

Caracterización geológica del metamorfismo diastatermal mesozoico en la Cuenca Neuquina y su relación con la anomalía térmica en el sinrift

Rodrigo Javier SUÁREZ¹ y Pablo Diego GONZÁLEZ²

¹Instituto de Estudios Andinos IDEAN (Universidad de Buenos Aires - CONICET), Buenos Aires.

²Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET), General Roca, Río Negro.

Emails: rsuarez@gl.fcen.uba.ar; pdgonzalez@unrn.edu.ar

Editor: Mónica López de Luchi

RESUMEN

Esta contribución trata el análisis mineralógico, textural y microestructural de rocas metamórficas de muy bajo grado del sinrift de la Cuenca Neuquina en los depocentros de Rahue-Chachil y Cordillera del Viento. Además, se brinda una caracterización geológica de las condiciones físicas del metamorfismo considerado como regional y de tipo diastatermal. La anomalía térmica que produjo el metamorfismo fue producida por la combinación del calor proveniente de la cuña astenosférica en el retroarco extensional, el magmatismo de arco asociado y el gradiente geotérmico por soterramiento. La presión asociada al metamorfismo es de tipo litostática con formación de meso- y microestructuras de compactación. Las asociaciones y paragénesis minerales indican un grado metamórfico variable entre facies prehnita-pumpellyíta y ceolita para las rocas del ciclo Precuyano y entre facies ceolita y diagénesis para aquellas de la base del Grupo Cuyo. El grado metamórfico aumenta en dirección a las rocas más antiguas en forma concomitante con el aumento de la profundidad por la carga litostática de las rocas más jóvenes. La evolución metamórfica de presión-temperatura-tiempo (P-T-t) de las rocas tiene una trayectoria antihoraria y está caracterizada por dos segmentos, uno prógrado donde primero se accede al clímax térmico y luego al bórico, y otro retrógrado con exhumación. La edad del metamorfismo está comprendida entre la depositación de las rocas en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano y el primer episodio de inversión tectónica de la cuenca, con la consiguiente exhumación de los depocentros a partir del Jurásico Medio-Superior.

Palabras clave: *Retroarco, Ciclo Precuyano, Grupo Cuyo, facies ceolita, facies prehnita-pumpellyíta.*

ABSTRACT

Geological characterization of the Mesozoic diastathermal metamorphism of the Neuquina basin and its relationship with the thermal anomaly in the syn-rift.

A mineralogical, textural, and microstructural analysis as well as a characterization of the physical conditions of the regional and diastathermal metamorphism of the very-low grade metamorphic rocks from Rahue-Chachil and the Cordillera del Viento syn-rift depocenters are presented. The thermal anomaly related to metamorphism results from a combination of heat coming from the asthenospheric wedge of the extensional back-arc, the associated arc magmatism and the geothermal gradient by burial. Meso- and microscale compaction structures indicate that the metamorphic pressure is lithostatic. The mineral associations and paragenesis point to prehnite-pumpellyite and zeolite facies for the rocks of the Precuyano cycle, and between zeolite facies and diagenesis for those of the base of the Cuyo Group. The metamorphic grade increases towards the oldest rocks concomitantly with the increase in depth due to the lithostatic charge of the youngest rocks. A counter-clockwise trajectory of the pressure-temperature-time (P-T-t) path is depicted and characterized by two contrasting segments, one prograde with peak temperature predating peak pressure, and another retrograde with exhumation. The age of the metamorphism is constrained between the deposition of the rocks in the Late Triassic-Early Jurassic and the first episode of tectonic inversion of the basin, with the consequent exhumation of the depocenters from the Middle-Upper Jurassic.

Palabras clave: *Back arc, Precuyano Cycle, Cuyo Group, zeolite facies, prehnite-pumpellyite facies.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina es una extensa comarca petrolera de alrededor de 124.000 km² que está ubicada en una posición de retroarco, respecto de la cadena andina, y abarca toda la provincia de Neuquén, el sector occidental de La Pampa y Río Negro, y la porción meridional de Mendoza hasta aproximadamente los 34° S (Fig. 1). El basamento geológico de la región se encuentra estructurado por las orogenias 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.* 2011, Arregui *et al.* 2011a).

En el Triásico Tardío producto de la extensión máxima en dirección noreste-sudoeste se generaron hemigrábenes de rumbo Norte-Sur a Noroeste-Sureste, paralelos a los márgenes de cuenca y ortogonales a la dirección de extensión (Bechis *et al.* 2009, Cristallini *et al.* 2009, Sagripanti *et al.* 2014), y se depositaron sucesiones volcano-sedimentarias con tendencia bimodal, conocidas informalmente como Pre-Cuyano (Fig. 2, Carbone *et al.* 2011). El relleno estratigráfico de la cuenca es una potente sucesión de rocas sedimentarias marinas y continentales de aproximadamente 7.000 m de espesor del Jurásico y Cretácico. A partir del Jurásico Temprano, con los hemigrábenes ya colmatados, la cuenca funcionó como un depocentro único y la primera gran inundación de esta, proveniente desde el paleo-océano Pacífico, comenzó con la sedimentación de capas marinas del primer ciclo sedimentario denominado Grupo Cuyo (Fig. 2, Digregorio 1972, Arregui *et al.* 2011b). La extensión y apertura de la cuenca fue favorecida por un alto gradiente geotérmico del manto (Llambías *et al.* 2007), en ciertos aspectos anómalo para este tipo de cuencas, que fue contemporáneo con la sedimentación y el enterramiento progresivo de la sucesión sedimentaria. Así, las rocas del ciclo Precuyano y de la parte basal del Grupo Cuyo fueron afectadas por un metamorfismo de muy bajo grado que fue interpretado como de soterramiento (Schiuma *et al.* 2011, Velo *et al.* 2014, Suárez y González 2015) o de tipo diastaternal (Suárez 2016). Este metamorfismo ha sido identificado en afloramientos en

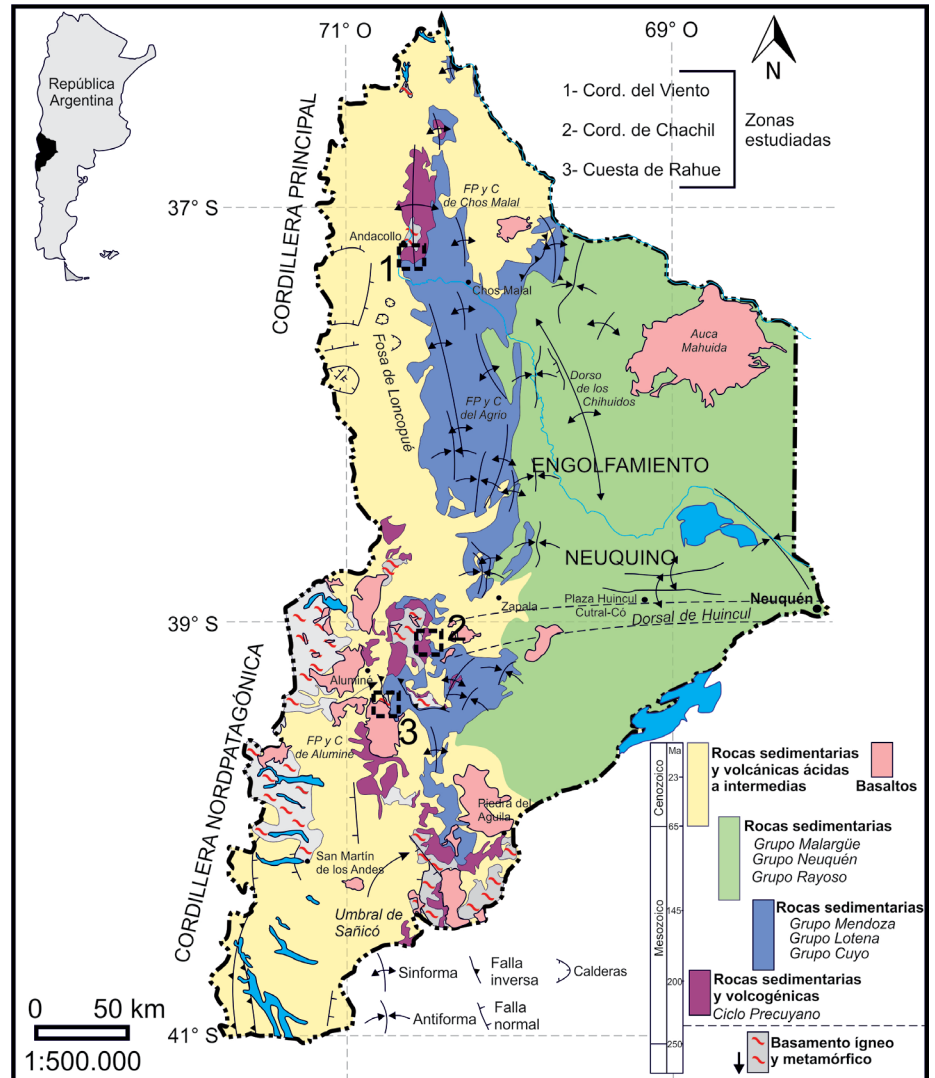


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la Provincia de Neuquén (tomado y modificado de Leanza *et al.* 2011) con la ubicación de las zonas estudiadas.

los depocentros de la Cordillera del Viento (Suárez 2016), Cordillera de Chachil-Catán Lil (D'Elia *et al.* 2012, Suárez 2016) y en la cuesta de Rahue (Suárez y González 2015, Suárez 2016), como así también en depocentros del subsuelo en los yacimientos Cupén Mahuida (Schiuma *et al.* 2011), Granito Negro (Rubinstein *et al.* 2007) y Octógono Fiscal (Velo *et al.* 2014). La presente contribución tiene por objetivo general la caracterización geológica del metamorfismo diastaternal en rocas del ciclo Precuyano y de la base del Grupo Cuyo de la Cuenca Neuquina, mediante el estudio mineralógico, textural y microestructural. Además, se brinda una valoración cualitativa de las condiciones físicas del metamorfismo, mediante el análisis de las asociaciones minerales y paragénesis,

y de la serie de facies metamórficas de muy bajo grado. Todos estos datos combinados con los modelos tecto-magmáticos ya publicados (Llambías *et al.* 2007, D'Elia *et al.* 2012, Sigismondi 2012) permiten interpretar y discutir las fuentes de la anomalía térmica responsable del metamorfismo y cuál fue su influencia en el flujo calórico de la cuenca y en la historia térmica del soterramiento.

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA NEUQUINA

Las rocas de basamento del pre-Triásico Medio de la Cuenca Neuquina se agrupan en las siguientes unidades: (1) rocas me-

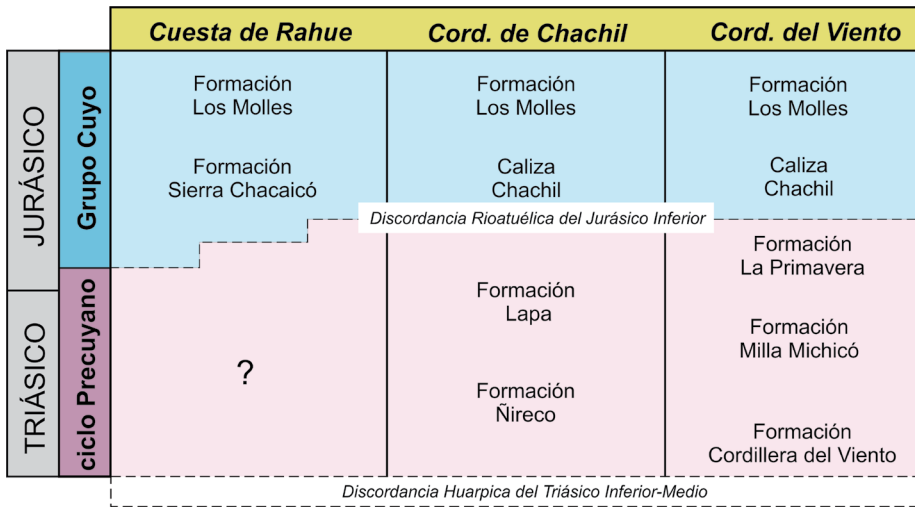


Figura 2. Cuadro cronoestratigráfico (modificado de Carbone *et al.* 2011, Leanza *et al.* 2013) de las unidades del sinrift y transición al postrift de la Cuenca Neuquina en las localidades estudiadas.

tamórficas e ígneas del Silúrico-Devónico al Carbonífero inferior correspondientes a los complejos Colohuincul y Piedra Santa, entre otros (Franzese 1995, Cingolani *et al.* 2011) (2) rocas sedimentarias marinas del Carbonífero superior a Pérmico inferior del Grupo Andacollo (Danieli *et al.* 2011) y (3) rocas intrusivas y extrusivas principalmente del Pérmico-Triásico Inferior del Grupo Choiyoi. Los granitoides correspondientes a este último grupo en algunos sectores de la cuenca reciben el nombre de Formación Huechulafquen, Complejo Plutónico del Chachil o Granito Huingancó (Llambías y Sato 2011, y referencias allí citadas).

En el Triásico Medio (?)-Tardío, durante la extensión generalizada de la corteza asociada a la disgregación del supercontinente Gondwana (Ramos *et al.* 2011) y/o vinculada a la actividad tectónica del protomargen andino (Franzese y Spalletti 2001), o por la combinación de ambos procesos tectónicos extensionales superpuestos (Giambiagi *et al.* 2009), se inició la acumulación de rocas volcánicas y piroclásticas, y en forma más restringida de rocas sedimentarias del ciclo Precuyano, en los hemigrábenes formados a partir de fallas preexistentes en el basamento, con orientación general Norte-Sur a Noroeste-Sureste (Franzese y Spalletti 2001). El ciclo Precuyano presenta una amplia variabilidad de facies, desde principalmente sedimentario en el Norte de la cuenca (Bechis *et al.* 2009), pasando por volcá-

nico-piroclástico con tendencia bimodal en el centro de la misma (Llambías *et al.* 2007) y hasta sedimentario-piroclástico ácido hacia el margen Sur (D’Elia *et al.* 2012). El mecanismo tectónico de extensión que se ha propuesto para esta etapa es una cizalla simple con una falla maestra de enraizamiento profundo (Sigismondi 2012).

En el Jurásico Inferior-Medio se implantó un arco magmático en la Cordillera de la Costa chilena y la Cuenca Neuquina evolucionó con características de retroarco extensional hasta el Cretácico Temprano (Mpodozis y Ramos 2008, Arregui *et al.* 2011a, Ramos *et al.* 2011). A partir del Cretácico Inferior y relacionado con el ascenso de la Cordillera Andina en estas latitudes, la Cuenca Neuquina se transformó en una cuenca de tipo antepaís, perdió su conexión activa con el mar paleo-Pacífico y se depositaron las sedimentitas rojas continentales del Grupo Neuquén (Tunik *et al.* 2010). Con posterioridad, en el Cretácico Tardío-Paleógeno, la cuenca fue inundada nuevamente por el mar pero esta vez desde el océano Atlántico y como producto de una inversión de la pendiente regional (Garrido 2011, Rodríguez 2011). Finalmente, desde el Cenozoico y hacia el Sur de los 33° S funciona el arco magmático actual con rocas volcánicas y piroclásticas de arco y retroarco (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 sinorogénicas de cuencas de antepaís (Zamora Valcarce *et al.* 2006, García Morabito 2010).

CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO DE MUY BAJO-BAJO GRADO EN CUENCAS SEDIMENTARIAS

Las cuencas sedimentarias que han sido afectadas por un proceso metamórfico con patrón de soterramiento registran un pasaje transicional entre las condiciones térmicas diagenéticas y metamórficas. El límite entre la diagénesis y el metamorfismo está definido en forma arbitraria en $150^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$, aunque los diagramas de fase exhiben reacciones metamórficas de equilibrio recién a temperaturas por encima de los 200°C (Bucher y Grapes 2011). Las rocas que se encuentran afectadas por metamorfismo de muy bajo a bajo grado frecuentemente están en desequilibrio mineralógico, dada la persistencia de minerales del protolito asociados a los metamórficos y su recristalización no es completa. Además, los minerales metamórficos suelen presentarse aislados casi exclusivamente en poros, huecos, vesículas o vetillas de las rocas y no conforman verdaderas asociaciones minerales con contactos mutuos (Schiffman y Day 1999). Las facies metamórficas de muy bajo grado que generalmente se agrupan bajo el nombre de “facies subesquistos verdes” para metabasitas y rocas de composición intermedia (Árkai *et al.* 2007; Fig. 3) como las estudiadas en este trabajo, consisten de facies ceolita (Zeo), facies prehnita-pumpellyíta (Prh-Pmp), facies prehnita-actinolita (Prh-Act) y facies pumpellyíta-actinolita (Pmp-Act). La facies ceolita está limitada por las reacciones de desaparición de laumontita (Lmt out), a mayor temperatura por las reacciones 4 y 6 y a mayor P por la reacción 9 (Fig. 3). En esta facies también se presentan asociaciones minerales sin ceolitas, tal como epidoto + clorita + cuarzo \pm pumpellyíta \pm prehnita. La estabilidad de prehnita + pumpellyíta se da en un campo de P-T muy restringido, mientras que la aparición de actinolita + prehnita (+ clorita + epidoto-

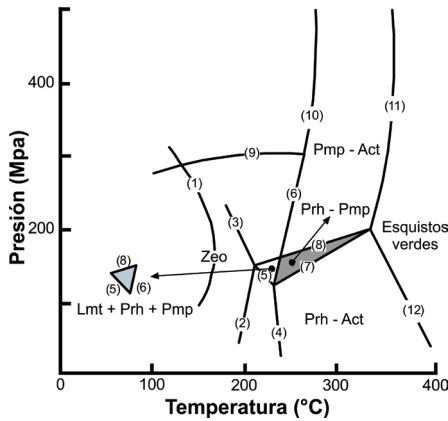


Figura 3. Facies metamórficas de muy bajo a bajo grado para metabasitas (y rocas de composición intermedia) y reacciones limitantes en el sistema NCMASH (tomado y modificado de Schiffman y Day 1999). Reacciones: (1) $Anl + Qz = Ab$; (2) $Tr + Lmt = Prh + Chl + Qz + W$; (3) $Pmp + Chl + Qz + H_2O = Tr + Lmt$; (4) $Prh + Lmt = Ep + Qz + H_2O$; (5) $Pmp + Qz + H_2O = Prh + Chl + Lmt$; (6) $Pmp + Lmt = Ep + Chl + Qz + H_2O$; (7) $Pmp + Qtz = Prh + Ep + Chl + H_2O$; (8) $Pmp + Tr + Qz = Prh + Chl + H_2O$; (9) $Lws + Qz + H_2O = Lmt$; (10) $Pmp + Lws = Ep + Chl + Qz + H_2O$; (11) $Pmp + Chl + Qz = Ep + Tr + H_2O$; (12) $Tr + Ep + H_2O = Prh + Chl + Qz$. La asociación de alta presión se exhibe del lado izquierdo de la reacción. En gris, el campo de estabilidad de la asociación mineral $Prh + Pmp$. Los símbolos de los minerales fueron tomados de Whitney y Evans (2010).

to) define la facies prehnita-actinolita a menor presión. A mayor presión, la facies pumpellyíta-actinolita está definida por la aparición de actinolita + pumpellyíta (+ clorita + epidoto). Las reacciones de desaparición de prehnita (Prh_{out}) y desaparición de pumpellyíta (Pmp_{out}), 12 y 11 respectivamente, marcan la transición a la facies esquistos verdes.

El término metamorfismo de soterramiento fue acuñado por Coombs (1961) y posteriormente fue incluido como un tipo de metamorfismo regional que afecta a rocas volcánicas y sedimentarias soterradas en cuencas sedimentarias, y sin que esté acompañado por tectónica, o sea las rocas metamórficas no tienen foliaciones, o magmatismo (Smulikowski *et al.* 2007). Por otro lado, Robinson (1987) y Robinson y Bevins (1989) propusieron el término metamorfismo diastaternal cuando el proceso afecta a cuencas extensionales con alto flujo calórico inicial. En este caso, al patrón diagenético a epizonal/metamórfico se le sobrepone un patrón tectónico, producto de la compresión e inversión positiva de las estructuras extensionales, con una característica evolución antihoraria de presión-temperatura-tiempo (P-T-t,

Merriman y Frey 1999). El arquetipo de metamorfismo diastaternal 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 muy bajo a bajo grado, al cual, se le sobrepone la fase compresiva Acadiana del orógeno Caledónico (Robinson y Bevins 1999). En este caso, el metamorfismo de muy bajo-bajo grado de las rocas precede a la formación de foliaciones tectónicas (Robinson y Bevins 1999).

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

Los estudios petrográficos (publicados y de libre acceso) sobre la mineralogía metamórfica en las rocas del ciclo Precuyano y Grupo Cuyo basal de la Cuenca Neuquina son escasos, así como también su vinculación con el ambiente geodinámico y su evolución. Las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Cupén Mahuida (base del Grupo Cuyo?) en el yacimiento Cupén Mahuida (YPF, subsuelo de Neuquén) están afectadas por metamorfismo de tipo soterramiento y de muy bajo grado en facies ceolita (Schiuma *et al.* 2011). La paragénesis mineral calcita + laumontita + albíta + clorita + epidoto + prehnita sugiere temperaturas de hasta 230°C, que estarían vinculadas a un gradiente geotérmico anómalo por los efectos residuales del volcanismo, y que además es contemporáneo con la depositación de las rocas de la cuenca durante el Mesozoico (Schiuma *et al.* 2011).

En el subsuelo del Sur de Mendoza (pozo Granito Negro x-1), las rocas volcánicas y piroclásticas del ciclo Precuyano presentan una paragénesis metamórfica de muy bajo grado correspondiente a la facies prehnita-pumpellyíta y junto a proyecciones desde el epidoto indican 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 Co) los granitoides fracturados de la Formación Huechulafquen son productores de

petróleo y presentan la asociación mineral calcita + clorita + epidoto + prehnita + laumontita, que fue interpretada como producto de un metamorfismo de soterramiento (Velo *et al.* 2014).

En afloramientos, las menciones del metamorfismo de muy bajo-bajo grado son escasas y se remiten a rocas volcánicas y piroclásticas de la Precordillera Neuquina Sur. En el depocentro de Catán Lil y Chachil la paragénesis mineral de clorita + laumontita + pirofilita + epidoto indica condiciones de muy bajo grado metamórfico (D'Elia *et al.* 2012), mientras que en la cuesta de Rahue, en rocas piroclásticas intercaladas en la base del Grupo Cuyo, el metamorfismo es de soterramiento y la asociación mineral es de muy bajo grado (Suárez y González 2015).

METODOLOGÍA

Para el estudio petrográfico se confeccionaron láminas delgadas de rocas metamórficas de protolitos volcánicos en el Laboratorio de Cortes Petrográficas del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG, UNRN-CONICET). Luego, el estudio mineralógico, microestructural y de asociaciones-paragénesis metamórficas se efectuó con un microscopio petrográfico Nikon modelo Eclipse EPOL 200. 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.

La interpretación cualitativa de las condiciones físicas del metamorfismo de muy bajo a bajo grado de las metabasitas se realizó por comparación con grillas petrogenéticas y diagramas quimiográficos estándares en el sistema $Na_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (NCMASH), y tomadas de Schiffman y Day (1999). Esta herramienta, de amplio uso en Petrología Metamórfica, permite ilustrar de forma gráfica las asociaciones minerales en equilibrio y aproximar en forma cualitativa las condiciones físicas del metamorfismo en ese equilibrio. Los símbolos de los minerales fueron tomados de Whitney y Evans (2010) y la descripción e identificación de las texturas de las rocas ígneas y piroclásticas se basa en González (2015).

GEOLÓGICA LOCAL DE LAS ÁREAS ESTUDIADAS

Las áreas estudiadas que se exhiben en la figura 1, corresponden a depocentros del sinrift de la Cuenca Neuquina exhumados durante los eventos compresivos que acaecieron desde el Jurásico Medio al Plioceno en la Precordillera Neuquina Sur (PNS) y desde el Cretácico Tardío al Mioceno en la Precordillera Neuquina Norte (PNN). Una síntesis de la estratigrafía de las zonas de estudio se exhibe en la figura 2.

Precordillera Neuquina Sur

En este sector, se estudiaron los afloramientos de la cuesta de Rahue-arroyo La Jardinera y la Cordillera de Chachil-arroyo Picún Leufú (Fig. 1). En cuanto a su estructura, esta región precordillerana se enmarca dentro de la faja plegada y corrida de Chos Malal, que ha sido dividida por García Morabito (2010) en un dominio interno caracterizado por fallas inversas de rumbo N-S, y en un dominio externo, en el cual se encuentran las rocas estudiadas, estructuralmente más complejo y producto del desarrollo de estructuras controladas por fallas normales del rift. Los sucesivos pulsos contraccionales acaecidos entre el Jurásico y el Plioceno temprano en algunos casos invirtieron positivamente estructuras extensionales del rift asociadas a la depo-

sición de las rocas del ciclo Precuyano y de la base del Grupo Cuyo, y en otros casos generaron nuevas fallas inversas con vergencia hacia el Este (García Morabito 2010). El primer episodio de deformación compresiva habría ocurrido 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 con la Cordillera Principal habrían ocurrido en el Cretácico Tardío y el Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Precordillera Neuquina Norte

El área de estudio corresponde al extremo Sur de la Cordillera del Viento (Fig. 1), la cual forma parte de la faja plegada y corrida de Chos Malal (Giacosa *et al.* 2014, Sánchez *et al.* 2018). Esta faja de deformación, en su sector interno se caracteriza por presentar corrimientos con vergencia hacia el Este que involucran y exhuman el basamento paleozoico (Sánchez *et al.* 2018), como es el caso del anticlinal de la Cordillera del Viento. Otros autores interpretan que el levantamiento de la Cordillera del Viento es producto de la inversión tectónica positiva de las fallas normales del sinrift (Vergani *et al.* 1995, Cobbold y Rossello 2003). Hacia el sector externo de la faja plegada y corrida, los altos de basamento solo se reconocen en

subsuelo (Sánchez *et al.* 2018). La deformación compresiva en la región se habría dado en dos pulsos principales, el primero en el Cretácico Tardío (Zamora Valcarce *et al.* 2006, Sánchez *et al.* 2014, 2018), y un segundo pulso y de mayor importancia que habría concentrado el ~70% de acortamiento en la región, producido durante el Mioceno-Plioceno (Sánchez *et al.* 2018). El evento compresivo del Jurásico Medio-Tardío 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 Tardío y Mioceno-Plioceno (Sánchez *et al.* 2014, Giacosa *et al.* 2014).

RESULTADOS DEL ANÁLISIS MINERALÓGICO Y TEXTURAL

Litologías y paragénesis minerales

Cuesta de Rahue-arroyo La Jardinera: los estudios petrográficos se realizaron en afloramientos del arroyo La Jardinera (Fig. 4) sobre brechas y rocas piroclásticas intercaladas entre pelitas marinas asignadas a la Formación Sierra Chacaicó (Fig. 5a-c), y también en el cordón de la Piedra Santa sobre conglomerados que pertenecen a unidades del ciclo Precuyano o a la base del Grupo Cuyo.

Las brechas y conglomerados son texturalmente inmaduros y monomíticos, con clastos de rocas del basamento, que en la cuesta de Rahue están compuestos por esquistos del Complejo Colohuincul (Fig. 5a, b) y en el cordón de la Piedra Santa por gneises del mismo complejo y por granitoides del Complejo Plutónico del Chachil. Las rocas piroclásticas son tobas vitro-cristalinas compuestas por trizas y pómez (Fig. 5c), litoclastos volcánicos de fenobasaltos a fenoandesitas y cristalo-clastos de plagioclasa cribada.

La paragénesis mineral metamórfica identificada en las brechas y conglomerados corresponde a clorita + epidoto + óxidos de Fe + sericita (illita) que se presenta en los dominios de la matriz y en los cuellos de *micro-boudins* presentes en micas. En las tobas, la paragénesis está compuesta por

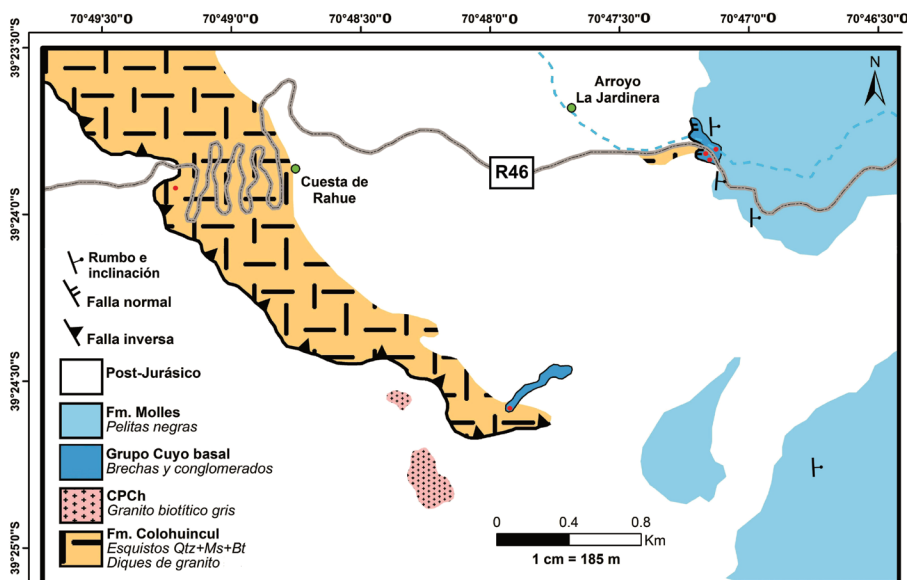


Figura 4. Mapa geológico de la cuesta de Rahue-arroyo La Jardinera. Los puntos rojos indican los sitios donde fueron tomadas las muestras para el análisis petrográfico

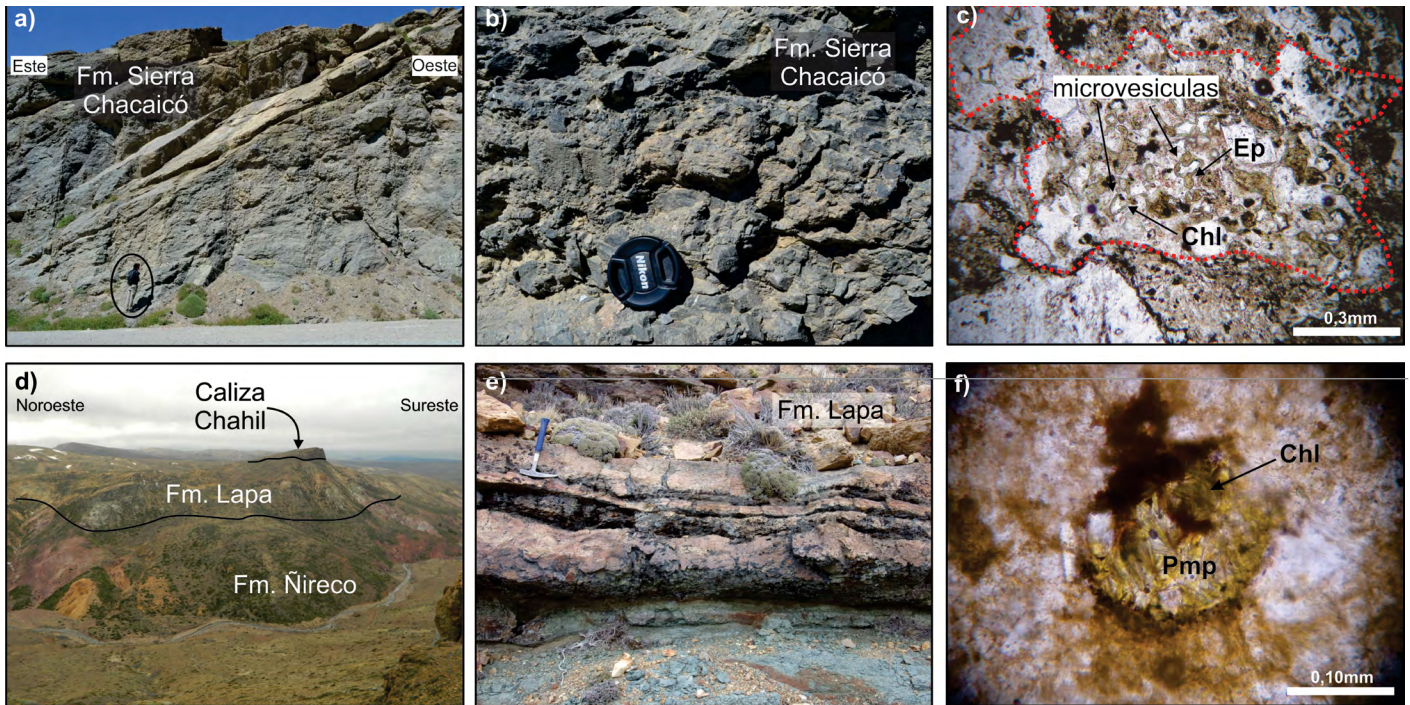


Figura 5. Afloramientos de las unidades de sinrift y mineralogía metamórfica de las rocas de la cuesta de Rahue-arroyo la Jardinera (a-c) y en la Cordillera de Chachil-arroyo Picún Leufú (d-f). a) Brechas monomíticas expuestas en la base de la Fm. Sierra Chacaicó. Fotografía tomada mirando al Sur; b) Se exhibe en detalle las brechas de la Formación Sierra Chacaicó. Notar que la roca está compuesta enteramente por fragmentos de rocas del basamento; c) Asociación mineral Chl + Ep en microvesículas de fragmentos pumíceos (línea punteada roja) de una toba andesítica correspondiente a la Formación Sierra Chacaicó; d) Unidades del ciclo Precuyano cubiertas en discordancia por la Caliza Chachil en el Morro del Aguila. Fotografía tomada mirando al Noreste; e) Ignimbritas de la Fm. Lapa exhibiendo estructuras de flujo; f) Pmp + Chl en microamígdala de una ignimbrita andesítica correspondiente al ciclo Precuyano.

calcita + cuarzo + pirita + albita + clorita + epidoto + óxidos de Fe y está presente en la matriz, como relleno de las vesículas de los fragmentos pumíceos (Fig. 5c), en vetillas y como reemplazo de cristaloclastos de plagioclasa y micas.

Cordillera de Chachil-arroyo Picún Leufú: se analizaron ignimbritas, volcanitas y brechas volcánicas y piroclásticas de distintas unidades del ciclo Precuyano (Fig. 5d-f y 6).

Las Formaciones Ñireco y Lapa (Fig. 5e) en este sector están compuestas por fenodacitas a fenoandesitas y por brechas con clastos fenobasáltico-andesíticos. En la base de la secuencia, se encuentra una fenodacita con textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta microgranosa. Las rocas piroclásticas son brechas fenodacíticas e ignimbritas fenoandesíticas (Fig. 5d). Las primeras presentan abundantes litoclastos de volcanitas 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 desvitrifi-

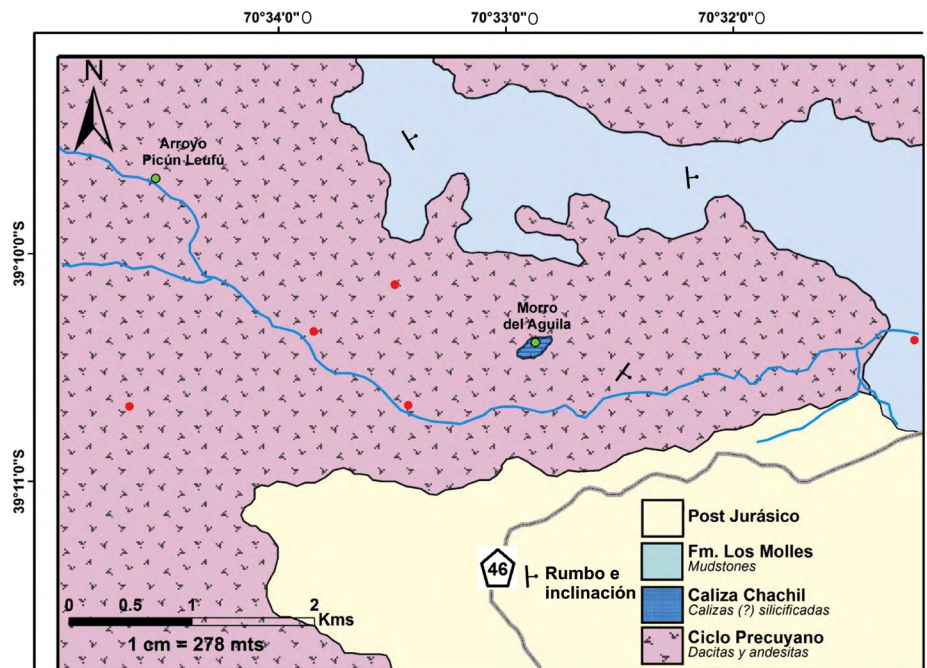


Figura 6. Mapa geológico de la región del arroyo Picún Leufú en la Cordillera de Chachil. Los puntos rojos indican los sitios donde fueron tomadas las muestras para el análisis petrográfico.

ficados a un arreglo felsítico y esferulítico. Por último, se analizó una brecha volcánica compuesta por clastos de volcanitas basáltico-andesíticas amigdaloides y de

granitoides, y con cemento calcítico. Las paragénesis minerales secundarias pueden ser agrupadas en dos tipos, libres de calcita y con calcita. La paragénesis

que tiene calcita no tiene aluminosilicatos de calcio, lo cual sugiere que la presión de CO₂ inhibió la formación de estos minerales (Robinson y Bevins 1999). La paragénesis metamórfica de las brechas volcánicas y piroclásticas es calcita + cuarzo + esmectita + óxidos de Fe; se reconoce en microestilolitas (con residuos de arcillas y óxidos en los planos), como reemplazo de vitroclastos, de plagioclasas y de la matriz, y en microvetillas. La paragénesis se completa con ceolitas en la brecha piroclástica y albita + clorita en la brecha volcánica. La paragénesis metamórfica libre de calcita se desarrolla en las ignimbritas fenoandesíticas y en rocas fenodacíticas. La asociación mineral típica de las amígdalas en la fenoandesita es óxidos de Fe + pumpellyíta + clorita (Fig. 5f) y la plagioclasa exhibe laumontita + prehnita. La fenodacita presenta como paragénesis óxidos de Fe + cuarzo + albita + prehnita + pumpellyíta ± epidoto. El reemplazo por óxidos de Fe es muy intenso y se presenta como microvetillas; también como microvetillas se desarrolla la asociación mineral cuarzo + prehnita. La plagioclasa es el dominio más fértil en esta roca para desarrollar una mineralogía secundaria, siendo reemplazada por la paragénesis laumontita + pumpellyíta ± epidoto.

Cordillera del Viento y alrededores: los estudios petrográficos se llevaron a cabo en el sector austral de esta localidad (Fig. 7), en unidades del ciclo Precuyano (Formaciones Cordillera del Viento, Milla Michicó y La Primavera), en volcanitas e ignimbritas (Fig. 8a-c), en tanto que en la Formación Los Molles (Grupo Cuyo) las rocas estudiadas corresponden a rocas piroclásticas primarias y retrabajadas dentro de depósitos de lahares (Fig. 8d), en ambos casos se encuentran intercaladas entre pelitas negras de la base de esta unidad.

La Formación Cordillera del Viento está compuesta por volcanitas bimodales fenobasálticas / fenoandesíticas e ignimbritas fenoriolíticas. Las volcanitas son afaníticas a microporfíricas, generalmente amigdaloides, con microfenocristales de plagioclasa alterados. La pasta presenta textura intergranular con minerales máficos completamente reemplazados por óxidos de hierro. En la Formación Milla Michicó, se registran ignimbritas en la base y por encima continúa un perfil monótono de volcanitas

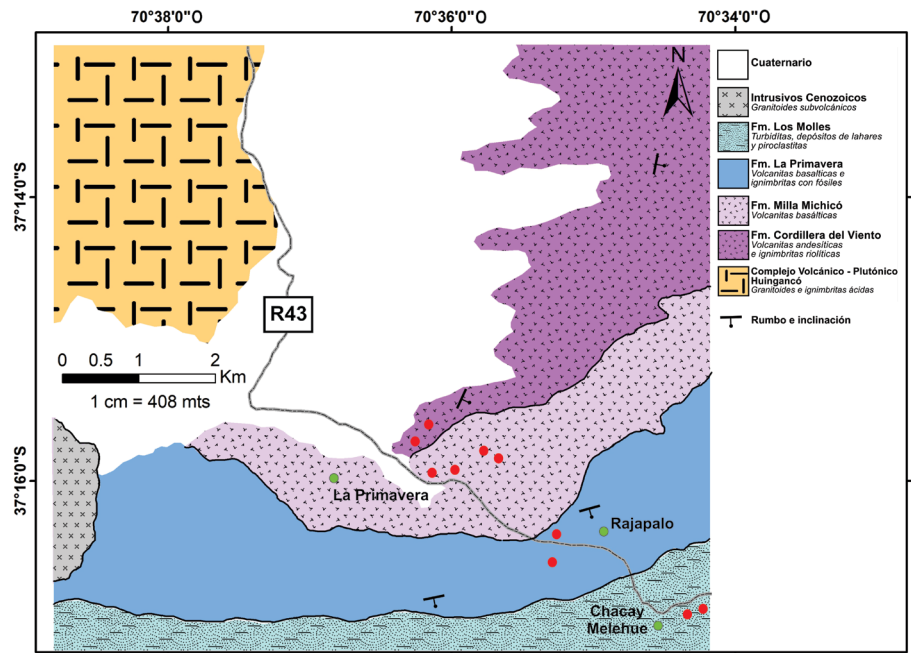


Figura 7. Mapa geológico del extremo sur de la Cordillera del Viento. Los puntos rojos indican los sitios donde fueron tomadas las muestras para el análisis petrográfico.

verdes de composición fenobasáltica / fenoandesítica con textura afanítica a microporfírica y amigdaloides. Las rocas fenobasálticas / fenoandesíticas presentan microfenocristales de olivino alterados a óxidos de hierro y de 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 marinos, mientras que hacia el techo, se intercalan basaltos vesiculares, aglomerados y rocas piroclásticas que también son portadoras de fósiles de bivalvos marinos. La presencia de estos restos fósiles dentro de las rocas piroclásticas para Suárez y De la Cruz (1997) sugiere un ambiente de mar somero, en el que los flujos piroclásticos subaéreos (o también subcúeos) se desarrollaron cerca del mar.

Las ignimbritas de composición fenodacítica presentan cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y biotita, *fiammes* desvitrificados a filosilicatos y litoclastos de volcanitas básicas. Los fenobasaltos son afaníticos y microamigdaloides, con microfenocristales de plagioclasa y olivino esquelético con reemplazo pseudomórfico de cuarzo y aluminosilicatos de calcio, y una pasta que exhibe textura traquítica a pilotácica.

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 pertenecientes a depósitos laháricos. Las tobas y la matriz de los depósitos laháricos presentan cristaloclastos de plagioclasa, vitroclastos pumíceos y litoclastos volcánicos de fenobasaltos / fenoandesitas.

En las rocas expuestas en la Cordillera del Viento se diferencian dos tipos de paragénesis mineral, de acuerdo con las relaciones de sobreimposición temporal y tipo de reemplazo mineral, forma en que se presentan y grado de recristalización. Estas paragénesis son denominadas informalmente en este trabajo P₁ y P₂. Desde el punto de vista cronológico y genético, la P₁ es temprana y se interpreta como producto del metamorfismo diastaternal de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior, y la P₂ es tardía, reemplaza a la anterior y se habría formado por alteración magmático-hidrotermal, relacionada con fluidos de distribución regional del distrito minero Andacollo en el Cretácico-Paleógeno (Suárez y Etchart 2008, Giacosa 2011, Strazzere *et al.* 2017).

La P₁ es relicta y está representada por hematita + esmectita + ceolitas + calcita + celadonita + albita + clorita, + epidoto, + prehnita, + pumpellyíta, (Fig. 8e, f) y se

presenta en las amígdalas, rellenando espacios intersticiales, como reemplazo de plagioclasas, de los vitroclastos y de la matriz o pasta. La paragénesis P_2 es penetrativa e imprime un característico color verde a las rocas (Fig. 9a) y las ha transformado en epidositas (Fig. 9a y 9b) y otras rocas asociadas, con la paragénesis cuarzo + clorita₂ + epidoto₂ + titanita + prehnita₂ + pumpellyita₂ + actinolita (Fig. 9a-9d). Modalmente, el epidoto₂ (+ cuarzo) es muy abundante y sumado a la textura granoblástica que presenta define su inclusión como epidositas.

Las asociaciones minerales que conforman la paragénesis P_1 presentan una zonación vertical en sentido estratigráfico, desde el mayor grado metamórfico identificado en las rocas del ciclo Precuyano hasta el menor grado registrado en la Formación Los Molles.

Las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento solo registran la paragénesis P_2 , mientras que en las amígdalas de la Formación Milla Michicó se registra el reemplazo incompleto de la P_2 por la P_1 . En este caso, la P_1 está representada por calcita + clorita₁ (?) + Prh₁. En la Formación La Primavera, las ignimbritas fenodácicas presentan la paragénesis mineral hematita + esmectita + ceolitas + calcita + celadonita + albita + clorita₁ + epidoto₁ + prehnita₁ + pumpellyita₁ (Fig. 8e, f). Las rocas de la Formación Los Molles son clasificadas como tobas de cristales (en el sentido de Le Maitre 2002) y presentan hematita + calcita + cuarzo + esmectita + clorita₁ ± pumpellyita₁.

Microestructuras

El metamorfismo de muy bajo grado en la Cuenca Neuquina no está acompañado por el desarrollo de estructuras de deformación, tales como foliaciones y lineaciones, que indiquen la existencia de un evento tectónico compresivo sincrónico con el metamorfismo. Sin embargo, mediante el estudio petrográfico, se identificaron numerosas microestructuras (Fig. 10a-d) que por su origen, mecanismo de formación y campo de esfuerzos al cual se asocian resultan importantes para determinar el ambiente tectónico en el cual se desarrolló el metamorfismo.

Si bien las microestructuras más abundantes en todas las rocas estudiadas son las

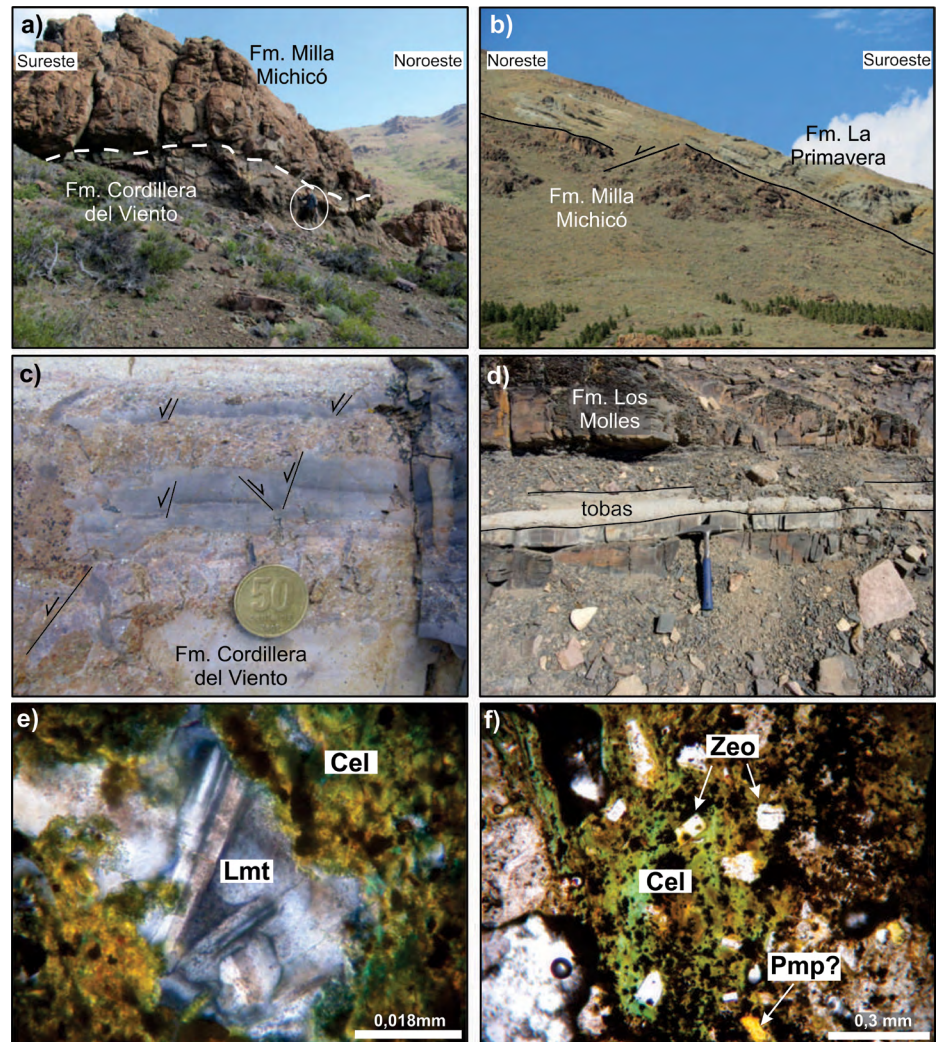


Figura 8. a-d) Afloramientos de las unidades del ciclo Precuyano en el sur de la Cordillera del Viento. a) Discordancia erosiva entre las Formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó; b) Formación La Primavera dispuesta por encima de la Formación Milla Michicó. Fotografía tomada mirando al Sureste; c) Piroclásticas de la Formación Cordillera del Viento exhibiendo pequeñas fallas normales sincrónicas con la deposición de la unidad. d) Bancos tobáceos intercalados entre pelitas de la Formación Los Molles en la localidad Chacay Melehue; e) y f) Mineralogía metamórfica en ignimbritas de la Formación La Primavera; e) Cristales maclados de laumontita en asociación con celadonita; f) Ceolitas tabulares en asociación con celadonita, además se exhibe pumpellyita alterando cristales de plagioclasa.

microestilolitas (Fig. 10a-d), también se han contabilizado estilolitas de mesoescala, o sea en los afloramientos, en particular de la Caliza Chachil. Generalmente, la geometría de las microestilolitas es de tipo lisa y ondulada y en los planos estilolíticos presentan, como residuo insoluble, óxidos de hierro, argilominerales y en ocasiones materia orgánica. En las rocas con fábrica sedimentaria, como las tobas y brechas, las microestilolitas se presentan más o menos concordantes con la laminación sedimentaria y exhiben, en ocasiones, micas alineadas con dicha laminación, ubicadas así por reorientación mecánica

de las escamas en los planos, definiendo una foliación diagenética (en el sentido de Passchier y Trouw 2005, Fig. 10b). 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, la mayor presión favorece y desencadena la disolución para formar las microestilolitas (Blenkinsop 2000, Passchier y Trouw 2005). Esta mayor presión entre los bordes de grano del cuarzo también produjo disolución parcial en éstos, con contactos variables entre tangenciales y suturados. Las micas, los vitroclastos

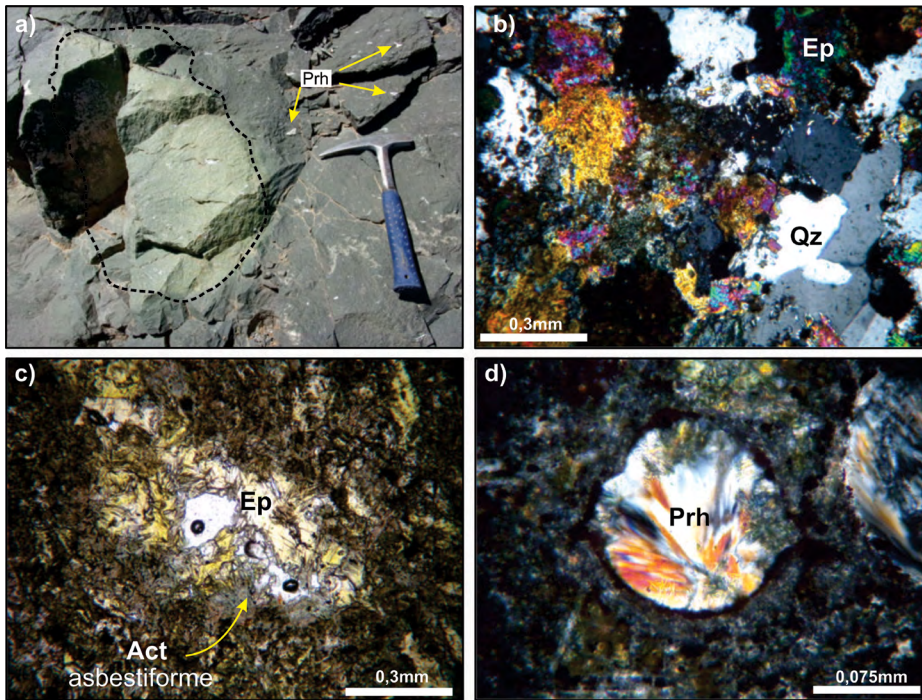


Figura 9. Mineralogía y asociaciones minerales típicas de la P2 en la Cordillera del Viento; a) Afloramientos de la Formación Milla Michicó exhibiendo una intensa alteración hidrotermal a epidoto (línea punteada negra) y prehnita; b) Textura granoblástica con Ep + Qz (+ Tnt + Act) en epidosita de la Formación Milla Michicó; c) Ep + Act en amígdala de un fenobasalto/andesita de la Formación Cordillera del Viento; d) Prh₂ + Pmp₂ + Act en amígdala de fenobasalto de la Fm. La Primavera.

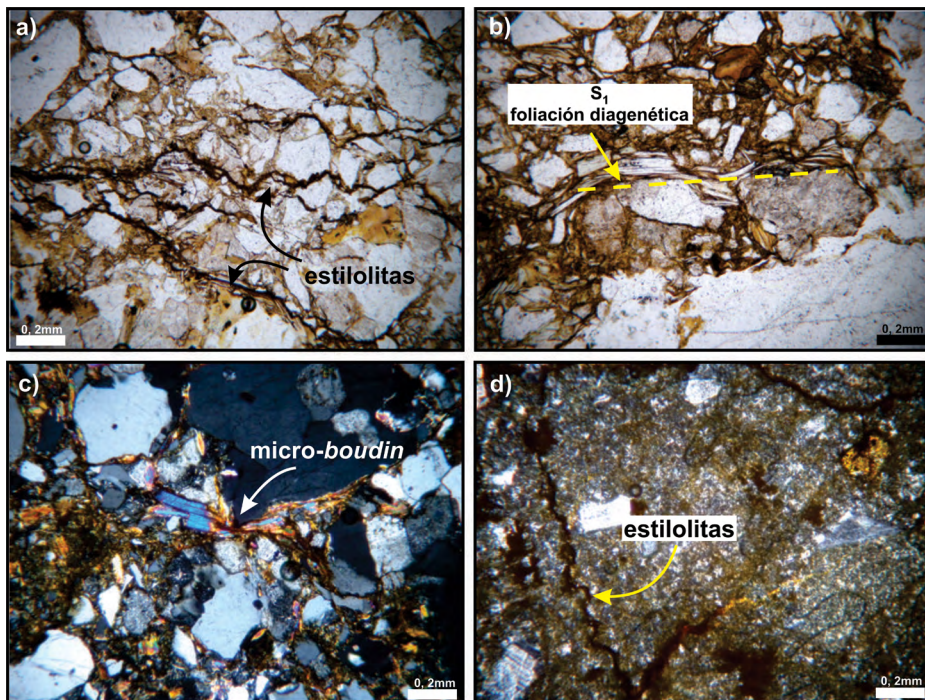


Figura 10. Microestructuras producidas por compactación; a) y b) conglomerado del ciclo Precuciano o base del Grupo Cuyo en el cordón de la Piedra Santa (39°20'46"S/ 70°39'8"O); a) notable desarrollo de estilolitas y orientación de micas a los planos estilolíticos (flechas); b) Foliación diagenética por reorientación de micas; c) micro-*boudin* en muscovita con blastesis de clorita en el cuello de la microestructura (flecha) en brecha de la Formación Sierra Chacaicó; d) Microestilolita con residuo insoluble de óxidos de hierro en ignimbrita andesítica de la Cordillera de Chachil (flecha).

nes presentan deformación intracristalina tipo extinción ondulosa y morfologías tipo micro-*boudin*, con blástesis de clorita en el cuello de la microestructura (Fig. 10c). Las microestructuras identificadas son coincidentes con un campo de esfuerzos propio del soterramiento, donde el máximo esfuerzo (σ_1) dado por la columna 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 tectónicas (ej. clivaje) resultan muy importantes para determinar el ambiente al cual está asociado el metamorfismo. En este caso, nos permiten reforzar la idea de un metamorfismo con patrón de soterramiento y desvincularlo de un metamorfismo con desarrollo de estructuras tectónicas.

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).

Condiciones físicas del metamorfismo

Cuesta de Rahue: la paragénesis mineral de calcita + cuarzo + albita + clorita + epidoto (pulverulento, con poco desarrollo cristalino) identificada en las tobas es muy común en rocas de muy bajo grado metamórfico, sin embargo, se produce en un amplio rango de temperaturas (Bevins y Robinson 1993), sin embargo la ausencia de prehnita, pumpellyíta y/o actinolita podría ocurrir dentro de las facies ceolita. Según las asociaciones minerales y su comparación con las grillas petrogenéticas la temperatura alcanzada en esta zona es muy variable entre 175° y 275°C (Schiffman y Day 1999) y una presión también variable, aunque siempre menor a 300 MPa (Schiffman y Day 1999).

Teniendo en cuenta los espesores regionales (2500-3000m) de la sucesión sedimentaria de rocas de la Cuenca Neuquina en los alrededores de la cuesta de Rahue (tomados de Cucchi *et al.* 2005), y que están sobreyaciendo las rocas aquí estudiadas, se calculó una presión de carga litostática variable entre 70 y 80

pumíceos y las vesículas vacías, que no han sido rellenas de forma temprana, exhi-

ben flexuras y/o estiramiento por compactación. En el caso de las micas, en ocasio-

MPa para el metamorfismo de la Formación Sierra Chacaicó.

Cordillera de Chachil: las paragénesis minerales con calcita representadas por cuarzo + esmectita + ceolitas (?) y cuarzo + esmectita + albita + clorita son estables bajo condiciones de bajo grado metamórfico, pero no son exclusivas del campo del metamorfismo, ya que también aparecen en condiciones diagenéticas (Scasso y Limarino 1997). Además, la estabilidad de estas paragénesis podría estar relacionada con 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, el metamorfismo pudo desarrollarse bajo condiciones de alta fugacidad de CO₂ (fCO₂) que inhibe la formación de aluminosilicatos de calcio (Robinson y Bevins 1999). Las paragénesis sin calcita presentan clorita + laumontita + pumpellyíta ± prehnita y cuarzo + prehnita + pumpellyíta ± epidoto. La paragénesis de clorita

+ laumontita + pumpellyíta ± prehnita es estable en facies ceolita, a T y P variables entre 200-230° y 125-300 MPa respectivamente, mientras que el par prehnita ± epidoto (sin laumontita identificable bajo el microscopio petrográfico) indica condiciones de T mayor a 230°C, dentro de la facies prehnita-pumpellyíta, y a P entre 125-200 MPa (Schiffman y Day 1999).

Cordillera del Viento: la paragénesis mineral P1 en la Formación Los Molles compuesta de esmectita + clorita + escasa pumpellyíta (sin prehnita) no es indicativa de la facies metamórfica, pero es una paragénesis común del límite superior de temperatura de la facies ceolita, a T de 180°-230°C y P de 125-225 MPa (Schiffman y Day 1999). En la Formación La Primavera la paragénesis hematita + calcedonia + calcita + celadonita + esmectita + heulandita (?) + laumontita + albita + clorita₁ + epidoto₁ + prehnita₁ + pumpellyíta₁ puede representar una alteración submarina temprana a muy baja temperatura y presión, y el posterior reequilibrio bajo

condiciones metamórficas. En este sentido, la paragénesis mineral de hematita + calcedonia + celadonita + heulandita (?) representaría estas condiciones submarinas (Alt 1999) y el reequilibrio durante el soterramiento, ya bajo condiciones de mayor temperatura y presión en el campo metamórfico, está representado por la paragénesis calcita + esmectita + laumontita + albita + clorita₁ + epidoto₁ + prehnita₁ + pumpellyíta₁ de facies ceolita. El campo de estabilidad para laumontita + prehnita + pumpellyíta es muy restringido y está a una temperatura de 200°-230° C y una presión de 125-160 MPa (Schiffman y Day 1999).

Dentro de la paragénesis P₂, la cual es producida por la alteración hidrotermal, la asociación mineral Prh₂ + Pmp₂ + Ep₂ revela condiciones de temperatura entre 250°-300°C, mientras que la presencia de actinolita indicaría condiciones de mayores temperaturas, superiores a 280°-300°C (Corbett y Leach 1998).

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Comparación regional del metamorfismo

El metamorfismo de muy bajo grado tiene distribución regional en la Cuenca Neuquina (Fig. 11). Las rocas de las unidades del ciclo Precuyano aquí estudiadas se encuentran afectadas por un metamorfismo en facies ceolita y prehnita-pumpellyíta, mientras que las rocas de la base del Grupo Cuyo presentan una paragénesis metamórfica en facies ceolita y en transición a condiciones diagenéticas (Fig. 12). En las rocas de la Formación Cordillera del Viento, no se identificó una asociación mineral del metamorfismo regional, ya que habría sido obliterada por la asociación mineral P₂ que es de alteración magmático-hidrotermal y estaría asociada a cuerpos ígneos del Cretácico-Paleógeno (Suárez y Etchart 2008).

Si bien los tipos litológicos varían de un depocentro al otro, dado el carácter local de los mismos, asociaciones minerales y grados metamórficos semejantes a los aquí estudiados se encuentran en rocas volcánicas de otros sectores de la Cuenca Neuquina, tanto en subsuelo como en

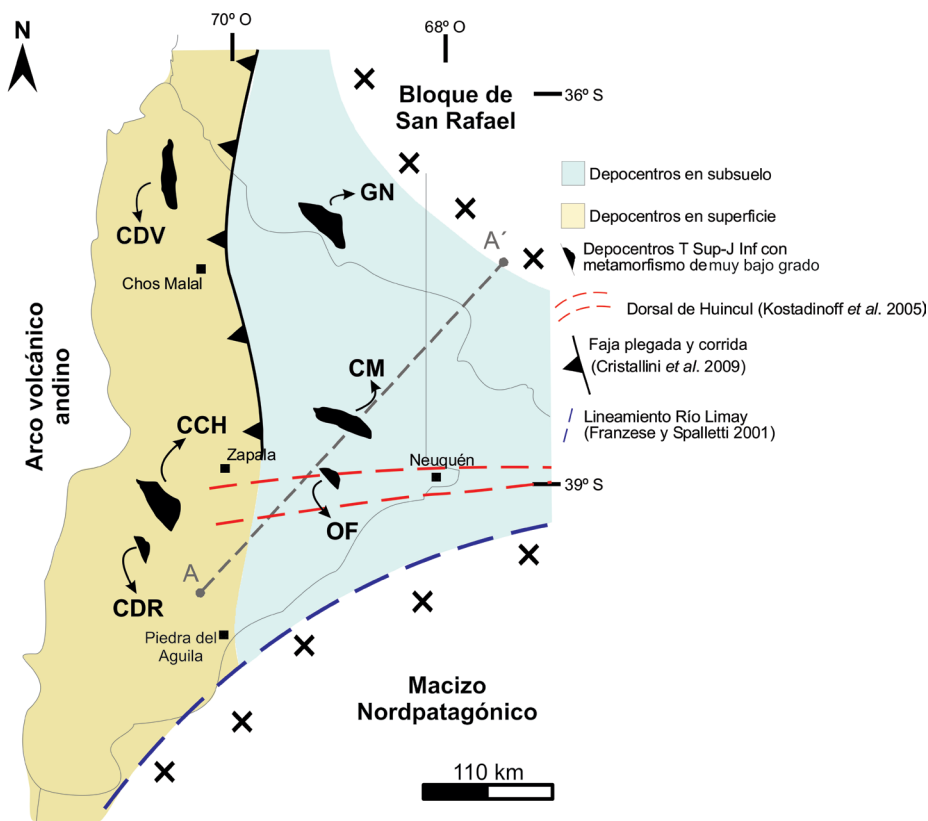


Figura 11. Distribución de los depocentros del Triásico Superior-Jurásico Inferior con metamorfismo de muy bajo grado y rasgos estructurales más significativos de la Cuenca Neuquina. Abreviaturas: CDV = Cordillera del Viento. CCH = Cordillera de Chachil. CDR = cuesta de Rahue. GN= Granito Negro. CM = Cupén Mahuida. OF= Campamento 1–Octógono Fiscal. La traza A-A' corresponde a la sección de la figura 13.

afloramiento. En el subsuelo del Sur de Mendoza, las rocas volcánicas del ciclo Precuyano tienen metamorfismo de muy bajo grado en facies prehnita-pumpellyíta (Rubinstein *et al.* 2005, 2007), mientras que las rocas de la Formación Cupén Mahuida (correlacionable con la Formación La Primavera) del yacimiento neuquino homónimo, el metamorfismo diastaternal es en facies ceolita (Schiuma *et al.* 2011). Además, en granitoides del basamento del yacimiento Octógono Fiscal se registra una asociación mineral de metamorfismo en facies ceolita (Velo *et al.* 2014). Por su parte en otros afloramientos de la Precordillera Neuquina Sur (D'Elía *et al.* 2012), las asociaciones de minerales metamórficos en protolitos volcánicos y piroclásticos son comparables con las estudiadas en las distintas localidades de esta contribución.

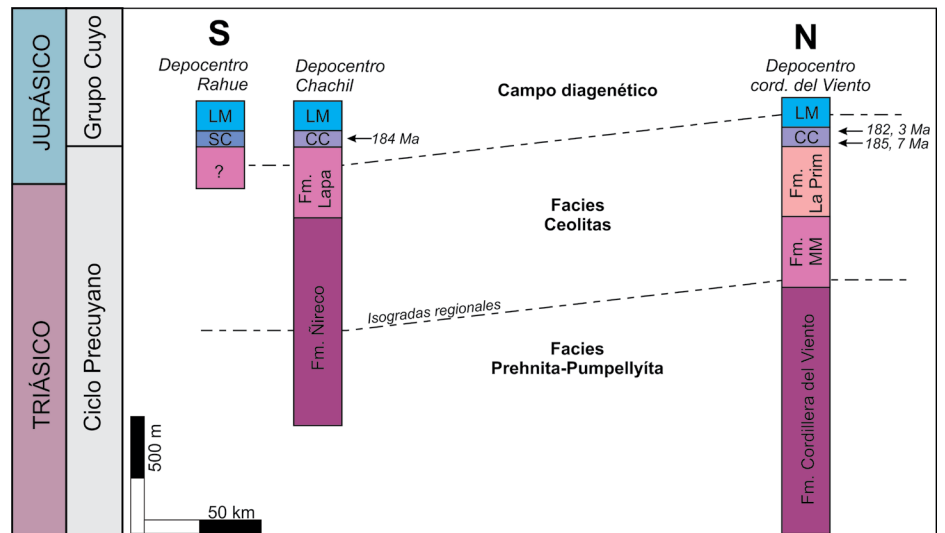


Figura 12. Variación del grado metamórfico a nivel regional y dentro de cada depocentro. Los perfiles están atados a la base del Grupo Cuyo (tomado y modificado de Leanza *et al.* 2013).

El modelo de rift de la Cuenca Neuquina y su relación con el metamorfismo

El flujo calórico basal que afecta a una cuenca sedimentaria podría utilizarse como herramienta para predecir las zonas afectadas por metamorfismo regional, para estudiar la variación del grado metamórfico y así establecer las isogras regionales. En el caso del modelo de rift propuesto para la Cuenca Neuquina (Sigismondi 2012 y referencias aquí citadas), es posible extrapolar la estructura termal a gran escala de la corteza y predecir las variaciones del flujo calórico en el estadio de sinrift, en relación con el metamorfismo. Para la generación de espacio durante la apertura de la Cuenca Neuquina se propuso un mecanismo de cizalla simple asimétrica, con una falla normal de escala continental (maestra y translitosférica) posiblemente enraizada en la discontinuidad de Mohorovicic (Fig. 13, Sigismondi 2011, 2012). Según este autor, el modelo predice: (1) el atenuamiento cortical, el cual actualmente existe y fue detectado por métodos geofísicos y sería una herencia del rift; (2) los cambios en el comportamiento reológico de la corteza donde la dorsal de Huincul se comportó como una discontinuidad cortical de primer orden, que segmentó dos porciones de la corteza continental, una al Norte y otra al Sur con menor y mayor rigidez flexural respecti-

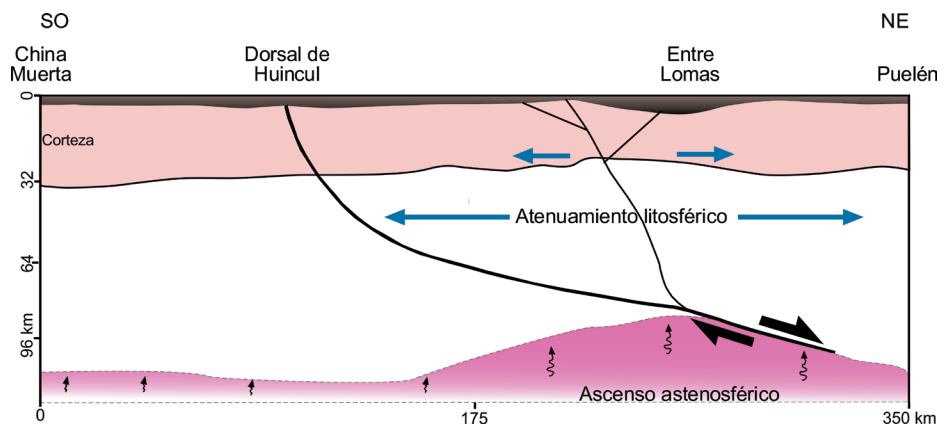


Figura 13. Modelo de rift por mecanismo de cizalla simple propuesto para la Cuenca Neuquina. Tomado y modificado de Sigismondi (2012). La sección corresponde a la traza A-A' de la figura 11.

vamente y (3) el atenuamiento litosférico que no es coincidente con el eje del rift. Teniendo en cuenta el modelo de Sigismondi (2012), se puede interpretar, por un lado, que la anomalía térmica relacionada con el atenuamiento litosférico y el ascenso de la astenósfera en el rift produjo el metamorfismo en las rocas del ciclo Precuyano y Grupo Cuyo basal. Además, por otra parte, el modelo sugiere que la estructura termal de la corteza en el rift fue heterogénea, y que la dorsal de Huincul controló el flujo calórico basal y, por lo tanto, también influyó sobre la distribución del metamorfismo. Hacia el Norte de la dorsal de Huincul, la corteza tiene menor espesor, de forma coincidente con el ascenso astenosférico,

en especial en el sector de Bajada de Palo-Entre Lomas-Señal Picada (Fig. 13). En ese sector, las isotermas astenosféricas de mayor flujo calórico estuvieron más superficiales respecto de aquellas alojadas hacia el Sur de la dorsal. Teniendo esto en cuenta, se puede interpretar que el grado metamórfico regional alcanzado por las secuencias del sinrift fue mayor al Norte de la dorsal de Huincul. Las condiciones térmicas del metamorfismo estimadas en este trabajo a partir de asociaciones minerales son consistentes con el modelo propuesto por Sigismondi (2012), ya que, las isogras en el depocentro de la Cordillera del Viento durante el estadio de sinrift se encontraban más

superficiales que en los demás depocentros localizados en torno a la dorsal de Huincul (Fig. 12). Por el momento no se disponen de datos de temperatura del metamorfismo en los depocentros ubicados hacia el Sur de la dorsal de Huincul (ej. umbral de Sañicó), por lo cual cualquier comparación e interpretación respecto al Norte es meramente especulativa y no fundada en datos concretos.

Origen de la anomalía térmica en el sinrift de la Cuenca Neuquina

En los continentes, el flujo calórico depende de la edad e intensidad del último evento magmático de gran magnitud, de la distribución en la corteza de los elementos radioactivos y del flujo calórico basal proveniente del manto (Condie 1997). Las cuencas de retroarco asociadas a un proceso de rift, como en los inicios de la Cuenca Neuquina, se caracterizan por presentar un alto flujo calórico que es anómalo, dado el ascenso de una cuña de astenósfera (Condie 1997).

Para el caso de la Cuenca Neuquina, el origen de la anomalía térmica que produjo el metamorfismo pudo relacionarse con la combinación de los tres procesos arriba mencionados (Condie 1997, Fig. 14). Por un lado, el calor basal proveniente desde el manto fue aportado por el ascenso astenosférico durante la etapa de sinrift; evidencias de este fenómeno fueron aportadas por Sigismondi (2012). Luego, el magmatismo precuyano interpretado como de arco (Llambías *et al.*

2007, Schiuma y Llambías 2008, Delpino y Bermúdez 2010, D'Elia *et al.* 2012), y que fue en parte contemporáneo con la depositación de las rocas de la base del Grupo Cuyo (Llambías *et al.* 2007), intervinó y contribuyó localmente en los distintos depocentros, con el aporte de calor para el metamorfismo.

Según Llambías *et al.* (2007), durante la etapa de rifting triásica, la fracturación permitió el rápido ascenso del magma desde la astenósfera. Así, en el "rift asistido por magma", la corteza está debilitada térmicamente y los esfuerzos tectónicos necesarios para producir su ruptura son de menor magnitud (Buck 2004). Durante el Jurásico Inferior el volcanismo migró hacia el Oeste, pasando hacia la etapa de postrift, y se produjo la extendida ingresión marina representada en las rocas del Grupo Cuyo.

Finalmente, el decaimiento radiogénico de elementos radioactivos también pudo aportar calor en la cuenca, y contribuir al metamorfismo, aunque en mucha menor magnitud que los dos anteriores juntos. En este sentido, la cuenca Neuquina tiene varios niveles con depósitos estratiformes de Cu + V + U tipo *red bed*, que están hospedados en la sucesión sedimentaria y se asocian a la migración de hidrocarburos (Rojas 2011, Pons *et al.* 2014). Esto pone en evidencia que la Cuenca Neuquina presentaba una corteza (más el relleno de cuenca) enriquecida en elementos radiogénicos que pudieron haber contribuido al calor para el metamorfismo.

Evolución y edad del metamorfismo en relación a la geodinámica de la cuenca

Sobre la base de las asociaciones y paragénesis minerales metamórficas, texturas y microestructuras de deformación por carga litostática analizadas, y teniendo en cuenta la edad de las rocas y la historia tectónica de la cuenca, el metamorfismo de bajo grado es de tipo diastaternal (extensional) y tiene una trayectoria de tipo anti-horaria, con un clímax térmico que precede al pico bórico (Fig. 15a, b). Las etapas prógrada y retrógrada de esta trayectoria metamórfica se pueden relacionar con los estadios de evolución geológica de la cuenca Neuquina.

La etapa prógrada del metamorfismo de las rocas del ciclo Precuyano y de la base del Grupo Cuyo está asociada al sinrift de la cuenca y el clímax térmico del metamorfismo regional es en facies prehnita-pumpellyíta. El calor aportado por el ascenso astenosférico en el rift y el magmatismo relacionado al arco son los responsables del metamorfismo. Luego, en la transición entre el sinrift y postrift, y marcadamente durante este último, al mismo tiempo que se registra la máxima acumulación de rocas, se alcanza el clímax bórico del metamorfismo donde la presión predominante es por carga litostática de la pila sedimentaria.

Para la etapa retrógrada de la trayectoria anti-horaria se valoran dos posibles caminos alternativos. Por un lado, luego del clímax termo-bórico del metamorfismo regional diastaternal se produce la inversión tectónica de la cuenca, donde el levantamiento estructural de fajas de rocas más profundas sobre más someras produce enfriamiento y descompresión. En este caso, la trayectoria retrógrada registraría un descenso continuo y más o menos sincrónico entre T y P (Fig. 15). Por otra parte, la trayectoria retrógrada pudo haber sido isobárica, o sea un enfriamiento a presiones más o menos constantes. En este caso, la migración del arco volcánico hacia el Oeste (Llambías *et al.* 2007), y por ende del magmatismo y su aporte térmico, pudo haber disminuido el flujo calórico general en la cuenca, conducir a una subsidencia térmica generalizada y al enfriamiento isobárico de las rocas a nivel regional en la cuenca.

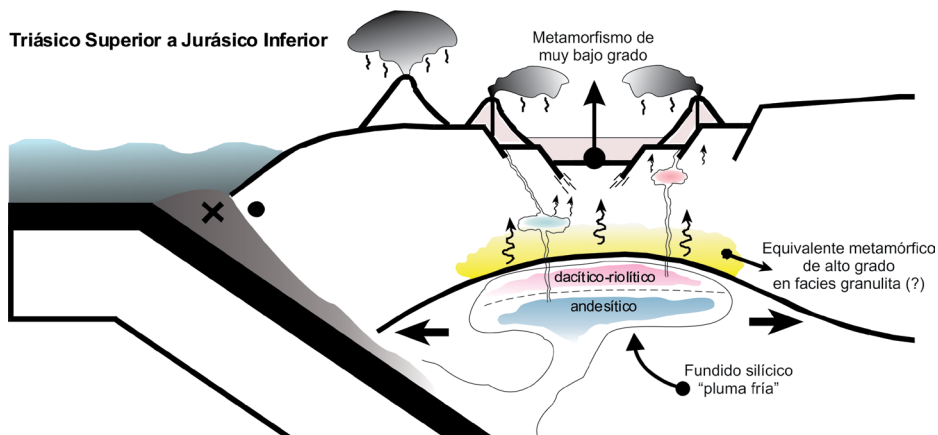


Figura 14. Esquema del ambiente geodinámico asociado con la anomalía térmica productora del metamorfismo diastaternal de la cuenca Neuquina. Modelo basado en Castro y Gerya (2008), Winter (2010) y D'Elia *et al.* (2012).

Con respecto a la edad del metamorfismo, se puede estimar en sentido amplio entre el Triásico Superior y el Jurásico Medio. La edad queda así acotada entre la depositación de las unidades del ciclo Precuyano y de la base del Grupo Cuyo en depocentros aislados del sinrift durante el Triásico Tardío y Jurásico Temprano (Riccardi *et al.* 1997, Schiuma y Llambías 2008, Leanza *et al.* 2013, Fennell *et al.* 2017), y el primer evento de inversión tectónica de la cuenca en el Jurásico Medio (Pángaro *et al.* 2009). La falta de equilibrio mineralógico y textural en las rocas, tales como persistencia en forma reléctica de minerales y texturas primarias y falta de contactos mutuos entre los minerales metamórficos, indica que la trayectoria metamórfica se completó en un corto período de tiempo, que también se estima en sentido amplio en alrededor de 45 Ma. La alta subsidencia tectónica y el flujo calórico anómalo de la cuenca Neuquina permiten explicar el lapso de tiempo breve entre la depositación y el metamorfismo en este tipo de cuencas extensionales (Aguirre *et al.* 1999). Finalmente, como la inversión tectónica de la cuenca también es diacrónica entre el Norte y el Sur de la Dorsal de Huincul (Zamora Valcarce *et al.* 2006, Pángaro *et al.* 2009, Sánchez *et al.* 2014, 2018), también se esperaría encontrar que el metamorfismo regional fuera diacrónico entre estos dos sectores.

CONCLUSIONES

Sobre la base de todo lo expuesto anteriormente se pueden extraer las siguientes conclusiones: Las rocas de las unidades del ciclo Precuyano y de la base del Grupo Cuyo de la cuenca Neuquina están afectadas por un metamorfismo de muy bajo grado en facies ceolita a prehnita-pumpellyíta, que en líneas generales corresponde a la facies subesquistos verdes de las metabasitas y de rocas de composición intermedia. Las condiciones físicas de temperatura y presión del metamorfismo, que fueron estimadas con las paragénesis minerales y por comparación con grillas petrogenéticas, varían entre un mínimo de 180-220°C y un máximo de ~250°C, y entre ~70 MPa y ~110 MPa respectivamente.

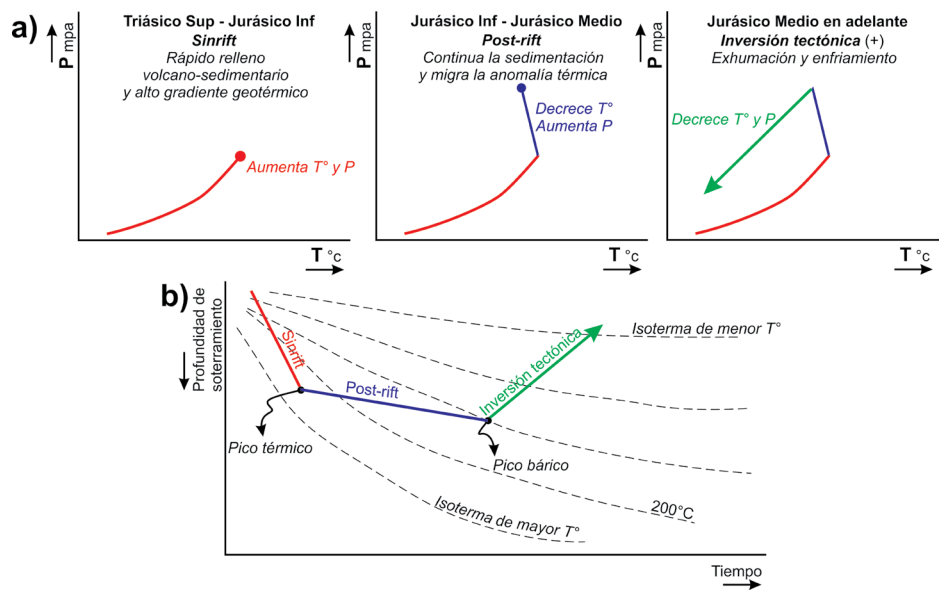


Figura 15. a) Trayectoria metamórfica antihoraria de P-T-tiempo para las rocas del sinrift de la cuenca Neuquina. En el diagrama b) se esboza la variación cualitativa de la temperatura con la profundidad (soterramiento) a través del tiempo. Modelo tomado de Robinson y Bevins (1989) y adaptado para el caso de la cuenca Neuquina.

Las rocas no tienen estructuras tectónicas de deformación compresiva, pero exhiben microestructuras de compactación que son coincidentes con un campo de esfuerzos propio del soterramiento. Las paragénesis minerales de muy bajo grado y sus texturas, las microestructuras y el grado metamórfico creciente en dirección de las rocas más antiguas, y por lo tanto las ubicadas a mayor profundidad, indican que el metamorfismo presenta un patrón de soterramiento. El ambiente tectónico donde se desarrolló el metamorfismo es un retroarco extensional y su relación con una anomalía térmica lo ubica como de tipo diastaternal. El metamorfismo diastaternal es regional, dado que se distribuye a lo largo y ancho de los depocentros del Triásico-Jurásico estudiados, y también en otros sectores del subsuelo de la cuenca Neuquina. La trayectoria metamórfica habría tenido una evolución P-T-tiempo antihoraria, con segmentos caracterizados por las etapas de sinrift, post-rift y exhumación. El flujo calórico relacionado con el metamorfismo habría tenido una fuente controlada por la combinación del calor basal proveniente de una cuña de manto astenosférico del sinrift, el propio soterramiento con la columna de rocas sedimentarias mesozoicas y el magmatismo de

arco precuyano que acompañó el estadio inicial de apertura de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los resultados obtenidos en la "Beca Estímulo a las Vocaciones Científicas" del Consejo Interuniversitario Nacional y en el Trabajo Final de Licenciatura en Geología de la Universidad Nacional de Río Negro de Rodrigo J. Suárez. Los trabajos de campo y de gabinete-laboratorio se financiaron con una Beca AGA 2015 (finalización de trabajo de grado otorgada a R. J. S.) y con el proyecto acreditado PI-UNRN-40-A-302 otorgado al Dr. Pablo D. González. También una parte de los trabajos de campo se realizó con el apoyo económico de un proyecto otorgado a Víctor García. Se desea agradecer a los jurados del Trabajo Final de Licenciatura, Dr. Gerson A. Greco y Dr. Raúl E. Giacosa, por contribuir a mejorar el manuscrito final del TFL y a Natalia Hernández por orientar una parte de los trabajos de campo en la región de Chachil. Se agradece asimismo a los árbitros anónimos, a la editora Dra. Mónica López de Luchi y el equipo editorial de la RAGA, quienes contribuyeron a mejorar sustancialmente el trabajo. La preparación de las secciones delgadas

de rocas, la observación microscópica y la redacción del TFL fueron posibles por el apoyo institucional en las instalaciones del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET).

REFERENCIAS

- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M. y Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics* 313: 433-447.
- Alt, J.C. 1999. Very low-grade hydrothermal metamorphism of basic igneous rocks. En: Frey, M. y Robinson, D. (eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, 169-201, Oxford.
- Árkai, P., Sassi, F.P. y Desmons, J. 2007. Very low- to low-grade metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, paper 5.
- 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*. Asociación Geológica Argentina: 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*: Asociación Geológica Argentina: 77-90, Neuquén.
- 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: 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*. Springer, 428 p., Berlín.
- Buck, W.R. 2004. Consequences of Asthenospheric Variability on Continental Rifting. En: Karner, G.D., Morris, J.D., Driscoll, N.W. y Silver, E.A. (eds.), *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*. Columbia University Press: 1-30, 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*. Asociación Geológica Argentina: 64-76, 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. y Leanza, H.A. 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*. Asociación Geológica Argentina: 37-47, Neuquén.
- Cobbold, P. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Condie, K.C. 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth-Heinemann, 282 p., Oxford.
- Coombs, D.S. 1961. Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian Journal of Science* 24: 203-215.
- Corbett, G.J. y Leach, T.M. 1998. Controls on hydrothermal alteration and mineralization. En: Corbett, G.J. y Leach, T.M. (eds.), *Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization*, Society of Economic Geologists Special Publication No. 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: 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, 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*. Asociación Geológica Argentina: 49-52, Neuquén.
- Delpino, D. y Bermúdez, A. 2010. Palaeotectonic setting of Precuyano Group. Upper Triassic - Lower Jurassic volcanic deposits of the Neuquén Basin (37°- 39° 30'ls). Argentina. *GeoSur, Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 51: 4-04, Mar del Plata.
- 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: 106-132.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 439-505, Córdoba.
- Fennell, L.M., Naipauer, M., Folguera, A., Sagri-panti, L., Pimentel, L. y Ramos, V.A. 2017. Control temporal de la apertura de la cuenca Neuquina a partir de nuevas dataciones U-Pb SHRIMP en circón en el ciclo precuyano del depocentro Cara Cura-Reyes. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas 15: 22-24, San Miguel de Tucumán.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile* 22: 193-202.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- García Morabito, E. 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 284 p., Buenos Aires.
- 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*. Asociación Geológica Argentina: 231-244, Neuquén.
- Giacosa, R. 2011. Geología Estructural en los depósitos vetiformes del cerro Las Minas, Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Contribuciones Técnicas N° 33*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, 23p., Buenos Aires.
- 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: 331-348.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis,

- F., Ghiglione, M., Álvarez, P. y Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 278-292.
- González, P.D. 2015. Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E.J. (ed), *Geología de los cuerpos ígneos*, Asociación Geológica Argentina: 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: 368-376.
- Leanza, H.A., Zanettini, J.C.M. y Rodríguez, M.F. 2011. Mapa geológico de la Provincia del Neuquén, República Argentina (escala 1: 500.000). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.
- 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.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Llambías, E.J., 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: 217-235.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. 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*, Asociación Geológica Argentina: 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, C., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina: 53-62, Neuquén.
- Merriman, R.J. y Frey, M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. En: Frey, M. y Robinson, D. (eds.), *Low-Grade Metamorphism*, 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: 481-497.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E. 2009. El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A. J. 2005. *Microtectonics*. Springer, 366 p., Berlín.
- Pons, M.J., Franchini, M., Giusiano, A., Maydagán, L. y Rainoldi, A. 2014. Mineralización de Cu (V-U) en la Formación Huincul, prospecto Tordillos, cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 537-552.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. 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*, Asociación Geológica Argentina: 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 Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 228-234.
- Robinson, D. 1987. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology* 15: 866-869.
- Robinson, D. y Bevens, R.E. 1989. Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high-grade analogues. *Earth and Planetary Science letters* 92: 81-88.
- Robinson, D. y Bevens, R.E. 1999. Patterns of regional low-grade metamorphism in metabasites. En: Frey, M. y Robinson, D. (eds.), *Low-Grade Metamorphism*, 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, C., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina: 245-264, Neuquén.
- Rojas, G. 2011. Recursos Nucleares. 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*. Asociación Geológica Argentina: 821-824, 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., Bevens, 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.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennel, L. y Ramos, V.A. 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology* 40: 349-366.
- Sánchez, N.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: 233-246.
- Sánchez, N., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. 2018. Tectonic Evolution of the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (Neuquén Basin, Argentina) From (U-Th)/He and Fission Track Thermochronometry. *Tectonics* 37, 1907-1929.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 257 p., Buenos Aires.
- Schiffman, P. y Day, H.W. 1999. Petrological methods for the study of very low-grade metabasites. En: Frey, M. y Robinson, D. (eds.), *Low-Grade Metamorphism*, Blackwell Science: 108-141, Oxford.
- Schioma, M. y Llambías, E.J. 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the dorsal de Huincul, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 644-652.
- Schioma, 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, Actas: 147-167, 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, 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. Types, grade and facies of metamorphism. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, paper 2.
- Strazzere, L., D'Annunzio, M.C., Gregori, D.A., Eventos de mineralización epitermal del distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas 9: 143-148, San Miguel de Tucumán.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lias durante los inicios de la cuenca de Neuquén, cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, sesión temática 1: 266-270, Santiago de Chile.
- Suárez, M., Etchart, H. 2008. Magmatismo y alteración hidrotermal del Cretácico tardío en Andacollo, provincia del Neuquén: Edades K-Ar. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 908-909, San Salvador de Jujuy.
- 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.
- Suárez, R.J. 2016. Metamorfismo de soterramiento en la cuenca Neuquina e implicancias en la maduración térmica de hidrocarburos. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Negro (Inédito), 76 p., 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.
- 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 Huinca-Cutral Có. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 439-457, Mendoza.
- Vergani, G.D.; Tankard, A.J.; Belotti, H.J. y Weisink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En Tankard, A.J.; Suárez S.R. y Welsink, H. J. (eds.) *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoir: 383-402, Tulsa.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Winter, J.D. 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 702 p., 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: 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, C., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Asociación Geológica Argentina: 367-374, Neuquén.

Recibido: 11 de abril, 2017

Aceptado: 28 de mayo, 2018