

GEOLOGÍA DEL SECTOR ORIENTAL DEL COMPLEJO PLUTÓNICO VOLCÁNICO CURACO (TRIÁSICO SUPERIOR), RÍO NEGRO

Alejandro D. BÁEZ¹, Maximiliano PAZ¹, Diego PINO¹, Pablo D. GONZÁLEZ¹, María Cecilia CÁBANA¹, Raúl GIACOSA^{1,2}, Víctor GARCÍA¹ y Florencia BECHIS¹

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro-CONICET, General Roca, Río Negro. E-mail: ale_baez90@live.com

² Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (IGRM-SEGEMAR), Delegación Comahue, General Roca, Río Negro.

RESUMEN

El Complejo plutónico volcánico Curaco (Triásico Superior), se ubica al NE de la localidad de El Cuy, Río Negro, y su sector oriental está constituido por monzogranitos, escasa granodiorita y diques máficos a félsicos, y en menor proporción por sienita, monzonita y diorita. Los monzogranitos son biotíticos con textura porfírica, equigranular y granofírica-gráfica, y exhiben características de emplazamiento sub-volcánico. Estas tres facies monzograníticas tienen contactos tectónicos a través de fajas de cizalla frágil-dúctil, y sólo se mapeó un contacto transicional entre la facies porfírica y equigranular. La granodiorita se presenta dentro de las facies monzograníticas como enclaves de contactos netos. Diques sin-magmáticos aplítico-pegmatíticos son consanguíneos del monzogranito porfírico. El análisis modal QAP sugiere una evolución monzogranítica que se enriquece progresivamente en cuarzo hacia los diques consanguíneos, y otra granodiorítica que evoluciona en forma paralela. El Complejo Curaco está truncado por la faja de cizalla dúctil Brusain de orientación NO-SE, compuesta por granitos milonitizados en el centro, y milonitas y ultramilonitas de grado medio en sus bordes. Diques graníticos sin-orogénicos intruyen en forma concordante a la cizalla. Un dato Rb-Sr de 192 Ma indicaría que la edad del cizallamiento dúctil se ubica en el Jurásico inferior. Diques máficos intruyen al monzogranito, mientras que diques riolíticos son post-orogénicos respecto al cizallamiento dúctil y contienen enclaves de diques máficos. Finalmente, fallas transcurrentes E-O de desplazamiento dextral truncan a todo el conjunto. Las características petrológicas y estructurales del Complejo Curaco indican que podría correlacionarse con el Granito Calvo del Complejo plutónico volcánico Dos Lomas.

Palabras clave: *petrología, granitoides, milonita, subvolcánico, Macizo Norpatagónico*

ABSTRACT

Geology of the eastern sector of the Curaco plutonic-volcanic Complex (Upper Triassic), Río Negro

The Curaco plutonic-volcanic Complex (Upper Triassic), is located at the NE of El Cuy town, Río Negro, and its eastern sector is formed by monzogranites, minor granodiorite and mafic to felsic dikes, and a less amount of syenite, monzonite, and diorite. The monzogranites are biotitic with porphyric, equigranular, and granophyric-graphic textures, and exhibit sub-volcanic intrusion features. These three monzogranite facies show tectonic contacts through brittle-ductile shear zones, although a single transitional contact between porphyric and equigranular facies has been mapped. The granodiorite is represented by sharp contacts xenoliths within the monzogranite facies. Synmagmatic aplitic-pegmatitic dikes are consanguineous of the porphyric monzogranite. The QAP analysis suggests a monzogranitic evolution progressively enriched by quartz towards the consanguineous dikes, and a granodioritic one that parallel evolves. The Curaco Complex is cut by the Brusain ductile shear zone oriented NW-SE, composed by mylonitized granites at the centre, and medium grade mylonites and ultramyonites at both edges. Synorogenic granite dikes intrude concordantly to the shear. One 192 Ma. Rb-Sr age indicates that ductile shear occurred at Lower Jurassic. Mafic dikes intrude the monzogranite, whereas rhyolitic dikes are post orogenic with respect to the ductile shear and contain mafic dikes xenoliths. Finally, E-W oriented dextral strike-slip faults cut the whole Complex. Petrologic and structural features of the Curaco Complex indicate a probable correlation with the Calvo Granite of the Dos Lomas plutonic-volcanic Complex.

Keywords: *petrology, granites, mylonite, subvolcanic, North Patagonian Massif*

INTRODUCCIÓN

El afloramiento más septentrional de rocas ígneo-metamórficas del sector no-

roeste del Macizo Norpatagónico corresponde al Complejo plutónico volcánico Curaco (CPVC, Hugo y Leanza 2001) o

Complejo Alessandrini (Saini-Eidukat *et al.* 2000), ubicado 15 km al noreste de la localidad de El Cuy, Río Negro (Fig. 1a,

b). El complejo presenta una extensión de 768 km² (48 km de largo por 16 km de ancho) pero sus afloramientos son pobres, con geoformas de lomadas suaves surcadas por arroyos y cursos efímeros, que se disponen con orientación NE-SO. Dentro de esta extensa área se seleccionó una zona de estudio de alrededor de 100 km² (coordenadas geográficas límites: 39°39'45"-39°47'00" S y 67°35'18"-67°44'67" O), que incluye a las canteras Alessandrini (antiguamente conocida como Larrosa) y Brusain, en donde los laboreos dejaron al descubierto buenos afloramientos de las rocas del complejo (Hugo y Leanza 2001).

El Complejo plutónico volcánico Curaco toma su denominación de un paraje del mismo nombre que está ubicado sobre el extremo sudeste de la Hoja General Roca, cerca del borde oriental del Complejo (Hugo y Leanza 2001). En el presente trabajo se prefiere utilizar este nombre para la unidad litoestratigráfica en lugar de Complejo Alessandrini, y así respetar el topónimo local.

El Complejo plutónico volcánico Curaco está compuesto principalmente por granitoides que han despertado el interés petrológico por su emplazamiento sub-volcánico (Báez *et al.* 2013, Paz *et al.* 2013). En la presente contribución se dan a conocer los resultados de la cartografía geológica detallada de las variadas unidades del sector oriental del Complejo plutónico volcánico Curaco, la petrografía de las rocas y el análisis estructural del mismo (Fig. 1c). Los datos revisten un interés adicional, ya que pueden utilizarse para proyectar trabajos específicos y aplicados a la evaluación de los granitoides del complejo como rocas ornamentales.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Complejo plutónico volcánico Curaco es la unidad más antigua de la comarca entre El Cuy y General Roca (Bjerg *et al.* 1997, Saini-Eidukat *et al.* 1999, Hugo y Leanza 2001). El complejo está compuesto por granitos, granodioritas, pórfidos graníticos, ignimbritas riolíticas, monzo-

nititas, sienitas, dioritas y diques máficos a félsicos (Sacomani 1996, Godeas 1996, Hugo y Leanza 2001, Saini-Eidukat *et al.* 2000, Mizerit *et al.* 2014), y en menor proporción por milonitas y granitos milonitizados (Saini-Eidukat *et al.* 2002, Báez *et al.* 2013, Gregori *et al.* 2015). El protolito de estas últimas son los granitoides del complejo afectados por cizallamiento dúctil (Saini-Eidukat *et al.* 2004, Báez *et al.* 2013), y por lo tanto no forman parte del basamento ígneo-metamórfico. Hasta el presente no se ha cartografiado la roca de caja del Complejo plutónico volcánico Curaco, ni se han encontrado *pendants* de la misma dentro del cuerpo (Hugo y Leanza 2001, Báez *et al.* 2013), la cual representaría el verdadero basamento regional de la comarca. Posiblemente, las rocas metamórficas de la Formación Collo Niyeu (Labudía y Bjerg 1994) aflorantes en el área de Sierra Colorada-Los Menucos y alrededores, inmediatamente al sur de la zona de estudio, corresponden al basamento metamórfico regional, ya que allí son las rocas de caja de cuerpos ígneos equivalentes al Complejo plutónico volcánico Curaco (Cuchi *et al.* 2001).

El Complejo plutónico volcánico Curaco fue considerado como equivalente del Complejo plutónico La Esperanza y atribuido al ciclo magmático Gondwánico del Neopaleozoico (Llambías y Rape-la 1984, Bjerg *et al.* 1997, Benialgo *et al.* 1998). Con posterioridad se lo ubicó como un complejo ígneo más joven, sobre la base de dos dataciones radimétricas U-Pb de ~224 Ma (Triásico Superior, Saini-Eidukat *et al.* 2004), e inclusive podría extenderse hasta el Jurásico Inferior (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2002, 2004). Las caracterizaciones geoquímicas indican que las rocas del complejo son en su mayoría calco-alcalinias, transicionales entre meta- y peraluminosas y de afinidad geoquímica de arco magmático (Bjerg *et al.* 1997, Saini-Eidukat *et al.* 2000, 2002). El Complejo plutónico volcánico Curaco está cubierto en discordancia erosiva por sedimentitas rojas y blancas continentales del Grupo Neuquén del Cretácico Superior (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2000, 2002, 2004, Hugo y Leanza 2001).

En la cantera Alessandrini y alrededores, el grupo está representado por las Formaciones Portezuelo, Plottier y Bajo de la Carpa, que se ubican a lo largo de dos bardas de poca elevación que flanquean una zona deprimida central donde están los afloramientos del complejo. Por arriba del Grupo Neuquén aparecen las Formaciones, también continentales, Chichinales (Oligoceno superior-Mioceno medio), Sierra Blanca de la Totorá y El Palo (Mioceno superior). En los alrededores de El Cuy, y sin relación estratigráfica directa con los granitoides del Complejo plutónico volcánico Curaco, se exhiben basaltos olivínicos de la Formación El Cuy que cubren en discordancia erosiva a la Formación Chichinales (Bjerg *et al.* 1997, Hugo y Leanza 2001). Finalmente, la sucesión estratigráfica se completa con depósitos continentales del Pleistoceno al Holoceno.

METODOLOGÍA

Previo al trabajo de campo se confeccionó una base cartográfica con imágenes Landsat 7 ETM de 30 m de resolución espacial (<http://glcf.umd.edu/data>), e imágenes satelitales de otros sensores de distribución comercial. Las imágenes satelitales fueron geo-referenciadas en el sistema de coordenadas UTM, *datum* WGS 84, zona 19S. Con este conjunto de imágenes se interpretó la geología y las estructuras de la zona de estudio y se preparó un fotomapa preliminar para utilizar como base cartográfica y de control durante los trabajos de campo. El *software* ESRI® Arc GISTM 9.3 fue utilizado para dibujar las unidades geológicas y las estructuras, así como también los rasgos planimétricos (hidrografía, topografía y caminos).

El trabajo de campo consistió en el mapeo geológico, la toma de muestras y el relevamiento de numerosos datos estructurales de foliación y lineación milonítica sobre los granitoides deformados. En los granitoides deformados se tomaron muestras orientadas para estudios microtectónicos y para corroborar datos cinemáticos obtenidos en el campo.

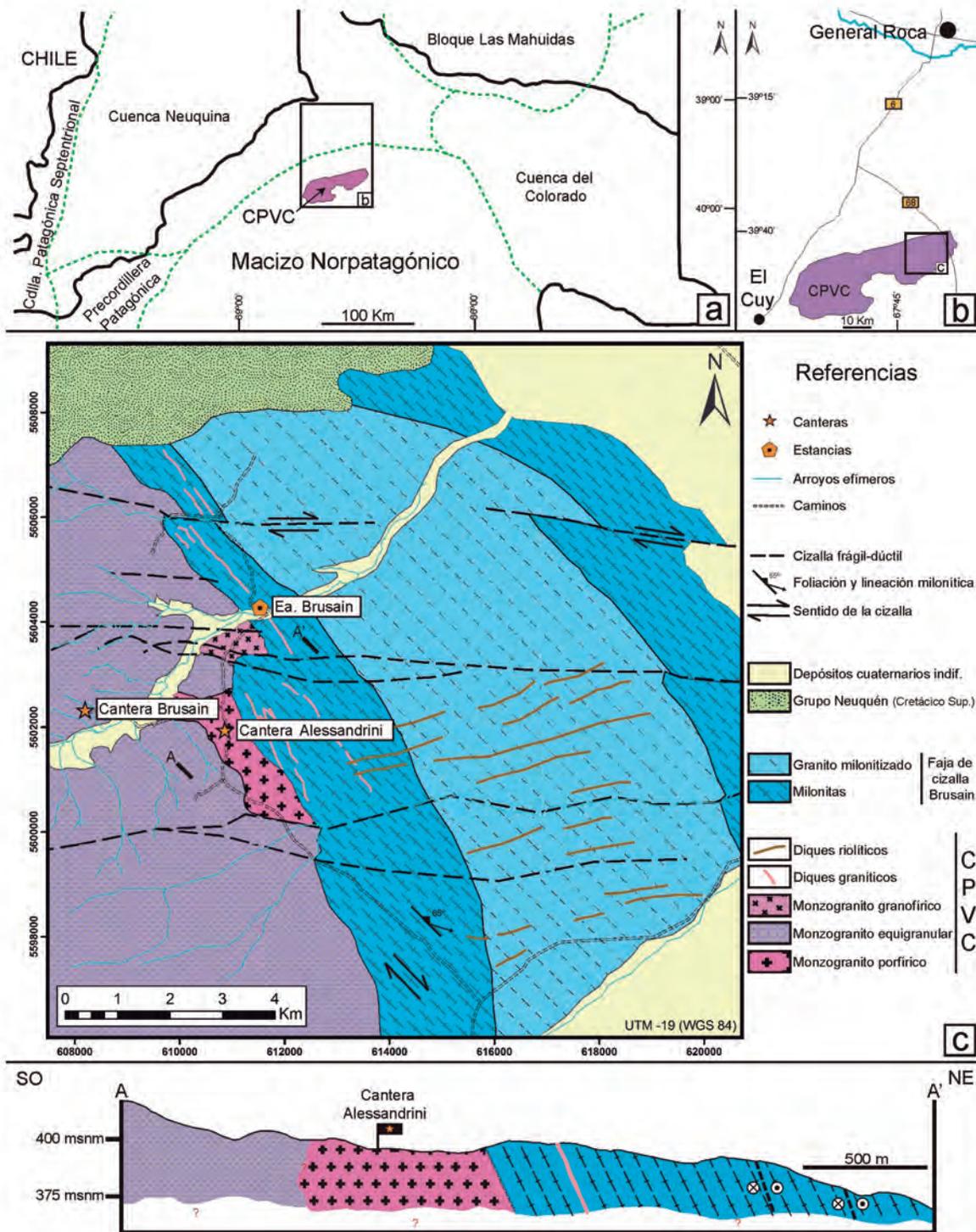


Figura 1: a-b) Mapas de ubicación de la zona de estudio dentro del Macizo Norpatagónico; c) Mapa geo lógico indicando las diferentes facies ígneas del Complejo plutónico volcánico Curaco, la faja de cizalla Brusain y otros rasgos geológicos-estructurales (proyección UTM, datum WGS84).

Las tareas de gabinete y laboratorio consistieron en el análisis mineralógico-textural, composicional y modal de granitoides y milonitas, tanto en descripciones meso- como microscópicas, bajo lupa binocular y microscopio petrográfico respectivamente, y la toma de fotomicrogra-

fías de minerales y texturas en secciones delgadas, tareas llevadas a cabo en el laboratorio del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro. Las fotomicrografías fueron adquiridas con un equipo de cámara y video digital 319

CU (3.2M) CMOS Microscopy Camera, adosado al tubo central del microscopio y conectado a un sistema de *hardware*. El proceso de digitalización de las fotomicrografías se llevó a cabo con el software Micrometrics® SE Premium 4 asociado al equipo. La descripción de la arqui-

tectura petrográfica y la terminología de las texturas ígneas está basada en González (2008); para la nomenclatura de las rocas ígneas se utilizó la clasificación de Le Maitre (2002) y para las rocas miloníticas se siguieron los criterios de Trouw *et al.* (2010).

El conteo modal de los granitoides equigranulares se practicó sobre el total de la superficie de la lámina delgada (~5 cm de largo por 2,5 cm de ancho). Para ello se obtuvieron 8 fotomicrografías de cada lámina, que luego fueron ensambladas para obtener una imagen completa y practicar el conteo modal sobre la misma, superponiéndole una grilla cuadrículada de mil puntos. Para el conteo se utilizó el programa ImageJ (Fig. 2) de distribución gratuita (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>) y se controló permanentemente la mineralogía con el microscopio.

El conteo modal en el monzogranito porfírico se realizó con una metodología distinta, dado que tiene megacrístales de microclino de hasta 6 cm de largo (ver capítulo de Petrografía) y una matriz de grano grueso, lo cual imposibilita el correcto análisis modal en un corte delgado. Para el conteo se utilizó una muestra pulida del monzogranito de 30 x 30 cm, a la cual se colocó una grilla milimetrada y se contabilizaron mil puntos en forma equidistante sobre toda la superficie. Luego, este conteo fue corregido y normalizado con el análisis de los minerales accesorios microscópicos (apatita, circon, entre otros), utilizando la regla de las proporciones.

ESTRATIGRAFÍA ÍGNEA DEL SECTOR ORIENTAL DEL COMPLEJO PLUTÓNICO VOLCÁNICO CURACO

En su sector oriental, el Complejo plutónico volcánico Curaco está constituido esencialmente por monzogranitos, escasa granodiorita y enjambres de diques máficos a félsicos. En mucha menor proporción se compone de sienita, monzonita y diorita (Mizerit *et al.* 2014). Los monzogranitos son biotíticos de variedades

porfírica, equigranular y granofírica-gráfica, que están yuxtapuestos en contacto tectónico a través de fallas transcurrentes de rumbo E-O (ver apartado Estructura). Sólo en algunos pocos lugares se han reconocido las relaciones ígneas primarias. En este sentido, los monzogranitos equigranular y porfírico tienen contactos transicionales entre sí, aunque Mizerit *et al.* (2014) observaron apófisis del porfírico que intruyen al equigranular y desarrollan un borde enfriado en el contacto. Esta doble relación ígnea primaria sugiere que los monzogranitos son groseramente contemporáneos y consanguíneos. Por otra parte, la granodiorita tiene contactos netos con los monzogranitos porfírico y equigranular. Dado que está contenida dentro de los monzogranitos como enclaves irregulares y como tabiques tabulares (Fig. 3a), representaría una facies temprana de emplazamiento del complejo.

Varios enjambres de diques tienen por rocas de caja a estos granitoides. Un grupo de cuerpos tabulares (que no forman un verdadero enjambre) tiene rumbo NE-SO, son aplíticos con diferenciados pegmatíticos y de carácter sin-magmático respecto de los monzogranitos (Fig. 3b). El espesor de los diques varía entre 0,1 y 1,5 m.

Un enjambre longitudinal de rumbo NO-SE de diques graníticos tabulares, de hasta 20 m de potencia y textura equigranular a seriada, intruye al monzogranito y está alojado en forma concordante con la faja de cizalla dúctil Brusain (ver apartado Estructura, Fig. 3c). Tanto el enjambre como su caja monzogranítica son protolitos de las milonitas de la faja. Los diques están afectados por estructuras de *boudinage* y por pliegues isoclinales estirados y concordantes con la foliación milonítica de la faja.

Un grupo de diques máficos tabulares de rumbo NE-SO a ENE-OSO e inclinaciones > 75° hacia el NO o SE, tiene espesores variables entre 0,05 y 1,1 m y cortan a los diques aplíticos y a su caja monzogranítica (Fig. 3d). Por su poco espesor son prácticamente indistinguibles en las imágenes satelitales, sin embargo fueron

identificados no sólo en la zona cartografiada en esta contribución, sino también en otros sectores del Complejo plutónico volcánico Curaco (Saini-Eidukat *et al.* 2002, 2004). Esta amplia distribución de los diques máficos permite ubicarlos como un enjambre regional. La relación de campo entre este enjambre y los diques graníticos no fue aún mapeada.

Finalmente, un enjambre longitudinal de diques riolíticos de rumbo ENE-OSO son post-orogénicos respecto a la faja Brusain, cortan a la foliación milonítica de la misma, a las facies monzograníticas, y al enjambre de diques graníticos, y contienen enclaves de diques máficos (Figs. 3e, f). A su vez, están truncados y brechados por las fallas transcurrentes E-O (Mizerit *et al.* 2014). Los diques son groseramente tabulares, con espesores variables entre 10 y 20 m dados los ensanchamientos y adelgazamientos a lo largo del rumbo.

PETROGRAFÍA

Una síntesis del análisis mineralógico-textural, la moda composicional y la clasificación QAP de las rocas del Complejo plutónico volcánico Curaco se exhiben en los cuadros 1 y 2 y en la figura 4. A continuación se brinda una caracterización sucinta de las rocas.

Monzogranito porfírico

Aparece en los alrededores de la cantera Alessandrini en un área de ~2,5 km². Es un monzogranito de textura porfírica y color rosa claro, de grano grueso e inequigranular (Fig. 5a). Contiene fenocristales euhedrales de feldespato alcalino de hasta 6 cm de largo, inmersos en una matriz equigranular de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa (Fig. 5b). Una característica petrográfica distintiva es el cuarzo de forma euhedral (Fig. 5c), que sugiere la cristalización temprana de este mineral en un ambiente sub-volcánico (Swanson y Fenn 1986). El cuarzo es incoloro o ahumado, de tamaño variable entre 0,1 y 5 mm y de forma euhedral hexagonal (con pocas bi-pirámides), subhedral o esqueletal con golfos pequeños y aristas re-

dondeadas (Paz *et al.* 2013). Las formas euhedral y esquelética se encuentran como inclusiones en los fenocristales de feldespato alcalino, mientras que en la matriz granosa predomina el cuarzo subhedral sobre el euhedral. El primero es de cristalización temprana, sin interferencia con minerales adyacentes, mientras que aquel de la matriz cristalizó en forma tardía, con interferencia de otros minerales.

El feldespato alcalino y la plagioclasa son subhedrales; el primero es peritítico y la plagioclasa exhibe zonación normal, marcada por un núcleo más anortítico (con alteración a sericita y moscovita deutéricas) respecto de bordes lípidos, sin alteración. Las texturas mirmequíticas de reemplazo son comunes entre estos feldespatos.

La biotita es euhedral pseudo-hexagonal, de 2 a 4 mm de diámetro, y es el único mafito reconocido. Sin embargo, Saini-Eidukat *et al.* (2002, 2004) y Mizerit *et al.* (2014) reconocieron una variedad de granito porfírico con biotita y anfíbol. La biotita está parcialmente alterada a clorita y en algunos casos las escamas se agrupan en glomérulos junto a magnetita octaédrica y apatita. Otros minerales accesorios son el circón y la titanita. Esta última también aparece como mineral deutérico de reemplazo en los núcleos anortíticos de la plagioclasa, junto a la sericita-muscovita. Otros reemplazos deutéricos son de epidoto zoocítico, allanita y calcita, principalmente en la plagioclasa. Otra característica distintiva en el monzogranito porfírico son las miarolas, subredondeadas y de 5 a 20 cm de diámetro. Las paredes están tapizadas con cuarzo, albita, turmalina, epidoto, pirita y un mineral opaco (posiblemente wolframita).

Monzogranito equigranular

Ocupa una superficie de exposición de aproximadamente 47 km². Se trata de un monzogranito biotítico de color gris rosado claro, grano medio y textura equigranular hipidiomorfa. Desde el punto de vista petrográfico, los caracteres mineralógico-texturales del cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita son semejantes a aquellos de la matriz del monzogranito

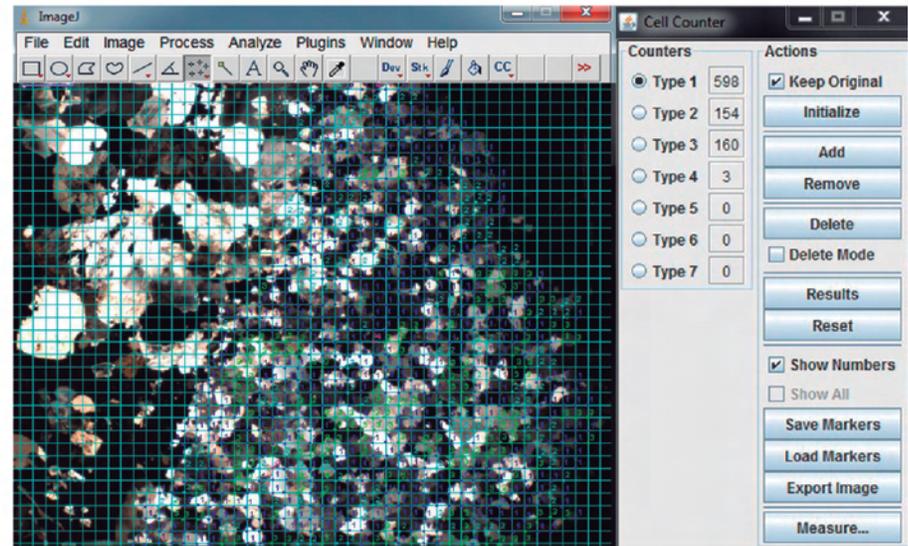


Figura 2: ImageJ, *software* utilizado para la realización del conteo modal de los cortes delgados.

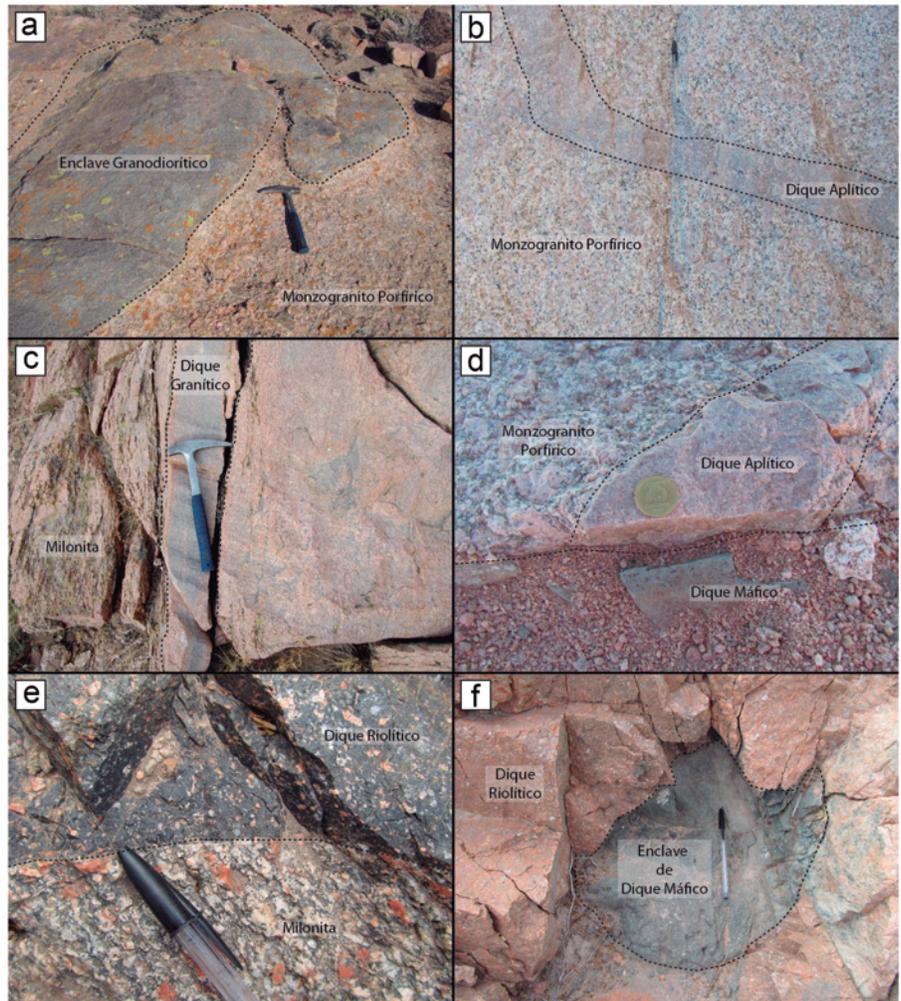


Figura 3: a) Enclave granodiorítico biotítico inmerso en facies de monzogranito porfírico, en las cercanías de la cantera Alessandrini; b) Diques sin-magmáticos aplíticos en facies de monzogranito porfírico; c) Dique granítico alojado concordantemente con el cizallamiento milonítico; d) Dique máfico cortando a un dique aplítico y a su caja monzogranítica; e) Dique riolítico intruyendo a rocas miloníticas de la faja de cizalla Brusain; f) Enclave de dique máfico dentro de dique riolítico.

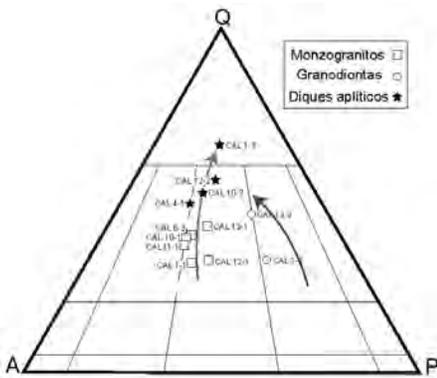


Figura 4: Diagrama QAP para clasificación modal de rocas plutónicas (Le Maitre 2002, basado en Streckeisen 1976) con los ploteos de las muestras analizadas. Las flechas indican las dos tendencias evolutivas (monzogranítica y granodiorítica).

porfírico (Figs. 5d, e). Los minerales accesorios son apatita, agujas de rutilo, monacita, circón y opacos.

El monzogranito intercala pegmatitas globosas y tabulares compuestas casi exclusivamente de cuarzo y microclino. Además, tiene una alteración de tipo deutérica como relleno de fracturas y cavidades, compuesta por clorita, sericita, epidoto, allanita, titanita, fluorita (Fig. 5f) y carbonatos intersticiales.

Monzogranito granofírico-gráfico

Aflora en un sector de 0,6 km² entre la estancia Brusain y la cantera Alessandrini. El monzogranito es rosado y de grano medio a grueso (Fig. 5g). La textura es inequigranular de tipo granofírica-gráfica, con cristales de cuarzo plumosos y en cuña, dispuestos alrededor del microclino euhedral. La plagioclasa se exhibe deformada con maclas acodadas y también acuñadas hacia los bordes (Fig. 5h).

El único mafito es la biotita, dispuesta en escamas subhedrales la cual muchas veces se encuentra alterada a clorita y con inclusiones de circón. Este monzogranito, por su proximidad con la faja de cizalla, presenta variedades con texturas de deformación frágil-dúctil, y además está brechado y cortado por numerosas vetillas tapizadas con epidoto (Fig. 5i).

Granodiorita biotítica

Se aloja adentro de los monzogranitos porfíricos y equigranulares, en forma de

enclaves oscuros de tamaño variable entre algunas decenas de centímetros y varios metros de largo. En el monzogranito porfírico los contactos son netos, mientras que son de tipo transicional con el monzogranito equigranular. La granodiorita es gris oscura, de grano medio a fino e inequigranular (Fig. 5j). Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, microclino y biotita (Fig. 5k). Escasos fenocristales de feldespato alcalino de ~4 cm de largo flotan como balsas en la granodiorita y parecen incorporados desde el monzogranito porfírico hospedante.

El cuarzo es subhedral a euhedral, como en los monzogranitos, y exhibe extinción ondulosa. La plagioclasa presenta zonación normal y tiene alteración a sericita y clorita en el núcleo anortítico. En algunos casos, gran parte del cristal está reemplazado por muscovita secundaria. La biotita es abundante, euhedral a subhedral y tiene inclusiones de circón y monacita. Exhibe una orientación preferencial que es paralela a las paredes del tabique que la contiene. Otros minerales accesorios son titanita, apatita, allanita y un porcentaje apreciable de magnetita en cristales euhedrales octaédricos (3,32 %, Cuadro 1; Fig. 5k, l). Dado este porcentaje de magnetita, la roca tiene una acentuada propiedad magnética.

Diques aplíticos

Se componen de aplita de color rosado claro y textura sacaroide. En el diagrama QAP grafican en el campo de los monzogranitos, pero están desplazados hacia el extremo rico en cuarzo (Fig. 4). La mica que predomina es la biotita que tiene reemplazos parciales de clorita. En mucha menor proporción aparece moscovita intercrecida con la biotita, y ubicada en forma intersticial a cuarzo euhedral, plagioclasa y microclino.

Los minerales accesorios son apatita, circón y opacos, y en algunos diques también escaso granate anhedral (Fig. 5m).

Diques máficos

Su composición varía entre andesita basáltica y andesita, y son de textura porfírica caracterizada por fenocristales de pla-

gioclasa y mafitos inmersos en una pasta afanítica verde oscuro. Microscópicamente, la textura de la pasta es traquítica y está compuesta por tablillas de plagioclasa, y por anfíbol y piroxeno orientados por el flujo magmático.

Los fenocristales son de olivina serpentinizada, clinopiroxeno diopsídico y ortopiroxeno, ambos con reemplazo parcial de clorita y serpentina respectivamente, de anfíbol y de plagioclasa con alteración deutérica de clorita-epidoto-calcita (Fig. 5n). Como mineral accesorio aparece titanita, posiblemente de carácter deutérico. Estas rocas también tienen abundantes xenocristales de cuarzo con una corona de reacción con la pasta afanítica.

Diques graníticos

Son diques compuestos por granitos con dos variedades texturales, una equigranular hipidiomorfa, cerca de la cantera Alessandrini, y la otra seriada que predomina en los alrededores de la estancia Brusain. Estos últimos tienen el aspecto de pórfidos graníticos.

Los granitos son gris rosados, de grano medio a fino, pero de mayor tamaño que los aplíticos. Dado que los diques están adentro de la faja de cizalla, sus minerales exhiben texturas de deformación intracristalina y recrystalización. Así, el cuarzo euhedral a subhedral exhibe extinción en tablero de ajedrez y subgranos en los bordes de los granos con deformación intracristalina. El microclino es pertítico y su macla está combada, mientras que la plagioclasa presenta zonación normal y se encuentra micro-fracturada. La biotita y moscovita primaria –también deutérica como reemplazo de feldespatos– se exhiben intersticiales. Apatita, allanita, óxidos de hierro y opacos son minerales accesorios.

Diques riolíticos

Consisten en diques de riolita (SiO₂ 76 %, Na₂O + K₂O 9 %; González com. pers.) con textura porfírica caracterizada por fenocristales de 1 a 5 mm de diámetro, euhedrales a subhedrales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, y por una pasta afanítica morado-grisácea. A pesar del

CUADRO 1: Resultados de los conteos modales de rocas plutónicas expresados en porcentajes.

Minerales	FMonzPorf		FMonzEq			Facies de Rocas Plutónicas FMonzGran			FGrd		DApl		DGran	
	CAL 1-1	CAL 10-1	CAL 11-1	CAL 12-1	CAL 13-1	CAL 8-2	CAL 1-2	CAL 13-2	CAL 1-3	CAL 10-2	CAL 4-1	CAL 12-2		
Cuarzo	27,75	38,41	36,48	32,15	41,33	39,20	25,33	39,56	65,36	50,30	48,00	55,13		
Feldespato K	36,21	39,42	40,47	36,15	31,72	37,08	17,36	16,49	17,49	28,40	32,96	23,76		
Plagioclasa	23,01	20,97	21,79	30,15	25,00	22,49	35,86	30,17	16,83	19,40	17,50	20,30		
Biotita	12,38	0,81	1,17	1,45	1,28	traza	17,55	12,73	0,33	0,70	1,33	0,41		
Apatito	traza	traza	traza	traza	traza	traza	0,19	traza	traza	traza	traza	traza		
Muscovita			0,09	traza		traza			0,50	traza	traza			
Granate									0,10					
Titanita	0,09	traza		traza	traza		0,19		traza					
Zircón	traza	traza	traza	traza	traza	traza	0,09	traza	traza	traza				
Monacita		traza					traza	traza						
Allanita	traza		traza					0,10			traza			
Epidoto	traza				traza									
Clorita	0,47	0,30			0,17	1,22		traza	traza					
Sericita	traza	0,10		traza	0,43		0,09	traza		traza	0,10	0,30		
Calcita	traza													
Fluorita				traza										
Opacos	0,09	traza	0,10		0,09		3,32	0,94	traza	0,60	0,10	0,10		

FMonzPorf: Facies de Monzogranito Porfírico, FMonzEq: Facies de Monzogranito Equigranular, FMonzGra: Facies de Monzogranito Granofírico, FGrd: Facies de Granodiorita, DApl: Diques Aplíticos, DGran: Diques Graníticos.

carácter post-orogénico de los diques, sus minerales exhiben texturas de deformación intracristalina, ya que algunos cuerpos están truncados por las fallas transcurrentes E-O (Mizerit *et al.* 2014). El cuarzo tiene extinción ondulosa y en tablero de ajedrez; las maclas de los feldespatos están combadas y la biotita presenta extinción ondulosa y planos de exfoliación curvados (Fig. 5o). Algunas biotitas se encuentran reemplazadas en forma pseudomórfica por clorita. La pasta es cuarzo-feldespática de textura felsítica microcristalina, y tiene titanita y moscovita deutéricas.

ESTRUCTURA

El Complejo plutónico volcánico Curaco está afectado por dos estructuras de deformación: por una faja de cizalla dúctil con rocas miloníticas, y por fallas transcurrentes asociadas a brechas cataclásticas, que truncan a la cizalla (Mizerit *et al.* 2014). Se propone la denominación de faja de Cizalla dúctil Brusain para la primera. A continuación se describen las rocas y las estructuras de deformación.

Faja de cizalla dúctil Brusain

Esta faja de cizalla dúctil trunca al Com-

plejo plutónico volcánico Curaco en su extremo Noreste. La faja tiene rumbo NO-SE y posee ~12 km de largo por 6-7 km de ancho (Fig. 1c). En sus bordes exhibe fajas de milonitas graníticas de grado medio (Fig. 6a) y ultramilonitas. El enjambre NO-SE de diques graníticos está intruido en forma concordante con la faja milonítica del borde occidental. Entre las dos fajas miloníticas se disponen granitos cizallados con grados variables de milonitización, que alternan con sectores de poca deformación milonítica, o directamente con granito no deformado.

Los datos estructurales que se mencionan a continuación provienen de la faja milonítica del borde occidental de la faja de cizalla Brusain. La foliación milonítica es penetrativa y tiene rumbo N 310°-320° e inclinación de 60-70° al NE (Fig. 7). El buzamiento de la lineación milonítica de estiramiento es de 40° a 60° con dirección N 107° (*rake* de ~75° SE, medidos desde el rumbo). Los indicadores cinemáticos son pliegues asimétricos, foliación oblicua, foliación S/C (Fig. 6b), porfiroclastos asimétricos de feldespato potásico tipo sigma con recristalización de cuarzo y biotita en sus extremos (Fig. 6c) y porfiroclastos fragmentados en dominó (Fig. 6d). La mayoría de los indica-

CUADRO 2: Resultados de los conteos modales de rocas volcánicas expresados en porcentajes.

Minerales	Facies de Rocas Volcánicas	
	DRIt	DMaf
Minerales	CAL 17-1	CAL 2-2
Cuarzo	37,74	47,96*
Feldespato K	22,60	2,04
Plagioclasa	35,18	4,08
Biotita	4,48	
Anfíbol		4,08
Clinopiroxeno		16,33
Olivino		25,51
Titanita	traza	
Muscovita	traza	
Epidoto		traza
Serpentina		traza
Opacos	traza	
Textura	felsítica	traquítica
Fenocristales	28,49	9,57
Pasta	71,51	90,43

DRIt: Diques Riolíticos, DMaf: Diques Máficos. *El cuarzo existente en la muestra CAL 2-2 es interpretado como xenolito introducido durante el emplazamiento del dique.

dores cinemáticos sugiere para la faja de cizalla un movimiento de carácter extensional, con una componente dextral. Sobre la base de un dato Rb-Sr de 192 Ma (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2004), se inter-

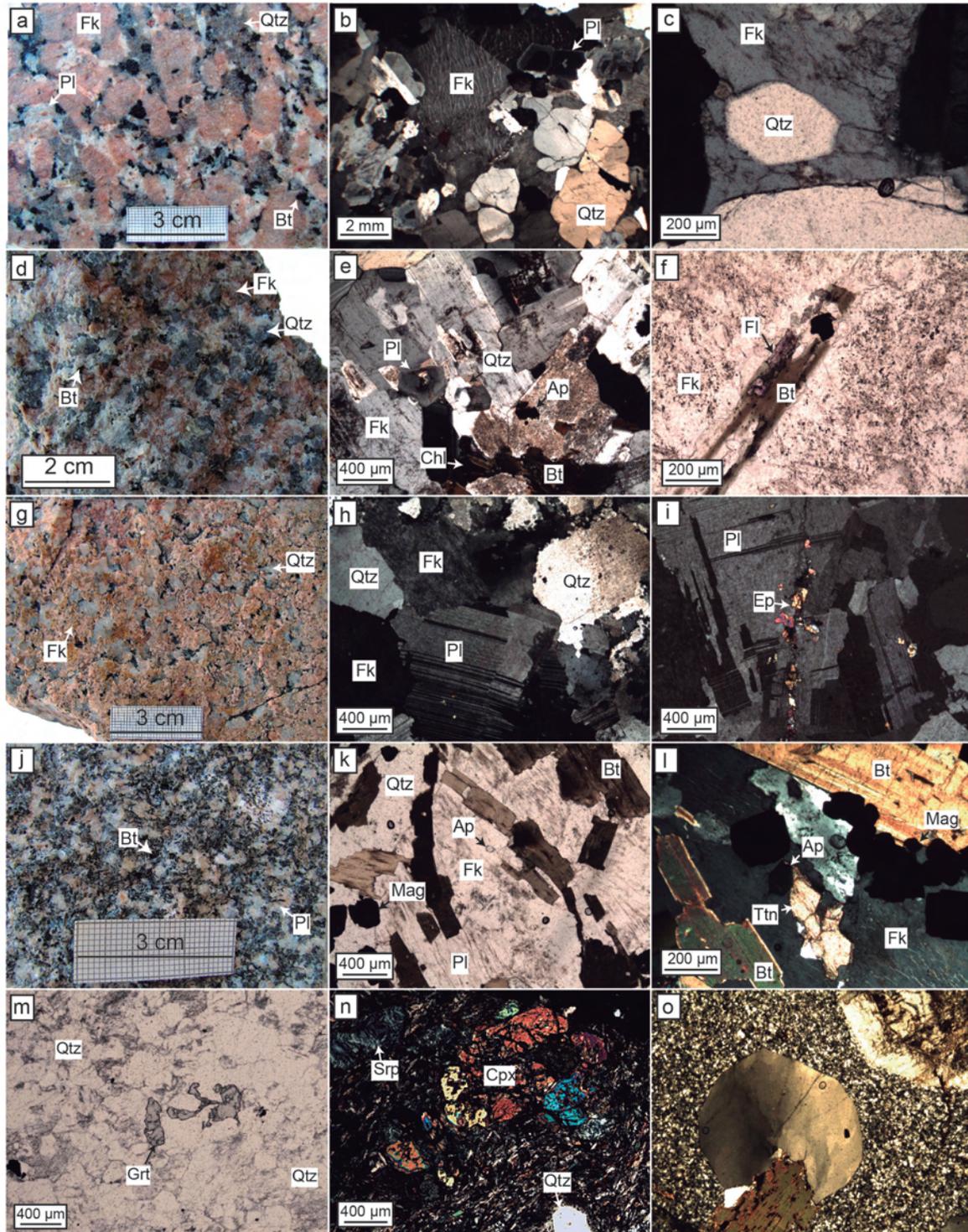


Figura 5: Fotografías de muestras de mano y fotomicrografías de los cortes delgados de las facies observadas en el área de estudio. a) Muestra de mano del monzogranito biotítico porfírico con fenocristales de feldespato potásico (Fk), cuarzo (Qtz), biotita (Bt), y plagioclasa (Pl); b) Fotomicrografía de la base del monzogranito biotítico porfírico; c) Cuarzo euhedral rodeado de microclino, en facies de monzogranito porfírico; d) Muestra de mano de la facies monzogranítica equigranular; e) Textura granosa equigranular con biotita alterada a clorita (Chl) y presencia de apatito (Ap) como mineral accesorio; f) Fluorita (Fl) producto de la alteración deutérica, presente en facies granosa equigranular; g) Muestra de mano del monzogranito biotítico de textura granofírica-gráfica; h) Maclas combadas en plagioclasa y bordes crenulados en cuarzo, pertenecientes a la deformación en las facies granofírica-gráfica; i) Fractura rellena de epidoto (Ep) en facies granofírica-gráfica; j) Enclave granodiorítico biotítico en muestra de mano; k-l) Granodiorita (nicosos paralelos y nicosos cruzados) de textura granular con una gran cantidad de biotita como mafito, y magnetita (Mag), apatito y titanita (Ttn) como minerales accesorios; m) Corte delgado de dique aplítico con presencia de granate (Grt); n) Corte delgado de un dique máfico con fenocristales de clinopiroxeno (Cpx), olivino alterado a serpentina (Srp), y xenolitos de cuarzo. Abreviaturas de minerales extraídas de Kretz (1983); o) Fotomicrografía de dique riolítico con fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa, feldespato y biotita, inmersos en una pasta felsítica.

preta que la edad del cizallamiento dúctil se ubica en el Jurásico Inferior. El enjambre ENE-OSO de diques riolíticos son post-orogénicos respecto a este cizallamiento dúctil, ya que intruyen a las milonitas de esta faja.

Las milonitas están compuestas esencialmente por porfiroclastos de feldespato potásico, con pertitas y maclas en enrejado combadas por la deformación y con texturas simplectíticas, y en menor proporción de plagioclasa con maclas de albita también combadas, y en algunos casos con cristales fracturados con recristalización de biotita a lo largo de los planos de fractura. Ambos están parcialmente reemplazados por sericita-muscovita. La matriz granoblástica es de grano fino a muy fino y está compuesta por un agregado cuarzo-feldespático + clorita + biotita recristalizados.

En el caso de la estructura S/C, la foliación milonítica corresponde a los planos C y está marcada por la disposición preferente de biotita + clorita, mientras que la foliación oblicua de planos S está marcada por cuarzo en una dirección de alargamiento preferencial (Fig. 6b).

La ultramilonita se compone de escasos porfiroclastos de feldespato potásico y de cuarzo con extinción ondulosa en una matriz de grano fino a muy fino con lineación de cuarzo, feldespato y biotita. Presenta clorita y muscovita de origen metamórfico. El cuarzo en la matriz presentan migración de borde de grano y la biotita se encuentra combada determinando la lineación. Los indicadores cinemáticos que se observan son porfiroclastos de feldespato potásico tipo sigma con maclas deformadas y recristalización de muscovita y clorita.

Fallas transcurrentes

Un sistema de fallas transcurrentes de desplazamiento dextral trunca a las rocas del complejo y a la faja de cizalla Brusain en diferentes escalas: a escala megascópica con fallas de hasta 20 km de largo de rumbo E-O y cinemática dextral, con un rechazo de hasta 2 km (Fig. 1C), y a escala macroscópica con fallas de 3-5 m de largo dispuestas en sistemas conjuga-

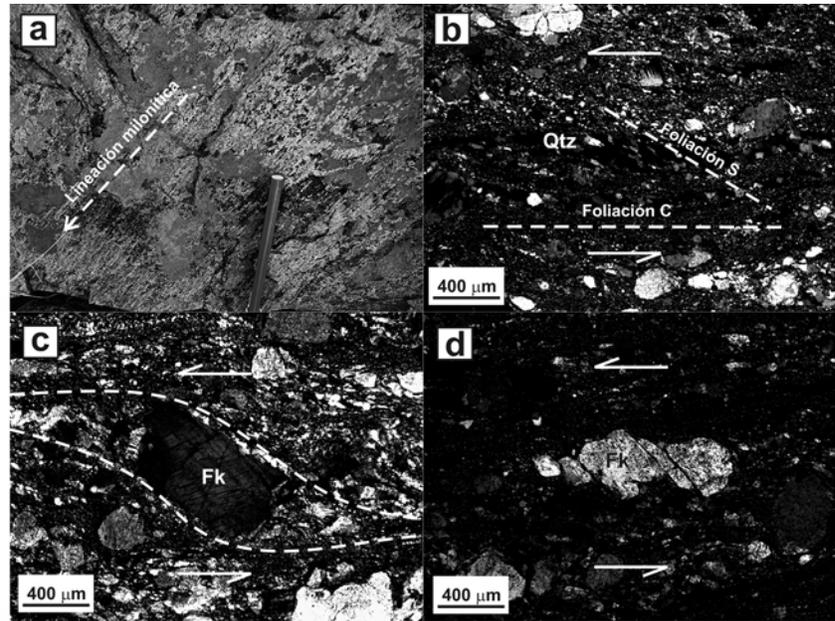


Figura 6: Fotografía de campo y fotomicrografías con niculos cruzados de las milonitas pertenecientes a la faja de cizalla Brusain, resaltando los indicadores cinemáticos. a) Plano de foliación milonítica exhibiendo lineación de rumbo N107°; b) Cuarzo recristalizado oblicuo a la foliación C, caracterizando la foliación S; c) Porfiroclasto de feldespato potásico con estructura en sigma; d) Fragmentos de feldespato con estructura en dominó.

dos que están asociados a las fallas regionales (Mizerit *et al.* 2014). Estas últimas tienen un rumbo variable entre NO-SE y NNE-SSO y desplazamientos de hasta 1 m. Además de los sistemas conjugados hay geometrías de dúplex de *strike slip* y *horse-tail* (Mizerit *et al.* 2014). Estas últimas estructuras desplazan al enjambre de diques máficos y félsicos, y a su caja granítica milonitizada.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

El mapeo de la forma y tamaño de los cuerpos ígneos del Complejo plutónico volcánico Curaco, el establecimiento de las edades relativas entre ellos, la descripción mineralógica y textural, y el análisis composicional de sus rocas permiten interpretar la historia térmica de enfriamiento del magma, y además establecer la relación entre el emplazamiento del complejo y las estructuras de deformación. Todo este análisis derivado de la parte oriental del Complejo plutónico volcánico Curaco podría extenderse a otros sectores del mismo para complementar la in-

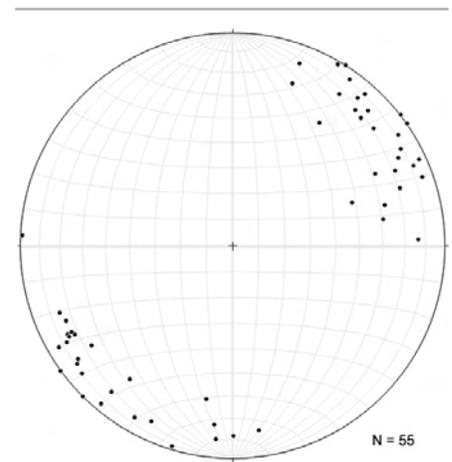


Figura 7: Diagrama estereográfico con los polos de los planos de foliación milonítica (Red de Schmidt).

formación pre-existente (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2000, 2002, 2004). Una síntesis de los episodios magmáticos y estructurales del sector oriental del Complejo plutónico volcánico Curaco se exhibe en la figura 8.

La forma y el tamaño del cuerpo monzogranítico principal no fueron aún identificados, a pesar de la cartografía detallada y la búsqueda sistemática de los contac-

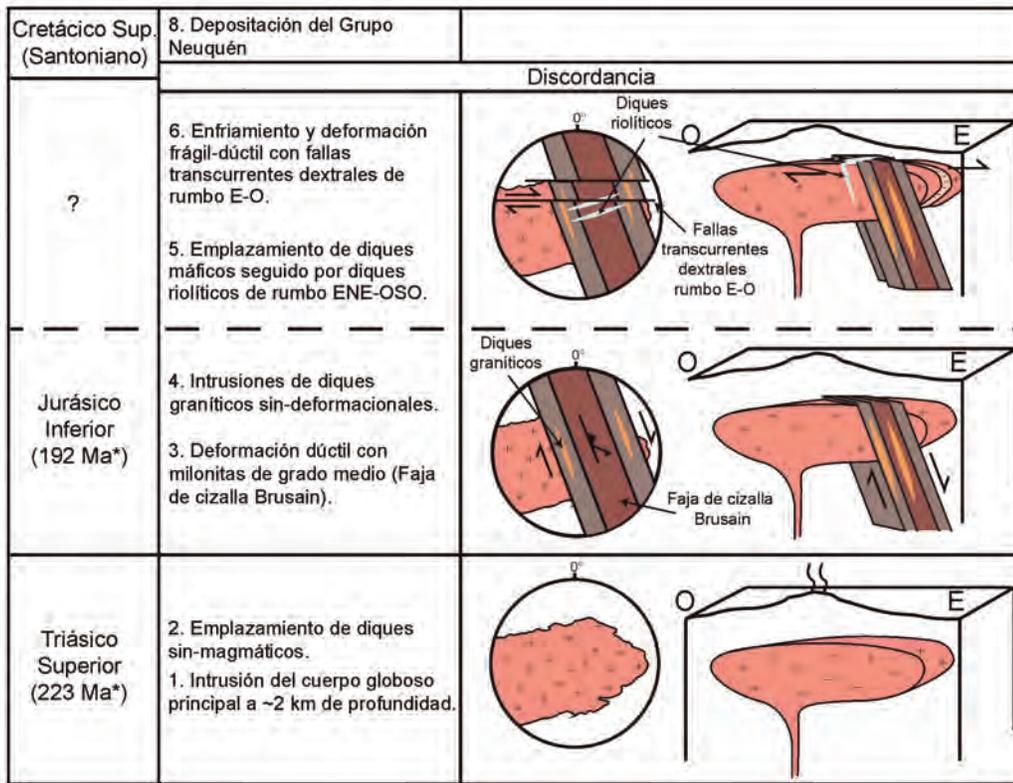


Figura 8: Carta tectónica resumiendo la evolución geológica-estructural del área de estudio. (*) Edades extraídas de Saini-Eidukat *et al.* (2004).

tos con la roca de caja. Hasta tanto no se halle este contacto, se asume que el cuerpo magmático principal está conformado por, al menos, un plutón compuesto por varias facies.

Las texturas ortomagmáticas que indican un alto contraste térmico (cuarzo euهدral y esqueletal, texturas porfirica y gráfica-granofírica), las texturas sub-sólidas deutéricas de la separación póstuma de volátiles y las miarolas sugieren que el plutón se emplazó a poca profundidad, posiblemente en un ambiente sub-volcánico. La formación de los diques sin-magmáticos aplíticos indica que el plutón está emplazado en una caja rígida, propia de una corteza frágil (Llambías 2015). Además, como el cuerpo ígneo exhibe un alto contraste térmico, es de esperar que la caja desarrolle una aureola de metamorfismo térmico de contacto con un posible *hornfels* asociado, que también es una característica asociada al emplazamiento de cuerpos someros, aunque como se mencionó anteriormente, los contactos con la caja no están expuestos.

El análisis modal de las rocas del plutón indica dos tendencias distintas para la

evolución magmática de los granitoides. Una es monzogranítica que se enriquece progresivamente en cuarzo hacia los diques sin-magmáticos de la misma composición granítica y textura aplítica. La otra es granodiorítica que evoluciona en forma paralela a la anterior, enriqueciéndose también en cuarzo (Fig. 4). En el diagrama QAP, ambas tendencias siguen una evolución magmática que es comparable con la serie calco-alcalina propuesta por Lameyre (1987). Esta afinidad calco-alcalina es confirmada químicamente con análisis de roca total de sus granitoides (Saini-Eidukat *et al.* 2000, 2002). Por su mayor abundancia, la monzogranítica es la facies principal del plutón y que está en contacto neto y transicional con la granodiorítica menos importante.

Las edades de intrusividad relativas de los distintos diques con el plutón y las estructuras que los afectan permiten establecer la relación entre el emplazamiento magmático y la deformación. Al menos dos episodios de deformación afectan al Complejo plutónico volcánico Curaco, uno de carácter dúctil con formación de la Faja de Cizalla Brusain, y otro poste-

rior frágil-dúctil. Los eventos magmáticos aportaron el calor suficiente para el emplazamiento de condiciones de deformación dúctil en un cuerpo de poca profundidad. Al enfriarse el plutón, las condiciones de presión y temperatura en las zonas superficiales dieron lugar a la deformación frágil-dúctil.

La faja Brusain exhibe 3 sectores con diferente grado de deformación que responden a un único evento deformacional. Estos sectores son interpretados como el típico arreglo deformacional de las fajas miloníticas, con los esfuerzos de mayor magnitud en los bordes y los menores en la zona central (Trouw *et al.* 2010). El estudio y el análisis integral de la estructura y cinemática de toda la faja de cizalla Brusain se encuentra aún en ejecución. Por este motivo y debido a la poca cantidad de información existente, los datos de foliación y lineación milonítica expuestos en la presente contribución no son concluyentes sobre la cinemática de la faja, aunque preliminarmente estarían indicando un cizallamiento de carácter extensional con una componente dextral.

Dos datos U-Pb ICP-MS en circones,

uno proveniente del monzogranito porfirico sin deformación, y otro de un granito milonitizado de la faja Brusain, indican que la cristalización magmática de la facies granítica principal del complejo es del Triásico Tardío basal (~224 Ma, Saini-Eidukat *et al.* 2004). A su vez, un dato Rb-Sr roca total-mineral de 192 Ma en el mismo monzogranito no deformado, y otro U-Pb ICP-MS en titanita de 189 Ma en un granito milonitizado (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2004), indican una edad de enfriamiento para el primero y una apertura del sistema isotópico para el segundo, ambos en el Jurásico Temprano. En este último, el reseteo posiblemente podría vincularse con la deformación dúctil de la faja de cizalla Brusain. Una interpretación alternativa proviene de Saini-Eidukat *et al.* (2004) quienes proponen que estas edades jurásicas representarían el reseteo del sistema isotópico de los granitos a causa del emplazamiento de los diques riolíticos.

El emplazamiento de los diques graníticos NO-SE podría ser contemporáneo con el movimiento de la faja de cizalla Brusain. Exhiben una orientación concordante con el rumbo de la faja milonítica y por ello se clasifican como diques sin-orogénicos respecto de la tectónica de la faja.

Con respecto a los diques máficos, si bien la presencia de enclaves máficos en diques riolíticos indican que estos preceden a los riolíticos (Fig. 3f), Saini-Eidukat *et al.* (2002) mapearon diques riolíticos cortados por diques máficos. Esta relación estructural de corte mutuo sugiere que el emplazamiento de estos diques es groseramente sincrónico, motivo por el cual se ubica la intrusión de diques máficos luego de los eventos de intrusión de diques graníticos.

Dado que los diques riolíticos cortan a la faja de cizalla Brusain, la edad de intrusión de este enjambre es más joven que 192-189 Ma, y por ello los diques podrían corresponder a un ciclo magmático distinto al cuerpo principal del complejo. El análisis petrográfico de estos diques indica que sus minerales exhiben texturas intracrystalinas de deformación que posi-

blemente estén vinculadas al movimiento de las fajas de cizalla frágil-dúctil de rumbo E-O.

Con respecto a la deformación frágil-dúctil, las fallas E-O desplazan con carácter dextral a las fajas miloníticas y a los diques aplíticos, graníticos y riolíticos (Fig. 1c). Las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén no están afectadas por estas fallas, por lo que la edad de la deformación frágil-dúctil puede acotarse al Jurásico Temprano (post-192/189 Ma) - Cretácico Tardío (Santoniano), previo a la depositación de las rocas del grupo.

Desde un punto de vista tectónico regional, este cizallamiento frágil-dúctil está presente en otros sectores del Macizo Norpatagónico con las mismas características que en el Complejo plutónico volcánico Curaco. A ~100 km al S de la zona de estudio, en la región de Los Menucos, la falla Loma Blanca de rumbo E-O desplaza con carácter dextral al plutón Calvo del Complejo plutónico volcánico Dos Lomas. Si bien allí la deformación estuvo activa desde, por lo menos, el Triásico, la orientación y cinemática de las estructuras frágiles son semejantes al Complejo plutónico volcánico Curaco (Giacosa *et al.* 2007).

Los Complejos Curaco y Dos Lomas parecen formados durante un mismo periodo de actividad magmática y similar ambiente tectónico. Comparten una misma edad triásica tardía de cristalización magmática y son granitos sub-volcánicos cortados por diques riolíticos E-O (Llambías y Rapela 1984, Hugo y Leanza 2001). Sobre la base de la ubicación geotectónica del Complejo plutónico volcánico Curaco en el antepaís Andino para tiempos jurásicos, la deformación que lo afecta tiene carácter de intraplaca. La misma podría vincularse regionalmente con un episodio tectónico de mayor envergadura, como es la deformación de intraplaca de la dorsal de Huincul en la cuenca Neuquina (Mpodozis y Ramos 2008).

CONCLUSIONES

Como resultado del mapeo geológico-estructural del sector oriental del Complejo

plutónico volcánico Curaco se puede esbozar la siguiente secuencia de eventos:

Intrusión de plutones para el Triásico Tardío en un nivel sub-volcánico, donde se emplazaron las facies de monzogranitos con textura porfirica, equigranular y granofírica-gráfica, y de granodiorita, junto con sus diques sin-magmáticos de textura aplítica.

Deformación dúctil en zonas superficiales de la corteza gracias al calor remanente aportado por los eventos magmáticos, durante el Jurásico Temprano, con formación de la faja de cizalla Brusain de orientación NO-SE, y emplazamiento de diques graníticos concordantes con la faja.

Intrusión de diques máficos, seguida por diques riolíticos de rumbo ENE-OSO que tienen enclaves de los primeros.

Enfriamiento del complejo y deformación frágil-dúctil con formación de fallas transcurrentes de cinemática dextral de orientación E-O.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro sincero agradecimiento a Silverio Brusain y familia, por permitirnos el acceso a su campo y por la hospitalidad que recibimos durante nuestra estadía en la región. Los trabajos de campo fueron financiados con fondos del IIPG-UNRN y el PI-UNRN-2012-40-A-125: "Evolución sedimentaria, metamórfica, magmática y tectónica Paleozoica a Mesozoica del basamento de la Patagonia Septentrional, Río Negro, y relaciones regionales", y los resultados parciales pudieron ser expuestos en diferentes simposios gracias a las becas otorgadas por la Asociación Geológica Argentina para la Asistencia a Reuniones Científicas.

Los trabajos se realizaron como prácticas obligatorias de las materias Cartografía y Geología de Campo, Geología Estructural y Petrología Igneo-Metamórfica de estudiantes de grado de la carrera de Geología de la Universidad Nacional de Río Negro. Se agradece a dicha institución por el apoyo brindado en las distintas etapas de elaboración de la presente contribución.

Se agradecen los comentarios y sugerencias de los dos revisores anónimos, que ayudaron a mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Báez, A., Paz, M., Pino, D., Cábana, C., González, P., Giacosa, R., García, V. y Bechis, F. 2013. Geología del sector oriental del Complejo plutónico volcánico Alessandrini (Triásico Superior), Río Negro. 2° Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 8-9, San Luis.
- Benialgo, A., Llambías, E.J., Bouhier, E., Aragon, E. y Gettino, P. 1998. Evaluación de rocas con potencial ornamental en la Provincia de Río Negro. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 45, Buenos Aires.
- Bjerg, E.A., Gregori, D.A. y Labudía, C.H. 1997. Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somoncuro, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52: 387-399.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 2001. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 265: 1-105, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubía, M., Cucchi, R. y Di Tommaso, I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte del Macizo Nordpatagónico (40° - 41° S, 67°30' - 69°45', Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina 62: 355-365.
- Godeas, M. 1996. Determinaciones petrográficas al microscopio de la Hoja 3969-IV, General Roca. IGRM-SEGEMAR, Informe Inédito, Buenos Aires.
- González, P.D. 2008. Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E.J. (ed.), Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29, e Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 171-196, Buenos Aires.
- Gregori, D.A., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere L., Barros, M. y Kostadinoff, J. 2015. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidences from the Caita Có granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina, *Geoscience Frontiers* (en prensa).
- Hugo, C.A. y Leanza, H.A. 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 308: 1-65, Buenos Aires.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. 1994. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 284-296.
- Lameyre, J. 1987. Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociencias* 17: 349-359.
- Le Maitre, R.W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Llambías, E.J. 2015. Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 31, 237p., Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Rapela, C. 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 220-243.
- Mizerit, I., Suárez, R., Voglino, S., Aranda, D., Giacosa, R.E. y González, P.D. 2014. Fallas transcurrentes en estadios tardíos de la milonitización en los granitoides triásicos del borde septentrional del Macizo Nordpatagónico (Río Negro). 19° Congreso Geológico Argentina, Actas S22-40, Córdoba.
- 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.
- Paz, M., Báez, A., Pino, D. y González, P. 2013. Presencia de cuarzo euhedral en granitos subvolcánicos del Complejo Plutónico Volcánico Alessandrini, Río Negro. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 327-328, San Juan.
- Sacomani, L.E. 1996. Determinaciones petrográficas al microscopio de la Hoja 3969-IV, General Roca. IGRM-SEGEMAR, Informe inédito, Buenos Aires.
- Saini-Eidukat, B., Bjerg, E., Gregori, D., Beard, B. y Johnson, C. 1999. Jurassic granites in the northern portion of the Somuncurá Massif, Río Negro, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 175-177, Salta.
- Saini-Eidukat, B., Gregori, D. A. y Bjerg, E. A. 2000. Geochemical characteristics of Jurassic Granitic units from the Somoncuro Region, Patagonia, Argentina. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts with Programs* 32: A-148.
- Saini-Eidukat, B., Migueles, N., Gregori, D., Bjerg, E., Beard, B. y Johnson, C. 2002. The Alessandrini Complex: Early Jurassic plutonism in northern Patagonia, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 253-258, El Calafate.
- Saini-Eidukat, B., Beard, B., Bjerg, E., Gehrels, G., Gregori, D., Johnson, C., Migueles, N. y Vervoort, J. 2004. Rb-Sr and U-Pb age systematic of the Alessandrini silicic Complex and related mylonites, Patagonia, Argentina. *GSA Abstracts with Programs* 36: 222, Denver.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review* 12: 1-33.
- Swanson, S. y Fenn, P. 1986. Quartz crystallization in igneous rocks. *American Mineralogist* 71: 331-342.
- Trouw, R.H.A., Passchier, C.W. y Wiersma, D. 2010. Atlas of mylonites and related microstructures. Springer, 313p., Heidelberg.

Recibido: 22 de mayo, 2015

Aceptado: 26 de febrero, 2016