. 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 (3): 550-554.
- Zappettini, E., Dalponte, M., Leanza, H., Lagorio, S. y Santos, J.O.S., 2011. *Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina*. XVIII Congreso Geológico Argentino, Mayo 2011, Neuquén. Relatorio – Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén.
- Zappettini, E., Chernicoff, C., Santos, J., Dalponte, M., Belousova, E. y McNaughton, N., 2012. *Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina*. International Journal of Earth Sciences 101 (8): 2083-2104. DOI 10.1007/s00531-012-0774-3.
- Zöllner, W., Amos, A., 1955. *Acerca del Paleozoico superior y Triásico del Cerro La Premia, Andacollo, Neuquén*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10(2): 127-135, Buenos Aires.
- Zöllner, W., Amos, A.J., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén*. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143. 91p., Buenos Aires.