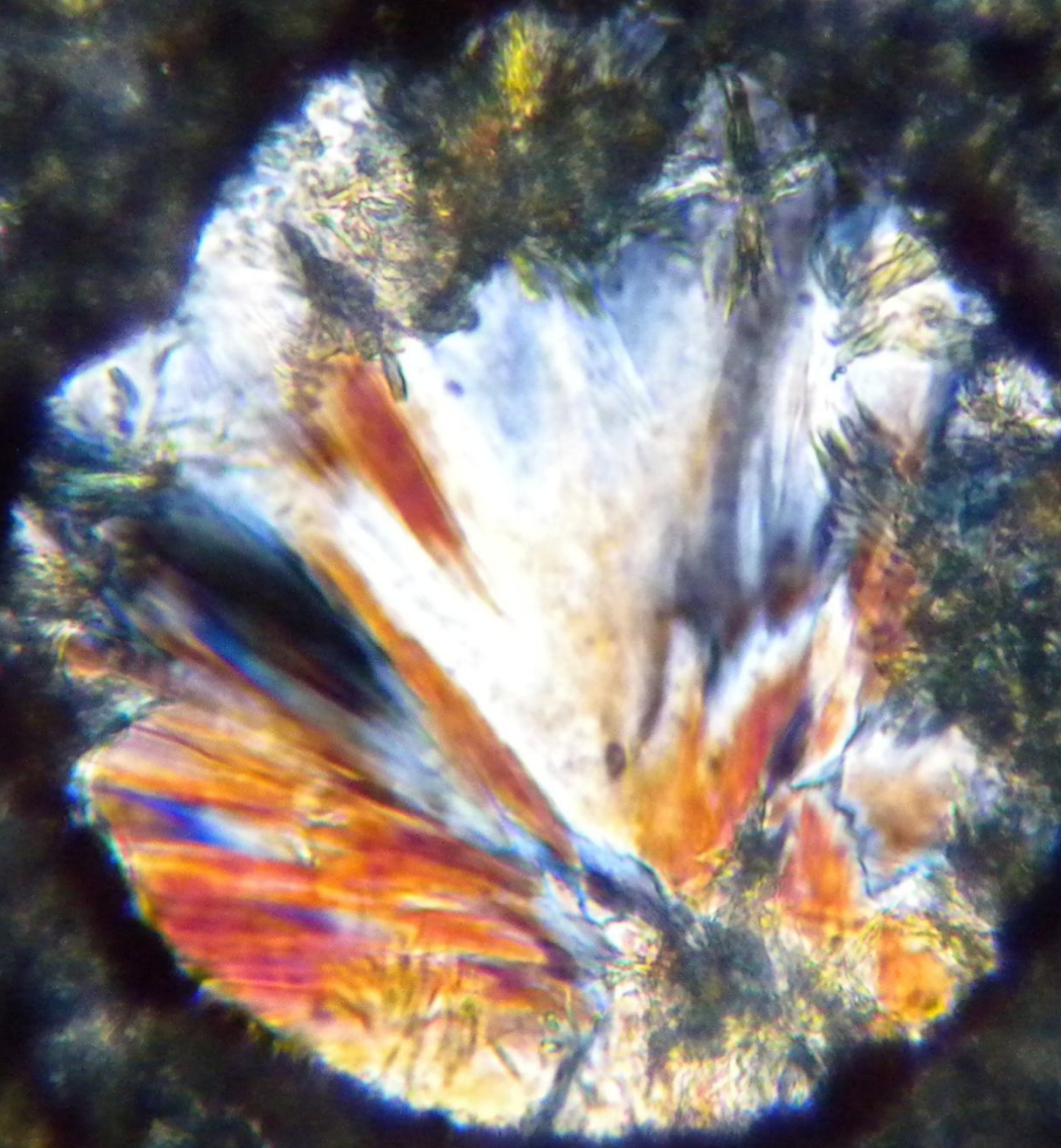


**METAMORFISMO DE SOTERRAMIENTO EN LA CUENCA NEUQUINA E
IMPLICANCIAS EN LA MADURACIÓN TÉRMICA DE LOS HIDROCARBUROS**



Fotomicrografía de una microamígdala con la asociación mineral prehnita + pumpellyíta + actinolita en basalto olivínico de la Formación La Primavera, sur de la cordillera del Viento.

**METAMORFISMO DE SOTERRAMIENTO EN LA CUENCA NEUQUINA E
IMPLICANCIAS EN LA MADURACIÓN TÉRMICA DE LOS HIDROCARBUROS**

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Autor: Suárez, Rodrigo Javier

Director: Dr. González, Pablo Diego

Institución: Universidad Nacional de Río Negro

METAMORFISMO DE SOTERRAMIENTO EN LA CUENCA NEUQUINA E IMPLICANCIAS EN LA MADURACIÓN TÉRMICA DE LOS HIDROCARBUROS

Rodrigo Javier SUÁREZ

Resumen

La presente tesis final de licenciatura se centra en el estudio petrográfico del metamorfismo diastatermal de muy bajo grado en las rocas del sinrift de la Cuenca Neuquina. Se analiza el flujo calórico anómalo productor del metamorfismo y su relación con la evolución de la cuenca, y la influencia sobre la maduración térmica de los hidrocarburos. Las zonas de estudio son la Precordillera Neuquina Sur y Norte, en los depocentros del Rahue-Chachil y la cordillera del Viento, respectivamente.

La tectónica extensional que caracterizó el sinrift de la Cuenca Neuquina fue acompañada por un flujo calórico anómalo causado por el atenuamiento litosférico y el ascenso de la astenosfera, y en menor medida por la transferencia de calor por parte del magmatismo precuyano. Esta anomalía térmica y el posterior enterramiento que sufrieron las rocas, produjeron el metamorfismo de muy bajo grado que afectó la sucesión basal de la cuenca. Estructuras secundarias producidas por la compactación de la pila de roca son microestilolitas, microvetillas y *micro-boudins*.

Asociaciones y paragénesis minerales indican que el grado metamórfico alcanzado fue en facies prehnita–pumpellyíta a facies ceolita en el Ciclo Precuyano y en facies ceolita a grado diagenético en la base del Grupo Cuyo. Análisis texturales de las asociaciones minerales indican que el pico térmico y bórico habría sido alcanzado “instantes previos” al primer evento de inversión tectónica positiva de los hemigrabenes. La sucesión de eventos de

enterramiento/calentamiento y su posterior exhumación/enfriamiento de las rocas marcan una evolución metamórfica anti-horaria de P-T-tiempo.

Palabras clave. Sinrift, Ciclo Precuyano, Grupo Cuyo, facies ceolita, facies prehnita–pumpellyíta.

Abstract. “Burial metamorphism in the Neuquén Basin and implications in the termal maturation of the hydrocarbons”. *Key-words.* Syn-rift, Precuyano Cycle, Cuyo Group, zeolita facies, prehnite–pumpellyite facies.

This graduate thesis focuses on the petrographic study of the very low-grade diastathermal metamorphic rocks of the syn-rift in Neuquén Basin. The anomalous heat flow which produces metamorphism and its relationship with the evolution of the basin and the influence on the termal maturation of hydrocarbons is analyzed. The study areas are Precordillera Neuquina Sur and Norte, at Rahue-Chachil and cordillera del Viento troughs, respectively.

Extensional tectonic that characterized the syn-rift of the Neuquén Basin was accompanied by an anomalous heat flow caused by lithospheric thinning and the rise of the asthenosphere, and to a lesser extent, by the heat transfer of the precuyano magmatism. This thermal anomaly and the burial effects produced the very low-grade metamorphism that affected the basal succession of the basin. Secondary structures produced by compaction of the pile are micro-stylolites, micro-veinlets and micro-boudins.

Mineral associations and paragenesis indicate that the metamorphic grade reached the zeolite to prehnite–pumpellyite facies in the Precuyano Cycle rocks whereas zeolite facies-or diagénesis- was archived in the base of the Cuyo Group. Textural analyses mineral associations also indicate that near peak P-T conditions was reached close to first event of positive tectonic inversion of the

hemi-grabens. Loading/heating and subsequent decompression/cooling of the rocks are related to a counterclockwise P-T path.

AGRADECIMIENTOS

A mamá y papá, a mi hermana y mi tía. Sin ellos, nada de esto hubiera sido posible.

A Pablo, por el incentivo y la formación académica.

A todos aquellos que luchan por la educación pública.

“Sepa que no se vende la idea que se atesora”

José Larralde

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN.....	9
OBJETIVOS.....	11
MATERIALES Y MÉTODOS.....	12
Trabajos de gabinete previos al campo.	12
Trabajos de campo.	12
Trabajos de gabinete posteriores al campo.	12
GEOLOGÍA GENERAL DE LA CUENCA NEUQUINA	14
Estratigrafía y evolución.	14
Estructura de la cuenca y regiones morfológicas.	16
<i>Precordillera Neuquina Sur.</i>	<i>16</i>
<i>Precordillera Neuquina Norte.....</i>	<i>17</i>
ASPECTOS GENERALES DEL METAMORFISMO DE SOTERRAMIENTO.....	18
ANTECEDENTES	21
ZONAS DE ESTUDIO	22
Cordillera de Chachil.	23
Cordillera del Viento y alrededores.	23
Cuesta de Rahue.	24
PETROGRAFÍA: MINERALOGÍA SECUNDARIA Y MICROESTRUCTURAS	24
Arroyo La Jardinera-cuesta de Rahue.	24
<i>Litología.....</i>	<i>26</i>
<i>Paragénesis mineral.....</i>	<i>27</i>
<i>Microestructuras.</i>	<i>27</i>
Arroyo Picún Leufú-cordillera de Chachil.	29
<i>Litología.....</i>	<i>30</i>
<i>Paragénesis mineral.....</i>	<i>32</i>
<i>Micro y mesoestructuras.....</i>	<i>33</i>
Cordillera del Viento y alrededores.	34
<i>Litología.....</i>	<i>35</i>
<i>Paragénesis mineral.....</i>	<i>37</i>

<i>Microestructuras</i>	40
CONDICIONES FÍSICO-QUÍMICAS DEL METAMORFISMO	41
Condiciones físicas	41
<i>Cuesta de Rahue</i>	42
<i>Cordillera de Chachil</i>	42
<i>Cordillera del Viento</i>	43
<i>Cupén Mahuida, Octógono Fiscal y Granito Negro</i>	44
Condiciones químicas	46
COMPARACIÓN REGIONAL DEL METAMORFISMO	48
DISCUSIÓN	51
Origen de la anomalía térmica	51
Flujo calórico en el sinrift de la Cuenca Neuquina en relación al modelo de <i>rift</i>	53
Las microestructuras como evidencia de soterramiento	55
Evolución P-T-t del metamorfismo en relación a la geodinámica de la cuenca	56
El sinrift de la Cuenca Neuquina: ¿un caso de metamorfismo diastatermal?	58
Relación entre metamorfismo, migración y maduración térmica de los HC	59
El metamorfismo afectando la porosidad y permeabilidad	61
CONCLUSIONES	63
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	65

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina es una extensa comarca petrolera de alrededor de 124.000 km² ubicada en una posición de retro-arco, que abarca la Provincia de Neuquén, el sector occidental de La Pampa y Río Negro, y la porción meridional de Mendoza hasta aproximadamente los 34° S. Con casi un siglo de historia exploratoria y productiva de hidrocarburos (HC), la cuenca tiene cinco sistemas petroleros distribuidos a lo largo de la columna sedimentaria mesozoica, entre ellos los niveles generadores más antiguos dentro del Precuyo y en lutitas oscuras de la Formación Los Molles (Vergani *et al.* 2011; Legarreta y Villar, 2012).

El basamento geológico de la región se encuentra estructurado por las orogénias del Paleozoico medio y superior (Cingolani *et al.* 2011; Giacosa *et al.* 2014); su geometría y fábrica, controlaron la sedimentación y deformación de la cuenca (Ramos *et al.* 2011b; Arregui *et al.* 2011a). En el Triásico Superior producto de la extensión en dirección noreste-sudoeste se generaron hemi-grábenes paralelos a los márgenes de cuenca y ortogonales a la dirección de extensión (Bechis *et al.* 2009; Cristallini *et al.* 2009), acompañado por un intenso vulcanismo con tendencia bimodal que caracterizó al Ciclo Precuyano. A partir del Jurásico Inferior se homogenizan los hemi-grabenes y se produce la primer gran inundación de la cuenca, dando lugar al primer ciclo sedimentario denominado Grupo Cuyo, a partir del cual alternan capas marinas y continentales, depositando una columna de roca de aproximadamente 7000 m de espesor (Fig. 1; Arregui *et al.* 2011b).

La extensión que produjo el desarrollo de la cuenca fue favorecida por un alto gradiente geotérmico (Llambías *et al.* 2007), y como consecuencia de este anómalo flujo calórico y el posterior enterramiento que sufrieron las rocas, la sucesión basal fue afectada por un metamorfismo interpretado como de soterramiento (Rubinstein *et al.* 2007; Suárez y González,

2015). Este metamorfismo ha sido identificado en afloramientos en los depocentros de la cordillera de Chachil-Catan Lil (D'Elia *et al.* 2012) y en la cuesta de Rahue (Suárez y González, 2015), como así también en depocentros del sub-suelo en los yacimientos Cupen Mahuida (Schiuma *et al.* 2011), Granito Negro (Rubinstein *et al.* 2007) y Octogono Fiscal (Velo *et al.* 2014).

Los estudios petrográficos sobre la mineralogía metamórfica en la Cuenca Neuquina son escasos, así como también la correlación entre grado metamórfico y profundidad a la cual estuvieron soterradas las rocas. Dado que esta cuenca es un hábitat prolífico para los hidrocarburos, resulta también interesante discutir en esta tesis, los aspectos inherentes al metamorfismo, la relación entre las condiciones físicas del metamorfismo, la anomalía térmica productora del metamorfismo, el ambiente tectónico y la maduración de los HC.

OBJETIVOS

Hay escasa información petrográfica sobre la mineralogía y condiciones físicas del metamorfismo de soterramiento. En el mismo sentido, aún no se ha evaluado su relación con el flujo calórico del sinrift, con la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y la relación que hay con la maduración térmica de los hidrocarburos como así también y la generación de porosidad y permeabilidad secundaria producto de la modificación de los componentes ígneos primarios. Por estos motivos, el objetivo general del trabajo es:

- Caracterizar petrográficamente el metamorfismo de soterramiento en rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano y aquellas del mismo origen intercaladas en la base del Grupo Cuyo.

Como objetivos específicos se pueden desglosar:

- El análisis mineralógico y textural de las asociaciones y paragénesis minerales que reemplazan a los componentes ígneos y/o rellenan cavidades primarias y fracturas, e interpretar si son de origen metamórfico, o tienen otro origen.

- Determinar en forma cualitativa las condiciones físicas (P-T) de formación de las asociaciones y paragénesis minerales, y proponer una evolución de P-T-t. Además, discutir las posibles fuentes de la anomalía térmica responsable de los cambios mineralógicos, su influencia en el flujo calórico regional, su vinculación con la historia térmica de las rocas y con el ambiente tectónico de la Cuenca Neuquina.

- Determinar si el metamorfismo tuvo influencia en la maduración térmica de los HC y en la generación de porosidad secundaria mediante la disolución de los materiales ígneos primarios.

MATERIALES Y MÉTODOS

Trabajos de gabinete previos al campo. En primera instancia, se procedió a realizar una detallada recopilación y análisis bibliográfico de la Cuenca Neuquina, principalmente de su estructura, ambiente tectónico, magmatismo y sistemas petroleros, así como también, sobre las características teóricas del metamorfismo de soterramiento y su vinculación con la geodinámica de las cuencas sedimentarias.

Se confeccionaron mapas preliminares de las zonas de interés con el *software* ArcGis 9.3, utilizando como base imágenes satelitales descargadas con el *software* Universal Maps Downloader 6.81 e imágenes Landsat de Google Earth.

Trabajos de campo. Se procedió a controlar el mapa preparado en gabinete y por su mayor interés se realizó la cartografía de las unidades volcánicas y piroclásticas y en menor medida las sedimentarias, todo con su documentación fotográfica y posicionamiento satelital (GPS) respectivo. En los perfiles relevados, se describieron los minerales y rocas con lupa de mano o cuentahílos y se tuvieron en cuenta la presencia de estructuras de deformación tectónicas, de disolución por carga y de presión de fluidos. Se tomaron muestras de mano de las rocas con interés petrológico para su análisis en gabinete.

Trabajos de gabinete posteriores al campo. En laboratorio, se realizó la confección de secciones delgadas para el estudio petrográfico en el Laboratorio de Cortes Petrográficos del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). Esta técnica se puede simplificar en los siguientes pasos:

- Cortado de la roca con un disco diamantado, a espesor, ancho y largo adecuados y limitados por las dimensiones del portaobjeto.
- Pulido a espejo con distintos polvos abrasivos de carburo de tungsteno. Limpieza y secado.

- Pegado en el vidrio portaobjeto de la sección de roca cortada, con resina epoxi.
- Cortado y pulido final hasta un espesor de 40 micrones con una maquina pulidora “Petrothin”. Finalmente y de forma manual se alcanza el espesor óptimo final de 30 micrones, en una plataforma de vidrio y con polvos abrasivos finos.
- Pegado del cubreobjeto con resina epoxi.

Cada uno de estos pasos va acompañado por una etapa de limpieza de la muestra en la lavadora ultrasónica y el secado en estufa de precisión a 45° C.

Una vez obtenidas las secciones delgadas, el estudio mineralógico, textural y de asociaciones-paragénesis metamórficas se efectuó en un microscopio petrográfico NIKON modelo Eclipse EPOL 200, perteneciente al Laboratorio de Microscopia Óptica del msmo IIPG (UNRN-CONICET). Además, se obtuvieron fotomicrografías con un equipo de cámara y video digital 319 CU (3.2M) CMOS Microscopy Camera, adosado al tubo central del microscopio, y conectado *on-line* a un sistema de *hardware*. El proceso de digitalización de las fotografías se llevó a cabo con el software Micrometrics® SE Premium 4 asociado al equipo, perteneciente al IIPG (UNRN-CONICET).

En este trabajo se utilizarán los términos “asociación mineral” y “paragénesis mineral” de acuerdo a la definición de Bucher y Grapes (2011). Cuando dos o más especies distintas de minerales metamórficos se presenten en contacto físico se denomina asociación mineral, mientras que, el término “paragénesis mineral” se utiliza para hacer referencia a la sumatoria de todos los minerales metamórficos y asociaciones minerales metamórficas que exhibe la roca. Las rocas que se encuentran afectadas por un metamorfismo de muy bajo-bajo grado frecuentemente están en desequilibrio químico (ej. persistencia de minerales primarios) y no presentan un recristalización

completa, por lo que, los minerales metamórficos suelen presentarse aislados (no como asociaciones minerales) y únicamente en las vesículas y vetillas asociadas (Schiffman y Day, 1999).

Las abreviaturas de los minerales fueron tomadas de Bucher y Grapes (2011) y la descripción e identificación de las texturas de las rocas ígneas y piroclásticas se basa en González (2015).

GEOLOGÍA GENERAL DE LA CUENCA NEUQUINA

Estratigrafía y evolución. La edad de las rocas del basamento de la Cuenca Neuquina es, en sentido amplio, anterior al Triásico Medio (Fig. 1). Abarca los ciclos orogénicos Famatiniano y Gondwánico, con una fuerte impronta de las fases orogénicas Chánica y San Rafael (Cingolani *et al.* 2011; Giacosa *et al.* 2014). De acuerdo con edades devónicas del metamorfismo regional (K-Ar en roca total, Franzese, 1995), los protolitos sedimentarios y volcánicos se originaron en el Silúrico. Se sobre impone a esta fase metamórfica la sedimentación, magmatismo, deformación y metamorfismo del ciclo Gondwánico el que culminaría con la Discordancia Huárpica en el Triásico Inferior-Medio y que exhuma los plutones pérmicos y daría comienzo al ciclo Andico (Llambías *et al.* 2007)

Las rocas del basamento pueden distribuirse en tres grandes grupos:

(1) Rocas metamórficas e ígneas del Silúrico-Devónico al Carbonífero Inferior correspondientes a las metasedimentitas y metavulcanitas del Complejo Piedra Santa, el Complejo Mamil Choique caracterizado por granitoides foliados, la Formación Colohuincul representada por esquistos y gneises, y la Ectinita Guaraco Norte (Franzese, 1995; Ramos *et al.* 2010; Cingolani *et al.* 2011).

(2) Rocas volcánicas y sedimentarias marinas del Carbonífero correspondientes al Grupo Andacollo en el norte de Neuquén (Danieli *et al.* 2011).

(3) Rocas intrusivas y extrusivas principalmente del Pérmico, aunque estas abarcan el lapso temporal del Carbonífero tardío-Triásico Inferior y que corresponden a la Provincia magmática Choiyoi o Grupo Choiyoi (Llambías y Sato 2011).

En el Triásico Medio (?)-Superior durante la disgregación de Gondwana (Ramos *et al.* 2011b) y vinculado a la actividad del proto-margen Andino (Franzese y Spaletti, 2001) se produce la extensión asociada a la depositación del Ciclo Precuyano, que está acompañada por vulcanismo con tendencia bimodal. El mecanismo de extensión propuesto sería por cizalla simple con una falla maestra de enraizamiento profundo (Sigismondi, 2012). Las rocas volcánicas, volcanoclásticas y en menor medida sedimentarias se depositaron en hemigrábenes formados a partir de estructuras preexistentes en el basamento y cuya orientación general N-S a NO-SE, resultará paralela a los márgenes de cuenca. Para el Jurásico Inferior-Medio se implanta un arco magmático en la Cordillera de la Costa (actual territorio chileno) y la cuenca evoluciona con características de *back-arc* extensional hasta el Cretácico Temprano (Mpodozis y Ramos, 2008; Arregui *et al.* 2011a). De este modo, el basamento de la cuenca es cubierto en discordancia angular primero por las sucesiones volcano-sedimentarias del Triásico Medio-Jurásico Inferior (Carbone *et al.* 2011), y luego por rocas sedimentarias marinas y continentales del Jurásico Medio-Cretácico (Fig. 1; Legarreta y Gulisano, 1989; Arregui *et al.* 2011b). Estas últimas son las que destacan geológicamente a la Cuenca Neuquina.

A partir del Cretácico Inferior tardío, y en relación al ascenso de los Andes, la Cuenca Neuquina se transforma en una cuenca de *foreland*, pierde su conexión con el mar paleo-Pacífico y se depositan las sedimentitas rojas continentales del Grupo Neuquén (Fig. 1; Tunik *et al.* 2010). Con posterioridad, la cuenca es inundada nuevamente por el mar en el Cretácico Superior-Paleógeno, pero esta vez, desde el Océano Atlántico y como producto de una inversión de la pendiente regional (Garrido, 2011; Rodríguez, 2011). Posteriormente, en el Cenozoico y hacia el

Sur de los 33° S se instala el arco magmático actual con rocas volcánicas y piroclásticas de arco y retro-arco (Llambías y Aragón, 2011).

Toda la sucesión del Mesozoico-Cenozoico, incluyendo el basamento, están deformados como parte de una faja plegada y corrida, a la cual se asocian volcanitas y sedimentitas sin-orogénicas de cuencas de ante-país (Zamora Valcarce *et al.* 2006; García Morabito, 2010).

Estructura de la cuenca y regiones morfológicas. La Cuenca Neuquina se encuentra dividida en tres provincias geológicas que presentan una estructura y estratigrafía distintiva: la Cordillera Principal, la Cordillera Patagónica y el Engolfamiento Neuquino (Fig. 1), y estas a su vez se subdividen en regiones estructurales o subprovincias (Fig. 1; Ramos *et al.* 2011a). La Cordillera Principal está caracterizada por las unidades jurásicas y cretácicas, la Cordillera Patagónica expone el basamento Paleozoico y el batolito Patagónico, y el Engolfamiento corresponde a la región extra-andina. En el siguiente apartado se describirá únicamente la Cordillera Patagónica, en la cual se centra este trabajo final de licenciatura, haciendo hincapié en la Precordillera Neuquina Sur (PNS) y Norte (PNN).

Precordillera Neuquina Sur. La PNS comprende principalmente la cuesta de Rahue, cordilleras de Cachil (Fig. 1) y Catán lil, la Sierra de Chacaicó y el Cordón de la Piedra Santa, con alturas que varían entre 2600 y 2850 msnm (Ramos *et al.* 2011a; García Morabito y Ramos, 2011). En cuanto a su estructura, esta región pertenece al dominio externo de la Faja Plegada y Corrida de Aluminé, la cual, presenta una gran complejidad estructural producto de los sucesivos pulsos contraccionales acaecidos desde el Jurásico al Plioceno Temprano (García Morabito y Ramos, 2011). Estos pulsos en algunos casos invirtieron positivamente estructuras extensionales del *rift* asociado al Ciclo Precuyano y en otros casos generaron nuevas estructuras. El primer episodio de deformación compresiva se ubicaría en el Jurásico Medio y habría estado concentrado en torno a la “Dorsal de Huincul” produciendo las primeras etapas de ascenso en esta región (García

Morabito, 2010). Los pulsos de compresión relacionados a la Cordillera Principal en el Cretácico Superior y el Mioceno Superior-Plioceno Temprano se vieron interrumpidos por un periodo de extensión que formó las cuencas de Collón Curá y Cura Mallín (García Morabito, 2010).

Precordillera Neuquina Norte. La Cordillera del Viento se encuentra ubicada dentro de esta región morfoestructural (Fig. 1), con alturas de 2800 y 2950 m s. n. m. siendo el Cerro Domuyo el rasgo más elevado con 4707 m (Ramos *et al.* 2011a). Esta región forma parte del sector oeste de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, que se caracteriza por involucrar una cuña de basamento paleozoico en las estructuras, mientras que hacia el este, el nivel de despegue es el yeso de la Formación Auquilco y solo queda involucrada en la deformación la cubierta sedimentaria (Sánchez *et al.* 2014). La deformación compresiva en la región se habría dado en dos pulsos principales, el primero en el Cretácico Superior, y un segundo pulso se habría producido durante el Mioceno (Sánchez *et al.* 2014; Zamora Valcarce *et al.* 2006). El evento compresivo del Jurásico Medio-Superior a estas latitudes no ha sido identificado con claridad (Zamora Valcarce *et al.* 2011), mientras que otros autores en la evolución de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal solo mencionan los pulsos compresivos del Cretácico y Mioceno (Sánchez *et al.* 2014; Giacosa *et al.* 2014).

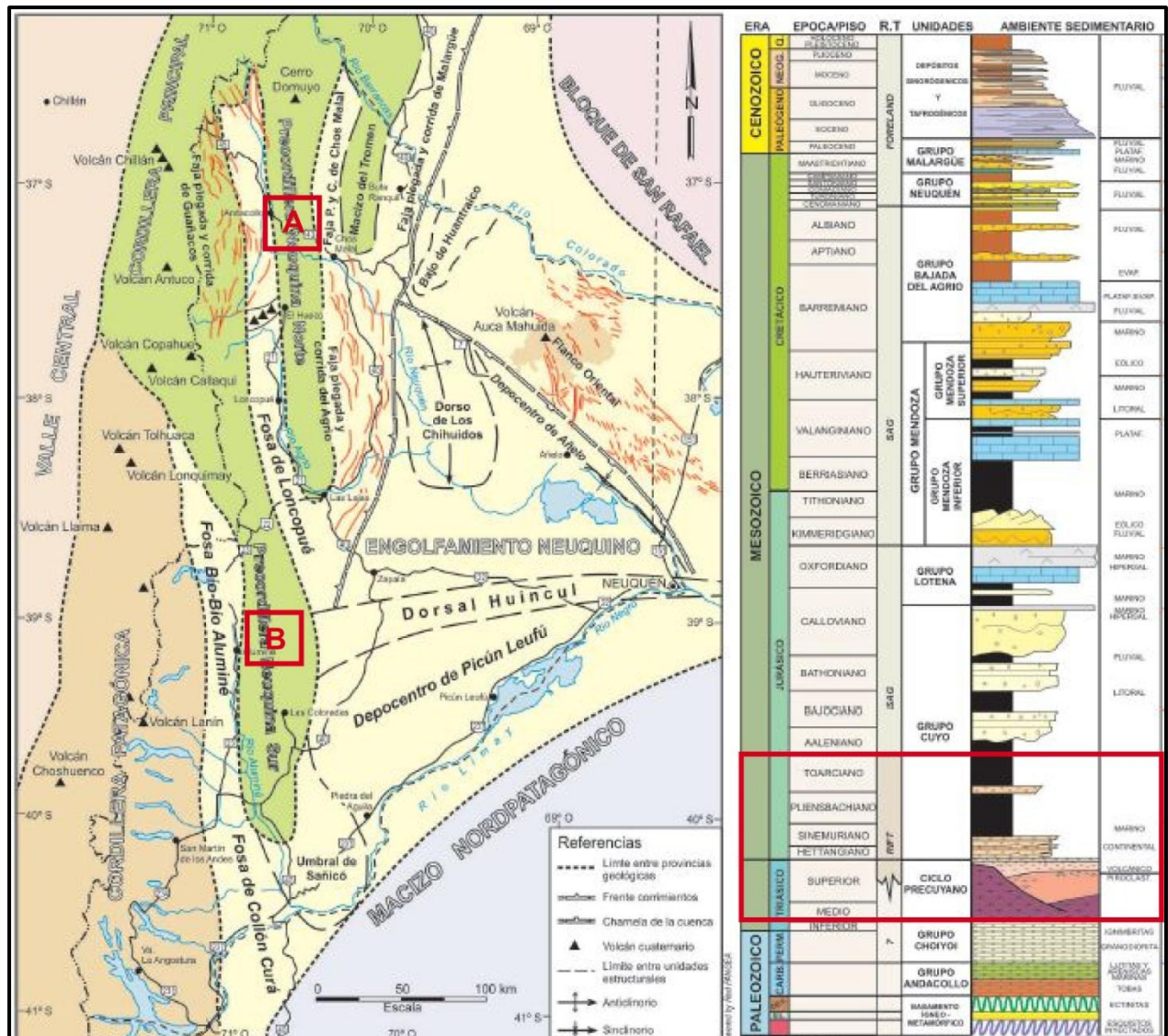


Figura 1. A la izquierda, las provincias geológicas de la Provincia de Neuquén. **A.** Región sur de la cordillera del Viento. **B.** Cuesta de Rahue y cordillera de Chachil (tomado y modificado de Ramos *et al.* 2011a). A la derecha, columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina (tomado y modificado de Arregui *et al.* 2011a). El recuadro en rojo exhibe las unidades estudiadas en este trabajo.

ASPECTOS GENERALES DEL METAMORFISMO DE SOTERRAMIENTO

El termino metamorfismo de soterramiento fue acuñado por Coombs (1961) y posteriormente ha sido definido como un tipo de metamorfismo regional que afecta a rocas volcánicas y

sedimentarias soterradas en cuencas sedimentarias, sin influencia de tectonismo o magmatismo (Smulikowski *et al.* 2003). Robinson (1987) y Robinson y Bevins (1989a) propusieron el término “metamorfismo diastatermal” o “metamorfismo extensional” ya que es característico en las cuencas extensionales con alto flujo calórico inicial. En este caso, al patrón diagenético a epizonal/metamórfico se superpone un patrón tectónico producto de la compresión e inversión positiva de las estructuras extensionales, produciendo una característica evolución anti-horaria de presión-temperatura-tiempo (P-T-t; Merriman y Frey, 1999). El arquetipo de metamorfismo diastatermales es la Cuenca de Welsh del Paleozoico Inferior (Reino Unido) en la cual el alto flujo calórico inicial producto de la extensión generó un metamorfismo de bajo grado, al cual, se le superpone la fase compresiva Acadiana del Orógeno Caledónico (Silúrico tardío-Devónico Inferior; Robinson y Bevins, 1999b).

Las facies metamórficas de muy bajo a bajo grado para metabasitas (Fig. 2), como las rocas estudiadas en este trabajo, consisten de facies ceolita (Ceo), facies prehnita-pumpellyíta (Prh-Pmp), facies prehnita-actinolita (Prh-Act) y facies pumpellyíta-actinolita (Pmp-Act). La mineralogía consta de ceolitas, entre ellas, heulandita, laumontita y wairakita, silicatos estratificados e interestratificados, siendo los más comunes illita/sericita, esmectita y clorita, aluminosilicatos de calcio como prehnita, pumpellyíta y epidoto, y por último los minerales de mayor grado metamórfico en estas secuencias que son actinolita y granate (Frey y Robinson, 1999).

Una de las mayores dificultades que presenta el estudio petrográfico del metamorfismo de bajo grado es el tamaño de grano muy fino que suelen presentar las especies minerales, resultando en ocasiones indeterminables a escala microscópica, por lo que se suele recurrir a técnicas más específicas como imágenes de electrones retrodispersados (BSE), análisis EDS o difracción de rayos X (DRX). Para las secuencias metapelíticas, el método más usado para

determinar el grado alcanzado es el “índice de Kübler” de la cristalinidad de la illita (CI) medido a través de DRX.

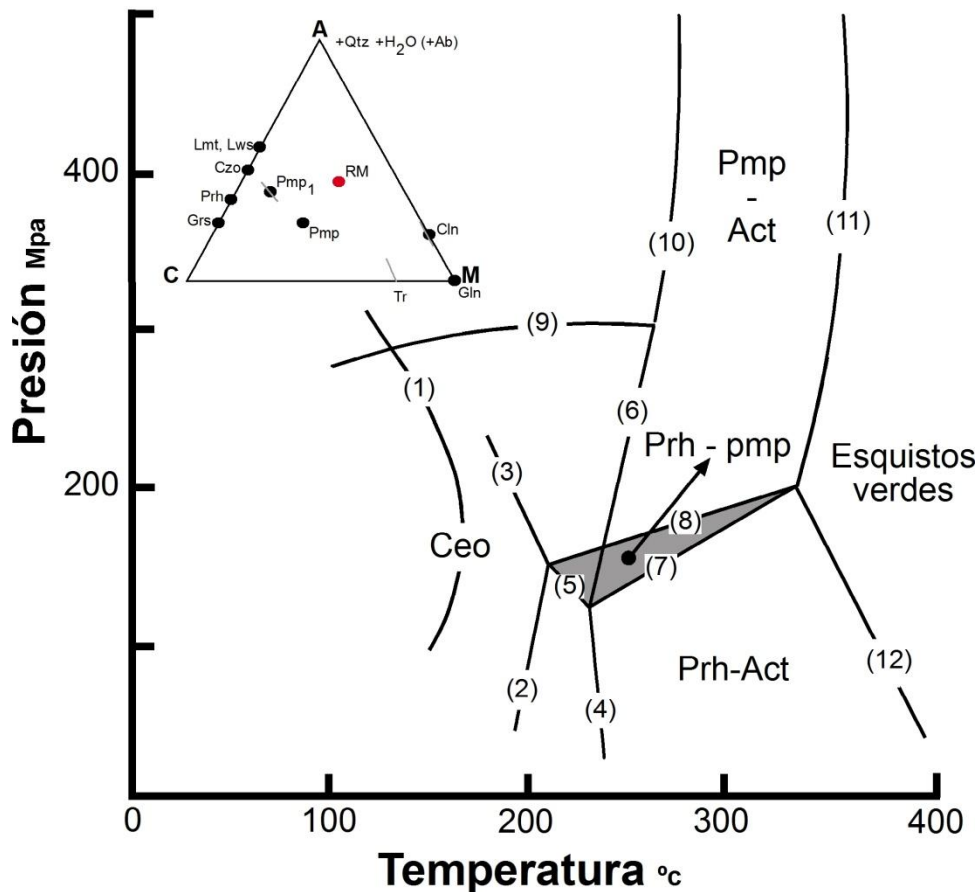


Figura 2. Proyección mineralógica CMASH al plano triangular ACM (Al_2O_3 - CaO - MgO) y facies metamórficas de bajo grado para metabasitas y reacciones limitantes en el sistema NCMASH (tomado y modificado de Schiffman y Day, 1999). Reacciones: (1) $\text{Anl} + \text{Qtz} = \text{Ab}$; (2) $\text{Tr} + \text{Lmt} = \text{Prh} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{W}$; (3) $\text{Pmp} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tr} + \text{Lmt}$; (4) $\text{Prh} + \text{Lmt} = \text{Ep} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$; (5) $\text{Pmp} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Prh} + \text{Chl} + \text{Lmt}$; (6) $\text{Pmp} + \text{Lmt} = \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$; (7) $\text{Pmp} + \text{Qtz} = \text{Prh} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{H}_2\text{O}$; (8) $\text{Pmp} + \text{Tr} + \text{Qtz} = \text{Prh} + \text{Chl} + \text{H}_2\text{O}$; (9) $\text{Lws} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Lmt}$; (10) $\text{Pmp} + \text{Lws} = \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$; (11) $\text{Pmp} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Ep} + \text{Tr} + \text{H}_2\text{O}$; (12) $\text{Tr} + \text{Ep} + \text{H}_2\text{O} = \text{Prh} + \text{Chl} + \text{Qtz}$. La asociación de alta presión se exhibe del lado izquierdo de la reacción. En gris el limitado campo de estabilidad de la asociación mineral Prh + Pmp.

ANTECEDENTES

Los antecedentes específicos (publicados y de libre acceso) referidos al metamorfismo de soterramiento en la Cuenca Neuquina son limitados. Las rocas volcánicas y piroclásticas del yacimiento Cupén Mahuida (YPF, subsuelo de Neuquén) asignadas a la base del Grupo Cuyo, han sido estudiadas desde el punto de vista petrográfico y están afectadas por metamorfismo de soterramiento de muy bajo grado en facies ceolita (Schiuma *et al.* 2011). La paragénesis mineral Cal + Lau + Ab + Chl + Ep + Prh sugiere una temperatura de hasta 230°C vinculada a un gradiente geotérmico anómalo. Para los autores el calor propicio para el metamorfismo se generó por los efectos residuales del volcanismo. El metamorfismo posiblemente es contemporáneo con la depositación de las rocas de la cuenca durante el Mesozoico, dado que no hay suficiente espesor de rocas sedimentarias terciarias en los alrededores que las cubran, como para producir carga e incremento del gradiente geotérmico.

En el subsuelo del sur de Mendoza (Granito Negro), las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano, presentan una paragénesis metamórfica de muy bajo grado correspondiente a la facies prehnita-pumpellyíta lo que indicaría temperaturas entre 175° y 275°C (Rubinstein *et al.* 2005, 2007). El metamorfismo habría sido contemporáneo con el desarrollo de la cuenca y previo a la migración de los hidrocarburos (Rubinstein *et al.* 2007).

En el Yacimiento Octógono Fiscal (YPF, subsuelo de Plaza Huincul–Cutral Có) los granitoides de la Formación Huechulafquen son productores de petróleo y presentan la asociación mineral Cal + Chl + Ep + Prh + Lau, que ha sido interpretada por los autores como producto del metamorfismo de soterramiento (Velo *et al.* 2014).

En afloramientos, las menciones solo se remiten a rocas volcánicas y piroclásticas del depocentro de Catán Lil y Chachil, en el cual, la asociación Chl + Lau + Phl + Ep indicaría el pasaje de condiciones diagenéticas a anquimetamórficas (D'Elia *et al.* 2012).

Más recientemente, Suárez y González (2015) adelantaron algunos resultados preliminares relacionados con este trabajo final y comunicaron una asociación metamórfica de soterramiento de muy bajo grado en rocas piroclásticas del sin-rift de la Cuenca Neuquina.

Por otro lado, Sruoga y Rubinstein (2007) caracterizaron los procesos que conllevan al desarrollo de porosidad y permeabilidad primaria y secundaria, en reservorios volcánicos del Ciclo Precuyano, destacando la importancia de reconocer estos procesos como guías en la búsqueda o predicción de reservorios volcánicos útiles para contener HC.

ZONAS DE ESTUDIO

Los sitios de estudio se seleccionaron sobre la base del análisis bibliográfico y de algunas recorridas expeditivas de campo. Los mismos son de fácil acceso y tienen buena exposición de las rocas del sin-rift. Las zonas seleccionadas son: la Precordillera Neuquina Sur en los depocentros de la cordillera de Chachil y la cuesta de Rahue, y la Precordillera Neuquina Norte en la cordillera del Viento y alrededores (Fig. 3).

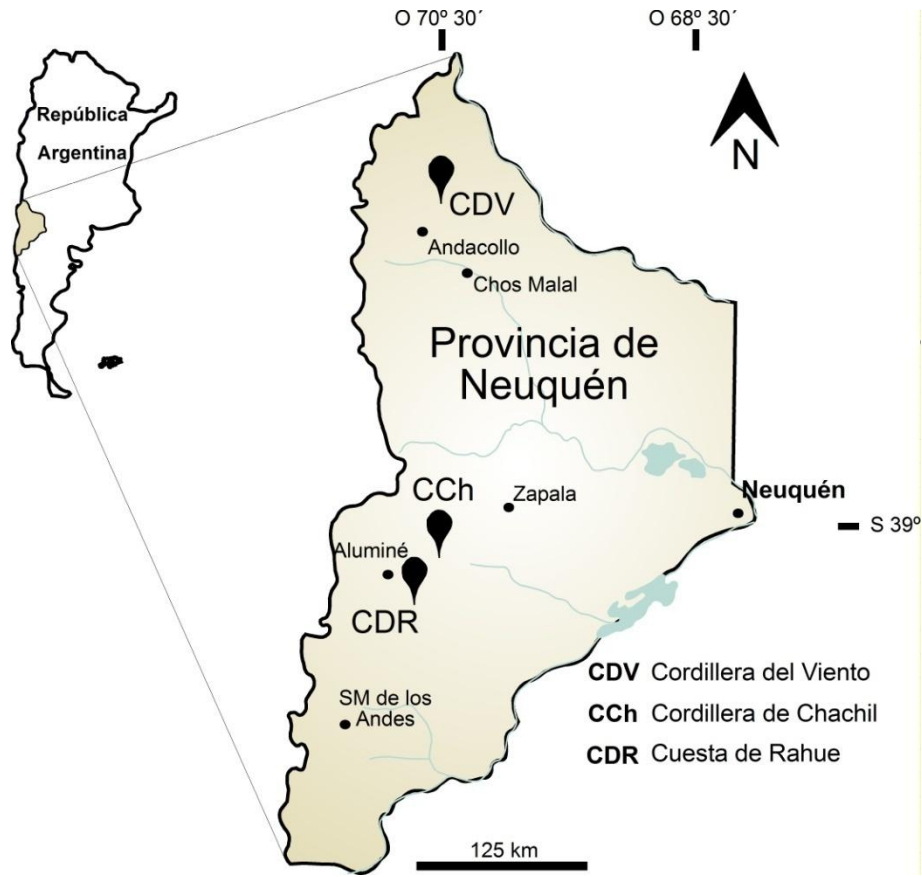


Figura 3. Ubicación geográfica de las zonas de trabajo.

Cordillera de Chachil. Este sector de la Precordillera Neuquina se localiza a unos 50 km al sudoeste de Zapala (Fig. 3). Se destaca por presentar excelentes exposiciones de rocas volcánicas pertenecientes al sin-rift (D' Elia *et al.* 2012). Se ha mencionado una mineralogía secundaria de Ill/Sm + Chl + Ep + Lau + Phl en lavas básicas-intermedias e ignimbritas ácidas, que correspondería a la transición entre la diagénesis y el campo metamórfico (D' Elia *et al.* 2012).

Cordillera del Viento y alrededores. Se encuentra en el noroeste de Neuquén, siendo los sitios de muestreo aledaños a la localidad de Andacollo, en la porción sur de la cordillera del Viento (Fig. 3). Esta región presenta un registro volcánico y piroclástico completo de la evolución del sinrift y de la transición al post-rift.

Cuesta de Rahue. Estas exposiciones se hallan en el centro-oeste de Neuquén, a unos 85 km al sudoeste de Zapala (Fig. 3). En este sector se hallan rocas piroclásticas intercaladas en sedimentitas marinas, soportando una potente sucesión sedimentaria jurásica (Suárez y González 2015).

PETROGRAFÍA: MINERALOGÍA SECUNDARIA Y MICROESTRUCTURAS

Arroyo La Jardinera-cuesta de Rahue. Datos preliminares de este sector están publicados en Suárez y González (2015).

La geología local del arroyo La Jardinera-cuesta de Rahue es el basamento ígneo-metamórfico, representado por las rocas metamórficas de bajo grado del Complejo Colohuincul (Fig. 4; Turner, 1965) cuya edad de máxima depositación fue datada en Devónico Superior (364 Ma) mediante circones detríticos (Ramos *et al.* 2008) y los granitoides del Complejo Plutónico del Chachil (Carbonífero–Pérmico). En discordancia angular, se apoyan las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles (Fig. 5D) ambas formando parte de la base del Grupo Cuyo (Fig. 4).

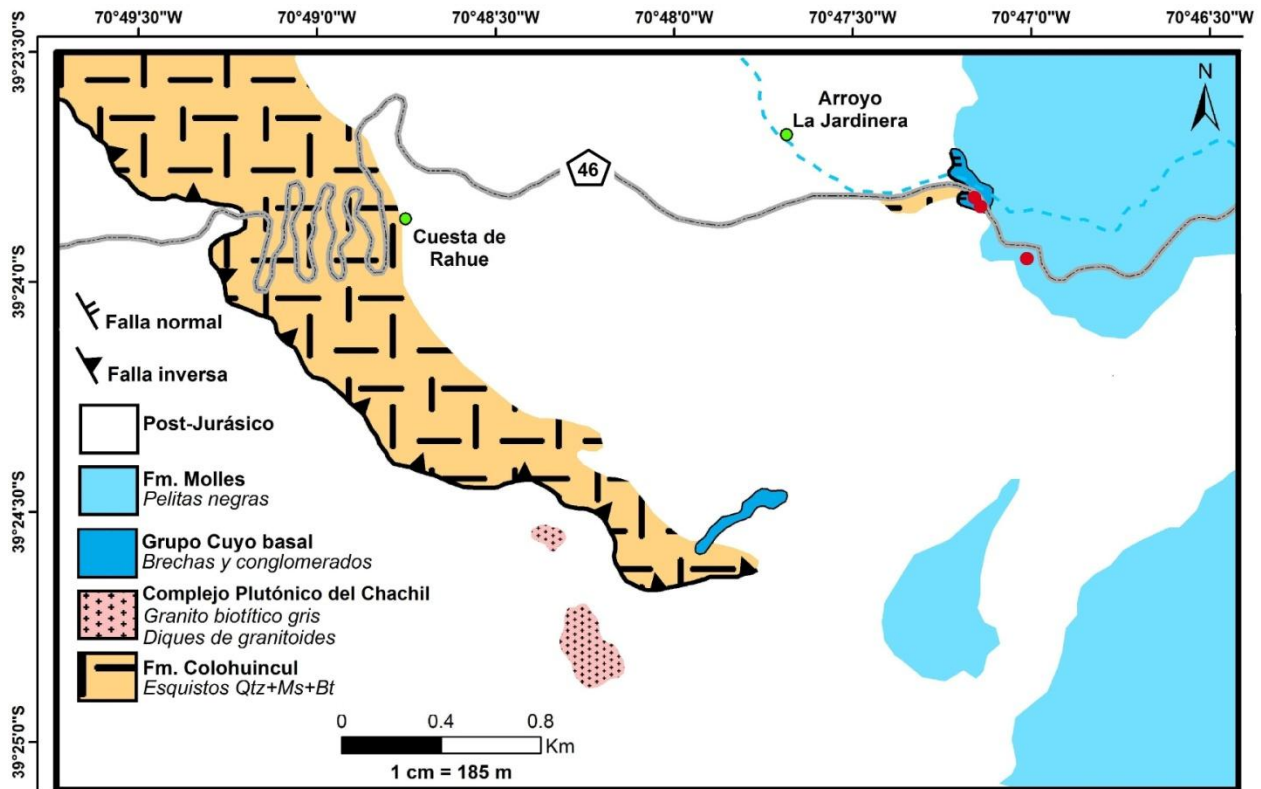


Figura 4. Mapa geológico del sector de la cuesta de Rahue–arroyo La Jardinera con ubicación de los sitios de muestreo (puntos rojos).

Los estudios petrográficos se realizaron en el arroyo La Jardinera sobre brechas (Fig. 5A, B y C) y rocas piroclásticas intercaladas entre pelitas marinas asignadas a la Formación Sierra Chacaicó y sobre conglomerados del cordón de la Piedra Santa, que pertenecen a unidades del Ciclo Precuyano o a la base del Grupo Cuyo.



Figura 5. Fotografías de afloramientos, relaciones estratigráficas y estructuras en la cuesta de Rahue–arroyo La Jardinera. A) Discordancia angular (línea punteada) entre los esquistos de la Complejo Colohuicul y brechas del Ciclo Precuyano o base del Grupo Cuyo. B) Potente sucesión de brechas de la Formación Sierra Chacaicó. C) Detalle de las brechas de la Formación Sierra Chacaicó, se destaca que los clastos provienen únicamente de esquistos del Complejo Colohuicul. D) Filón capa andesítico de edad cenozoica emplazado en la base del Grupo Cuyo.

Litología. Las brechas y conglomerados son texturalmente inmaduros con clastos únicamente del basamento, siendo en la cuesta de Rahue esquistos del Complejo Colohuicul (Fig. 5C) y en el Cordón de la Piedra Santa de gneises del complejo homónimo y de granitoides del Complejo Plutónico del Chachil. Las rocas piroclásticas clasifican como tobas vitro-cristalinas, siendo trizas y pómez los componentes vítreos, líticos volcánicos de fenobasaltos/andesitas y cristaloclastos de plagioclasa cribada.

Paragénesis mineral. La paragénesis mineral identificada en las brechas y conglomerados corresponde a Chl + Ep + óxidos de Fe + Ser (ill) ± Prh que se presenta en los dominios de la matriz y en el cuellos de los *micro-boudins* de las micas. En las tobas, la paragénesis está compuesta por Cal + Qtz + Py + Ab + Chl + Ep + óxidos de Fe ± Pmp y está presente en la matriz, como relleno de las vesículas de los fragmentos pumíceos, en vetillas, y como reemplazo de cristaloclastos de plagioclasa y micas (Fig. 6).

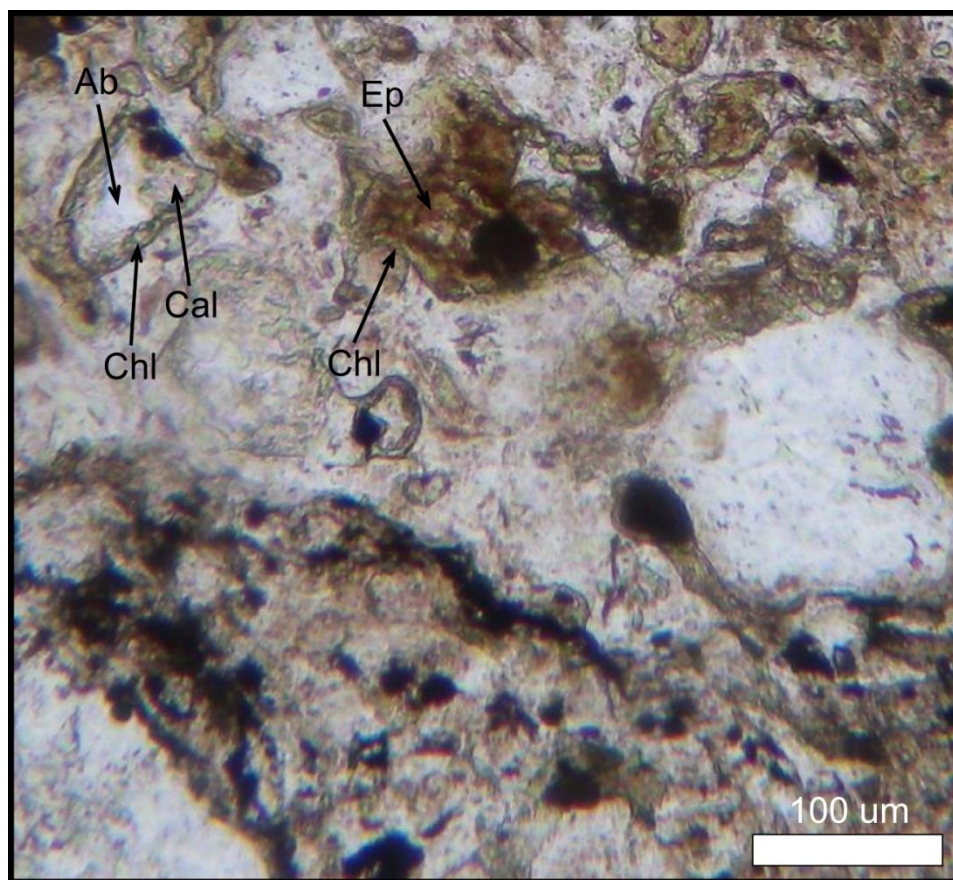


Figura 6. Paragénesis mineral de Cal + Chl + Ab + Ep en vitroclastos de la Formación Sierra Chacaicó.

Microestructuras. Las microestructuras de deformación corresponden a microestilolitas de tipo lisa y ondulada paralelas o subparalelas a la estratificación paralela S_0 de las tobas y brechas, con óxidos e hidróxidos de Fe y materia orgánica como residuo insoluble. Exhiben micas reorientadas

a los planos S_0 (Fig. 7A) definiendo en ocasiones una foliación diagenética (Fig. 7B; en el sentido de Passchier y Trouw, 2005). Las micas exhiben deformación intracristalina de tipo extinción ondulosa y están estiradas formando *micro-boudins*, con cristalización dinámica de clorita en los cuello y también flexuradas (Fig. 7C). Los granos de cuarzo presentan bordes de disolución y en ocasiones contactos suturados. Las microvetillas de Qtz + Cal + Py cortan en forma perpendicular a la estratificación sedimentaria S_0 , y en ocasiones las microestilolitas confluyen en estas.

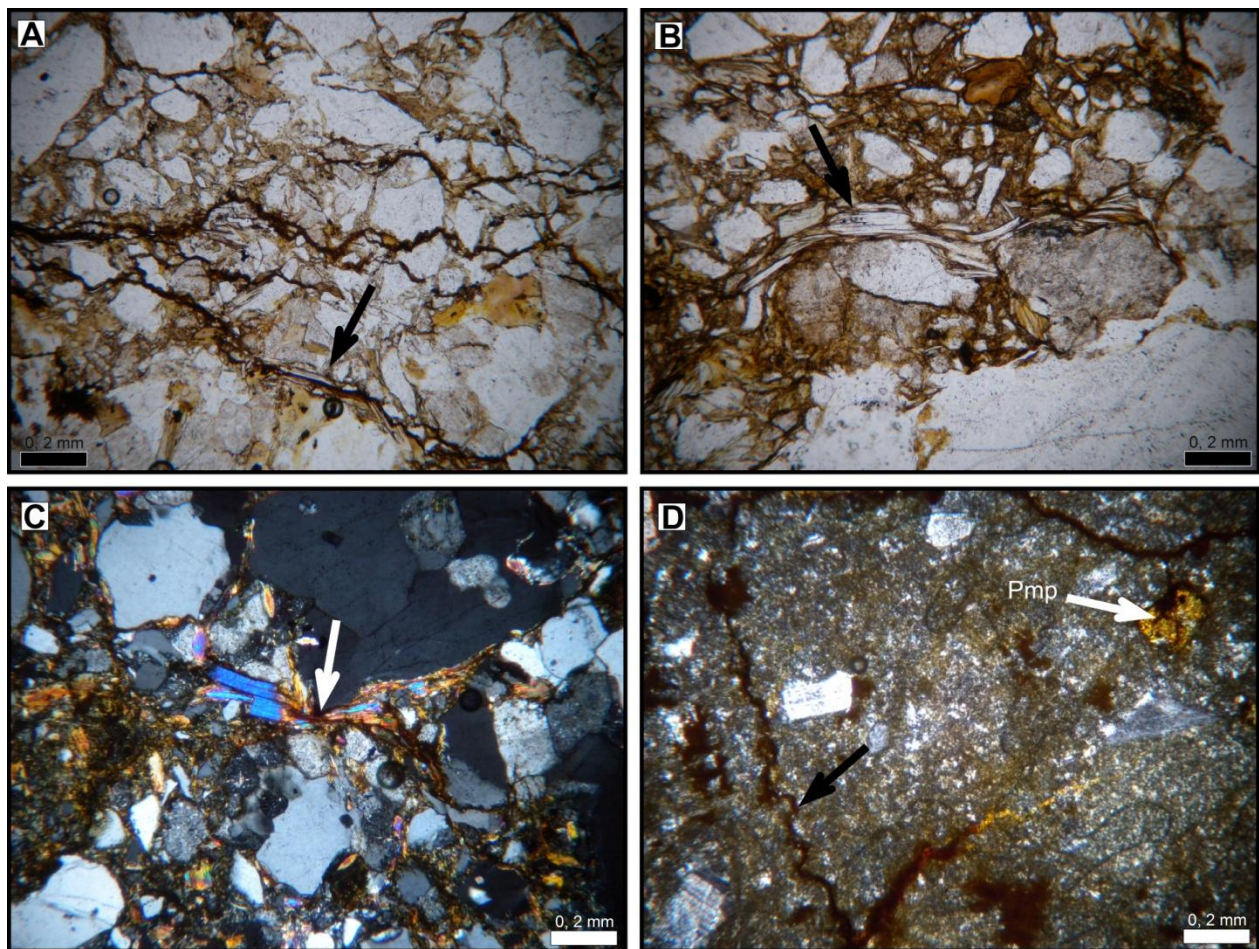


Figura 7. Microestructuras producidas por compactación. A) y B) conglomerado del Precuyo o base del Grupo Cuyo en el cordón de la Piedra Santa. A) Notable desarrollo de estilolitas y reorientación de micas a los planos estilolíticos (flecha). B) Foliación diagenética por reorientación de micas. C) *Micro-boudin* en muscovita con cristalización de

clorita en el cuello (flecha) en brecha de la Formación Sierra Chacaicó, cuesta de Rahue. D) microestilolita con residuo insoluble de óxidos de hierro en ignimbrita andesítica de la cordillera de Chachil.

Arroyo Picún Leufú-cordillera de Chachil. Los trabajos de campo se realizaron en inmediaciones del arroyo Picún Leufú. En este sector aflora la Caliza Chachil en el Morro del Aguila (Fig. 8; Fig. 9A y C) y hacia el este, la sección inferior de la Formación Los Molles de la base del Grupo Cuyo (Fig. 8; Fig. 9D). La Formación Ñireco y la Formación Lapa (Fig. 9B) son las unidades aflorantes correspondiente al Ciclo Precuyano (Fig. 8). A los fines prácticos de este trabajo y teniendo en cuenta la falta de un mapa de detalle se empleará el término “Ciclo Precuyano” de forma genérica para agrupar a tales formaciones.

Los estudios petrográficos se realizaron sobre ignimbritas, vulcanitas y brechas, correspondientes al Ciclo Precuyano y de forma adicional se muestreo las pelitas de la sección superior de la Formación Los Molles.

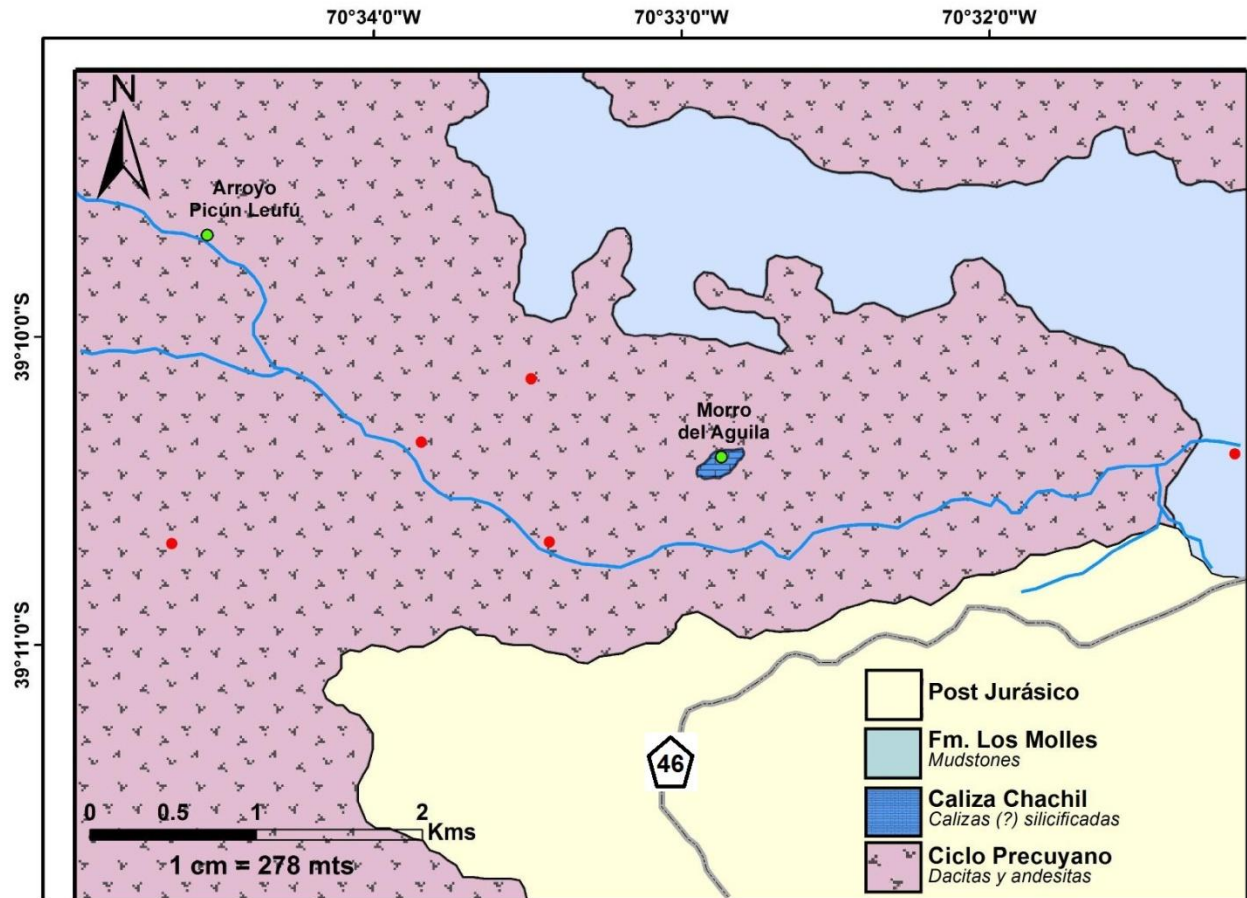


Figura 8. Mapa geológico del sector del arroyo Picún Leufú–cordillera de Chachil con ubicación de los sitios de muestreo (puntos rojos).

Litología. Las rocas del Ciclo Precuyano están compuestas por dacitas a andesitas (Fig. 9A) y por brechas con componentes basáltico-andesíticos. En la base de la secuencia, se encuentra una dacita compuesta por fenocristales de plagioclasa inmersos en una base microgranosa (Fig. 9A). Las rocas piroclásticas son brechas fenodacíticas e ignimbritas fenoandesíticas. La primera presenta abundantes litoclastos de vulcanitas ácidas, principalmente cristaloclastos de cuarzo y escasos vitroclastos blocosos, mientras que la ignimbrita exhibe cristaloclastos esencialmente de plagioclasa en una matriz argílica; la textura es eutaxítica con *fiammes* desvitrificados a un arreglo felsítico y esferulítico. Por último, se muestreo una brecha volcánica que presenta

cemento poiquilítico de calcita con clastos amigdaloides de vulcanitas basálticas-andesíticas y de granitoides (Fig. 10D). La muestra extraída de la Formación Los Molles es un *mudstone* que presenta calcita micrítica y escasos granos de cuarzo y muscovita.

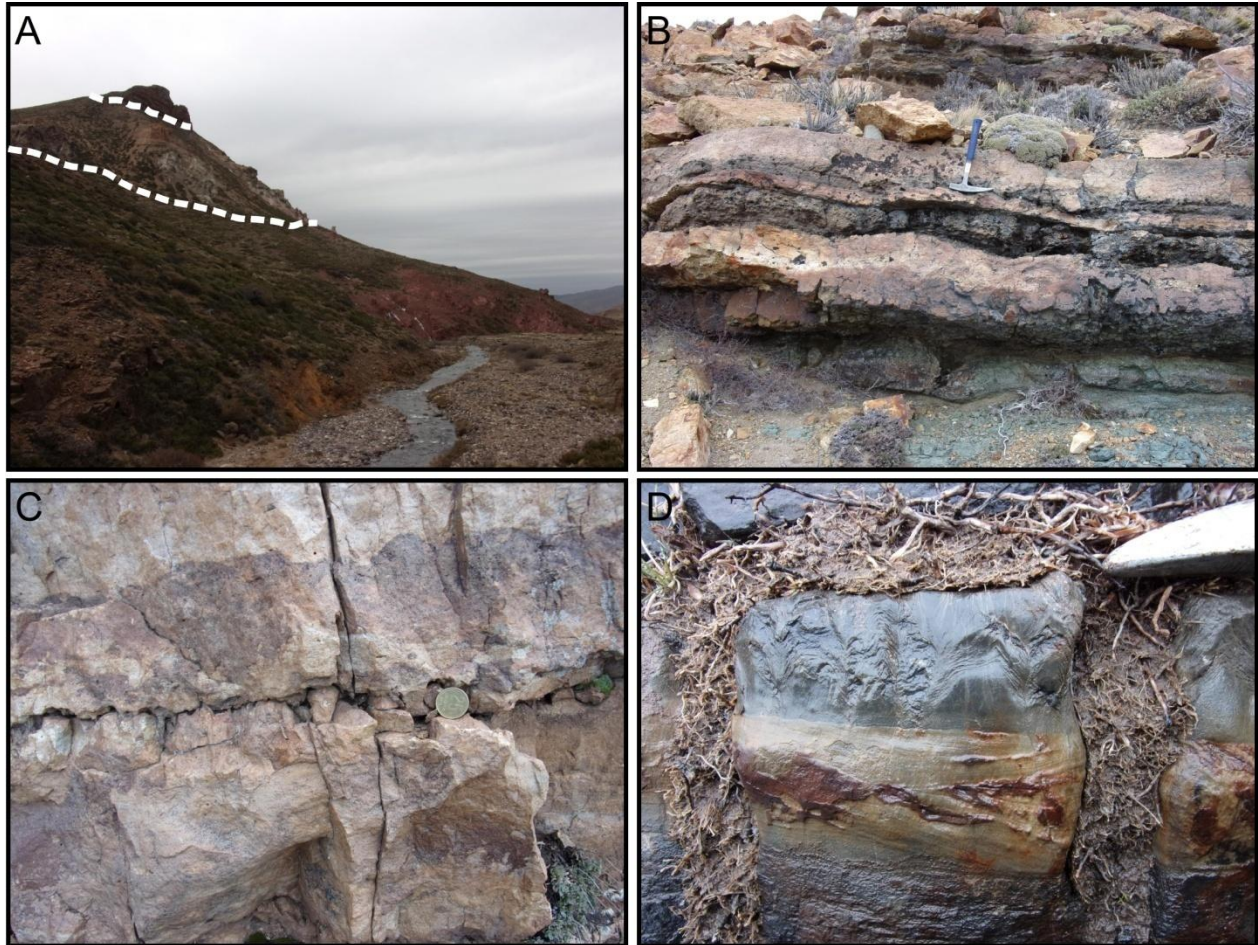


Figura 9. Fotografías de afloramientos, relaciones estratigráficas y estructuras en la cordillera de Chachil–arroyo Picún Leufú. A) Discordancia dentro del Ciclo Precuyano, entre las dacitas moradas de la sección inferior (Formación Ñireco) y las andesitas de la sección superior (Formación Lapa). Por encima, la discordancia rioatuélica (línea cortada) entre el Ciclo Precuyano y la Caliza Chachil en el Morro del Aguila. B) Depósitos piroclásticos en el Ciclo Precuyano. C) Caliza Chachil silicificada y con desarrollo de estilolitas de escala mesoscópica. D) Turbiditas de la Formación Los Molles con estructuras formadas por presión de fluidos tipo “cono en cono”.

Paragénesis mineral. Las paragénesis minerales en esta región pueden ser agrupadas en dos tipos, libres de calcita y con calcita. La paragénesis que tiene calcita no tiene aluminosilicatos de calcio. Más adelante se discutirán los motivos de esta característica metamórfica en el capítulo de “condiciones químicas del metamorfismo”.

Las brechas volcánica y piroclástica, presentan Qtz + Cal + Sm + óxidos de Fe como paragénesis común, como residuo insoluble en las microestilolitas (arcillas y óxidos), como reemplazo de vitroclastos, de plagioclasas y de la matriz, y en microvetillas. Completan la paragénesis mineral ceolitas en la brecha piroclástica y Chl + Ab en la brecha volcánica (Fig. 10D).

La paragénesis mineral libre de calcita se desarrolla en la ignimbrita andesítica y en la dacita porfírica. La asociación mineral típica de las amígdalas en la andesita es óxidos de Fe + Pmp + Chl (Fig. 10C) y en la plagioclasa exhibe Lmt + Prh. La dacita presenta como paragénesis óxidos de Fe + Qtz + Ab + Prh + Pmp ± Ep (Fig. 10A y B). El reemplazo a óxidos de Fe es muy intenso y se presenta como microvetillas; también como microvetillas se desarrolla la asociación mineral Qtz + Prh (Fig. 10A y B). La plagioclasa es el dominio más fértil en esta roca para desarrollar una mineralogía secundaria, siendo reemplazada por la paragénesis Lmt + Pmp ± Ep.

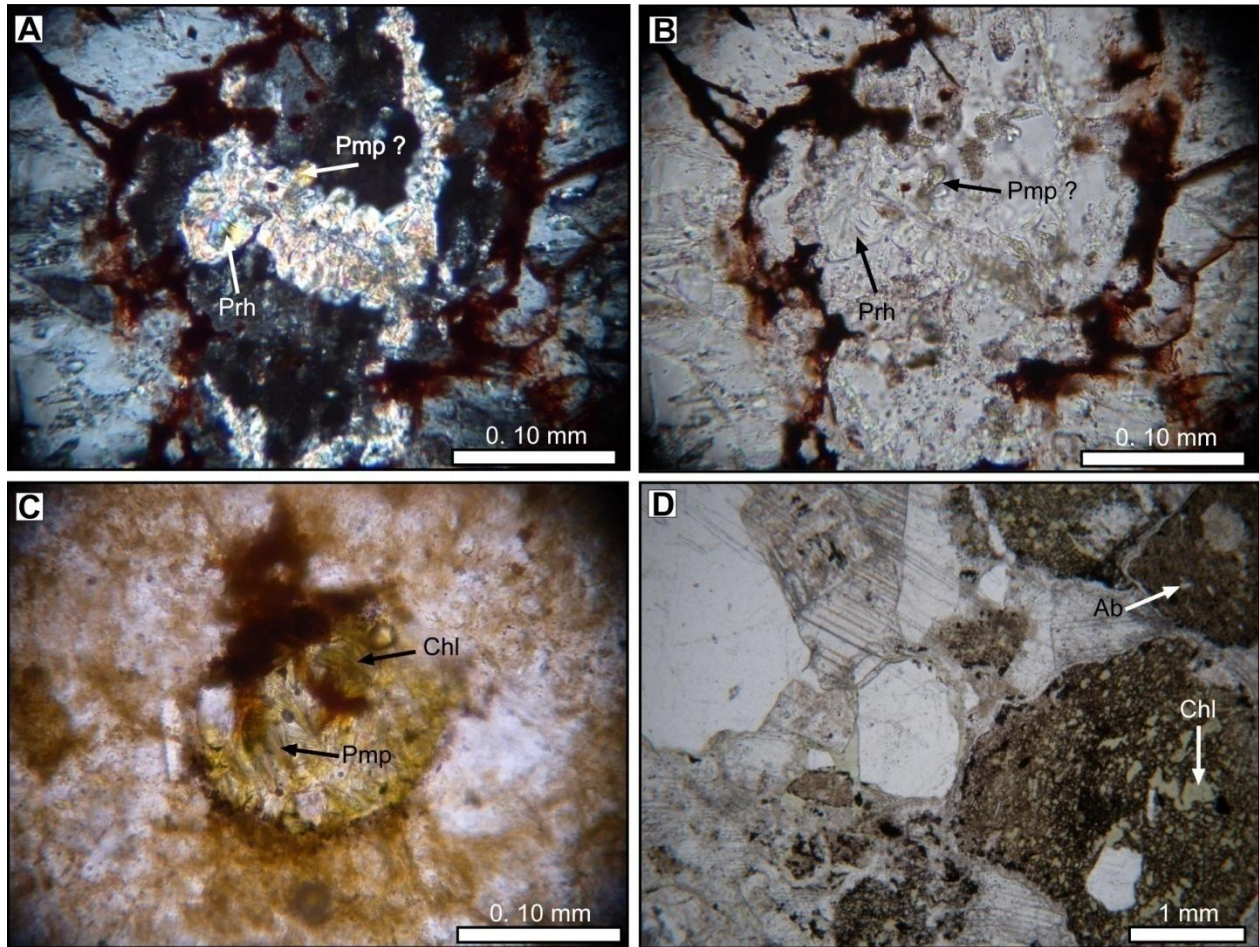


Figura 10. Fotomicrografías de la mineralogía metamórfica en la cordillera de Chachil. A) y B) Prh + Pmp en microvetillas dentro de la plagioclasa, en NX y NP respectivamente. C) Micro-amígdala con la asociación mineral Pmp + Chl. D) Fragmentos pumíceos dentro de la brecha con la paragénesis Chl + Ab en las microamígdalas.

Micro y mesoestructuras. Las microestilolitas son las microestructuras más abundantes y exhiben óxidos de hierro y arcillas en los planos de disolución como residuo insoluble (Fig. 7D). Asociadas a estos planos, en ocasiones se presentan biotitas magmáticas reorientadas y alineadas a los planos. Las microestilolitas se hallan mejor representadas en las tobas. En los afloramientos de la Caliza Cachil en el Morro del Aguila, se identificó la presencia de mesoestilolitas con un notable desarrollo (Fig. 9C).

Las microvetillas de óxidos de hierro son abundantes en la dacita porfírica, y en ocasiones están formadas de Qtz + Prh, y en las paragénesis con calcita se desarrollan microvetillas de este mineral.

Los vitroclastos blocosos dentro de la brecha piroclástica se encuentran estirados y aplanados por compactación.

Cordillera del Viento y alrededores. Los trabajos de campo se realizaron en el extremo sur de la cordillera del Viento. En este sector aflora el Ciclo Precuyano representado por las formaciones Cordillera del Viento, Milla Michicó y La Primavera (Fig. 11; Fig. 12A, B y C). Hacia el sur, en el perfil clásico de Chacay Melehue aflora la Caliza Chachil y la Formación Los Molles (Fig. 11) de la base del Grupo Cuyo (Fig. 11).

En el Ciclo Precuyano los estudios petrográficos se realizaron en vulcanitas e ignimbritas, en tanto que en la Formación Los Molles se muestrearon rocas piroclásticas y depósitos de lahares intercalados en el tercio basal de pelitas negras (Fig. 12D).

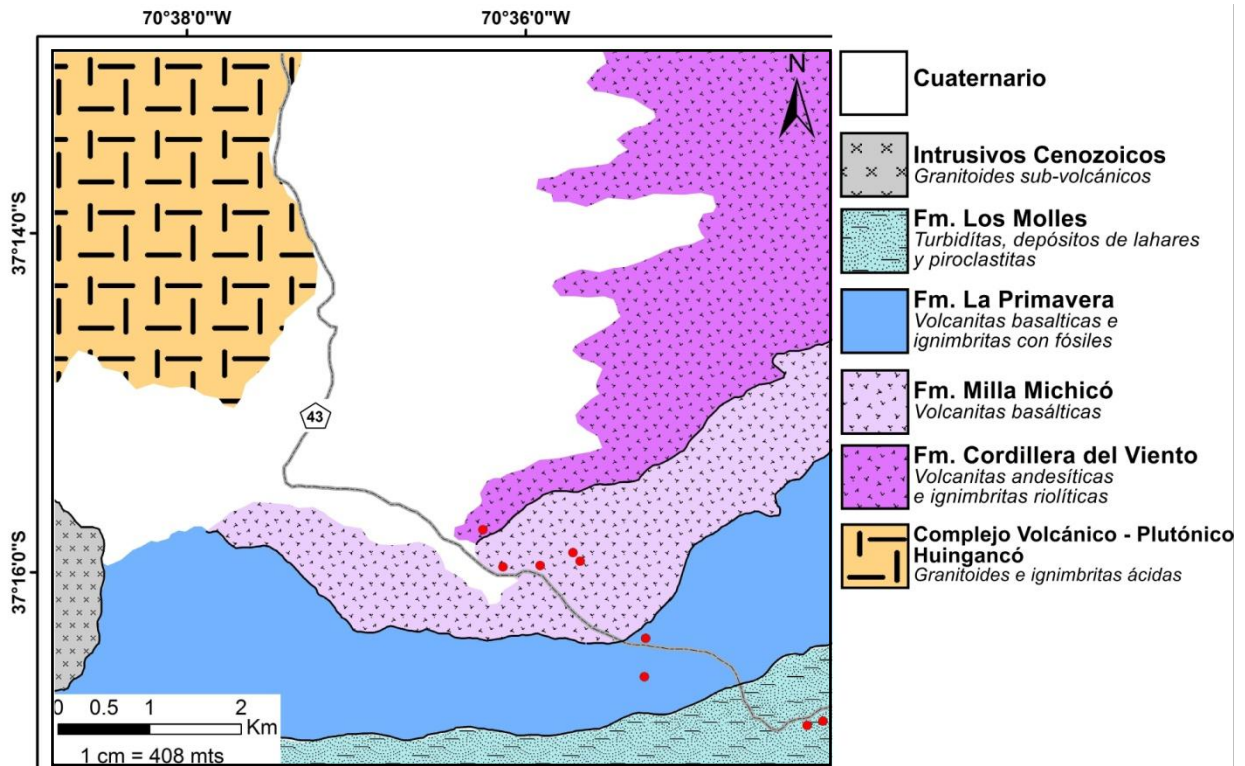


Figura 11. Mapa geológico del extremo sur de la cordillera del Viento con la ubicación de los sectores de muestreo.

Litología. La Formación Cordillera del Viento son vulcanitas bimodales de composición fenobasálticas/andesíticas a ignimbritas fenoriolíticas. Las vulcanitas son afaníticas a microporfíricas, generalmente amigdaloides, con microfenocristales de plagioclasa alterados. La pasta presenta textura intergranular con mafitos completamente reemplazados. En la Formación Milla Michicó se registran ignimbritas en la base y continúa un perfil monótono de vulcanitas verdes de composición fenobasálticas/andesíticas con textura afanítica a microporfírica y amigdaloides (Fig. 12C). Presenta microfenocristales de olivinos alterados a óxidos de hierro y tablillas de plagioclasa, en ocasiones esqueléticas, y una pasta que exhibe textura intergranular. La Formación La Primavera en su base presenta ignimbritas ácidas y rocas piroclásticas con fósiles, mientras que hacia el techo, se intercalan basaltos vesiculares, aglomerados y rocas piroclásticas que también son portadoras de fósiles. Las ignimbritas son fenodacitas con

cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y biotita, *fiammes* desvitrificados a filosilicatos y líticos de vulcanitas básicas. Los fenobasaltos son afaníticos y microamigdaloides, con microfenocristales de plagioclasa y olivino esqueletal con reemplazo pseudomórfico a cuarzo y aluminosilicatos de calcio, y una pasta que exhibe textura traquítica a pilotáxica.

La Formación Los Molles en la sección superior del perfil de Chacay Melehue intercala depósitos de turbiditas, bancos finos de tobas, y diamictitas de desmoronamiento (Fig. 12D) pertenecientes a depósitos laháricos. Las tobas y la matriz de los depósitos laháricos presentan cristaloclastos de plagioclasa, vitroclastos pumíceos y litoclastos volcánicos de fenobasaltos/andesitas.

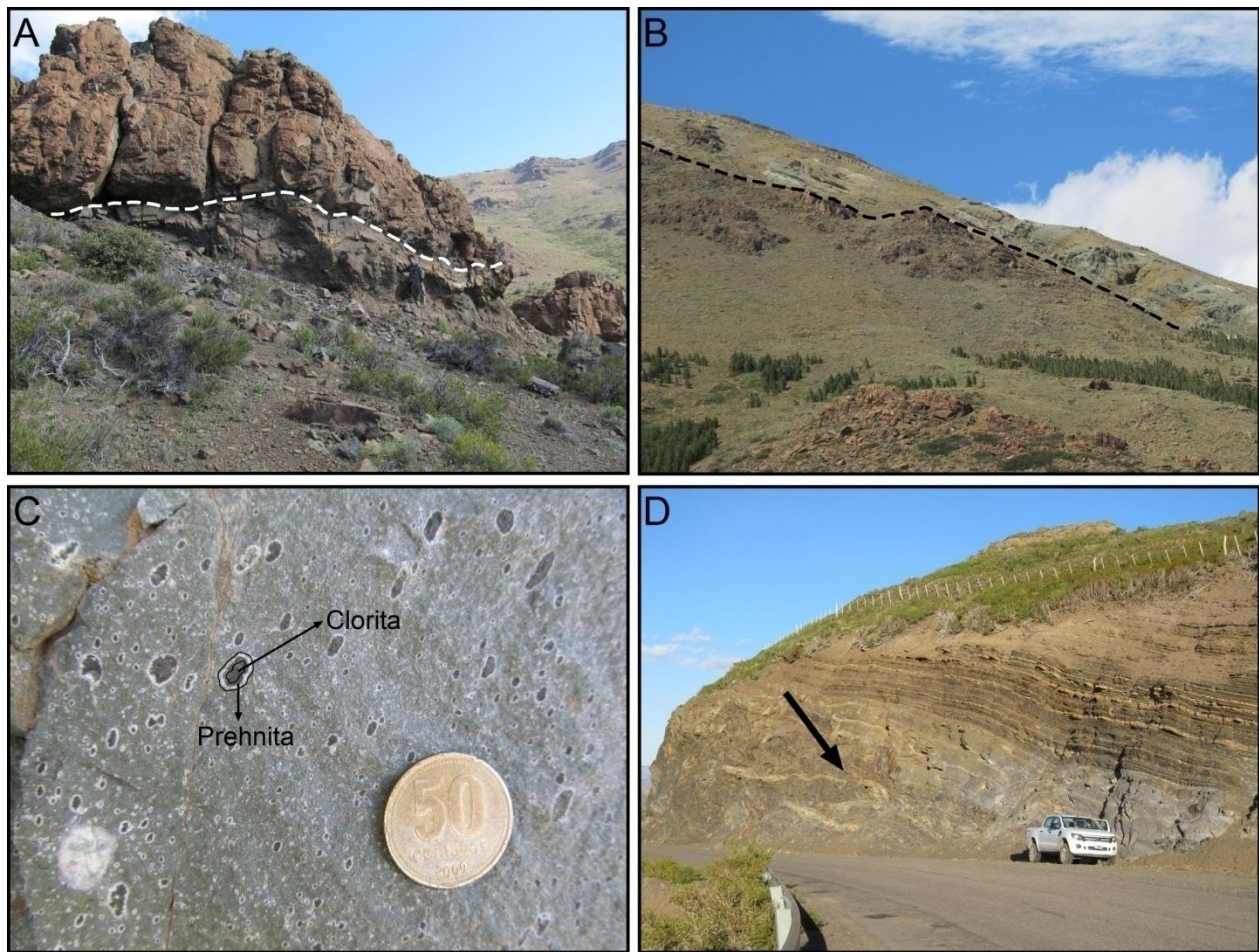


Figura 12. Fotografías de los afloramientos, relaciones estratigráficas y estructuras en el sur de la cordillera del Viento. A) Discordancia tunuyánica (línea cortada) entre rocas piroclásticas y vulcanitas de la Formación Cordillera del Viento y los fenobasaltos afaníticos de la Formación Milla Michicó. B) Discordancia rioatuélica (línea cortada) entre los fenobasaltos de la Formación Milla Michicó y los depósitos transgresivos de la Formación La Primavera. C) Fenobasalto afanítico y amigdaloides de color verde en la Formación Milla Michicó con la paragénesis Prh (blanca) + Chl (verde oscura). D) diamictita con deformación sinsedimentaria y pliegues tipo “*slumps*” (flecha) intercalada entre bancos turbidíticos de la Formación Los Molles en Chacay Melehue.

Paragénesis mineral. En estas rocas se diferencian dos tipos de paragénesis mineral, de acuerdo a relaciones de corte y reemplazo mineral, forma en que se presentan y grado de recristalización que produjeron en las rocas. Estas paragénesis son denominadas informalmente en este trabajo “P₁” y “P₂”. Desde el punto de vista cronológico de la aparición de los minerales, la P₁ es temprana y la P₂ es tardía y reemplaza a la anterior. La P₁ está representada por Hem + Sm + Ceo + Cal + Cel + Ab + Chl₁ + Ep₁ + Prh₁ + Pmp₁ (Fig. 13) y se presenta en las amígdalas, rellenando espacios intersticiales, como reemplazo de las plagioclasas, de los vitroclastos y de la matriz/pasta.

La paragénesis P₂ reemplaza a la P₁ y ha originado rocas de tipo epidositas y otras rocas asociadas. Se presenta en parches, amígdalas, microvetillas y *micro-stockwork*, y está conformada por Qtz + Chl₂ + Ep₂ + Ttn + Prh₂ + Pmp₂ + Act (Fig. 14). Desde el punto de vista mineralógico de la moda, el Ep₂ (+ Qtz) es muy abundante, da un color verde intenso a las rocas y sumado a la textura granoblástica que presenta define su inclusión como epidositas.

La paragenesis P₁ presenta una zonación vertical, desde el mayor grado metamórfico en las rocas del Ciclo Precuyano a menor grado hacia la Formación Los molles. Las vulcanitas de la Formación Cordillera del Viento solo registran la P₂, mientras que, en la Formación Milla

Michicó en las amígdalas se registra el reemplazo incompleto de la P₂ por la P₁. En este caso, la P₁ está representada por la paragénesis Cal + Chl₁ (?) + Prh₁.

En la Formación La Primavera, la ignimbrita fenodacítica presenta la paragénesis mineral Hem + Sm + Qtz + Ceo + Cal + Cel + Ab + Chl₁ + Ep₁ + Prh₁ + Pmp₁ (Fig. 12B, C y D). Las muestras de la Fm. Los Molles son clasificadas como tobas de cristales y presentan Hem + Cal + Qtz + Sm + Chl₁ ± Ep₁. Por su parte, la toba del depósito de lahar además presenta Pmp₁ (Fig. 12A) en correspondencia con menores contenidos de calcita. Este hecho será discutido más adelante en el capítulo de las “condiciones químicas del metamorfismo”.

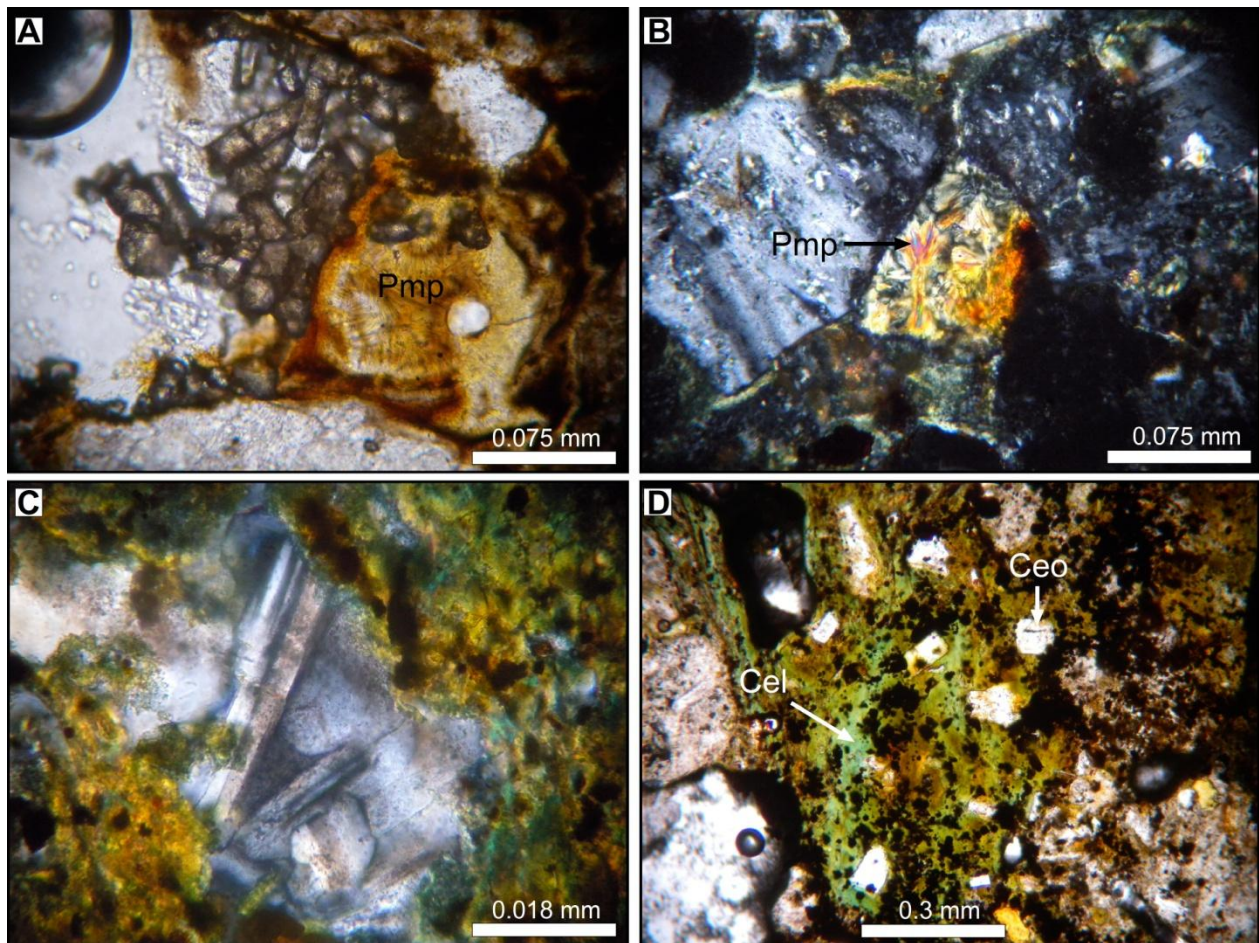


Figura 13. Fotomicrograffas de la mineralogía metamórfica en la cordillera del Viento. A) Óxidos de Fe + Sm + Pmp en toba de la Formación Los Molles. Los cristales marrones prismáticos cortos y de relieve muy alto corresponden al polvo abrasivo usado para la confección de la sección delgada. B), C) y D) ignimbrita fenodacítica

de la Formación La Primavera. B) Asociación mineral Sm + Chl + Pmp. C) Ceolita tipo laumontita con macla polisintética. D) Cel + Sm + Ceo (heulandita?) reemplazando un *fiamme*.

La paragénesis P₂ está constituida por Qtz + Cal₂ + Ttn + Chl₂ + Ep₂ + Prh₂ + Pmp₂ + Act (Fig. 14) se presenta como parches, vetillas y amígdalas en afloramiento (Fig. 12C), mientras que a escala microscópica esta mineralogía es introducida en microvetillas discretas o conformando un *micro-stockwork*. Por lo general, los parches son de una epidosita de Ep +Qtz (+Tnt +Act) con textura granoblástica (Fig. 14D), que pasa en forma transicional a zonas con menor epidotización y relleno de vesículas (Fig. 14A y C), donde reemplaza en forma pseudomórfica a minerales ígneos relícticos (Fig. 14B) y también reemplaza a los minerales de la paragénesis P₁.

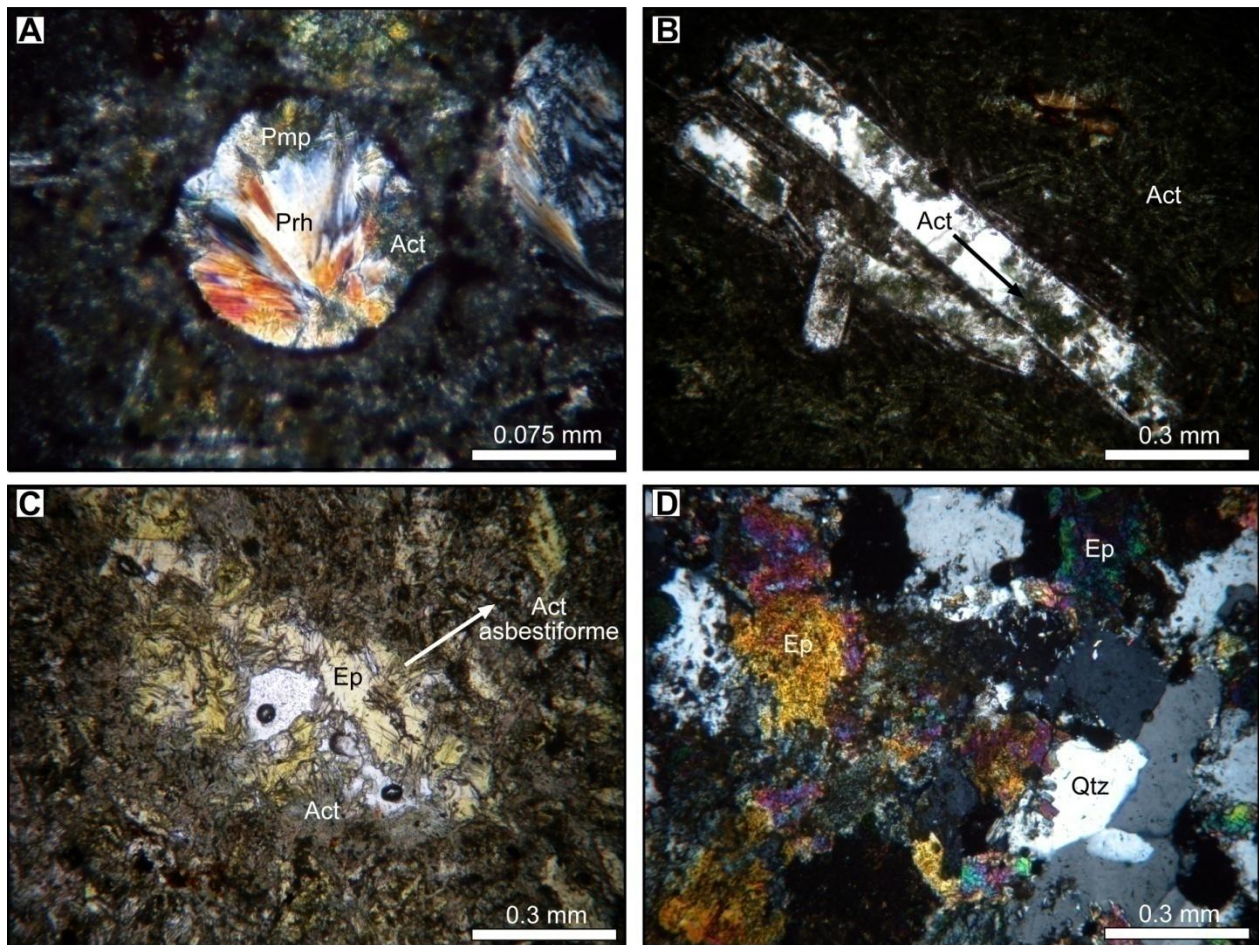


Figura 14. Mineralogía y asociaciones minerales típicas de la paragénesis P_2 en la cordillera del Viento. A) $Prh_2 + Pmp_2 + Act$ en amígdala de fenobasalto de la Formación La Primavera. B) Plagioclasa con reemplazo de $Qtz + Act$ en fenobasalto de la Formación Milla Michicó. C) $Ep + Act$ en amígdala de un fenobasalto/andesita de la Formación Cordillera del Viento. D) Textura granoblástica con $Ep + Qtz (+ Tnt + Act)$ en epidosita de la Formación Milla Michicó.

Microestructuras. Las microestructuras en las rocas de la cordillera del Viento están pobremente representadas. En las formaciones Los Molles y La Primavera las piroclastitas presentan planos de disolución de escaso desarrollo; a su vez, la Formación Los Molles exhibe pómez aplastados y flexurados.

En las formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó la asociación $Ep + Qtz$ de la paragénesis P_2 presenta una textura granoblástica (Fig. 14D) como relleno de microvetillas, amígdalas y como textura general de la roca (Fig. 14C). Esta textura exhibe cristales euhedrales a subhedrales ($Ep + Qtz$) con uniones triples (Fig. 15). Esta es una configuración que se da bajo condiciones de recristalización estática, activada esencialmente por la temperatura y libre de presión confinante (Blenkinsop, 2000).

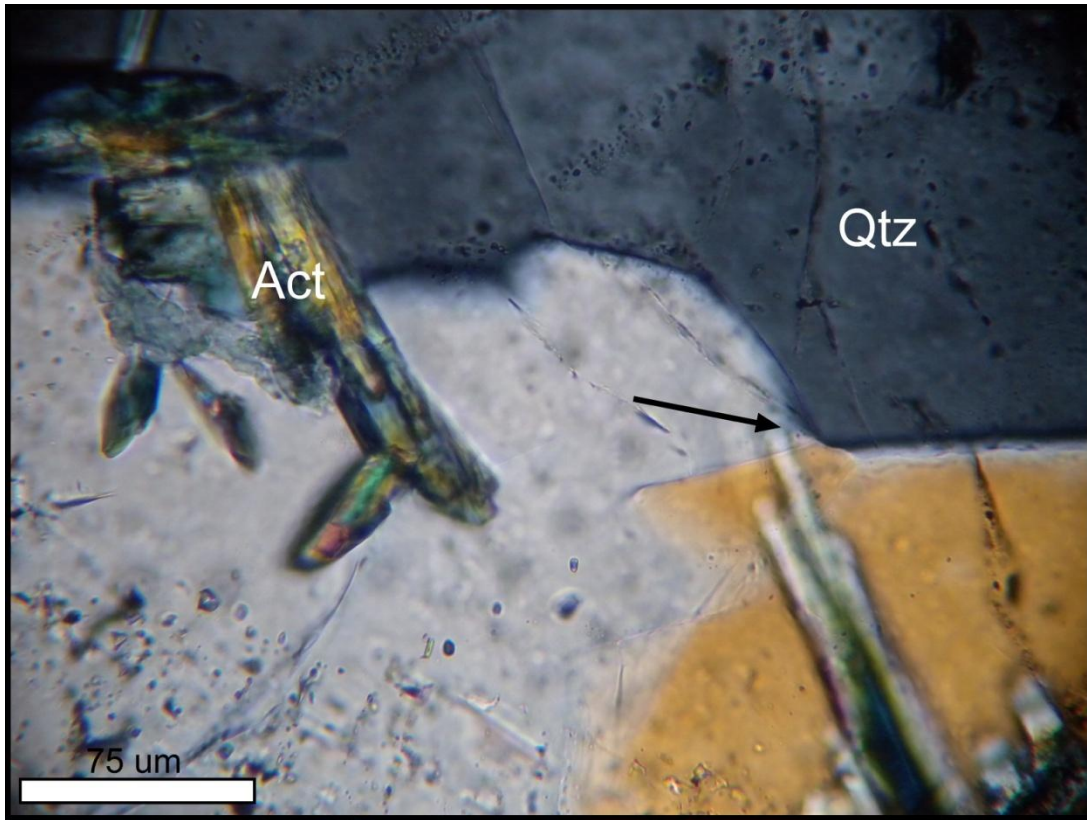


Figura 15. Textura granoblástica con uniones triples en cuarzo (flecha) dentro de una amígdala.

CONDICIONES FÍSICO-QUÍMICAS DEL METAMORFISMO

Condiciones físicas. Las grillas petrogenéticas son herramientas de amplio uso en la Petrología Metamórfica, que permiten ilustrar de forma gráfica las asociaciones minerales en equilibrio y aproximar en forma cualitativa las condiciones físicas del metamorfismo en ese equilibrio (Fig. 2). En el caso del metamorfismo de muy bajo a bajo grado de metabasitas, las facies metamórficas y los diagramas quimiográficos de las grillas petrogenéticas se construyen en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH).

Para el caso de las rocas ígneas básicas a intermedias estudiadas en este trabajo, se destacan a continuación algunas reacciones limitantes de las asociaciones minerales y algunos campos de

estabilidad de las facies de muy bajo a bajo grado metamórfico. Esto se practica comparando las rocas estudiadas con grillas petrogenéticas de uso corriente en la literatura metamórfica.

La facies ceolita está limitada por las reacciones de *Lmt out*, a alta T por las reacciones 4 y 6, y alta P por la reacción 9 (Fig. 2). En esta facies también se presentan asociaciones minerales sin ceolitas, tal como $Ep + Chl + Qtz \pm Pmp \pm Prh$. La estabilidad de $Prh + Pmp$ se da en un campo de P-T muy restringido (Fig. 2), mientras que la aparición de $Act + Prh (+ Chl + Ep)$ define la facies prehnita–actinolita a baja P. A mayor P, la facies pumpellyíta–actinolita está definida por la aparición de $Act + Pmp (+ Chl + Ep)$; Fig. 2). Las reacciones de *Prh out* y *Pmp out*, 12 y 11 respectivamente, marcan la transición a la facies esquistos verdes (Fig. 2).

Cuesta de Rahue. La paragénesis mineral $Cal + Qtz + Ab + Chl + Ep$ corresponde a la facies ceolita y es estable bajo el campo de las reacciones 4, 6 y 9 (Fig. 16). Según las asociaciones minerales y el pobre grado de cristalización del epidoto (pulverulento, con poco desarrollo cristalino) se plantea una T° de aproximadamente 180°-230° C (Corbett y Leach, 1998; Schiffman y Day, 1999) y una presión variable, aunque menor a 300 Mpa (Fig. 17).

Sobre la base de los espesores de roca regionales en cercanías de la cuesta de Rahue que constan en Cucchi *et al.* (2005) y que tienen por encima las rocas estudiadas, se calculó una presión de carga variable entre 70 y 80 Mpa para el metamorfismo de la Fm. Sierra Chacaicó. Este resultados es, en parte, coincidente con la P de carga del metamorfismo calculada por Schiuma *et al.* (2011) en 100 Mpa para la unidad equivalente (Fm. Cupén Mahuida) a la Fm. Sierra Chacaicó en el yacimiento Cupén Mahuida.

Cordillera de Chachil. La paragénesis mineral con calcita representadas por $Qtz + Sm + Ceo (?)$ y $Qtz + Sm + Chl + Ab$ son estables bajo condiciones de bajo grado metamórfico pero no exclusivas del campo del metamorfismo, ya que también aparecen en condiciones diagenéticas (Scasso y Limarino, 1997). O sea, la P y T no serían condiciones físicas limitantes para la

estabilización de estas paragénesis. Por otro lado, la estabilidad de estas paragénesis podría estar relacionada a limitantes químicos, como por ejemplo que no hayan estabilizado silicatos de aluminio índices de metamorfismo porque la composición química global del protolito no fue adecuada. O en forma alternativa, los altos tenores de $f\text{CO}_2$ que inhiben la formación de aluminosilicatos (Robinson y Bevins, 1999).

Las paragénesis sin calcita presentan $\text{Chl} + \text{Lmt} + \text{Pmp} \pm \text{Prh}$ y $\text{Qtz} + \text{Prh} + \text{Pmp} \pm \text{Ep}$. La paragénesis de $\text{Chl} + \text{Lmt} + \text{Pmp} \pm \text{Prh}$ se da en facies ceolita, bajo el campo de las reacciones 3, 5, 6 y 9, a T entre 200-230° y P entre 125-300 Mpa (Fig. 16; Fig. 17). Mientras que la presencia de $\text{Prh} \pm \text{Ep}$ (sin Lmt en petrografía) indicaría condiciones de mayor temperatura dentro de la facies prehnita-pumpellyíta, bajo el campo de las reacciones 6, 7 y 8, a T mayores a 230° y P entre 125–200 Mpa (Fig. 16; Fig. 17).

Cordillera del Viento. La paragénesis mineral P_1 en la Formación Los Molles compuesta de $\text{Sm} + \text{Chl} +$ escasa Pmp (sin Prh) no es indicativa de facies pero es una paragénesis muy común del límite superior de temperatura de la facies ceolita, bajo el campo de las reacciones 3, 5 y 6, a T de 180–230°C y P de 125–225 Mpa (Fig. 16; Fig. 17).

En la Formación La Primavera la paragénesis $\text{Hem} + \text{Qtz}$ (calcedonia) + $\text{Cal} + \text{Cel} + \text{Sm} + \text{Ceo}$ (Hul?) + $\text{Lmt} + \text{Ab} + \text{Chl}_1 + \text{Ep}_1 + \text{Prh}_1 + \text{Pmp}_1$ puede representar una alteración submarina temprana a muy baja T y P, y el posterior reequilibrio a condiciones metamórficas. En este sentido, la asociación mineral de $\text{Hem} + \text{Qtz}$ (calcedonia) + $\text{Cel} + \text{Hul}$ (?) representaría estas condiciones submarinas (Alt, 1999) y el re-equilibrio durante el soterramiento, ya bajo condiciones de mayor T y P en el campo metamórfico, está representado por la paragénesis $\text{Cal} + \text{Sm} + \text{Lmt} + \text{Ab} + \text{Chl}_1 + \text{Ep}_1 + \text{Prh}_1 + \text{Pmp}_1$ en facies ceolita. El campo de estabilidad de esta asociación que contiene $\text{Lmt} + \text{Prh} + \text{Pmp}$ está a una T de 200°-230° C y una P de 125–160 Mpa (Fig. 16; Fig. 17).

La paragénesis P₂ presenta la transición de facies sub-esquistos verdes (prehnita-pumpellyíta) con la asociación mineral Qtz + Cal + Chl + Prh + Pmp + Ep + Act estable a T variables entre 230°-290°C (Schiffman y Day, 1999), hasta condiciones típicas de facies esquistos verdes con Qtz + Chl + Ep + Act (sin Prh + Pmp) a T de aproximadamente 320° ± 30°C (Bucher y Grapes, 2011).

Cupén Mahuida, Octógono Fiscal y Granito Negro. En el yacimiento Cupén Mahuida la paragénesis Cal + Lau + Ab + Chl + Ep + Prh es indicativa de T entre 200°-230°C y P de aproximadamente 100 Mpa, dentro de la facies ceolita (Fig. 17; Schiuma *et al.* 2011). En el yacimiento Octógono Fiscal la asociación mineral Cal + Chl + Lau + Ep + Prh (Velo *et al.* 2014) es indicativa de facies ceolita (Fig. 17). Las paragénesis de ambos yacimientos son estables bajo el campo de las reacciones 2, 4 y 5 (Fig. 16). En el yacimiento Granito Negro la paragénesis Qtz + Cal + Ceo + Ab + Chl + Ttn + Ep + Prh + Pmp (sin Act) junto con proyecciones quimiográficas desde el epidoto son indicativas de metamorfismo en facies prehnita–pumpellyíta (Fig. 16; Fig. 17; Rubinstein *et al.* 2007).

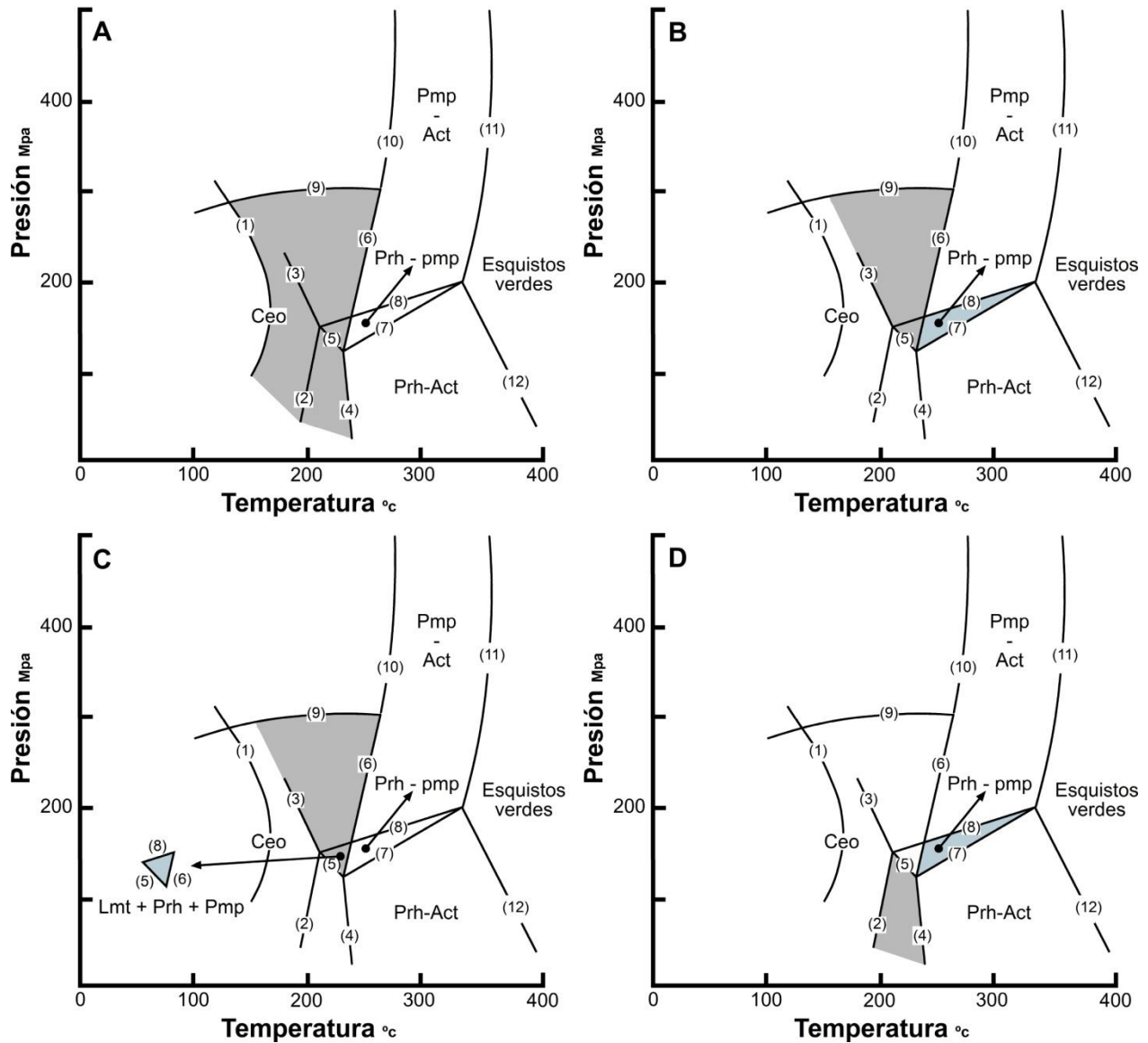


Figura 16. A) En gris, el campo de estabilidad de la paragénesis mineral $Cal + Qtz + Ab + Chl + Ep$ de la Formación Sierra Chacaicó en la cuesta de Rahue. B) Campos de estabilidad de las paragénesis $Chl + Lmt + Pmp \pm Prh$ (gris) y $Qtz + Prh + Pmp \pm Ep$ (azúl) del Ciclo Precuyano en la cordillera de Chachil. C) Campo de estabilidad de las paragénesis mineral $Sm + Chl + Pmp$ (gris) de la Formación Los Molles y $Cal + Sm + Lmt + Ab + Chl_1 + Ep_1 + Prh_1 + Pmp_1$ (azúl) de la Formación La Primavera en el sur de la cordillera del Viento. D) En gris, el campo de estabilidad de las paragénesis de la Formación Huechulafquen en el yacimiento Octógono Fiscal y de la Formación Cupén Mahuida en el yacimiento Cupén Mahuida. En azul, la estabilidad de la paragénesis mineral del Ciclo Precuyano en el yacimiento Granito Negro.

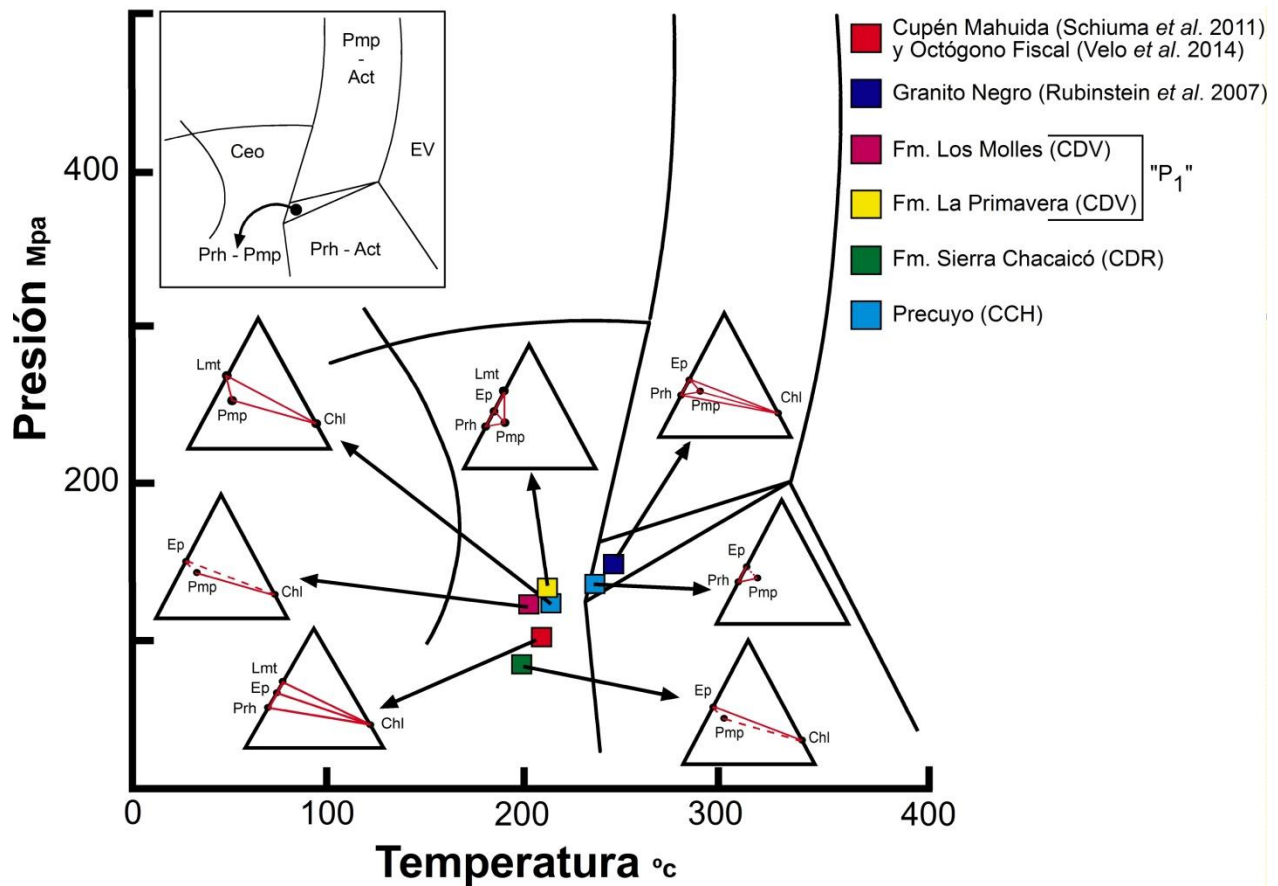


Figura 17. Grilla petrogenética esquemática tomada de Schiffman y Day (1999) y diagramas triangulares ACM con las proyecciones de las paragénesis minerales metamórficas de las rocas estudiadas en este trabajo, y aquellas tomadas de Rubinstein *et al.* (2007), Schiuma *et al.* (2011) y Octógono Fiscal (Velo *et al.* 2014).

Condiciones químicas. Las paragénesis minerales estudiadas en la petrografía permiten obtener interpretaciones cualitativas sobre los fluidos químicamente activos que interactuaron con las rocas durante el metamorfismo. En este sentido, permiten estimar la composición relativa de los fluidos, los cationes presentes que estuvieron disueltos, el pH de la solución así como aproximar la concentración relativa de CO_2 (X_{CO_2}).

Con respecto a la composición del fluido, las paragénesis minerales presentes en las rocas de las tres localidades estudiadas son estables bajo interacción de un fluido rico en agua con disponibilidad catiónica controlada por la química de los protolitos. La presencia de albita y la

ausencia de feldespatos potásicos indica una relación alta de $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$ (Corbett y Leach, 1998). Las reacciones químicas de formación de albita, clorita y de los aluminosilicatos de calcio son estables bajo condiciones de pH de neutro a alcalino (Corbett y Leach, 1998).

El Ca^{2+} es el elemento químico esencial y más abundante en las rocas máficas (a intermedias) para formar aluminosilicatos y en general no tiene restricciones composicionales para reemplazar a los minerales del protolito. En cambio, en las rocas ácidas, como las dacitas, los silicatos de aluminio y calcio (prehnita y pumpellyíta) se ubican en los minerales que contienen estos elementos, como la plagioclasa. En las rocas ácidas también se lo encuentra en microvetillas, por lo cual tiene que haber cierta solubilidad y movilidad del calcio y el aluminio en el fluido acuoso circulante.

La X_{CO_2} puede tener variaciones locales significativas e impacto sobre la mineralogía resultante. La asociación mineral Cal + Chl + Ab + Ep de la Formación Sierra Chacaicó es común de la facies ceolita cuando la X_{CO_2} es alta, e inhibe la formación de otros aluminosilicatos como la prehnita (Fig. 18). La Formación Los Molles en Chacay Melehue, está afectada por metamorfismo en facies ceolita. Las dos muestras tomadas son tobas de cristales y exhiben como paragénesis en común Hem + Sm + Cal + Chl ± Ep. Una de estas muestras, presenta bajos contenidos de calcita y exhibe en las microamígdalas escasa pumpellyíta. En la otra toba la calcita es muy abundante y no presenta pumpellyíta. Esta variación mineralógica es posible explicarla mediante la reacción en que la Pmp en presencia de abundante CO_2 no es estable, y la paragénesis estable es Cal + Chl (Fig. 18).

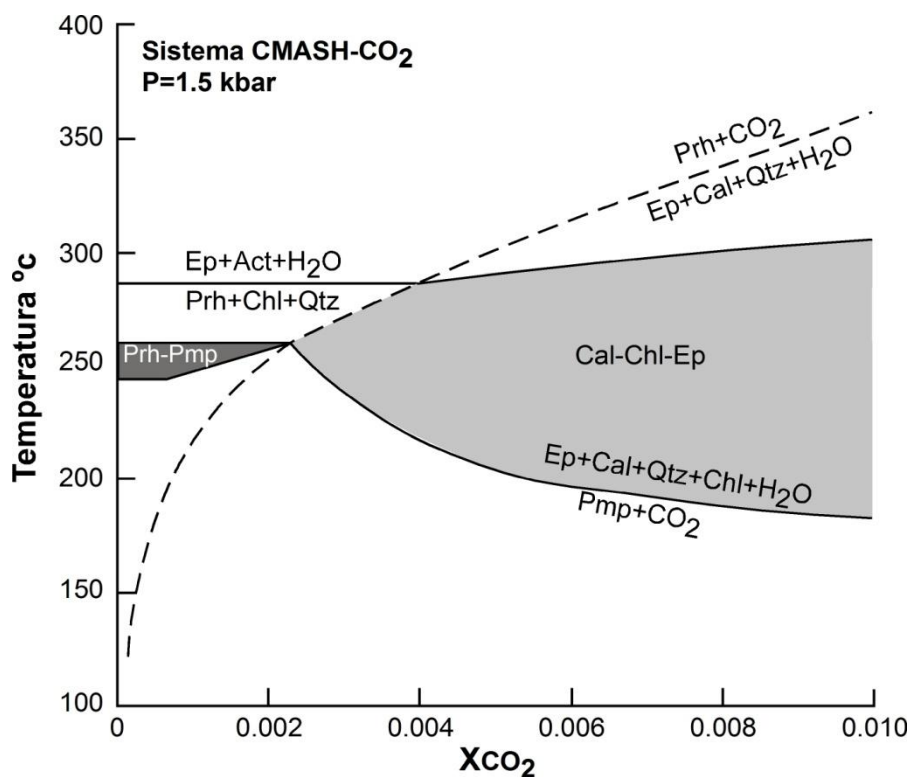


Figura 18. Diagrama temperatura- X_{CO_2} a presión fija de 150 Mpa (tomado y modificado de Digel and Ghent, en Robinson y Bevins, 1999). Con X_{CO_2} y a T creciente por encima de los $\sim 250^\circ C$, se inhibe la formación de Prh + Pmp y la asociación mineral Ep + Cal + Qtz + Chl presenta un amplio rango de estabilidad.

COMPARACIÓN REGIONAL DEL METAMORFISMO

A escala de cuenca, se ha identificado en los depocentros de edad Triásico-Jurásico tanto en subsuelo como en afloramientos, una mineralogía secundaria producto del metamorfismo de muy bajo-bajo grado. Estos depocentros se encuentran en el entorno del sistema de Huincul (cordillera de Chachil, cuesta de Rahue, Cupén Mahuida y Octógono Fiscal) y hacia el norte del mismo (cordillera del Viento y Granito Negro), en tanto que hacia el sur de la Dorsal de Huincul no hay reportes de una paragénesis metamórfica en rocas del Triásico-Jurásico (Fig. 19).

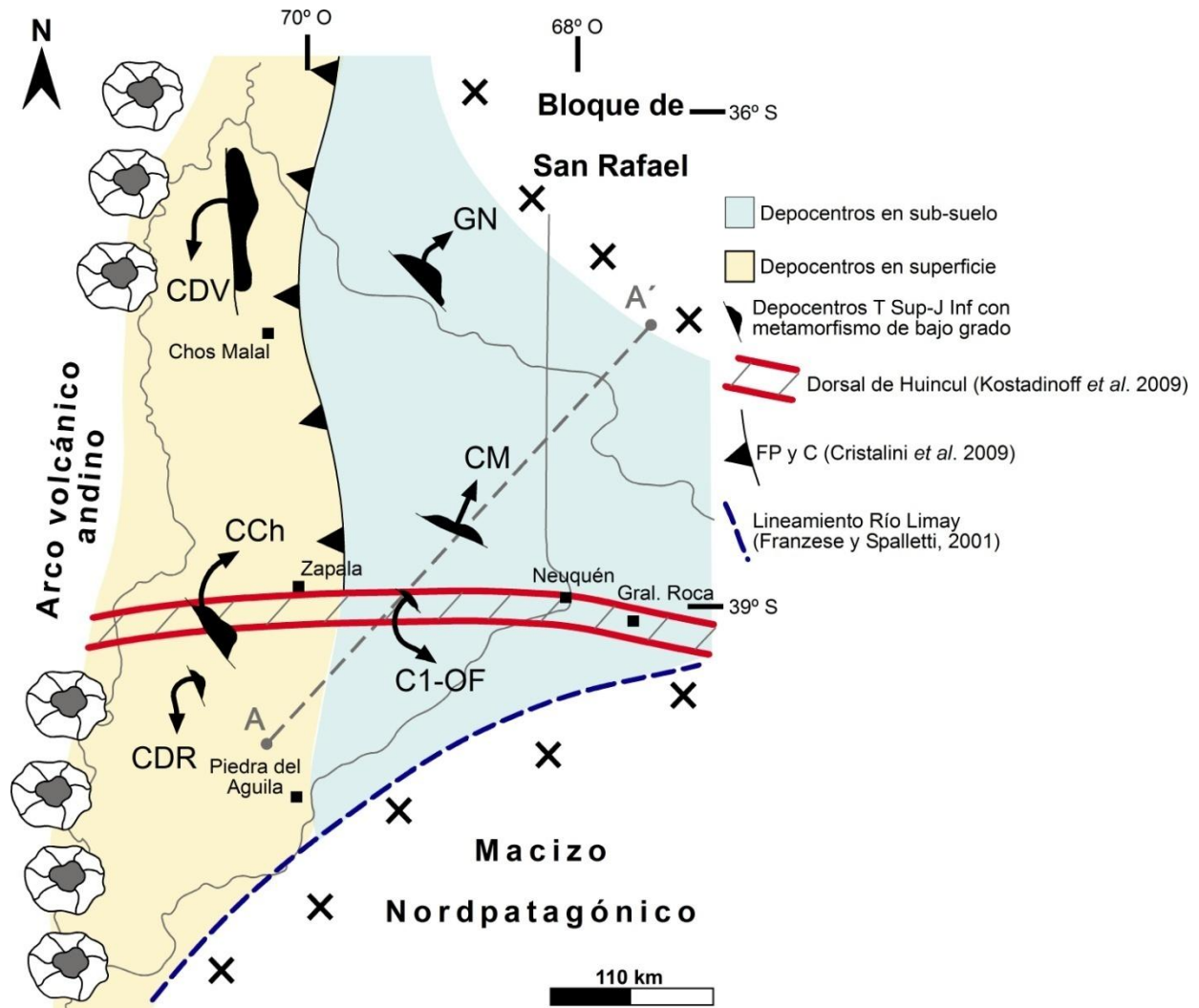


Figura 19. Distribución de los depocentros del Triásico-Jurásico con metamorfismo de muy bajo grado y rasgos estructurales más significativos de la Cuenca Neuquina. Abreviaturas: CDV = cordillera del Viento. CCh = cordillera de Chachil. CDR = cuesta de Rahue. GN = Granito Negro. CM = Cupén Mahuida. C1-OF = Campamento 1–Octógono Fiscal. La traza A-A' corresponde al perfil de la figura 20.

Las rocas del Ciclo Precuyano se encuentran afectadas por un metamorfismo en facies ceolita y facies prehnita-pumpellyíta, mientras que las rocas de la base del Grupo Cuyo presenta una paragénesis metamórfica en facies ceolita que pasa en transición a condiciones diagenéticas (Fig. 20). Aún no se ha identificado la mineralogía correspondiente a la facies prehnita-pumpellyíta en el sur de la cordillera del Viento, debido a la sobreimposición de la mineralogía producida por la

alteración hidrotermal del Cretácico-Paleógeno. Por comparación regional con los demás depocentros que presentan metamorfismo, la facies prehnita-pumpellyíta podría haber estado representada en la Formación Cordillera del Viento.

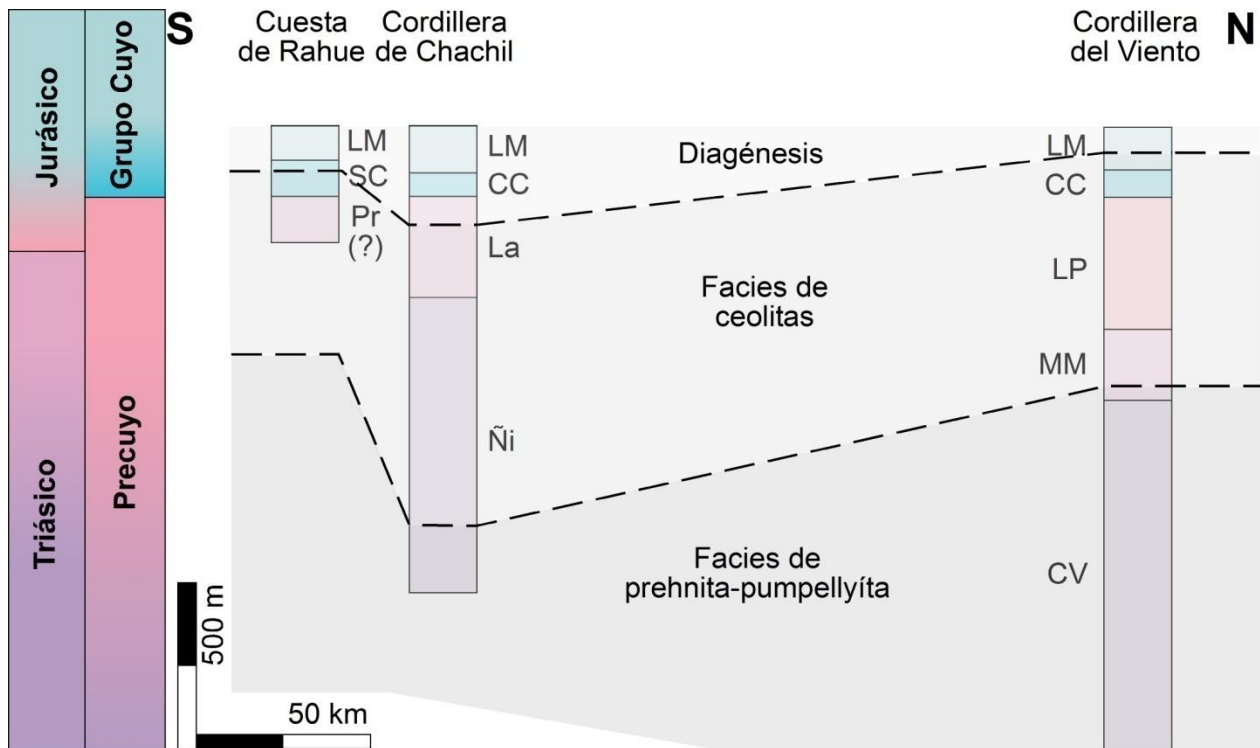


Figura 20. Correlación entre las columnas estratigráficas tomadas y modificadas de Leanza *et al.* (2013) y las facies metamórficas identificadas en este trabajo. Abreviaturas: LM = Formación Los Molles. SC = Formación Sierra Chacaicó. CC = Caliza de Chachil. Pr= Ciclo Precuyano. La = Formación Lapa. Ñi = Formación Ñireco. LP = Formación La Primavera. MM = Formación Milla Michicó. CV = Formación Cordillera del Viento.

DISCUSIÓN

Origen de la anomalía térmica. En los continentes, el flujo calórico depende de la edad e intensidad del último evento magmático, la distribución en la corteza de los elementos radioactivos y el aumento del calor proveniente del manto (Condie, 1997). De esto se desprende que las zonas de la corteza afectadas por un evento de rift tienen un gradiente geotérmico elevado respecto a otras. Las cuencas de *back-arc* extensionales, como los inicios de la Cuenca Neuquina, se caracterizan por presentar un alto flujo calórico anómalo (Condie, 1997). Sumado a esto, modelos petrogenéticos recientes plantean una filiación de arco magmático para las suites precuyanas. Por lo tanto, el evento magmático y el calor proveniente del manto serían los factores a evaluar como productores de la anomalía térmica en el sinrift.

El origen de la anomalía térmica en los inicios de la Cuenca Neuquina, es un tema que ha sido tratado de forma somera. En la cordillera del Viento, Llambías *et al.* (2007) para explicar el ascenso de los magmas con impronta astenosférica de la Formación Milla Michicó aluden a un elevado gradiente geotérmico en la región que provee la energía necesaria para este vulcanismo basáltico-andesítico. Además, utiliza como otro argumento la imposibilidad de que un proceso de *rifting* este desvinculado de una actividad magmática. Este último argumento se basa en el modelo de “rift asistido por magma” el cual asume que los esfuerzos tectónicos necesarios para producir la ruptura de la corteza son menores si se produce el emplazamiento de un magma, generalmente basáltico, en una zona de extensión (Buck, 2004), por lo que rift y magmatismo para el autor, no son procesos con relación casual. Para Llambías *et al.* (2007) al régimen extensional se habría superpuesto una “pluma térmica” incrementando el gradiente geotérmico.

Otro argumento indirecto de que la región presentaba un gradiente geotérmico alto, es la manifestación geológica del abovedamiento de la corteza (Llambías *et al.* 2007) y su relación con

la ingesión marina del Triásico-Jurásico. La primer ingesión marina de la Cuenca Neuquina presenta un marcado diacronismo, de el Noriano-Rhaetiano en el sur de Mendoza (Riccardi *et al.* 1997) a Pliensbachiano-Toarciano en el centro de cuenca (Arregui *et al.* 2011b). Durante el sinrift el paleorelieve producido por el abovedamiento de la corteza habría imposibilitado la ingesión marina, restringiéndola al margen norte de cuenca, mientras que al cesar la anomalía térmica hacia la transición al post-rift se habría producido el colapso térmico y posiblemente debido a esto, la ingesión marina hacia el centro de cuenca.

Otro aspecto a evaluar en la anomalía térmica de los inicios de la Cuenca Neuquina es la transferencia de calor proveniente del magmatismo. Las vulcanitas triásicas del Ciclo Precuyano tienen filiación calco-alcalina y son interpretadas como rocas derivadas de un ambiente subductivo (Llambías *et al.* 2007; D'Elia *et al.* 2012). D'Elia *et al.* (2012) plantean que este ambiente geodinámico tendría ciertas peculiaridades, entre ellas, un porcentaje superior al 50% de rocas muy evolucionadas y un patrón en el relleno de los depocentros más típico de arcos sometidos a extensión. Siguiendo esta línea de pensamiento, el alto flujo calórico inicial que caracterizó el sinrift de la Cuenca Neuquina habría estado vinculado al calor proveniente del ascenso astenosférico y atenuamiento litosférico (ver “Flujo calórico en el sinrift de la Cuenca Neuquina en relación al modelo de rift”), y también, en menor medida a la transferencia conductiva del calor proveniente del magmatismo precuyano (Fig. 21).

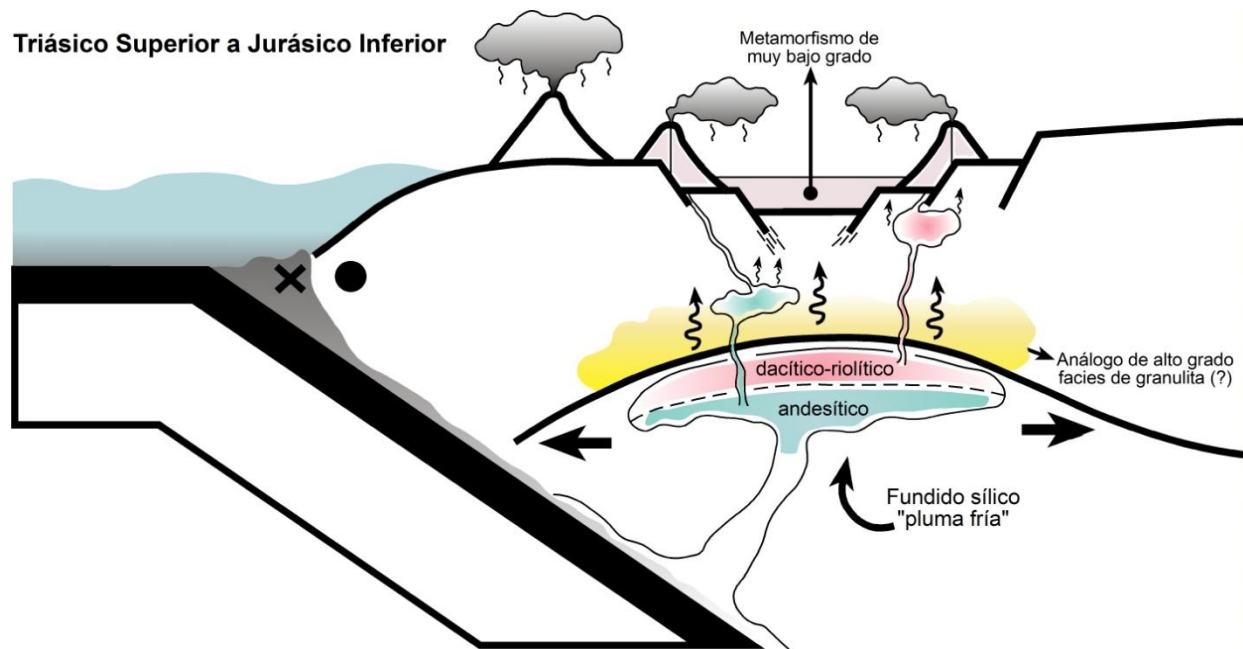


Figura 21. Modelo petrogenético esquemático del magmatismo-vulcanismo precuciano (basado en Castro y Gerya, 2008; Winter, 2010; D'Elia *et al.* 2012) productor del flujo calórico anómalo en el sinrift de la Cuenca Neuquina.

Flujo calórico en el sinrift de la Cuenca Neuquina en relación al modelo de *rift*. Se puede entender al flujo calórico como la transferencia de calor por conducción entre una zona de mayor temperatura (T°), como el interior de la Tierra, y una zona de menor T° , como la superficie de la Tierra. Conocer la distribución y variaciones del flujo calórico durante la apertura de la Cuenca Neuquina es de gran importancia para comprender su evolución geodinámica y las condiciones reológicas de la deformación (Sigismondi, 2012). En relación al metamorfismo, cuando este afecta una cuenca sedimentaria, conocer las variaciones del flujo calórico se podría utilizar como una herramienta para predecir las zonas que han sido afectadas por metamorfismo y la variación regional del grado metamórfico. A través del modelo de rift que se ha planteado para la Cuenca Neuquina es posible interpretar la estructura termal de la corteza a gran escala y las variaciones del flujo calórico en el sinrift.

El modelo propuesto para la apertura de la Cuenca Neuquina es mediante un mecanismo de cizalla simple de tipo asimétrico, con una falla translitosférica o maestra que tiene raíces profundas, posiblemente en el Moho (Fig. 22; Sigismondi, 2011 y 2012). Para Sigismondi (2012) este modelo predice: (1) atenuamiento cortical, el cual actualmente existe y fue detectado por métodos geofísicos, y sería una herencia del *rift*; (2) cambios en el comportamiento reológico de la corteza, en este sentido, la Dorsal de Huincul sería una discontinuidad de primer orden que divide al norte una corteza con menor rigidez flexural y al sur una corteza con mayor rigidez flexural; (3) atenuamiento litosférico no coincidente con el eje del *rift*.

Las evidencias aportadas por el modelo planteado por Sigismondi (2012), por un lado, avalan que el origen de la anomalía térmica estaría relacionado al atenuamiento litosférico y ascenso de la astenósfera, y por otro lado, permite interpretar que la estructura termal de la corteza habría sido heterogénea, siendo la Dorsal de Huincul un rasgo estructural de primer orden que habría controlado la distribución del flujo calórico. Hacia el norte, la corteza presenta menor espesor de forma coincidente con el ascenso astenosférico y en especial en el sector de Bajada de Palo-Entre Lomas-Señal Picada y por ende, habría sido mayor el flujo calórico que hacia el sur. De forma predictiva, se puede plantear que el grado metamórfico alcanzado por las secuencias del sinrift habría sido mayor al norte de la Dorsal de Huincul. Esta hipótesis deberá ser avalada con estudios petrográficos en los depocentros triásicos-jurásicos al sur de la dorsal, ya que, hasta el momento no hay reportes sobre la mineralogía metamórfica en este sector.

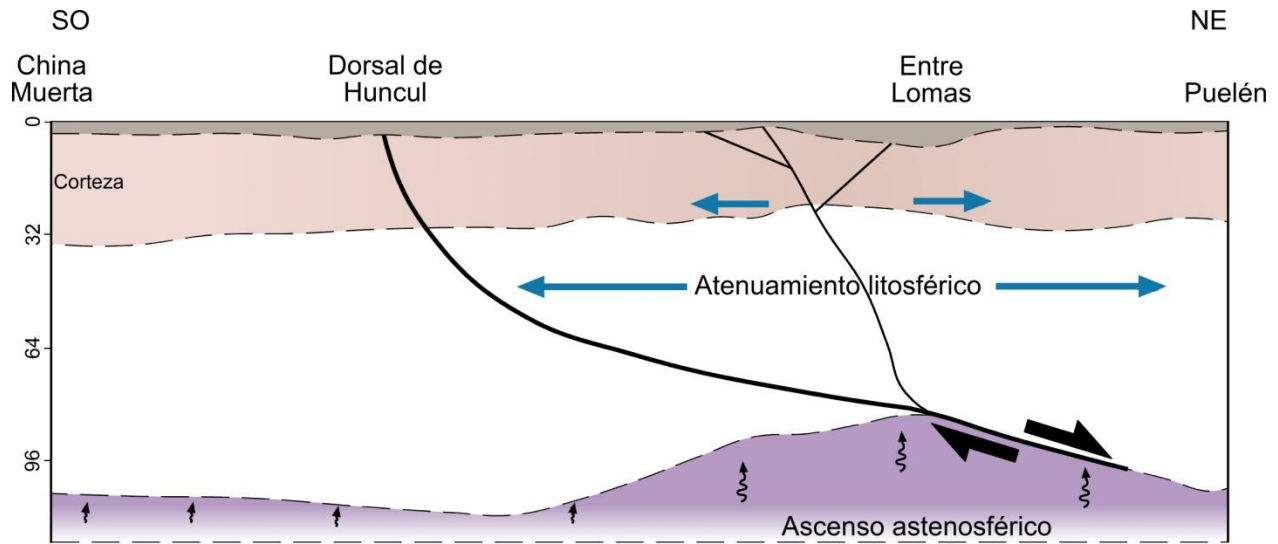


Figura 22. Modelo de rift por mecanismo de cizalla simple propuesto para la Cuenca Neuquina. Modificado de Sigismondi (2012). El perfil corresponde a la traza A-A' de la figura 19.

Las microestructuras como evidencia de soterramiento. El metamorfismo de soterramiento en la Cuenca Neuquina no está acompañado por el desarrollo de estructuras tales como foliaciones y lineaciones, que indiquen la existencia de un evento tectónico compresivo sincrónico con el mismo. Sin embargo, mediante el estudio petrográfico se identificaron numerosas microestructuras cuyo origen, mecanismo y relación con la mineralogía metamórfica se discute a continuación.

La estructura más abundante a escala microscópica son las microestilolitas, mientras que a mesoescala de afloramiento se desarrollan estilolitas en la Caliza Chachil. Generalmente, las microestilolitas presentan geometrías de tipo lisa y ondulada y exhiben como residuo insoluble en los planos estilolíticos óxidos de hierro, arcillas y en ocasiones materia orgánica. En las rocas que presentan fábrica sedimentaria, como las tobas y brechas, las microestilolitas se presentan sub-paralelas a paralelas a la laminación sedimentaria y exhiben, en ocasiones, micas alineadas por reorientación mecánica a los planos, definiendo una foliación diagenética. A su vez, en estas

rocas las microestilolitas se presentan más desarrolladas, debido a que hay mayores puntos de contacto entre granos y a lo largo de estos contactos grano-grano se produce el aumento de la presión y la disolución (Passchier y Trouw, 2005). Esto es evidenciado además, por los granos de cuarzo que exhiben bordes de disolución y contactos desde tangenciales a suturados.

Las microestructuras identificadas con los estudios petrográficos indican un campo de esfuerzos que es propio del soterramiento, donde la dirección del esfuerzo principal máximo (σ_1) dado por el peso de la columna suprayacente de roca se encuentra perpendicular a la estratificación. La identificación de microestructuras producidas por un campo de esfuerzos propio del soterramiento y la ausencia de microestructuras de deformación tectónica causadas por presión dirigida donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (ej. clivaje) resultan muy importantes para determinar el ambiente al cual está asociado el metamorfismo.

Los procesos que habrían operado para el desarrollo de las microestructuras corresponden a rotación pasiva (mecánica) de micas y procesos de difusión por transferencia de masa tales como disolución-precipitación (Blenkinsop, 2000; Passchier y Trouw, 2005).

Evolución P-T-t del metamorfismo en relación a la geodinámica de la cuenca. Durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior, la Cuenca Neuquina estuvo sometida a una tectónica extensional acompañada de un flujo calórico anómalo. Hacia el Jurásico Inferior, se instala el arco magmático en la Cordillera de la Costa (Chile) y migra el volcanismo hacia el oeste (Llambías *et al.* 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). En el retro-arco, durante este periodo y posiblemente como fenómenos vinculados entre sí, se produce la transición del sinrift al postrift de la Cuenca Neuquina, la unificación de los depocentros aislados (hemigrábenes) y el descenso del flujo calórico en la misma. Del Jurásico Inferior al Jurásico Medio-Superior continúa la sedimentación en la cuenca, aumenta el enterramiento de las secuencias del sinrift por

acumulación de una pila sedimentaria con mayor espesor y se consolida el ambiente de *back-arc*. Ya en el Jurásico Medio-Superior, en los depocentros del Rahue y Chachil (entorno de la Dorsal), se identifica el primer episodio compresivo asociado al Sistema de Huincul (García Morabito, 2011) que produjo la inversión tectónica positiva de los depocentros y comenzó con la exhumación de las rocas, llevándolas fuera del campo metamórfico. En la cordillera del Viento no se han podido registrar con exactitud los efectos de la compresión del Jurásico Medio-Superior a estas latitudes (Zamora Valcarce *et al.* 2011).

De este modo, se puede interpretar que la edad del metamorfismo está comprendida entre la edad de la depositación de las rocas y la edad del primer evento compresivo (Suárez y González, 2015).

Con respecto a la trayectoria metamórfica de P-T-tiempo, el metamorfismo de soterramiento tendría una evolución antihoraria (Fig. 23), que es un tipo de evolución común para el metamorfismo de bajo grado producido en ambientes extensionales (Robinson y Bevins, 1989). Las asociaciones metamórficas identificadas corresponden al pico térmico y bórico del metamorfismo, que precede al primer episodio de inversión tectónica., aunque fue alcanzado “instantes previos” de la misma.

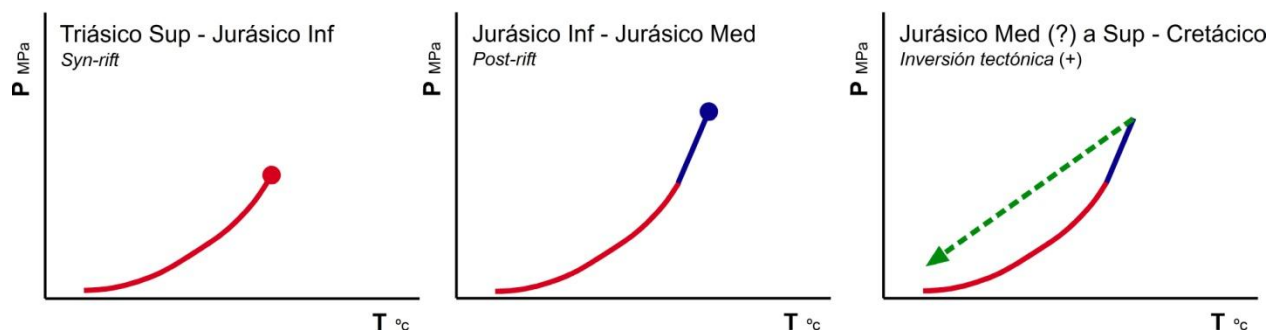


Figura 23. Evolución anti-horaria de P-T-tiempo para el metamorfismo de soterramiento en la Cuenca Neuquina.

El sinrift de la Cuenca Neuquina: ¿un caso de metamorfismo diastaternal?. El metamorfismo de bajo grado no deformacional que se desarrolló en la Cuenca de Welsh del Paleozoico Inferior (Reino Unido) fue estudiado en las secuencias metapelíticas identificándose un grado desde diagenético a epizonal, y en metabasitas desde facies ceolita a sub-esquitos verdes. Robinson (1987) y Robinson y Bevins (1989) propusieron para este tipo de metamorfismo de bajo grado y baja presión que se desarrolló en un ambiente extensivo el concepto de “metamorfismo diastaternal”. En este caso, el metamorfismo se produce en ambiente extensional con un patrón de soterramiento y alto flujo calórico inicial, con el grado metamórfico que aumenta en relación a la profundidad (= edad) en la secuencia, y se superpone una fábrica tectónica compresiva, producto del cierre de la cuenca (Robinson *et al.* 1999). De forma predictiva, esta secuencia de eventos produce una evolución anti-horaria de P-T-t (Merriman y Frey, 1999; Robinson y Bevins, 1989).

El metamorfismo identificado en el sinrift de la Cuenca Neuquina presenta una evolución similar al metamorfismo caracterizado para la Cuenca de Welsh. Esta posible similitud en modelos metamórficos ya había sido realizada por Rubinstein *et al.* (2007). Las secuencias del Ciclo Precuyano y del Grupo Cuyo basal se encuentran afectadas por un metamorfismo de muy baja temperatura y presión, con un patrón de soterramiento y con superposición de los eventos tectónicos compresivos acaecidos desde el Jurásico Medio-Superior. El grado metamórfico aumenta con el soterramiento de las rocas, siendo mayor en las rocas del Ciclo Precuyano (facies prehnita-pumpellyíta a ceolita) que en el Grupo Cuyo (facies ceolita a grado diagenético). Este metamorfismo se desarrolló en un ambiente de *back-arc* extensivo con alto flujo calórico inicial producto del atenuamiento de la litósfera, el ascenso astenosférico y con adición de transferencia de calor por parte del magmatismo del Ciclo Precuyano.

Sobre la base del análisis comparativo efectuado y las características propias del metamorfismo de la Cuenca Neuquina, se propone para esta última un modelo de metamorfismo diastatermal.

Relación entre metamorfismo, migración y maduración térmica de los HC. Dentro del sinrift en transición al post-rift, existen en toda la cuenca dos intervalos ricos en materia orgánica que han cargado reservorios comerciales y que se encuentran dentro del Ciclo Precuyano y en la Formación Los Molles (Legarreta y Villar, 2012). En el Ciclo Precuyano las facies generadoras lacustres presentan contenidos de COT que oscilan entre 2-11% y querógeno tipo I a I/III proclive a generar HC líquidos. En la Formación Los Molles los contenidos de COT oscilan entre 1-5%, alcanzando localmente 9% y querógeno tipo II-III. Principalmente esta formación es generadora de gas por el grado de madurez y tipo de querógeno (Legarreta y Villar, 2012).

La relación entre el metamorfismo de soterramiento y los hidrocarburos en los aspectos de maduración térmica y migración, ha sido tratada por algunos autores. Legarreta y Villar (2012) advierten que aunque las facies generadoras del Ciclo Precuyano se encuentran dentro de ventana de petróleo, hay depocentros que estarían afectados por una madurez mayor y que la Formación Los Molles se encuentra afectada por un alto nivel de madurez termal. El yacimiento Granito Negro del Sur de Mendoza presenta producción comercial a partir de una roca madre lacustre intercalada en vulcanitas del Ciclo Precuyano. Según Rubinstein *et al.* (2007) el metamorfismo de soterramiento que afecta a esta secuencia habría sido contemporáneo con el desarrollo de la cuenca y previo a la migración de los hidrocarburos. En el yacimiento Octógono Fiscal, en la región de la Dorsal de Huincul, el basamento presenta metamorfismo de soterramiento y, a su vez, es roca reservorio productiva a partir de fracturación y alteración secundaria (Velo *et al.* 2014); en este caso los autores no sugieren relación alguna entre el metamorfismo y los HC.

En los depocentros analizados mediante los mapeos realizados en esta contribución, las únicas rocas potencialmente madre son las lutitas negras ricas en MO de la Formación Los Molles. Esta formación en Chacay Melehue (CDV) habría alcanzado, de acuerdo a la paragénesis mineral identificada, la facies ceolita. En la cordillera de Chachil la asociación mineral Cal + Chl no es diagnóstica de T°, pero posiblemente sea del campo diagenético, debido a que el techo del Ciclo Precuyano en este sector está afectado por metamorfismo en facies ceolita. Por otro lado, se han mapeado estructuras “cono en cono” asociadas a las lutitas en el arroyo Picún Leufú que por su composición mineralógica y ocurrencia ameritan su análisis.

Las estructuras “cono en cono” ocurren principalmente en estratos de baja permeabilidad (ej. *shale*) y serían generadas en condiciones que operan en el medio diagenético, tales como presiones porales y de fluidos (discusión sobre origen en Cobbold *et al.* 2013). De acuerdo a un análisis recopilatorio en distintas cuencas hidrocarburíferas del mundo, entre ellas la Cuenca Neuquina, Cobbold *et al.* (2013) proponen que existe una buena correlación entre rocas que presentan estructuras cono en cono (y/o *beef*), el rol de presiones de fluidos en su generación y la generación de hidrocarburos por parte de estas lutitas, resaltando que esta relación es buena para la Cuenca Neuquina. La temperatura a la cual se forman estas estructuras puede ser estimada de acuerdo a la mineralogía por la cual están formadas, estimándose (1) yeso por arriba de los 60°C, (2) calcita entre 70-120°C, (3) cuarzo-calcita a 150-250°C y (4) cuarzo a 200-350°C (Cobbold *et al.* 2013).

De forma preliminar, la información disponible permite interpretar que la Formación Los Molles en el Jurásico Medio-Superior en Chacay Melehue habría sufrido sobremadurez termal y que en la cordillera de Chachil habría producido hidrocarburos posiblemente en ventana de generación de gas. Para precisar en estos aspectos, se deberán realizar estudios de reflectancia de la vitrinita (R₀).

El flujo calórico productor del metamorfismo fue sincrónico con la maduración termal Jurásica de estas rocas en los sectores estudiados. En el caso de los yacimientos con metamorfismo en subsuelo, la migración de los HC habría sido posterior al evento metamórfico, y en relación con los eventos de deformación compresiva.

El metamorfismo afectando la porosidad y permeabilidad. Las rocas volcánicas y piroclásticas presentan porosidad y permeabilidad en relación a procesos primarios como la generación de cavidades por exsolución de volátiles (Gifkins *et al.* 2005; *gas release* en Sruoga y Rubinstein, 2007) o relacionado a procesos secundarios como la desvitrificación, el fracturamiento y la alteración mineral (Sruoga y Rubinstein, 2007).

Las rocas volcanogénicas en el subsuelo de la Cuenca Neuquina resultaron ser interesantes reservorios, como es el caso del Grupo Choiyoi en el yacimiento 25 de Mayo-Medanito S. E. (Barrionuevo, 2015), el Ciclo Precuyano en el área de la Plataforma de Catriel (Sruoga y Rubinstein, 2007) o la Formación Cupén Mahuida en el anticlinal de Aguada Toledo-Sierra Barrosa (Pángaro *et al.* 2005; Schiuma *et al.* 2011). Los procesos que afectan la porosidad y permeabilidad, tanto primaria como secundaria, ya han sido caracterizados en el Precuyo por Sruoga y Rubinstein (2007). Dentro de los procesos secundarios las autoras identifican el fracturamiento y las alteraciones diagenética, meteórica e hidrotermal. Por este motivo, resulta interesante identificar como el metamorfismo modifica las características petrofísicas de las rocas volcanogénicas.

En todos los casos se ha observado que la calidad petrofísica de las rocas como reservorio se ve desmejorada por la acción de la compactación por el soterramiento y por la cristalización de minerales metamórficos. Los minerales de neoformación cristalizan principalmente en las

cavidades (zonas más permeables) debido a que la hidratación de las rocas es heterogénea, siendo estos dominios principalmente las vesículas y la porosidad intracristalina en plagioclasas.

Una de las hipótesis puestas a prueba en esta tesis es “en las rocas afectadas por metamorfismo, el vidrio (trizas o pómez) se disuelve y genera porosidad secundaria”, este cambio textural, se ha observado que ocurre durante la alteración por lixiviación y eliminación por solución (Gifkins *et al.* 2005). En el caso analizado, los *fiammes* y vitroclastos (vidrio), se encuentran desvitrificados según el caso a esmectita, celadonita y ceolitas; en ocasiones, con desarrollo de fracturas perlíticas, pero no generan porosidad secundaria.

CONCLUSIONES

(1) Las rocas del Ciclo Precuyano y las de la base del Grupo Cuyo de la Cuenca Neuquina, están afectadas por un metamorfismo de muy bajo a bajo grado, en facies ceolita a prehnita-pumpellyíta.

(2) La ausencia de estructuras de deformación tectónicas sincrónicas con el metamorfismo, la presencia de microestructuras producidas por compactación durante el soterramiento, las paragénesis de minerales metamórficos de muy bajo grado, la concordancia entre grado metamórfico y edad de las rocas (o profundidad), son evidencias que permiten interpretar un metamorfismo con patrón de soterramiento. Este modelo de metamorfismo con patrón de soterramiento producido en ambiente extensional, sería más afín al modelo de metamorfismo diastaternal.

(3) De acuerdo a su distribución, a lo largo de los depocentros triásico-jurásicos estudiados, y en otros sectores del subsuelo de la cuenca, se lo identifica como un fenómeno de escala regional. Las facies identificadas son de muy baja presión y muy baja temperatura, correspondientes a facies ceolita y facies prehnita-pumpellyíta. Las temperaturas estimadas mediante las paragénesis minerales varían de aproximadamente 180-220°C hasta ~250°C con presiones calculadas mediante espesores de roca regionales y paragénesis minerales que varían de ~70Mpa y ~110 Mpa.

(4) En forma preliminar, se puede concluir que los fluidos que interactuaron con las rocas eran ricos en agua, de pH neutro a alcalino y con disponibilidad catiónica controlada por los protolitos. La actividad de CO₂ presenta variaciones a escala local que condicionaron las paragénesis metamórficas.

(5) La evolución de P-T-tiempo para la Cuenca Neuquina es antihoraria, dada por tres eventos geológicos: sinrift (alta T, baja P), etapa de post-rift o *sag* (mayor aumento de P, menor aumento de T) y la etapa de exhumación (disminución de P-T).

(6) El alto flujo calórico inicial que caracterizó el sinrift de la Cuenca Neuquina y produjo el metamorfismo de bajo grado, habría estado controlado por procesos superpuestos, tanto por el calor proveniente del atenuamiento litosférico y ascenso astenosférico, como así también, por la transferencia de calor por parte del magmatismo del Ciclo Precuyano.

(7) El flujo calórico productor del metamorfismo diastaternal fue sincrónico con la maduración y sobremaduración termal jurásica de las rocas madre en los sectores estudiados, mientras que la migración de los HC habría sido posterior al evento metamórfico, posiblemente relacionado con alguno de los eventos de deformación compresivos.

(8) En general, las propiedades petrofísicas de las rocas como reservorio se ven desmejoradas por la compactación y la cristalización de minerales en cavidades, las que disminuyen la permeabilidad de las rocas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alt, J. C.** 1999. Very low-grade hydrothermal metamorphism of basic igneous rocks. En: Low-Grade Metamorphism. Frey, M. y Robinson, D., (Eds.), Blackwell Science, 169-201. Oxford.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. A.** 2011a. Contexto Tectosedimentario. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 29-39, Neuquén.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R.** 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M., (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 77-90, Neuquén.
- Barrionuevo, M. F.** 2015. Las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi como reservorio de hidrocarburos. Yacimiento 25 de mayo–Medanito S. E. (38° 1' 43'' ls y 67° 53' 45'' lo), Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 201p., Salta.
- Bechis, F., Giambiagi, L., Lanés, S., García, V. y Tunik, M.** 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (2): 293-310.
- Blenkinsop, T.** 2000. Deformation Microstructures and Mechanism in Mineral and Rocks. Kluwer Academic Publisher, 133 p., Dordrecht.
- Bucher, B. y Grapes, R.** 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 8ed, Springer-Verlag, 428 p., Berlín.

- Buck, W. R.** 2004. Consequences of Asthenospheric Variability on Continental Rifting. En: Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins. Karner, G. D., Morris, J. D., Driscoll, N. W. y Silver, E. A. (eds.) Columbia University Press, New York.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y 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. y Vallés, J. M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 63-76. Neuquén.
- Castro, A. y Gerya, T. V.** 2008. Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study. *Lithos* 103: 138–148.
- Cingolani, C. A., Zanettini, J. C. M. y Leanza, H.** 2011. El basamento ígneo-metamórfico. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 37-47. Neuquén.
- Cobbold, P. R., Zanella, A., Rodrigues, N. y Løseth, H.** 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology* 43: 1-20.
- Condie, K. C.** 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Butterworth-Heinemann 4ta ed. 282p., Oxford.
- Coombs, D. S.** 1961. Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian Journal of Science* 24: 203-215.
- Corbett y Leach.** 1998. Controls on hydrothermal alteration and mineralization. Society of Economic Geologists. Special Publication 6: 69-82.

- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, G., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O.** 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 248-264.
- Cucchi, R., Leanza, H. A., Repol, D., Escosteguy, I., González, R. y Danieli, J. C.** 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 357, 102 p. Buenos Aires.
- Danieli, J. C., Coppolecchia, M. y Elissondo, M.** 2011. El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío). En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio* 49-52. Neuquén.
- D' Elia, L., Muravchick, M., Franzese, J. R. y Bilmes, A.** 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology* 39 (1): 106-132.
- Franzese, J. R.** 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 193-202.
- Franzese, J. R. y Spalletti, L. A.** 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extensión in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Frey, M. y Robinson, D.** 1999. *Low-grade Metamorphism*. Blackwell Science, 313 p., Oxford.
- García Morabito, E.** 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales-Universidad de Buenos Aires (inérita), 284 p., Buenos Aires.

- García Morabito, E. y Ramos, V.** 2011. La Precordillera Neuquina Sur en el contexto de los Andes Norpatagónicos. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 355-366. Neuquén.
- Garrido, A. C.** 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, C., Danieli, J. C. y Vallés, J. M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 231-244. Neuquén.
- 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.
- Giacosa, R., González, R. y Danieli, J. C.** 2011. Tectónica en el sistema vetiforme (Au y Ag con sulfuros) de Andacollo. Cordillera del Viento, Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas S16. Neuquén.
- Gifkins, C., Herrmann, W. y Ross, L.** 2005. *Altered Volcanic Rocks: a guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275p., Tasmania.
- González, P. D.** 2015. Textura de los cuerpos ígneos. En: Geología de los cuerpos ígneos. Llambías, E. J., (Ed). Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 32, 12: 167-195. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., Gregori, D. A. y Raniolo, A.** 2005. Configuración geofísica-geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (2): 368-376.
- Leanza, H. A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E. J., Svensen, H., Planke, S. y Galland, O.** 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina:

U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.

Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A., (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6, 221- 244. Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán.

Legarreta, L. y Villar, H. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia* 4: 14-42.

Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05'S-37°15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217 – 235.

Llambías, E. J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 265-274. Neuquén.

Llambías, E. J. y Sato, A. M. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 53-62. Neuquén.

Merriman, R. J. y Frey, M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. En: *Low-Grade Metamorphism*. Frey, M. y Robinson, D., (Eds.), Blackwell Science, 61-107. Oxford.

- Mpodozis, C. y Ramos, V.** 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 481–497.
- Pángaro, F., Melli, A. T., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A. y Kim, H. J.** 2005. Modelos de entrapamiento de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. En: Kozlowski, E., Vergani, G. y Boll, A., (Eds.), Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 331-368. Mar del Plata.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J.** 2005. Microtectonics. 2ed, Springer-Verlag, 366 p., Berlín.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, C.M.** 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, Northern Patagonia: constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. GEOSUR, bolletino de Geofisica 51: 42-44.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E.** 2011a. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 317-326. Neuquén.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E.** 2011b. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 335-347. Neuquén.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M. P.** 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Nota Breve 52 (2): 228-234.

- Robinson, D.** 1987. Transition from diagénesis to metamorphism in extensional and colisional settings. *Geology* 15: 866-869.
- Robinson, D. y Bevins, R. E.** 1989a. Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues. *Earth and Planetary Science letters* 92: 81-88.
- Robinson, D. y Bevins, R. E.** 1999b. Patterns of regional low-grade metamorphism in metabasites. En: *Low-Grade Metamorphism*. Frey, M. y Robinson, D., (Eds.), Blackwell Science, 143-168. Oxford.
- Rodríguez, M. F.** 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 245-264. Neuquén.
- Rubinstein, N., Srouga, P. y Pángaro F.** 2005. Volcanismo basáltico alcalino del Ciclo Precuyano (Triásico Superior–Jurásico Inferior), rifting inicial de Cuenca Neuquina, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 50-56. La Plata.
- Rubinstein, N., Bevins, R., Robinson, D. y Srouga, P.** 2007. Very low grade metamorphism in the Precuyano Unit, Neuquén Basin, Argentina. *Colloquium on Latin American Geosciences*, Actas 20: 70-71. Alemania.
- Sanchez, N. P., Turienzo, M. M., Dimieri, L. V., Araujo, V. S. y Lebinson, F.** 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 233–246.
- Schiffman, P. y Day, H. W.** 1999. Petrological methods for the study of very low-grade metabasites. En: *Low-Grade Metamorphism*. Frey, M. y Robinson, D., (Eds.), Blackwell Science, 108-141. Oxford.

- Schiuma, M., Rodríguez, E., Tórtora, L. y Llambías, E.** 2011. Depósitos de origen volcánico en el Yacimiento Cupén Mahuida, Cuenca Neuquina, Argentina. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Trabajos Técnicos, Actas147-167. Mar del Plata.
- Sigismondi, M. E.** 2011. El estiramiento cortical de la Cuenca Neuquina: modelo de cizalla simple. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas S12. Neuquén.
- Sigismondi, M. E.** 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales-Universidad de Buenos Aires (inédita), 367 p., Buenos Aires.
- Smulikowski, W., Desmons, J., Fettes, D. J., Harte, B., Sassi, F. P. y Schmid, R.** 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 2. Types, grade and facies of metamorphism. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Srouga, P. y Rubinstein, N.** 2007. Processes controlling porosity and permeability in volcanic reservoirs from the Austral and Neuquen basins, Argentina. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin 91 (1): 115-129.
- Suárez, R. J. y González, P. D.** 2015. Microestructuras y metamorfismo de soterramiento en la Formación Sierra Chacaicó, sinrift de la Cuenca Neuquina. 16° Reunión de Tectónica, Actas 148-149. General Roca.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A.** 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics 489: 258–273.
- Turner, J. C. M.** 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (2): 153-184.

- Velo, D., Manceda, R., Pioli, O., Mallaviabarrena, M., Creus, F., Ugarte, R., Narrillos, D. y Ciancio, L.** 2014. Caracterización del reservorio en el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina. Productividad record desde rocas granitoides, caso del Octógono Fiscal, activo Plaza Huincul-Cutral Có. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 439-457. Mendoza.
- Vergani, G., Arregui, C. y Carbone, O.** 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrampamientos en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 645-656. Neuquén.
- Winter, J. D.** 2010. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2ed, Prentice Hall, 702p., New York.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A.** 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S. M., y Ramos, V. A. (Eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S), Geological Society of America, Special papers, 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V.** 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 367-374. Neuquén.