

FACIES METAMÓRFICAS Y EDADES RELATIVAS DE LAS ROCAS DEL EXTREMO ORIENTAL DEL BRAZO HUEMUL, PROVINCIA DE NEUQUÉN

María Florencia GARGIULO

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pab.2, C.P. 1428 Núñez, Buenos Aires, Argentina. E-mail: florenciagargiulo@gmail.com

RESUMEN

El estudio de las asociaciones minerales y facies metamórficas presentes en las rocas del extremo oriental del Brazo Huemul del lago Nahuel Huapi permitió establecer la sucesión temporal de aquellas unidades cuyos afloramientos son saltuarios, principalmente debido a la exuberante cubierta vegetal que caracteriza a este sector situado en el extremo sur de la provincia de Neuquén. En el área de estudio afloran rocas de composición principalmente tonalítica, que en este trabajo se correlaciona con el batolito patagónico Subcordillerano debido a que están atravesadas por dos tipos de diques básicos. Un grupo de estos diques está caracterizado por la asociación albita – clorita – epidoto – cummingtonita/grunerita – hornblenda, que indica condiciones de metamorfismo térmico transicional entre la facies de hornfels de albita – epidoto hacia la facies de hornfels de hornblenda, metamorfismo originado por la intrusión del Batolito Patagónico Cordillerano de edad cretácica. Motivo por lo cual estos diques han sido correlacionados con la Formación Montes de Oca. Los diques básicos correspondientes al otro tipo no están hornfelizados pero muestran asociaciones de metamorfismo de muy bajo grado en facies zeolita de alta temperatura (clorita + pumpellyita + laumontita + clorita/esmectita + óxidos de hierro) y/o poseen alteración propilítica, por lo cual fueron asignados a la F. Ventana. La distinción entre estos dos tipos de diques permite poner en discusión la edad relativa del cuerpo tonalítico que los hospeda, proponiéndose en este trabajo una edad relativa jurásica inferior a media para el mismo.

Palabras claves: *Batolito patagónico subcordillerano, diques básicos, metamorfismo térmico, batolito patagónico cordillerano, Brazo Huemul.*

ABSTRACT. *Metamorphic facies and relative ages of rocks on the eastern part of Brazo Huemul, Neuquén province.*

The study of mineral assemblages and metamorphic facies in rocks exposed on the eastern margin of Brazo Huemul, Nahuel Huapi Lake, allowed the reconsideration of the temporal succession of units whose outcrops are isolated and difficult to locate due to the exuberant forest that covers the southeastern part of Neuquén province. The rocks exposed in the study area are mainly of tonalitic composition and have been correlated with the Subcordilleran Patagonian Batholith because they are crosscut by two different types of dikes. One group of dikes shows an albite – chlorite – epidote – cummingtonite/grunerite – hornblende mineral assemblage as a consequence of a thermal metamorphic event transitional between albite – epidote hornfels facies and hornblende hornfels conditions. This process has been attributed to the emplacement of the Cordilleran Patagonian Batholith of Cretaceous age. Because of this, the hornfels dikes were correlated with Montes de Oca Formation. The other group of dikes shows a chlorite + pumpellyite + laumontite + chlorite/esmectite + iron oxides assemblage indicating metamorphism in zeolite facies of high temperature or, sometimes shows propilitic alteration and these dikes have been correlated with the Ventana Formation. The differences between these two types of dikes allow the discussion of the relative age of the tonalitic rocks that host them. In this paper it is proposed that this tonalitic body is of Low to Middle Jurassic age.

Key words: *Subcordilleran Patagonian Batholite, basic dikes, thermal metamorphism, Cordilleran Patagonian Batholite, Brazo Huemul.*

INTRODUCCIÓN

El área de estudio (véase Fig. 1) corresponde al sector sur de la provincia de Neuquén y se sitúa en el extremo oriental del Brazo Huemul del lago Nahuel Huapi. Está incluida, a su vez, dentro del segmento norte de la provincia geológica de la Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos 1999) y comprende afloramientos de basamento del Complejo Colohuincul, además de rocas de composición principalmente tonalítica del Batolito Patagónico Subcordillerano atravesado por diques básicos de las Formaciones Montes de Oca y Ventana, rocas tonalíticas y monzograníticas del Batolito Patagónico Cordillerano y sucesiones volcánicas de la Formación Ventana. Los afloramientos de estas unidades mencionadas son discontinuos debido a la espesa vegetación boscosa que caracteriza a este sector.

El segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos 1999) se extiende entre los paralelos de 39° y 43° de latitud sur y está caracterizado por un basamento de edad proterozoica (?) - paleozoica con metamorfismo de mediano a alto grado e intrusiones de granitoides sin y tardiotecciónicos paleozoicos; un eje cordillerano batolítico con varios pulsos: uno en el Jurásico Inferior a Medio (Batolito Patagónico Subcordillerano) atravesado y parcialmente cubierto por una sucesión volcánico-sedimentaria (Formación Montes de Oca), otro pulso de mayor desarrollo y edad cretácica (Batolito Patagónico Cordillerano) y finalmente un pulso con afloramientos más reducidos y localizados de edad miocena (Formación Coluco) (González Díaz 1982, Rapela *et al.* 1987, Gordon y Ort 1993, Ramos 1999, Leal 1999, entre otros). En el Terciario, se desarrolla el extenso volcanismo paleógeno de la Formación Ventana, sobre las que se depositaron sedimentitas continentales y, en parte, marinas de edad oligocena a miocena de la Formación Ñirihuau e importantes derrames lávicos basálticos miocenos a actuales. El objetivo del presente trabajo es dar a conocer el estudio de las asociaciones minerales definidas en los diques básicos de las Formaciones Montes de Oca y Ventana, que atraviesan a las tonalitas del Batolito Patagónico Subcordillerano aflorantes en el

área de interés. A partir de este estudio fue posible reconocer diferentes facies metamórficas, que vinculadas con las relaciones de campo observadas entre las rocas analizadas permitió realizar consideraciones sobre las edades relativas y la posición estratigráfica de estos diques y de las rocas graníticas hospedantes. De esta forma, se identificaron dos grupos de diques básicos con características distintas. Un grupo posee asociaciones de minerales que según Yardley (1989), indican condiciones de metamorfismo térmico de grado medio a bajo. Este grupo se correlaciona con la Formación Montes de Oca. El otro grupo de diques posee asociaciones de minerales que de acuerdo con Liou *et al.* (1985) y Frey y Robinson (1999) indican condiciones de metamorfismo de muy bajo grado o sólo están afectados por procesos de alteración hidrotermal (en el sentido de Gilbert y Park 1986). Dicho grupo se ha correlacionado con las rocas de la Formación Ventana.

Metodología

Para el estudio petrográfico y mineralógico se tomaron 30 muestras representativas del extremo oriental del Brazo Huemul. Sobre este material se hicieron secciones delgadas para realizar el estudio óptico que permitió identificar y describir las diferentes texturas, como así también definir la secuencia de cristalización de los minerales neoformados y las asociaciones de minerales presentes (Cuadros 1, 2, 3 y 4) para poder determinar las facies de metamorfismo desarrolladas.

El mapa geológico del área de estudio (Fig. 1) ha sido realizado a partir de la fotointerpretación de la zona, mediante fotografías aéreas blanco y negro de escala 1:60.000 facilitadas por el Laboratorio de Fotogrametría del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), a la que se suma la información obtenida en el control de campo y la recopilación cartográfica, principalmente, de los trabajos de González Bonorino (1979), González Díaz (1978) y Giacosa *et al.* (2000), que permitieron completar la geología de los lugares a los que no se pudo acceder. Sin embargo, muchos de los contactos entre las unidades mapeadas son inferidos debido a que están cubiertos por la espesa cubierta boscosa o a su difícil acceso. Los puntos indicados con letras en

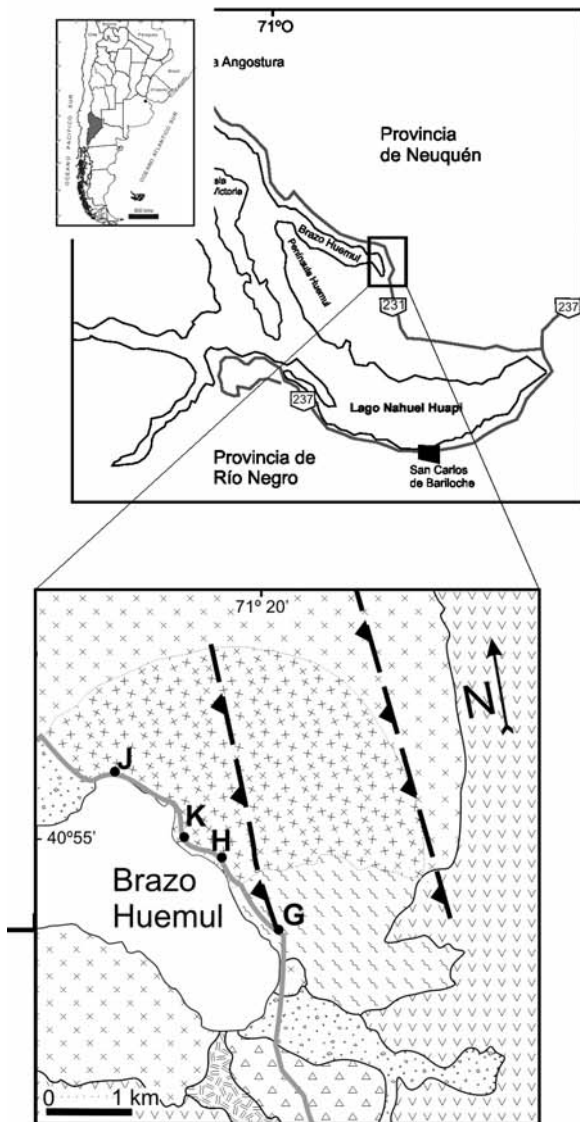
el mapa corresponden a los lugares donde fueron tomadas las muestras utilizadas para este trabajo.

Para las diferentes unidades aflorantes se ha empleado la denominación más reciente que es la utilizada por Giacosa *et al.* (2000), salvo para el complejo volcánico-sedimentario mesozoico que, en la región, se conoce más comúnmente como Formación Montes de Oca, por lo cual se mantendrá esta denominación.

Geología regional

El basamento de la región está integrado por el Complejo Colohuincul (Dalla Salda *et al.* 1991) caracterizado por rocas metamórficas de grado medio a alto entre las que se mencionan esquistos, gneises, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas con intrusiones de granitoides sin y tardiotecciónicos. Dichos autores obtuvieron a partir de una isocrona de Rb/Sr una edad de 727 ± 48 Ma para las metamorfitas y 538 Ma para los granitoides tardiotecciónicos. Posteriormente, Basei *et al.* (1999) y Varela *et al.* (1999) obtuvieron mediante el método Sm/Nd edades de 1400 y 1200 Ma para los protolitos metamórficos. Sin embargo la presencia de circones neopaleozoicos, indica que los mismos pueden tener una edad más joven. Por otro lado, de acuerdo con Giacosa *et al.* (2000), el Complejo Colohuincul está intruido, además, por granitoides jurásicos en el Cordón Ñirihuau y en la sierra de la Ventana. En la zona extrandina subcordillerana, se destaca la presencia del batolito granítico-tonalítico denominado por Gordon y Ort (1993) como Batolito Patagónico Subcordillerano. Dichos autores agruparon bajo esta denominación a los granitoides aflorantes en la faja de la Cordillera Patagónica Septentrional ubicada al este de la ruta 258 (que une San Carlos de Bariloche con El Bolsón). Sobre la base de relaciones estratigráficas existentes en dicho sector y determinaciones isotópicas con el método Rb-Sr con las que obtuvieron edades entre 200 y 182 Ma, sugieren que estos cuerpos fueron emplazados durante el Jurásico Inferior a Medio.

En el sector cordillerano de la Patagonia, aflora un complejo volcánico-sedimentario conocido en el área como Formación



CUADRO ESTRATIGRÁFICO

	Holoceno	Cuaternario	CENOZOICO
	Pleistoceno		
	Oligoceno	Paleógeno	Terciario
	Cretácico		MESOZOICO
	Jurásico		
	Paleozoico		MESOZOICO
	Proterozoico		

Falla inferida coincidente con lineamientos regionales

Figura 1: Mapa de ubicación y mapa geológico con cuadro estratigráfico del área de estudio. Los puntos indicados con letras representan los sectores muestreados de los afloramientos. Los contactos entre las unidades mapeadas son inferidos debido a la espesa cubierta vegetal.

Montes de Oca (González Díaz 1978 y 1982), cuya edad se extiende desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior de acuerdo a las dataciones radimétricas realizadas por González Díaz y Lizuáin (1984) que varían entre 120 y 155 ± 5 Ma. Se destacan, además, cuerpos plutónicos de dimensiones batolíticas que fueron denominados como Batolito Patagónico Cordillerano y se correlacionan con los granitoides de la Formación Los Machis definida por González Díaz (1978). Esta unidad está integrada por plutones de colores grisáceos que intruyen a las rocas preexistentes generando hornfels y una conspicua mineralización de pirita (González Díaz 1978 y 1982). Existen numerosas dataciones que oscilan entre 140 y 70 Ma (González Díaz y Valvano 1978, Lizuáin 1980, González Díaz 1982, González Díaz y Lizuáin 1984 y Rapela *et al.* 1987) evidenciando edad cretácica para su emplazamiento. Análisis químicos obtenidos por Leal (1999) sobre muestras vecinas al área de estudio, manifiestan su carácter calcoalcalino y composición meta-peraluminosa consecuencia del ambiente de arco magmático que imperó en este sector durante el Mesozoico. Dicho autor concluye que el ambiente tectónico al que corresponden es consistente con un carácter orogénico pre o sin-colisional acorde al margen activo responsable del magmatismo. Se acepta, entonces, que la intensa actividad magmática que tuvo lugar durante el Jurásico y Cretácico ha sido generada como consecuencia del ambiente de subducción instalado en el margen occidental de la Patagonia hacia fines del Paleozoico (Uliana *et al.* 1985). En el Cenozoico, se desarrollan sucesiones volcánicas y sedimentarias que fueron definidas por Ljungner (1931) como Grupo Nahuel Huapi cuya base está representada por la Formación Ventana (González Bonorino 1973) de carácter principalmente volcánico con algunas intercalaciones sedimentarias. Suprayacente, se distingue la Formación Ñirihuau (Cazau 1972) de origen sedimentario con gran aporte piroclástico. La Formación Ventana fue estudiada por numerosos autores entre los que se destacan los aportes realizados por González Bonorino (1973); González Bonorino y González Bonorino (1978),

CUADRO 1: Mineralogía primaria y secundaria en las Formaciones Montes de Oca y Ventana

Litología	Metabasitas de dique	
	Formación	MONTES DE OCA
Textura de la Roca	Granoblástica inequigranular a blastoporfírica seriada con pasta afieltrada relíctica o textura diablástica.	Relíctica porfírica seriada con pasta intersertal pilotáxica (1) o microporfírica con pasta intersertal afieltrada y estructura microamigdaloides (2).
Protolito	Basalto/andesita.	Basalto/andesita (1); Basalto microamigdaloides (2).
Denominación	HORNFELS ALFIBÓLICO ORTOMILONÍTICO	METABASITA (1) O BASALTO MICROAMIGDALOIDE (2)

MINERALES PRIMARIOS**Principales**

Cuarzo		
Plagioclasa	X (F y P)	X1 (F y P); X2 (mF y P)
Feldespatos Potásicos		

Accesorios Característicos

Olivina		X2 (mF)
Clinopiroxeno		X1 (mF y P); X2 (P)
Anfíbol	X (F)	X1 (F); X2 (mF) *
Biotita	X (F y mF)	X2 (mF) *

Accesorios Menores

Apatita	X	X1y2
Circón	X	
Magnetita	X	X1y2 (P)

Minerales Secundarios

Sericita/arcillas	X	X
Clorita/esmectitas	X	X
Clorita	X	X
Epidoto	X	X
Titanita	X	
Albita	X	X
Tremolita/actinolita	X	
Cummingtonita/grunerita	X	
Hornblenda	X	
Minerales opacos	X	X
Zeolitas	X	X
Pumpellyita		X
Carbonatos		X

Simbología: F = fenocristales; mF = microfenocristales; P = pasta.

1 = diques de la F. Ventana con tendencia calcoalcalina.

2 = diques de la F. Ventana con tendencia alcalina.

* (Únicamente localizados en los sectores cercanos a las amígdalas).

por la estructuración andina. Por otro lado, los trabajos de Latorre y Vattuone (1994), Vattuone y Latorre (1996) y Vattuone *et al.* (1996, 1999, 2001a y 2001b) son los primeros en estudiar los minerales y facies metamórficas de muy bajo grado presentes en las rocas de esta formación. En este sentido son muy importantes también las contribuciones realizadas por Latorre y Vattuone (1998), Leal (1998), Depine *et al.* (2003) y Gargiulo (2005).

Durante el Mioceno, se generan pequeñas intrusiones de cuerpos plutónicos que corresponden a la Formación Coluco (González Díaz 1978). Mientras que en el Plio-Pleistoceno se desarrollan intensas glaciaciones que afectan a la región y modifican su fisiografía dejando grandes valles y depósitos glaciogénicos.

Respecto al marco tectónico regional actual, el segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos 1999) se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur (Jordan *et al.* 1983) de los Andes Centrales (Gansser 1973) y representa un orógeno de tipo andino.

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS

BATOLITO PATAGÓNICO SUBCORDILLERANO (Jurásico Inferior – Jurásico Medio)

Metatonalitas, protomilonitas y milonitas tonalíticas.

Dentro del área de estudio (Fig. 1) las rocas asignadas a esta unidad son metatonalitas, protomilonitas y milonitas tonalíticas que intruyen al basamento o están en contacto tectónico con él. También se caracterizan por estar atravesadas por diques básicos de dos tipos diferentes: unos asignados a la Formación Montes de Oca (véase Fig. 2a) y otros asignados a la Formación Ventana (véase Fig. 2b).

Los afloramientos correspondientes a esta unidad son de color gris claro a gris oscuro-verdoso en fractura fresca, pero generalmente están cubiertos por pátinas de alteración que suelen otorgarles tonalidades más claras, en la gama del blanco-amarillento al

González Díaz (1979), Dalla Salda *et al.* (1981) y Rapela *et al.* (1982, 1983, 1984 y 1988) entre otros y caracterizan a estas sucesiones para el intervalo Paleoceno-

Oligoceno (60 ± 5 y 24 ± 1 Ma) como correspondientes a volcanismo bimodal con intercalaciones de sedimentitas marinas y continentales posteriormente afectadas

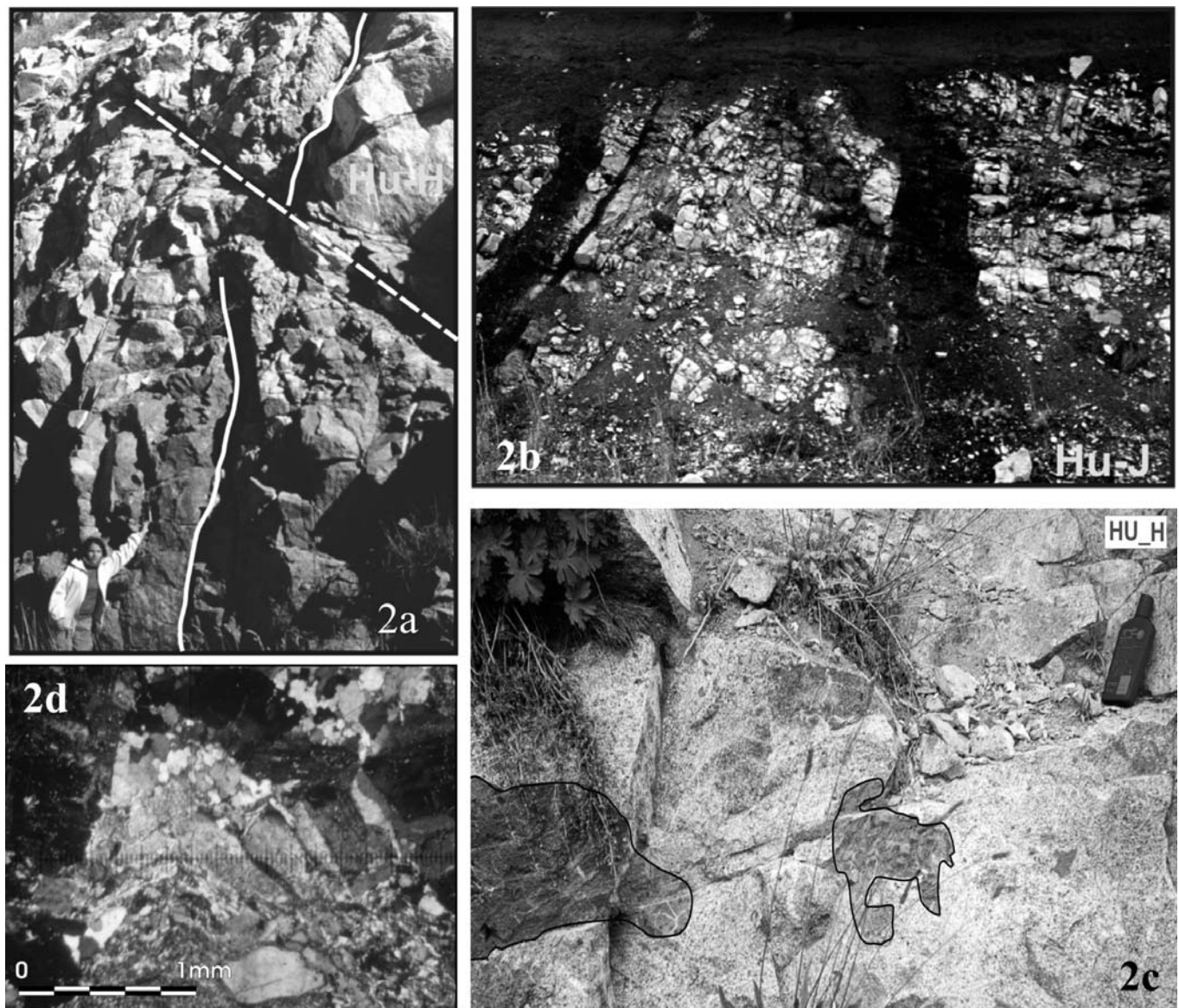


Figura 2: A) Afloramiento H. Dique básico (Hornfel anfibólico ortomilonítico) de la F. Montes de Oca emplazado en granitoide jurásico. B) Afloramiento J. Diques de basaltos microamigdaloides de la F. Ventana emplazados en granitoide jurásico. C) Afloramiento H. Metatonalita con enclaves microgranulares máficos. D) Sección delgada con analizador intercalado de milonita tonalítica del afloramiento H. En el centro de la figura se observan cristales de biotita con microplegamientos y bandas kink. En el extremo superior derecho de la figura se aprecian cristales de cuarzo con formación de subgranos y nuevos granos que implican procesos de recrystalización dinámica.

gris (véase Fig. 2c). Poseen textura granosa mediana relicta, equi a inequigranular e hipidiomórfica y están constituidos por plagioclasa, cuarzo, ortoclasa (ocasionalmente puede no estar), biotita, escaso anfíbol (generalmente ausente), apatita, circón y minerales opacos en cantidades accesorias. La proporción modal de minerales félsicos varía entre 75% y 40% y corresponden, principalmente, a cristales de plagioclasa y

cuarzo, ya que el feldespato potásico nunca supera el 15% de la roca. De este modo, su composición relicta es tonalítica a granodiorítica.

Comúnmente, se identifican enclaves microgranulares máficos (Fig. 2c) de composiciones dioríticas a cuarzodioríticas. Más raros son los enclaves gnéisicos localizados en las proximidades a los contactos intrusivos en el basamento.

A su vez, se distinguen dos asociaciones de minerales neoformados. Una representada por albita + epidoto + tremolita/actinolita + titanita + minerales opacos; y la otra por albita + epidoto + prehnita + tremolita/actinolita + titanita + óxidos de hierro + cuarzo + clorita/esmectitas, que modifican parcialmente la textura original de estas rocas. Se destacan, además, sectores con numerosas evidencias de deforma-

CUADRO 3: Forma, intensidad y microdominios en que se desarrollan los minerales de metamorfismo de los diques (1) de la F. Ventana.

ASOCIACIONES DE MINERALES METAMÓRFICOS				
Material Primario Modificado (fenocristales y pasta)	Minerales metamórficos	Reemplazo	Intensidad	Formas en que se presentan los minerales metamórficos
Plagioclasa	Zeolitas (laumontita)	Parcial o total	Intenso a extremo	Como agregados en parches.
	Pumpellyita	Parcial	Suave	Como agregados grumosos.
	Arcillas	"	Suave	Como pátinas.
Pasta	Zeolitas (laumontita)	Parcial	Moderada a intensa	Como reemplazos en parches de los microlitos de plagioclasa.
	Pumpellyita	"	Suave	Como agregados grumosos que reemplazan a los microlitos de plagioclasa.
	Clorita/esmectitas	"	Muy intensa (vidrio)	Como agregados en forma de nidos fibrosos finos a aciculares.

Minerales de relleno: Agregados fibrosos finos de cloritas/esmectitas como relleno de las fracturas en los fenocristales de plagioclasa. Las venillas que atraviesan a estos diques están rellenas por agregados de zeolitas tabulares.

ción heterogénea y localizada como ser el desarrollo de cristales orientados paralelos a planos de foliación espaciada y entrelazada, donde se concentran minerales opacos, mientras que los microlitones poseen forma de “ojos” o lentes. Otras evidencias están dadas por el flexuramiento de los filosilicatos y de los cristales tabulares o prismáticos, eventualmente, originando microplegamientos localizados y bandas *kink* (véase Fig. 2d), como así también cristales de cuarzo con formación de subgranos y nuevos granos que implican procesos de recristalización dinámica, deformación de las maclas polisintéticas de la plagioclasa, extinción ondulosa en cristales de ortoclasa, formación de “mica fish”, generación de colas de presión en cristales de anfíbol, desarrollo de matriz generada por trituración de los bordes cristalinos (Gargiulo 2005). Todas estas características generan en la roca sectores con texturas protomilonítica a milonítica. De acuerdo a las asociaciones de minerales neoformados es posible reconocer al menos dos eventos de metamorfismo superpuestos (Gargiulo 2005), que evidencian una disminución progresiva en las condiciones de presión y temperatura, desde facies de esquistos verdes de baja temperatura hacia la facies prehnita – actinolita

(Frey y Robinson 1999).

FORMACIÓN MONTES DE OCA

(Jurásico Superior – Cretácico Inferior)

Hornfels anfibólicos ortomiloníticos

Dentro del área de estudio, esta formación aflora en los puntos señalados como H y K (Fig. 1), en forma de diques de color verde oscuro (Fig. 2a), eventualmente con pátinas de alteración castañas. Cabe aclarar que en el mapa de la Fig. 1 no están señalados estos diques debido a que los afloramientos en planta se encuentran cubiertos por el exuberante bosque de coníferas presente en este sector, por lo cual sólo fue posible reconocer estas rocas en el corte de la ruta nacional 231 sobre la que se ubican los puntos de muestreo señalados.

En el afloramiento K, las potencias de los diques varían entre 10 y 30 cm y su actitud es de rumbo N47°O e inclinaciones entre 65° y 74° al NO. En el afloramiento H, se distingue un dique de rumbo N70°O y 18° de inclinación al SO, que posee aproximadamente 5m de ancho y otros de menor potencia (menos de 10 cm), que poseen dirección N70°E e inclinación de 82° al

NO. Estos últimos, a su vez, pueden estar desplazados por fallas oblicuas (45° de inclinación al NO) y de igual rumbo. Corresponden a rocas hipabisales hornfelizadas, con protolitos de composiciones intermedias a básicas. La textura es granoblástica a blastoporfirica ya que, eventualmente, se distinguen fenocristales relicticos de plagioclasa y otros totalmente reemplazados pseudomórficamente por agregados de anfíbol (Fig. 3a) y ocasionalmente biotita. La base es de textura afieltrada relictica. Los diques de menor potencia han perdido totalmente la textura original y la mineralogía primaria ha sido modificada, siendo la textura de la roca de tipo diablástica (véanse Fig. 3b y c) o con evidencias de deformación heterogénea, localizada en planos de foliación espaciados y paralelos al contacto con el granitoide hospedante. Dichos planos de foliación poseen diseño entrelazado y quedan delimitados por cristales alineados o por concentraciones de clorita/esmectitas y/o minerales opacos, encerrando microlitones con formas ahusadas (véase Fig. 3d), eventualmente formando colas que unen a las estructuras sigmoides entre sí, o agregados de tremolita/actinolita, también con formas lenticulares, groseramente sigmoides. Este conjunto de microestructuras le

CUADRO 2: Forma, intensidad y microdominios en que se desarrollan los minerales de metamorfismo de los diques de la Formación Montes de Oca.

METABASITAS DE LA FORMACIÓN MONTES DE OCA

Textura de la roca: Granoblástica inequigranular a blastoporfírica seriada con pasta relíctica afieltrada. En los sectores totalmente modificados, la textura es diablástica.

Formas en que se presentan los minerales metamórficos: Como reemplazo de fenocristales y pasta. En especial, los agregados de clorita/esmectitas se concentran en los planos de foliación de la roca. Como relleno de venillas.

ASOCIACIONES DE MINERALES METAMÓRFICOS

Material Primario Modificado (fenocristales y pasta)	Minerales metamórficos	Reemplazo	Intensidad	Formas en que se presentan los minerales metamórficos
Plagioclasa	Albita	Parcial o total	Moderada a extrema	En los bordes de los fenocristales o como parches en los mismos.
	Clorita/esmectitas y/o sericita/arcillas	Parcial	Muy intenso	Como agregados penetrativos fibrosos o laminares.
	Epidoto	"	Incipiente	Como agregados grumosos.
Anfibol	Tremolita/actinolita	Total (pseudomórfico)	Extrema	Como agregados aciculares a prismáticos.
	Cummingtonita/grunerita	Parcial	Moderado a intenso	"
	Hornblenda	"	Suave	Como agregados aciculares a prismáticos, que reemplazan a los de cummingtonita/grunerita.
Biotita	Clorita	Parcial o total	Intenso a extremo	Como agregados laminares.
	Minerales Opacos	Parcial	Suave a moderado	Como agregados grumosos.
	Titanita	"	Suave	"
	Tremolita/actinolita	"	"	Como agregados aciculares a prismáticos finos.
Pasta	Albita	Parcial	Muy intensa	Como agregados granulares.
	Tremolita/actinolita	"	Moderada a intensa	Como agregados aciculares a prismáticos finos.
	Cummingtonita/grunerita	"	Moderada	"
	Clorita/esmectitas	"	Suave	Como agregados fibrosos finos.
	Sericita, epidoto, titanita y rutilo	"	"	Como agregados en forma de nidos.

Minerales de relleno: Zeolitas del grupo de la levina y del grupo de la chavazita en venillas.

otorgan a la roca características miloníticas. Todos estos diques están, a su vez, atrave-

sados por venillas de zeolitas blancas (véase Fig. 3e). Las características petrográfi-

cas y las asociaciones minerales presentes en estas rocas se resumen en los cuadros 1 y 2.

CUADRO 4: Basalto microamigdaloides(2) de la f. Ventana**BASALTO MICROAMIGDALOIDE (2) DE LA F. VENTANA****Textura de la roca:** Relictica microporfirica con pasta intersertal afieltrada y estructura microamigdaloides.**Formas en que se presenta la alteración:** Como reemplazo de microfenocristales y pasta. Como relleno de vesículas (amígdalas).**ASOCIACIONES DE MINERALES METAMÓRFICOS**

Material Primario Modificado (fenocristales y pasta)	Minerales metamórficos	Reemplazo	Intensidad	Formas en que se presentan los minerales metamórficos
Plagioclasa	Albita	Parcial o total	Moderada a extrema	En los bordes de los fenocristales o como parches en los mismos.
Olivina	Clorita/esmectitas	Total (pseudomórfico)	Extrema	Como agregados fibrosos finos.
Pasta	Albita	Parcial o total	Muy intensa a extrema	En los bordes de los microlitos de plagioclasa o reemplazándolos totalmente.
	Zeolitas	Parcial	Moderada a intensa	Como reemplazos en parches de los microlitos de plagioclasa.
	Clorita/esmectitas	"	Muy intensa (vidrio) y suave (microlitos de plagioclasa)	Como agregados fibrosos finos en forma de nidos.
	Sericita y carbonatos	"	"	Como agregados en forma de nidos o motas.
	Epidoto	"	Inspiente	Como agregados grumosos.

Minerales de relleno: Las amígdalas se encuentran rellenas (desde los bordes hacia el centro) por óxidos de hierro, micas blancas o albita (no siempre presentes), clorita/esmectitas, carbonatos.**BATOLITO PATAGÓNICO CORDILLERANO (Cretácico Inferior –Superior)****Tonalitas y monzogranitos.**

En el área de estudio, esta unidad está principalmente representada por rocas plutónicas de composiciones tonalíticas a monzograníticas de color gris a rosa pálido, con textura granosa mediana equigranular y xenomórfica. Posee enclaves subredondeados de color verde oscuro, cuyos tamaños varían entre 5 y 30 cm de diámetro con textura granosa mediana a fina y composición monzonítica cuarzosa. En algunos sectores, el granitoide desarrolla textura aplítica y se encuentra atravesado por venillas de hasta dos milímetros de potencia, rellenas con agregados granulares de epidoto y fibras de clorita. La asociación de alteración dada por sericita + albita + epidoto + clorita + titanita presente en estas rocas y la manera en que se desarrollan estos agregados corresponde a un proceso de hidrotermalismo filico/propilitico (para más deta-

lles véase Gargiulo, 2005). FORMACIÓN VENTANA (Paleógeno)**Diques de metabasitas y de basaltos microamigdaloides.**

Los afloramientos más extensos de esta unidad se encuentran hacia el NE del área de estudio (Fig 1), pero en este trabajo nos concentraremos en los diques que afloran en el extremo oriental del Brazo Huemul, en los puntos G y J señalados en dicha figura. Sin embargo, no se individualizan en el mapa porque su traza es sumamente dificultosa de seguir, ya que sus afloramientos se encuentran cubiertos por el exuberante bosque de coníferas que caracteriza a este sector y sólo pueden observarse en el corte de la ruta nacional 231. Los diques del afloramiento G son de color castaño-rosado, sus potencias varían entre 10 cm y un metro y atraviesan tanto al basamento del Complejo Colohuincul como a los granitoides mesozoicos. A su vez, poseen dos grupos con actitudes diferentes: uno con dirección N71°E e inclina-

ción de 62° al NO, que se encuentra desplazado por fallas subhorizontales (13° de inclinación hacia el E) de dirección casi N-S y otro grupo de rumbo N26°E e inclinación de 82° al SE. Tanto uno como otro están afectados por venillas de zeolitas blancas a rosadas. La composición de estos diques posee características intermedias entre basálticas y andesíticas y están afectados por metamorfismo en facies de zeolita. Su textura y asociaciones minerales se resumen en los cuadros 1 y 3. Los diques del afloramiento J son de color negro y potencias de hasta 50 cm. Poseen rumbo N25°O e intruyen a los granitoides jurásicos (Fig 2b) coincidiendo con uno de los juegos de diaclasas que afectan a este cuerpo plutónico. La inclinación de estos diques es variable entre 56° al NE y 50° al SO. Poseen textura microporfirica (véase Fig 4), composición basáltica y se encuentran moderada a intensamente alterados por una asociación de tipo propilitica que reemplaza total o parcialmente a los microfenocristales, a la pasta o rellena totalmente las vesículas. Su textura y asociaciones minerales se resumen en los cuadros 1 y 4.

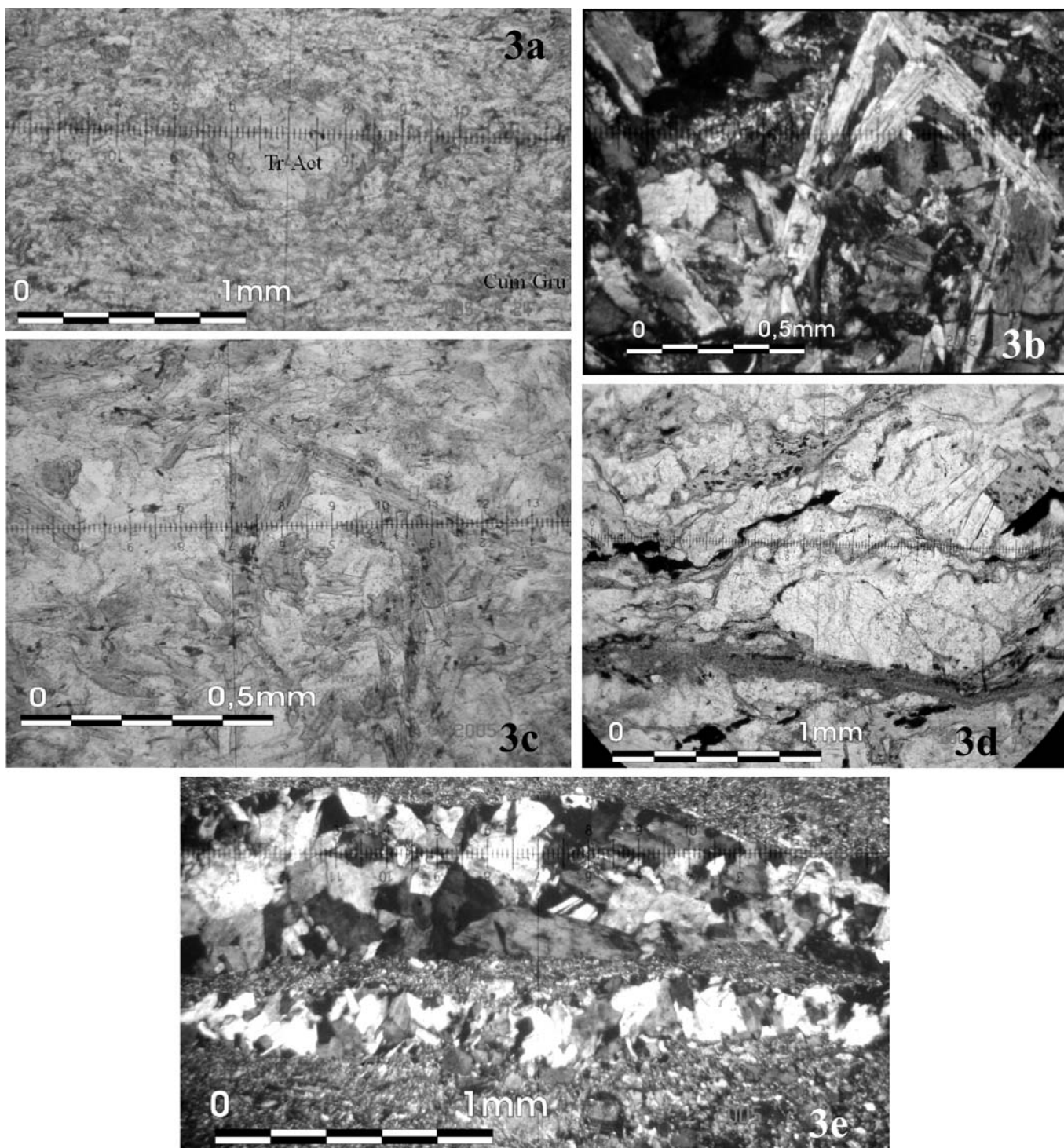


Figura 3: Secciones delgadas de diques metamorfozados de la F. Montes de Oca. A) Textura blastoporfírica con fenocristal de anfíbol reemplazado pseudomórficamente por agregados de tremolita/actinolita. En la base de la roca se observan cristales de cummingtonita/grunerita. B) Cristales de cummingtonita/grunerita con maclas múltiples. Con analizador intercalado. C) Cristales de cummingtonita/grunerita. Sin analizador intercalado. D) Estructura de deformación: planos de foliación espaciada y diseño entrelazado donde se concentran agregados finos de clorita/esmectitas y/o minerales opacos y que separan microlitones de la roca con formas ahusadas. Sin analizador intercalado. E) Venillas de zeolitas del grupo de la levina y de la chavazita. Con analizador intercalado.

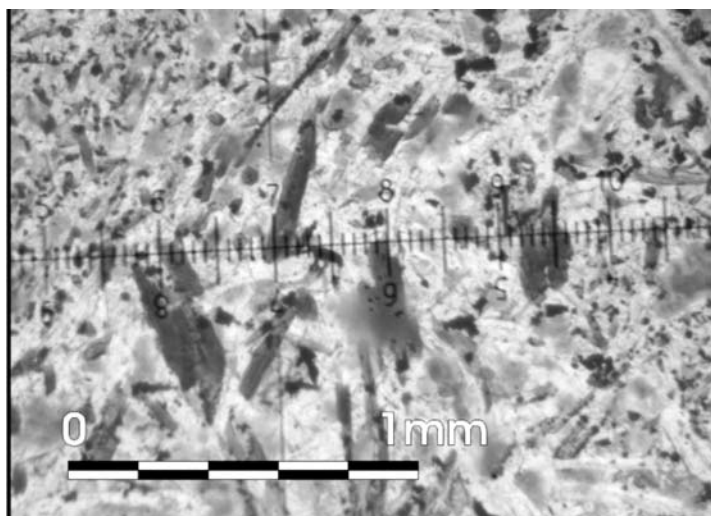


Figura 4: Diques de basalto microporfírico de la F. Ventana. Sin analizador intercalado.

DISCUSIÓN

Asociaciones metamórficas en los diques de la Formación Montes de Oca

- a) albita – clorita – epidoto – cummingtonita/grunerita – hornblenda.
- b) albita – clorita/esmectitas – epidoto – tremolita/actinolita – titanita – rutilo.
- c) ceolitas del grupo de la levina + ceolitas del grupo de la chabazita.

Fueron definidas de acuerdo a las relaciones existentes entre cada uno de los minerales que integran una misma asociación, como así también entre los minerales de las diferentes asociaciones. En el caso de la asociación b, se observa que está siempre vinculada a estructuras de deformación o que la aparición de tremolita/actinolita es posterior a los anfíboles de la asociación a (Gargiulo 2005). De esta forma, se pudo establecer una sucesión de eventos metamórficos que afectaron a estas rocas: siendo primero un evento de metamorfismo térmico, transicional entre la facies de hornfels de albita – epidoto hacia la facies de hornfels de hornblenda, correspondiente a la asociación a. Posteriormente, se genera un evento de metamorfismo dinámico localizado, que sobreimpone paragéne-

sis metamórficas correspondientes a la facies de esquistos verdes de baja temperatura (asociación b, vinculada a textura milonítica) que, de acuerdo con las características enunciadas en la Pág. 9, es consistente con un campo de deformación en condiciones transicionales entre el comportamiento frágil y dúctil (Sibson 1977).

Finalmente, existe un evento póstumo de metamorfismo de muy bajo grado en condiciones de facies de zeolita de baja temperatura, que se evidencia a través de venillas que atraviesan a estos diques y que están rellenas por agregados de zeolitas de la asociación c (Fig. 4e).

Asociaciones de minerales metamórficos y de alteración en los diques de la Formación Ventana

- a) clorita + pumpellyita + laumontita + clorita/esmectita + óxidos de hierro.
 - b) clorita/esmectitas + óxidos de hierro + carbonatos ± albita ± micas blancas ± epidoto.
- Se observa que la asociación b reemplaza a la asociación a (Gargiulo 2005), por lo cual se identifica un evento de metamorfismo de muy bajo grado en facies de zeolita de alta temperatura (asociación a). Posteriormente, cambian las condiciones del sistema (Frey y Robinson 1999) originando la asociación b.

Asociaciones de minerales metamórficos en el batolito patagónico subcordillerano

Debido a la ausencia de contraste litológico que en este sector tienen los plutones en contacto (ambos batolitos patagónicos) es difícil identificar una asociación mineral que indique condiciones de metamorfismo térmico en las rocas de esta formación. A esto se suma la posterior deformación que enmascara la mineralogía indicadora de tal proceso metamórfico debido a la generación de la asociación albita + epidoto + tremolita/actinolita + titanita + minerales opacos, vinculada a texturas protomilonítica a milonítica (véase pág. 8), que indican condiciones de metamorfismo dinámico en facies de Esquistos Verdes de baja temperatura, consistente con un campo de deformación en condiciones transicionales entre el comportamiento frágil y dúctil (Sibson 1977). Sin embargo, se han identificado agregados de biotita secundaria o neoformada (véase Gargiulo 2005) que son anteriores a la asociación vinculada al metamorfismo dinámico; por lo que es probable que estos agregados de biotita sean los que estén indicando el proceso de metamorfismo térmico enmascarado. A su vez, la diferencia entre ambos batolitos patagónicos radica en que los diques hornfelizados solo se encuentran emplazados en los granitoides con las características recién mencionadas, mientras que los granitoides que generan el gradiente térmico en cuestión no poseen biotita neoformada ni diques hornfelizados.

Edad relativa de las litologías estudiadas

Si bien no existen dataciones radiométricas que permitan determinar la edad absoluta de las rocas estudiadas, se han inferido sus edades relativas a partir de las relaciones estratigráficas observadas en el campo y a las características petrológicas descriptas. Como se ha mencionado en los apartados anteriores, los diques estudiados se emplazan en un cuerpo plutónico de composición tonalítica a granodiorítica relicta y tanto el granitoide como algunos de los diques que lo atraviesan se encuentran afectados por metamorfismo térmico. La ausencia, tanto en el área de estudio como en la región, de diques hornfelizados

emplazados en batolito patagónico cordillerano es un rasgo que permite pensar que los granitoides atravesados por los diques hornfelizados sean anteriores al emplazamiento del batolito patagónico cordillerano, por lo cual, se los ha interpretado como pre-cretácicos, teniendo en cuenta también que en las zonas aledañas al área de estudio existen afloramientos de cuerpos intrusivos correspondientes al Batolito Patagónico Subcordillerano. Se sugiere, entonces, que estos cuerpos graníticos atravesados por diques hornfelizados pueden ser correlacionados con este batolito de edad Jurásico Inferior a Medio (Gordon y Ort, 1993). De esta manera, el emplazamiento de estos diques queda restringido al intervalo comprendido entre el Jurásico Medio a Superior y el Cretácico Inferior, mientras que el metamorfismo que los afecta se atribuye al emplazamiento del Batolito Patagónico Cordillerano de edad cretácica. Por esta razón, si tomamos como válidas estas inferencias, vemos que los diques hornfelizados se corresponden en litología y edad relativa con las rocas del sector occidental asignadas por González Díaz (1978) a la Formación Montes de Oca, con la cual se correlacionan. Por otro lado, es necesario considerar que para que se produzca metamorfismo térmico es necesario que exista una fuente de calor (generalmente magmática), siendo el gradiente de temperatura y el contraste litológico entre los cuerpos en contacto, lo que controla la formación de nuevas fases minerales que son más estables en estas nuevas condiciones. Teniendo en cuenta el marco geológico regional, pueden plantearse tres posibles fuentes de calor: Magmatismo jurásico. Magmatismo cretácico. Magmatismo terciario.

De esta manera, debió existir inicialmente un evento magmático que originó el emplazamiento de los granitoides jurásicos. Esto permite descartar al magmatismo jurásico como generador del metamorfismo térmico en cuestión.

Por otro lado, suponiendo que el magmatismo terciario fuera el responsable de dicho metamorfismo, debería verificarse que todos los diques con litología semejante y cercanos a la zona del contacto desarrollen asociaciones de minerales que registren este proceso de metamorfismo térmico. Sin

embargo, se observa que entre cinco metros y menos de un kilómetro de distancia de los diques hornfelizados existen otros diques sin rastros de dicho proceso metamórfico. Esto implica, que los diques que no están hornfelizados pueden ser asignados, en principio, a la Formación Ventana; permitiendo descartar la hipótesis de que el metamorfismo térmico observado en los otros diques sea producto del magmatismo terciario. De este análisis se desprende, que el magmatismo Cretácico ha sido el principal responsable del proceso del metamorfismo térmico antes mencionado. Entonces, podemos plantear para este sector, la siguiente secuencia de eventos:

Durante el magmatismo jurásico se emplazan pequeños cuerpos plutónicos de composición tonalítica-granodiorítica (batolito patagónico subcordillerano), que son posteriormente atravesados por diques de composición basáltica a andesítica (F. Montes de Oca). Luego, el magmatismo Cretácico produce grandes volúmenes de magma que son emplazados como cuerpos plutónicos de dimensiones batolíticas, también de composición tonalítica-granodiorítica predominante (Batolito Patagónico Cordillerano). Se postula aquí, que estos cuerpos han sido los responsables del metamorfismo térmico, evidenciado principalmente en aquellas rocas con mayor contraste litológico (diques de la Formación Montes de Oca) con el cuerpo generador del gradiente de temperatura. Finalmente, el magmatismo Terciario, produjo el emplazamiento de los diques sin metamorfismo térmico, durante el Paleógeno (Formación Ventana).

Esta sucesión es consistente con el marco geológico regional de este sector de la Cordillera Patagónica Septentrional.

Tomando como válidas todas estas hipótesis, se plantea en este trabajo que los granitoides atravesados por los diques hornfelizados son de edad relativa jurásica inferior a media (?) ya que se correlacionan con el batolito patagónico subcordillerano (Gordon y Ort 1993).

Rapela *et al.* (1987) realizaron una datación K-Ar sobre biotitas de rocas plutónicas del sector sur del Brazo Huemul y obtuvieron una edad de 123 ± 3 Ma (Cretácico inferior), que confirma la presencia de las ro-

cas las plutónicas cretácicas generadoras del metamorfismo planteado.

CONCLUSIONES

El estudio de las asociaciones de minerales metamórficos presentes en los diques hornfelizados permitió asignar estas rocas a la Formación Montes de Oca y sugerir la presencia de granitoides pre-cretácicos en el sector estudiado.

Los granitoides pre-cretácicos han sido correlacionados con el Batolito Patagónico Subcordillerano de edad Jurásico Inferior a Medio.

El metamorfismo térmico está representado principalmente en los diques de la Formación Montes de Oca por asociaciones de minerales correspondientes a la transición entre la facies de hornfels de albita – epidoto y la facies de hornfels de hornblenda. Este evento metamórfico se vincula al emplazamiento del batolito patagónico cordillerano de edad cretácica.

Los diques que no están hornfelizados, se vinculan a eventos magmáticos post-cretácicos, por lo que se han asignado a la Formación Ventana.

Las asociaciones de minerales definidas en las rocas estudiadas corresponden a facies metamórficas distintas, indicando condiciones diferentes de presión y temperatura, lo que permitió identificar, en algunas unidades, varios eventos de metamorfismo superpuestos y en otras, la ausencia de los mismos. De esta manera, el estudio de las facies metamórficas complementada con las relaciones de campo, se transforma en una buena herramienta para poder distinguir unidades que, en principio, son muy similares mesoscópicamente y de las cuales no se tienen datos de edades absolutas.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sincera y especialmente a la Dra. María Elena Vattuone por todo el tiempo que ha dedicado a mi formación, por guiar y dirigir mi Trabajo Final de Licenciatura, del cual forma parte esta publicación. Al Dr. Carlos Latorre por su colaboración desinteresada. Al Dr. Ernesto Bjerg por sus acertadas sugerencias. A la Dra. Nora Rubinstein por la lectura crítica de las primeras versiones de este trabajo y a los árbi-

tros: Dras. Stella Poma y Norma Brogioni cuyas acotaciones permitieron mejorar este trabajo y facilitar su comprensión. Este estudio ha sido parcialmente financiado por los subsidios PIP CONICET N° 2244, UBACyT X041 y UBACyT W07.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Basci, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M. y Cingolani, C.A. 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology 15-18.
- Cazau, L. 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En Leanza, A. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 727-740, Córdoba.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A. 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(4): 361-383.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R. 1991. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(3-4): 263-276.
- Dalla Salda, L.H., Leguizamón, M., Mazzoni, M., Merodio, J., Rapela, C.W. y Spalletti, L.A. 1981. Características del vulcanismo Paleógeno en la Cordillera norpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20' Sur. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 629-657, San Luis.
- Depine, G., Gargiulo, M.F., Leal, P.R., Scaricabarozzi, N., Spagnuolo, C. y Vattuone, M.E. 2003. Paragénesis de ceolitas en rocas volcánicas de la Cordillera Patagónica Septentrional, Villa La Angostura, Neuquén, República Argentina. Universidad de Concepción, 10° Congreso Geológico Chileno, Actas (formato digital, sección temática 5) Concepción.
- Frey, M. y Robinson, D. 1999. Low Grade Metamorphism. Blackwell Science Ltd. 313 p., London.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of Geological Society* 129: 93-131, London.
- Gargiulo, M.F. 2005. Geología de las rocas ígneas del sector austral de la sierra de Cuyín Manzano, Provincia de Neuquén. Determinación de asociaciones minerales secundarias y facies metamórficas. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires (inédito) 200 p., Buenos Aires.
- Gargiulo, M.F. 2006. Caracterización del basamento metamórfico en el extremo oriental del Brazo Huemul, Provincia de Neuquén. (en prensa, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*).
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, C.O., Zubia, M., González, R. y Faroux, A. 2000. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 279. 67 p., Buenos Aires.
- Gilbert, J.M. y Park, J.R. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman and Co., 750 p., New York.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicación 16 HGS-07. 55 p., San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(3): 175-210.
- González Díaz, E.F. 1978. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41° latitud sur (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino Actas 1: 525-537, Neuquén.
- González Díaz, E.F. 1979. La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(2): 113-124.
- González Díaz, E.F. 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° y 42° sur: la migración de los ciclos intrusivos. *Acta Geológica Lilloana* 16(1): 5-22.
- González Díaz, E.F. y Lizuáin, A. 1984. El complejo volcano-clástico y plutónico del sector cordillerano. En Ramos, V.A. (ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1-5: 119-138, San Carlos de Bariloche.
- González Díaz, E.F. y Valvano, J. 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 227-242, Neuquén.
- Gordon, A. y Ort, M. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 120-127, Mendoza.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Almendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94(3): 341-361.
- Latorre, C.O. y Vattuone, M.E. 1994. Estilbita y clinoptilolita en la Serie Andesítica, La Angostura, Neuquén. 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional de la Plata, Instituto de Recursos Minerales 3: 183-189, La Plata.
- Latorre, C. y Vattuone, M.E. 1998. Edad K/Ar de volcanitas afectadas por metamorfismo de muy bajo grado en el Cerro Chapelco, Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 197-200, Buenos Aires.
- Leal, P.R. 1998. Caracterización Petrográfica y Mineralógica de los afloramientos del Sector Norte del Lago Nahuel Huapi y sus alrededores. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires (inédito). 84 p., Buenos Aires.
- Leal, P.R. 1999. Petrografía de las rocas ígneas de los alrededores del Lago Nahuel Huapi, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 207-210, Salta.
- Liou, J., Maruyama, S. y Cho, M. 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine* 49: 321-333.
- Lizuáin, A. 1980. Las formaciones suprapaleozoicas y jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 174-182.
- Ljungner, E. 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. *Bulletin Geological Institut Uppsala* 23: 203-242.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-135, Neuquén.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del

- Territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Regional Argentina, SEGEMAR, Anales 29(3): 41-96.
- Rapela, C.W., Muñizaga, F., Dalla Salda, L.H., Hervé, F., Parada, M.A. y Cingolani, C. 1987. Nuevas Edades K/Ar de los Granitoides del Sector Nororiental de los Andes Patagónicos. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 18-20, San Miguel de Tucumán.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A. y Merodio, J.C. 1983. Evolución Magmática y Geotectónica de la "Serie Andesítica" Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38(3-4): 469-484.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E. 1982. Estudio Geoquímico y Petroológico del volcanismo Paleógeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la sierra de Cuyín Manzano, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 567-584, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E. 1984. El volcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. En Ramos, V.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1-8: 189-213, San Carlos de Bariloche.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio J.C. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S - 42°30'S). Journal of South American Earth Sciences 1: 75-88.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal Geological Society of London, 133: 191-213, London.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Gust, D.A. 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40(3-4): 231-253.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Teixeira, W., Cingolani, C.A. y Siga Jr, O. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Rio Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology: 148-151.
- Vattuone, M.E. y Latorre, C.O. 1996. Metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas de la Formación Ventana, San Martín de los Andes, Neuquen, Argentina. Revista Geológica de Chile 23: 187-200.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O. y Leal, P.R. 2001a. Procesos de formación de paragénesis ceolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las volcanitas paleógenas al sur de Confluencia, Neuquén, República Argentina. Revista Geológica de Chile 8(2): 209-228.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O. y Leal, P.R. 2001b. Barrerita en metavolcanitas de Confluencia, Neuquén, Patagonia Argentina. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 24: 23-32.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., Martínez, A. y Viviani, R. 1999. Calcosilicatos y filosilicatos de facies ceolitas y prehnita – pumpellyita en Pío Proto, Neuquén, Patagonia Argentina. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 22: 185-197.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Viviani, R. y Borbolla, M.C. 1996. Mineralogía de ceolitas y filosilicatos máficos que caracterizan el metamorfismo hidrotermal de las volcanitas paleógenas desde lago Hermoso a río Traful, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51(3): 235-247.
- Yardley, B.W.D. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman, Harlow. 248p., New York.

Recibido: 22 de septiembre, 2005

Aceptado: 1 de marzo, 2006