



Los granitoides del cerro Granito, Cuenca Neuquina: litología, geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y correlaciones regionales

Mónica G. López de Luchi¹, Eduardo A. Rossello², Carmen I. Martínez Dopico¹ y Gilles Ruffet³

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Buenos Aires, Argentina.

²Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Universidad de Buenos Aires, FCEN, Depto. Cs. Geológicas, Buenos Aires, Argentina.

³CNRS (CNRS/INSU) UMR, Géosciences Rennes, Rennes Cedex, France.

Email: luchimonica@gmail.com.

Editor: Anabel Gómez

Recibido: 1 de agosto de 2022

Aceptado: 13 de febrero de 2023

RESUMEN

El cerro Granito es una lomada de contorno ovalado, con una altura máxima de 890 m s.n.m., que aflora en medio de capas jurásicas a modo de un anticlinorio, jalonando el lineamiento regional de la Dorsal Huincul que subdivide la cuenca Neuquina en dos partes. El núcleo del Cerro Granito está integrado mayormente por (1) granodioritas grises biotítico-anfibólicas, (2) monzogranitos gris claro, biotítico-epidóticos, (3) monzogranitos a leucogranitos gris rosado biotíticos porfíricos (4) tonalitas grises biotíticas porfíricas y (5) diques de espesor decamétrico de andesitas grises, ligeramente verde-violáceas, de rumbo aproximado NO-SE. Desde el sector central y hacia el NE, se reconoce un fracturamiento intenso y un predominio de diques aplopegmatíticos de rumbo NNE-SSO. En el presente trabajo, se aportan nuevos datos petrográficos de cinco facies magmáticas, dos de las cuales fueron datadas radiométricamente. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ anterior a 281 Ma para la granodiorita biotítico anfibólica junto con la existencia de una facies de tonalita biotítica porfírica, refuerzan la propuesta de la vinculación de las unidades plutónicas del cerro Granito con el Complejo plutónico Chachil. Este evento ígneo sería equivalente al expuesto en el Batolito Costero Chileno y resulta anterior al clímax del magmatismo Choiyoi. Al cabo de aproximadamente 90 Ma. el próximo registro magmático corresponde a un dique andesítico lo que confirma que la exhumación final de los granitoides fue posterior a los 190 Ma (Sinemuriano - Pliesbachiano) y, desde todo punto de vista, anterior a la depositación de las secuencias marinas de la Formación Lajas (Toarciano).

Palabras clave: Petrología, geocronología, cuenca Neuquina, Patagonia, Argentina.

ABSTRACT

Granitoids of Cerro Granito, Neuquén Basin: lithology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and regional correlations.

Cerro Granito is an oval shaped hill, with a maximum height of 890 m above sea level, which crops out in the middle of Jurassic layers as an anticlinorium, along the regional Huincul Ridge that subdivides the Neuquén basin in two. The core of Cerro Granito is mainly composed of (1) biotitic-amphibolic gray granodiorites, (2) biotitic-epidotic light gray monzogranites, (3) biotitic porphyritic pinkish gray monzogranites -leucogranites (4) biotitic porphyritic gray tonalites and (5) decametric NW-SE dikes of gray and slightly green-purple andesite. From the central sector and towards the NE, intense fracturing, and numerous aplopegmatitic NNE-SSW trending dikes are recognized. In the present work, new petrographic data of five magmatic facies are provided, two of which were radiometrically dated. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age older than 281 Ma for the biotitic-amphibolic granodiorite, together with the existence of a biotitic porphyritic tonalite facies, reinforce the proposal of linking the plutonic units of Cerro Granito with the Chachil Plutonic Complex. This igneous event would be equivalent to the one exposed in the Chilean Coastal Batholith and pre-dates the climax of the Choiyoi magmatism. After approximately 90 m.a, the next magmatic record corresponds to an andesitic dike, which confirms that the final exhumation of the

granitoids was after 190 Ma (Sinemurian - Pliesbachian) and, from all points of view, prior to the deposition of the marine sequences of the Toarcian Lajas Formation..

Keywords: Petrology, geochronology, Neuquén Basin, Patagonia, Argentina.

INTRODUCCIÓN

El cerro Granito es el único afloramiento del basamento de la cuenca Neuquina que aflora a lo largo de la Dorsal de Huincul, en medio de las formaciones jurásicas Los Molles y Lajas a modo de un anticlinorio (Suero 1951, Sapira 2008, Rossello et al. 2011, Rossello y López de Luchi 2022, entre otros) y constituyendo una lomada de contorno ovalado de unos 2 km², con una altura máxima de 890 m s.n.m. La Dorsal de Huincul (Fig.1) es un rasgo estructural transcurrente dextral de primer orden que divide sublatitudinalmente en dos depocentros evolutivamente diferentes de la cuenca Neuquina (Suero, 1951, Orchueta et al. 1981, Uliana et al. 1995, Silvestro y Zubini 2008, Mosquera et al. 2011, Rossello y López de Luchi 2022). Los únicos datos geocronológicos publicados al presente y asignados a los granitoides del cerro Granito son edades K-Ar en biotita de 291 ± 20 y 310 ± 20 Ma (Stipanovic y Linares 1969).

Los afloramientos del cerro Granito fueron incluidos por Leanza (1990) dentro del Complejo plutónico Chachil de edad paleozoica tardía. Según su definición original, dicho complejo está integrado por granitos equigranulares o porfiróides, granodioritas, tonalitas, pórfiros tonalíticos y dioritas cuarcíferas y aflora principalmente en los cerros Chachil y Trapial Mahuida, inmediatamente al norte del cordón de la Piedra Santa, e incluye también los granitoides que se localizan en la cuesta de Rahue (Fig. 2). De acuerdo con lo descrito por Leanza (1990), se podría establecer una zonación con predominio de rocas granodioríticas y tonalíticas hacia el sector más occidental del complejo y de granitos hacia el este. Este complejo intruye con contactos netos y desarrollando aureolas de contacto, un encajante metamórfico, el Complejo de la Piedra Santa (Franzese 1995), cuyas edades detríticas indican una edad depositacional máxima ordovícica (Romero et al. 2020).

Tanto la edad cercana a 300 Ma, así como su ubicación crítica en el límite entre Patagonia y los territorios que para el Paleozoico conforman "Gondwana Occidental" (Mosquera et al. 2011) hacen que los granitoides del cerro Granito y el Complejo plutónico Chachil en conjunto sean un elemento de interés superlativo para analizar el significado de este evento ígneo en relación con el magmatismo pre-Choiyoi y Choiyoi y, en sentido más amplio, con la evolución del margen pacífico de Sudamérica para el Carbonífero tardío-Pérmico temprano.

Los datos de campo y petrográficos publicados por Suero (1951), Rossello et al. (2011) y datos de anisotropía de susceptibilidad magnética (Tomezzoli et al. 2010) constituyen, junto con los de la tesis de Sapira (2008), la única información disponible al presente sobre los granitoides aflorantes en el cerro Granito. La combinación de dataciones junto con estudios geoquímicos e isotópicos son la mejor herramienta para situarlo temporalmente, determinar la signatura geoquímica y analizar procesos de evolución magmática y cortical. En esta contribución se presentan los resultados de un estudio petrográfico de base sobre cinco unidades magmáticas del cerro Granito y se presentan los resultados de dos determinaciones geocronológicas por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en anfíbol de una facies de los granitoides y en roca total para un dique andesítico-dacítico. Por último, se propone un nuevo nombre para la unidad que respete el Código Argentino de Estratigrafía (1992) y cumpla con las normativas internacionales actualizadas (e.g., North American Stratigraphic Code - NASC 2021).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina (Fig. 1) es una unidad morfoestructural que se origina en el Triásico Tardío como resultado de una extensión continental de intraplaca (Howell et al. 2015). En ese período una serie de cuencas extensionales fueron rellenadas con depósitos volcánoclasticos y continentales. Durante el Jurásico y Cretácico se registra una acumulación sedimentaria esencialmente marina con transición a continental en secuencias más jóvenes. Estas secuencias se dividen en tres ciclos de sedimentación representados por los grupos jurásicos Cuyo y Lotena y los grupos cretácicos, Mendoza, Huitrín y Neuquén. La Dorsal de Huincul divide la cuenca en dos depocentros (Vergani et al. 1995): i) la cuenca principal del Engolfamiento Neuquino, hacia el norte, más extensa y con un mayor volumen sedimentario, y ii) la subcuenca de Picún Leufú, hacia el sur, con registro sedimentario más discreto y desarrollado sobre las porciones más septentrionales del basamento del Macizo Norpatagónico.

Las rocas más antiguas de la cuenca Neuquina corresponden a un basamento metamórfico cuya edad máxima de sedimentación es ordovícica y que en algunos casos, podría ser devónica, conocido como Complejo Colohuincul hacia el sector andino y como Complejo de la Piedra Santa en el sec-

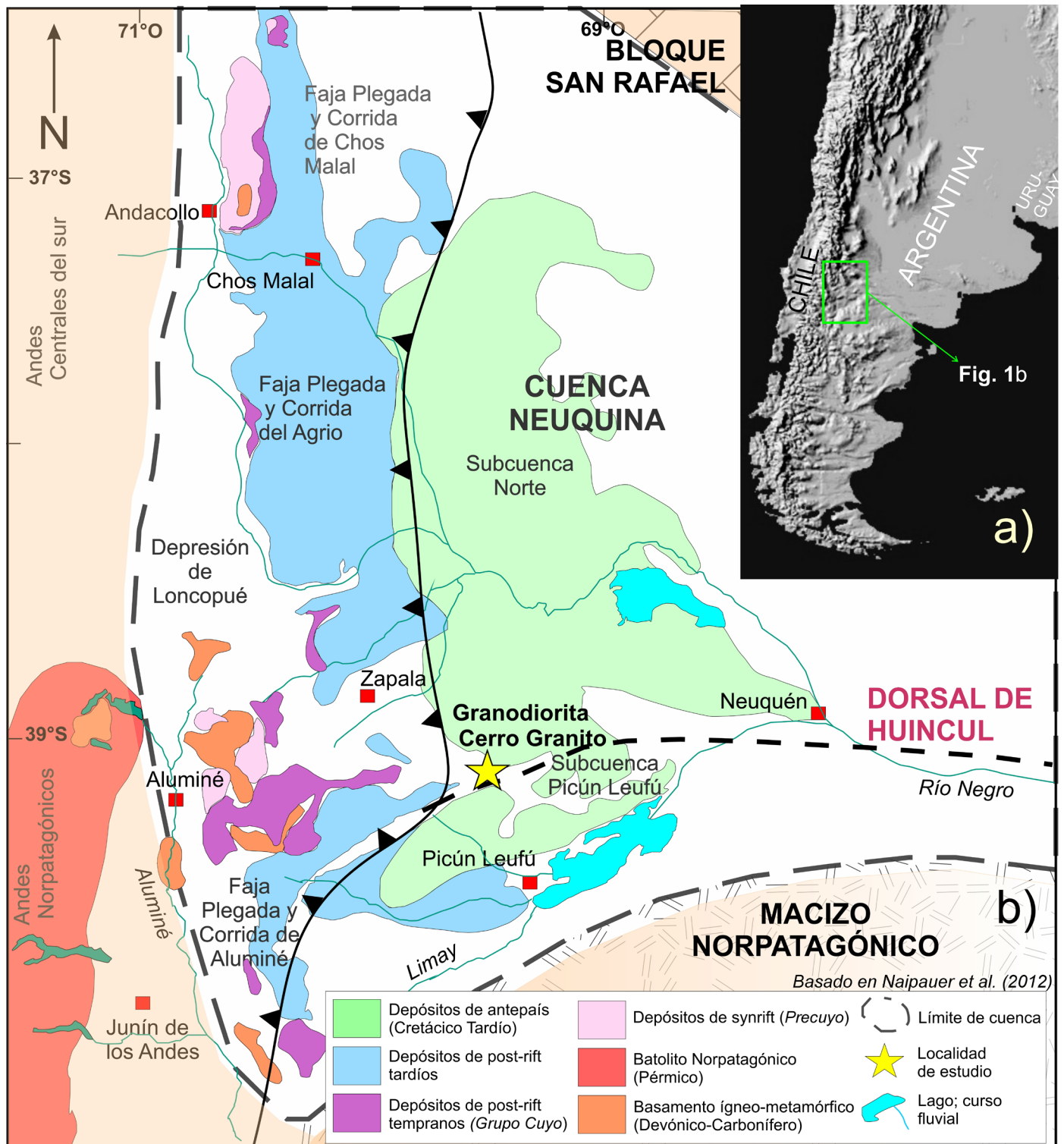


Figura 1. a) Ubicación del área de la cuenca Neuquina en el contexto del sur de América del Sur; b) Distribución de las unidades morfoestructurales y elementos estructurales principales adyacentes en el sector sur de la cuenca Neuquina. Basado y modificado de Naipauer et al. (2012).

tor extrandino (Turner 1968, Franzese 1995, Romero et al. 2020). Este último se corresponde con la caja del Complejo plutónico Chachil del cual forman parte los granitoides del cerro Granito, aflora a aproximadamente 70 km al oeste del cerro Granito, en el cordón de la Piedra Santa, en el cerro Trapial Mahuida y al este de la cuesta de Rahue (Franzese

1995). Dicho autor propone trayectorias horarias para la evolución metamórfica de esta unidad mayormente metaclástica y una edad de metamorfismo devónica con desarrollo de la sedimentación en un ambiente de margen continental poco profundo con aportes de un arco magmático esencialmente félsico. Romero et al. (2020) indica una edad depositacio-

emergido que aflora sobre el flanco austral de un amplio anticlinal de las secuencias tectosedimentarias comprendidas entre Barda Colorada y Arroyo Picún Leufú (Fig. 1). Parcialmente lo traslapa una sedimentación sintectónica con desarrollo de cuñas de crecimiento determinantes de la disposición espacial con fuertes cambios en el rumbo e inclinación, de las secuencias involucradas entre el Pleinsbaquiano y Cenomaniano. La posterior deformación andina, cuyo esfuerzo mayor subhorizontal (σ_1) está orientado ENE (Cobbold y Rossello 2003), no generó reactivaciones y/o deformaciones significativas sobre la Dorsal de Huincul debido a la disposición sublatitudinal (Rossello et al. 2022).

METODOLOGÍA

Se utilizaron imágenes satelitales y el mapeo de Suero (1951) para la confección de un mapa base en el que se volcaron las observaciones de campo y los sitios de muestreo. Se obtuvieron un total de 10 muestras ubicadas en diferentes lugares del cerro (Fig. 3), las que se estudiaron con un microscopio petrográfico y de las cuales se seleccionaron dos para efectuar determinaciones radimétricas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Las dataciones radimétricas se realizaron en el Laboratorio de radioisótopos de *Geosciences Rennes de la Université de Rennes 1* (Francia). Los análisis se realizaron en frag-

mentos milimétricos individuales de anfíbol (muestra GCG4) y roca total (muestra GCG5) utilizando una sonda láser de CO_2 acoplada a un espectrómetro de masas MAP215. El procedimiento fue descrito por Ruffet et al. (1991, 1995, 1997). Las muestras se irradiaron en posición 5C del reactor nuclear McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. La irradiación duró 14.667 h con una eficiencia global (J/h) de $3.58 \times 10^{-4} \text{ h}^{-1}$. El monitor de irradiación fue sanidina TCRs ($28.608 \pm 0.033 \text{ Ma}$ según Renne et al. 1998, 2010, 2011). Los blancos se realizaron de forma rutinaria cada primer o cuarto paso, y se restaron de las fracciones subsiguientes de gas de la muestra. Los errores en las edades aparentes se encuentran al nivel 1σ . Estas edades no incluyen errores en la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$ y la edad del monitor y las constantes de decaimiento.

Respecto a la metodología de cálculo, las edades plateau son calculadas cuando el 70% o más del ^{39}ArK es liberado en al menos tres o más pasos contiguos, y arrojando edades aparentes dentro del 1σ de la edad integrada del plateau. Con estos criterios, en este estudio se definió una edad pseudo-plateau, pero con menos del 70% del ^{39}ArK liberado (Cheilletz et al. 1999). Los errores en la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$ y la edad del monitor y las constantes de decaimiento se incluyeron en el cálculo final de los errores de la edad del pseudo-plateau o las edades aparentes mencionadas individualmente. Los datos analíticos y los parámetros utilizados para los cálculos, tales como las relaciones isotópicas medidas en sales puras de K y Ca, discriminación de masas, relaciones

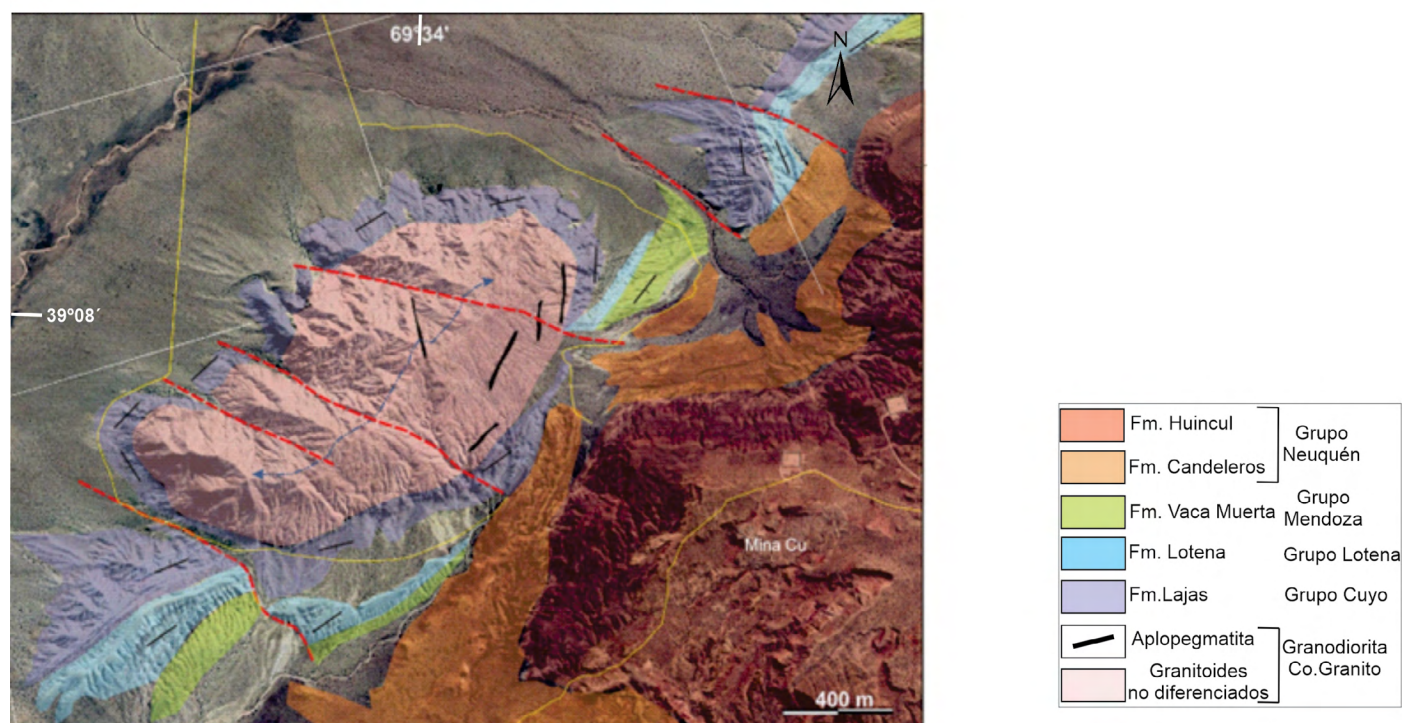


Figura 3. Mapa geológico de la zona del cerro Granito (véase localización en Fig. 1). Basado en Suero (1951) y observaciones recogidas para este trabajo a partir de GoogleMap.

de argón atmosférico, parámetro J y las constantes de decaimiento están disponibles en el cuadro 1.

LITOLOGÍAS DEL CERRO GRANITO

El cerro Granito comprende un afloramiento de granitoides semicontinuo y de contorno ovoidal con un eje mayor NE-SO de aproximadamente 2 km de largo y una superficie total de 2 km². Los granitoides se hallan cubiertos por material detrítico estando los mejores afloramientos en los sectores sudoccidental, centro occidental y nororiental. Desde el sector central y hacia el NE se reconoce un intenso diaclasamiento y un predominio de diques aplopegmatíticos de rumbo NNE-SSO. La roca dominante es una granodiorita gris biotítico-anfibólica equigranular de grano grueso a medio (Fig. 4a) con pasajes a monzogranito gris claro biotítico (\pm epidoto \pm anfíbol), equigranular de grano medio a fino. Como facies subordinadas en cuanto a la extensión de sus afloramientos, aparecen un monzogranito-leucogranito rosado claro biotítico porfirítico a inequigranular de grano grueso a medio con feldespato alcalino de hasta 1.5 cm (Fig. 4b), una tonalita gris castaño biotítica porfirítica de grano medio a fino (Fig. 4c). Estas rocas presentan cristales de biotita límpidos y frescos de hasta 8 mm, como se puede apreciar en las figuras 4a y c, es decir, de tamaño comparable al de los cristales de feldespato de mayor desarrollo, que se distribuyen de manera homogénea o bien se agrupan por sectores en las tonalitas porfiríticas. En los sectores nororiental y sudoccidental, el monzogranito rosa-

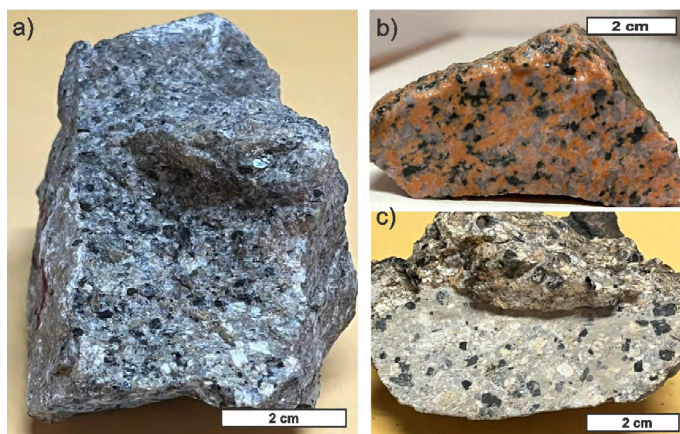


Figura 4. Litologías representativas de las rocas encontradas en el cerro Granito: a) Facies principal en el sector central y nororiental del cerro: granodiorita biotítico-anfibólica (GCG4) de grano grueso y textura inequigranular de color gris; b) Monzogranito biotítico (GCG1) de grano grueso a mediano, porfirítico a inequigranular de color rosado claro con tintes verdosos (c) Tonalita biotítica (CGG2) de grano medio a fino inequigranular a porfirítica de color gris. Nótese el gran tamaño de los cristales de biotita (castaño oscuro) en todas las muestras.

do presenta mayor desarrollo areal. Suero (1951) menciona que en el sector centro-occidental se reconocen dentro de las granodioritas, rocas de grano fino y más oscuras de bordes irregulares. Sapira (2008) quien muestreó rocas aflorantes en la periferia del cerro, describe granitoides grises en parte biotítico-anfibólico.

En los sectores occidental y septentrional, se observaron diques de andesitas grises ligeramente verde-violáceas que alcanzan hasta 10 m de potencia y cuya actitud predominante es ONO-ESE. Suero (1951) sostiene que estas andesitas formarían también mantos en el sector más occidental del cerro. Este autor indica que los diques de volcanitas adquieren un marcado color rojizo por alteración.

Localmente los monzogranitos rosados biotíticos porfiríticos exhiben fábricas definidas por la isorientación de ejes mayores de cristales de feldespato alcalino y láminas de biotita. Sapira (2008), quien efectuó un estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética en 10 muestras distribuidas en sectores periféricos del cerro, indica la existencia de foliaciones magnéticas con actitudes ONO-ESE y NE-SO asociadas a valores bajos del grado de anisotropía, lo que sugeriría fábricas esencialmente magmáticas. Tanto en el límite norte como en el sur del cerro se reconocen zonas de brechas graníticas intensamente alteradas a material argiláceo y oxidados de hierro.

Petrografía de las facies principales

La roca dominante es una granodiorita gris inequigranular de grano grueso a medio (GCG4, Fig. 4a) con láminas de biotita y cristales tabulares de plagioclasa blanca de hasta 5 mm compuesta por plagioclasa (50%), cuarzo (25%), biotita (13%), feldespato alcalino (10%), escaso anfíbol alterado (2%), y circón y apatita como minerales accesorios. La plagioclasa es andesina subhedral (estimación óptica por el método de Michel-Levy) y se dispone en parte con sus ejes mayores paralelos entre sí, se reconocen maclas polisintéticas y una marcada zonación con núcleos cribosos alterados y rebordes más sódicos y límpidos (Fig. 5a). Si bien la distribución de la plagioclasa es homogénea, se reconocen algunos agregados (ζ glomérulos?) de individuos tabulares zonales o cribosos rodeados por una única zona más límpida. A partir de los rebordes sódicos localmente se desarrollan mirmequitas finas en contacto con feldespato alcalino. El cuarzo es anhedral e intersticial o bien subhedral y algunos cristales exhiben una incipiente textura en *chessboard*. La biotita castaño-verdosa a verde pálido es subhedral y se presenta en dos generaciones; apareciendo fresca en cristales grandes de tamaño comparable al de plagioclasa (Fig. 5b) o bien formando agregados de cristales cloritizados más pequeños que suelen rodear crista-

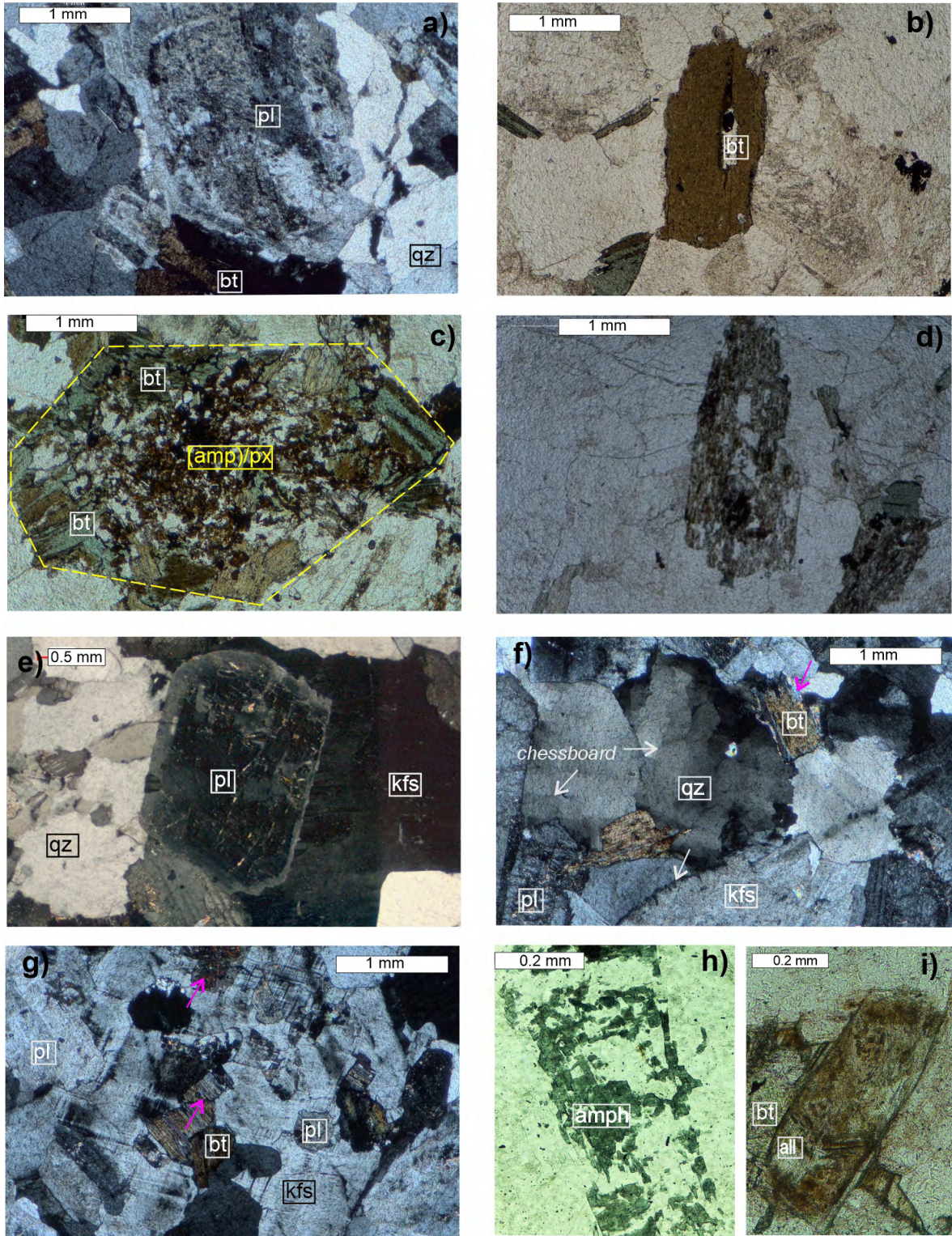


Figura 5. Fotomicrografías: granodiorita biotítico-anfibólica (a-d) y monzogranito biotítico-epidótico (e-i). Detalle: a) analizador intercalado, andesina subhedral con núcleos cribosos alterados y rebordes más sódicos y límpidos; b) sin analizador, biotita tardío magmática subhedral en cristales de tamaño semejante a plagioclasa, nótese las dos generaciones de biotita c) sin analizador, agregados de biotita en cristales más pequeños cloritizados rodeando cristales totalmente reemplazados de un mineral que podría corresponder a piroxeno; d) sin analizador, clinocanfíbol subhedral alterado a clorita y minerales opacos finos; e) analizador intercalado, oligoclasa con núcleos parcialmente resorbidos, cribosos y mayormente sericitizados; f) analizador intercalado, cuarzo con textura chessboard y procesos de migración de bordes por bulging; g) analizador intercalado, microclino escasamente pertítico y poiquilítico con inclusiones de plagioclasa subhedral alterada, cuarzo subhedral y algunas de biotita; h) cristales esqueléticos de clinocanfíbol verde no alterados; i) sin analizador, allanita subhedral metamáutica, en parte rodeado por pequeños cristales de biotita cloritizada.

les totalmente reemplazados de un mineral cuya sección podría corresponder a la de un piroxeno (Fig. 5c). El feldespato alcalino es anhedral, intersticial, finamente perfitico y en parte es microclino. El clinofibrol es subhedral, escaso y se halla variablemente alterado a una mezcla de clorita y minerales opacos finos (Fig. 5d). Los minerales accesorios incluyen escasa apatita que se asocia a biotita y circón.

Esta granodiorita exhibe contactos transicionales con un monzogranito biotítico (GCG3), gris de grano medio que posee una textura general de agregados de cristales subhedrales de plagioclasa, cuarzo, microclino intersticial, biotita y algunos cristales subhedrales de microclino de hasta 3 mm; este conjunto se halla inmerso en una base de cuarzo anhedral. Como minerales accesorios aparecen escasa allanita y epidoto asociados a biotita. La plagioclasa (45%), es oligoclasa (determinación óptica) y presenta maclas deformacionales en algunos individuos, tiene zonalidad marcada; localmente se observan núcleos parcialmente reabsorbidos, cribosos y mayormente sericitizados (Fig. 5e). A partir de los rebordes sódicos o en contacto con microclino se desarrollan escasos lóbulos mirmequíticos. El cuarzo (30%) es subhedral, intersticial o bien forma agregados de cristales que engloban los agregados feldespáticos y presenta un marcado desarrollo de textura *chessboard* y procesos de migración de bordes por *bulging* que sugieren deformación subsólida de alta temperatura (Fig. 5f). El microclino (20%) es intersticial o bien adquiere tamaño comparable al de plagioclasa. Los cristales de microclino de mayor tamaño son escasamente perfiticos y poiquilíticos (Fig. 5g) con inclusiones de plagioclasa subhedral alterada, cuarzo subhedral y algunas de biotita. Algunos cristales intersticiales dentro de los agregados feldespáticos desarrollan crecimientos gráficos. La biotita castaño-verdosa a amarillo pálido se halla cloritizada y su moda es cercana al 8%. Se observaron algunos cristales esqueléticos de clinofibrol verde (Fig. 5h) que no presentan alteración, escasos cristales subhedrales de allanita y de epidoto magmático, en parte rodeados por pequeños cristales de biotita cloritizada (Fig. 5i).

Ninguna de estas dos rocas presenta opacos primarios y en ambas el contenido de minerales hidratados de cristalización temprana es bajo ya que los grandes cristales de biotita, más frecuentes en la granodiorita, texturalmente podrían considerarse como tardíomagmáticos.

El monzogranito a leucomonzogranito biotítico rosado (GCG1, Fig. 4b) es porfírico a inequigranular de grano grueso a medio. Los megacristales son de feldespato alcalino de hasta 1,5 cm son de color rosado. Se reconoce deformación frágil por trituración y desarrollo de microbrechas, las cuales están cementadas en parte por agregados de carbonatos y

sericita (Fig. 6a). El feldespato potásico (35%) es subhedral y micropertítico (Fig. 6b) en cristales de hasta 1,5 cm o bien es intersticial. Localmente, se observan sectores con incipiente pasaje a microclino. Solo presenta inclusiones muy pequeñas de plagioclasa alterada. El cuarzo (35%) es anhedral, con desarrollo parcial de subgranos y alcanza hasta 1 cm ocupando espacios elongados entre los feldespatos. La plagioclasa (20-25%) es subhedral, con maclado polisintético y zonalidad muy poco desarrollada. El máfico es biotita (2-10%), totalmente cloritizada. Se observaron además cristales muy alterados a una mezcla de clorita y carbonatos cuya forma recuerda secciones de anfíbol. En escasos espacios intersticiales se reconocieron agregados feldespáticos con cuarzo recristalizado en mosaico con puntos triples.

En el sector oriental, en cercanías de la cumbre del cerro, se reconoce la facies de tonalita biotítica porfírica (GCG2, Fig. 4c). La roca es de color castaño grisáceo y está compuesta por plagioclasa (66%), cuarzo (24%) y biotita (10%). Los megacristales son de plagioclasa y alcanzan hasta 6 mm (excepcionalmente 8 mm; Fig. 6c), de biotita algo cloritizada y de escasos megacristales subhedrales a anhedrales equidimensionales de cuarzo límpido con bordes de contorno irregular. Los espacios intersticiales son angulares. La plagioclasa es oligoclasa cálcica a andesina y varía de subhedral a euhedral. Los megacristales poseen sectores centrales muy alterados y rebordes límpidos (Fig. 6c). La biotita (10%) es castaña algo verdosa (Fig. 6 d); los megacristales presentan incipiente cloritización y en algunos casos inclusiones de opacos, apatita y de los agregados de la matriz, lo que sugiere crecimiento tardío. Se observaron algunos cristales alargados, reemplazados por carbonatos que podrían corresponder a anfíbol y que localmente se asocian a los cristales de cuarzo de mayor desarrollo. La matriz (Fig. 6c, d) es de grano fino y consiste en un agregado de cuarzo anhedral que forma mosaicos recristalizados y plagioclasa subhedral, con biotita cloritizada y escasos minerales opacos. La apatita es un mineral accesorio frecuente como inclusiones en biotita o aislada.

Diques andesíticos

Se reconocieron diques de andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y escasos xenocristales de cuarzo en una matriz de textura pilotáxica (Fig. 6e). Los fenocristales de plagioclasa zonal subhedrales a euhedrales que aparecen tanto aislados como a veces en glomérulos (Fig. 6f), exhiben bordes netos y rectilíneos. Se reconocen núcleos subhedrales de bordes corroídos y con texturas de resorción en los que se observa una marcada alteración sercítico-carbonática, que están rodeados por una plagioclasa alterada en parches

y finalmente un anillo límpido. Las estimaciones petrográficas de la composición de la plagioclasa indican un enriquecimiento en sodio hacia los anillos que son de andesina no alterada. El cuarzo aparece en cristales límpidos y redondeados, de tamaño comparable a los de plagioclasa y rodeados por una corona interna de material muy fino, una zona intermedia delgada de carbonatos y una zona externa en contacto con la pasta integrada por pequeños cristales de birrefringencia moderada a alta probablemente de clinopiroxeno que en al-

gunos casos tienen disposición radial y se hallan mayormente cloritizados (Fig. 6e). La pasta es de textura pilotáxica variablemente fluidal y está compuesta por microlitos de plagioclasa frescos de composición promedio andesina (estimación petrográfica), de minerales opacos y de un mineral de hábito prismático (¿clinopiroxeno?) mayormente cloritizado y de un material de grano muy fino también cloritizado. Localmente, se observan motas de carbonato, probablemente de origen secundario. Los fenocristales de plagioclasa presentan una

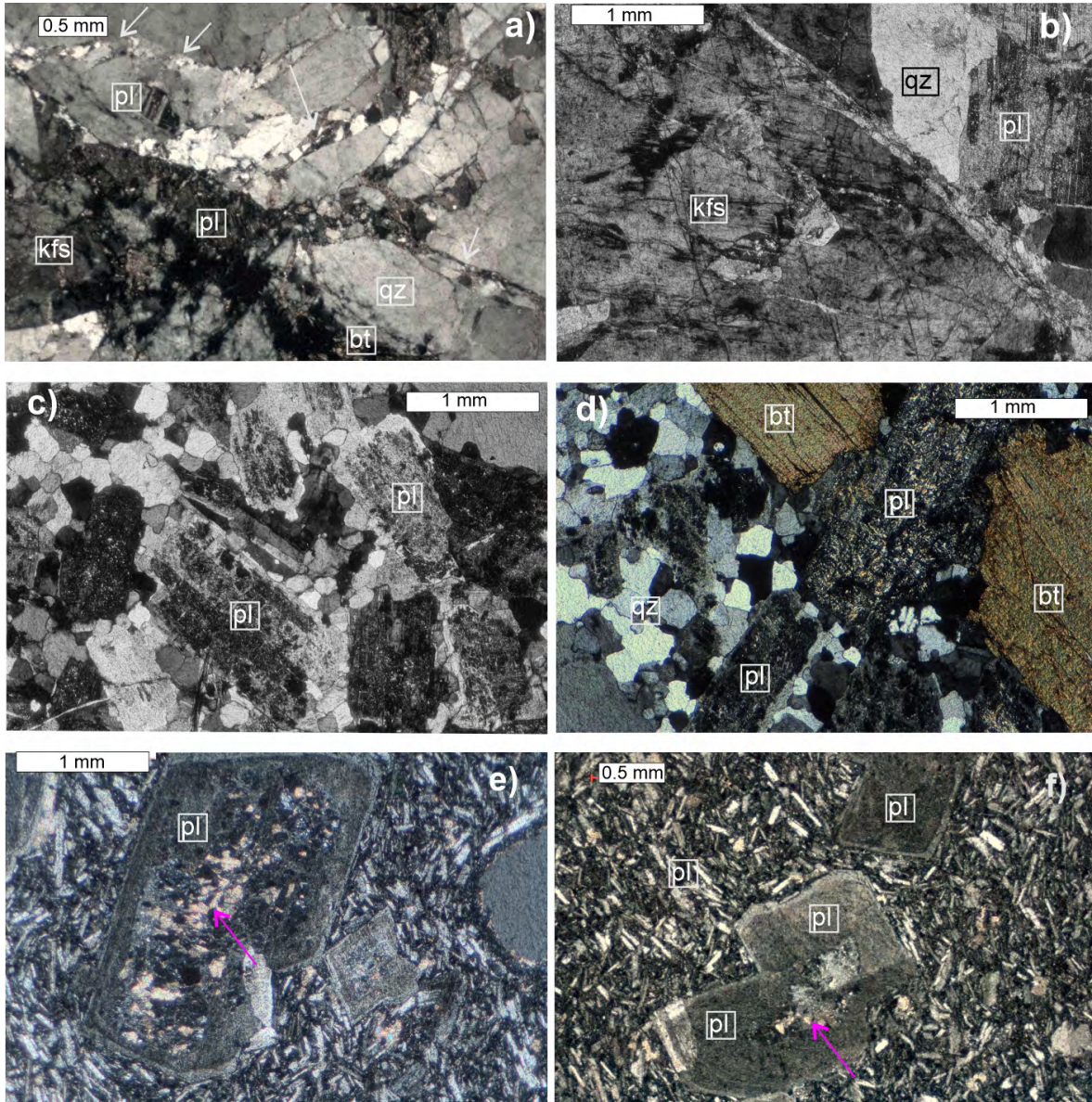


Figura 6. Fotomicrografías con analizador intercalado, leucogranito biotítico porfirítico (a-b), tonalita biotítica porfirítica (c-d), andesita porfirítica. Detalle: a) feldespato potásico anhedral; b) deformación frágil por trituración y desarrollo de microbrechas, cementadas en parte por agregados de carbonatos y sericita; c) oligoclasa cálcica a andesina subhedral a euhedral con sectores centrales muy alterados y rebordes límpidos; d) megacristales de plagioclasa y biotita en la matriz de grano fino de cuarzo y plagioclasa, con algo de biotita cloritizada, e) fenocristales de plagioclasa y escasos xenocristales de cuarzo rodeados por una corona de material fino (¿textura de disequilibrio?) en una matriz de textura pilotáxica; f) fenocristales de plagioclasa zonal aislados o en glomérulos. Nótese las texturas de resorción (indicadas mediante flechas), la zona interna de desarrollo variable y el anillo límpido en plagioclasa. En el caso de los glomérulos el núcleo resorbido es englobado por dos cristales de plagioclasa maclados unidos por un único reborde límpido.

alteración carbonático-sericítica (Fig. 6 e, f) variable mientras que los microlitos de la pasta están frescos (Fig. 6f). Dado que no se reconoce cuarzo en la pasta, se considera a la roca como andesítica. Si bien se observan escasos fenocristales de cuarzo, el hecho de que presenten bordes de reacción compuestos por un agregado muy fino podría sugerir desequilibrio, y que, en consecuencia, sean xenocristales.

GEOCRONOLOGIA

Se seleccionaron dos muestras para su datación radiométrica por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La primera se hizo en anfíbol de la granodiorita biotítico-anfibólica (aflorante en el sector nor-oriental del cerro muestra GCG4: $39^\circ 08,69'S$, $69^\circ 33,27'O$, 842 m s.n.m.). El espectro de edades aparentes (Fig. 7a), de forma cóncava, no permite definir su edad, pero sugiere que la misma debe ser anterior a 280 Ma. En cambio, la segunda muestra, correspondiente a un dique andesítico (muestra GCG5: $39^\circ 08,68'S$, $69^\circ 33,43'O$, 885 m s.n.m.) proporcionó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pseudo-plateau en roca total de $190,2 \pm 0,2$ Ma (Fig. 7b) que puede ser considerada como representativa de su edad de cristalización ya que se alcanza dicho valor al cabo del 10% de calentamiento. La edad ca. 177 Ma obtenida para la muestra de anfíbol al inicio de perfil (Cuadro 1, Fig. 7a) podría interpretarse como una edad de apertura del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ya que corresponde aproximadamente a la edad de inicio del plateau del dique andesítico.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Interpretación textural

Al no reconocerse en el terreno, dada la amplia cobertura detrítica, contactos entre las diferentes litologías (representadas por las muestras GCG1, GCG2, GCG3, GCG4), ni observarse otras evidencias a partir de la observación petrográfica, no se puede proponer una cronología relativa entre las facies principales identificadas en el Cerro Granito, a excepción de los diques andesíticos.

El análisis de las texturas y microestructuras de las distintas unidades estudiadas indica que la deformación se habría producido desde el estado magmático basada en la alineación de ejes de plagioclasa hasta condiciones subsólidas de alta temperatura dada la presencia de *chessboard* en cuarzo. Se observan escasas mirmequitas y algunos puntos triples en agregados de cuarzo muy finos ubicados en espacios intersticiales del monzogranito biotítico (GCG3). En el monzogranito-leucogranito biotítico porfirítico (GCG1, Fig. 4b) se observa que los megacristales de feldespato alcalino se disponen de manera paralela mientras que la tonalita porfirítica carece de fábricas deformacionales a nivel mesoscópico. No obstante, no se reconocieron en estas rocas, a nivel microscópico, fábricas penetrativas ni evidencias de deformación subsólida, excepto por algunos casos de maclas ahusadas en plagioclasa o la alineación paralela de ejes de feldespato. Los rasgos mayormente magmáticos coinciden con los datos obtenidos

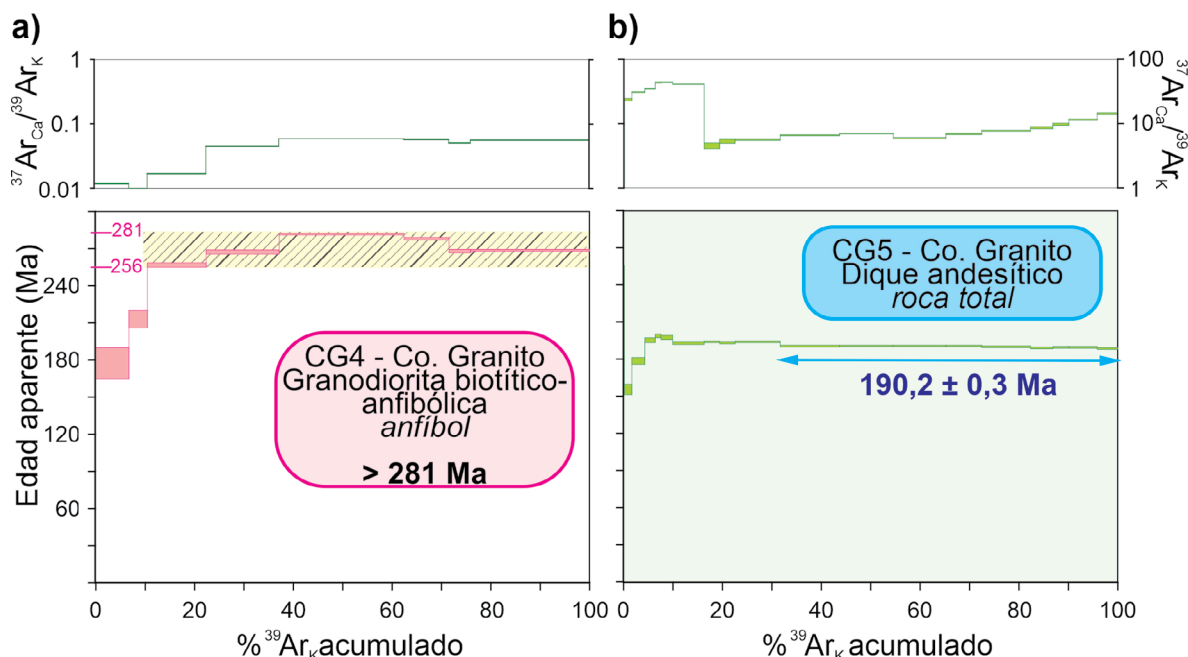


Figura 7. Espectro de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en sucesivos episodios de calentamiento; a) Anfíbol de muestra de granodiorita biotítico-anfibólica (CG4); nótese que para el valor cero de ^{39}Ar acumulado se obtiene una edad semejante a la del dique andesítico; b) Roca total de dique andesítico, nótese que se alcanza una edad plateau con menos del 10% de ^{39}Ar acumulado.

Cuadro 1: Resultados analíticos y parámetros utilizados en los cálculos de los fechados de Ar-Ar: J, parámetro de radiación; M, disc. discriminación de masas; Err, error. Relaciones de argón atmosférico. ⁴⁰Ar/³⁶Ar Atm y ³⁸Ar/³⁶Ar Atm [1] Lee et al. (2006) y [1] Mark et al. (2011); Constantes de decaimiento [2] Renne et al. (2011); Relaciones isotópicas medidas en sales puras de K y Ca. [3], York (comunicación personal). Cálculos mediante método de regresión York (1969), edades y errores para los monitores de flujo para los standards Hb3gry TCs de acuerdo con Renne et al. (2011).

GCC5 ROCA TOTAL															
step	⁴⁰ Ar	Error ⁴⁰ Ar	J	error J	Mass Discr(1+e)	³⁷ Ar	Err Discr	Mass Discr(1+e)	³⁶ Ar	Error ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ ArK	Error ⁴⁰ Ar/ ³⁹ ArK	App. age (Ma)	Error Age (My)	Delay to irradiat. (day)
			0.00525154	0.00001772806	100.988	100.988	0.001327209	100.988		0.001327209					
1	1.024.349.622	6.878.823	2.401.738	0.036407	0.031175	0.012784	0.012784	36.862.296	0.125133	0	0	0	0	0	152.361.806
2	9.280.568.276	7.468.043	10.540.929	0.034646	0.000001	0.013184	0.013184	31.453.838	0.042921	24.122.917	4.778.181	4.778.181	215.652.655	40.275.817	152.378.472
3	479.450.672	274.482	62.135.256	0.065377	0.726902	0.03252	0.03252	13.030.421	0.075474	17.112.803	0.492827	0.492827	155.590.563	4.339.463	153.141.667
5	721.314.033	5.722.053	109.226.183	0.193591	1.664.809	0.020918	0.020918	17.660.124	0.0524	19.805.212	0.312104	0.312104	178.895.503	2.779.577	153.163.194
6	4.449.675.751	3.988.393	88.860.602	0.14589	1.532.861	0.031799	0.031799	8.839.783	0.043371	21.716.976	0.235999	0.235999	195.262.838	2.159.421	153.180.556
7	1.706.980.516	0.636255	52.637.574	0.124712	1.129.647	0.024693	0.024693	1.918.178	0.027147	22.177.225	0.179955	0.179955	199.181.176	1.727.367	153.197.222
8	353.452.514	1.745.298	99.729.462	0.420285	2.165.543	0.033533	0.033533	4.740.705	0.051434	22.004.195	0.203685	0.203685	197.709.078	1.907.346	153.232.639
9	8.179.924.106	2.655.789	268.730.201	0.503458	5.441.038	0.059469	0.059469	8.599.861	0.072726	21.452.976	0.117344	0.117344	19.301.144	1.267.486	153.256.944
10	3.270.391.002	1.774.865	130.929.746	0.121926	0.291902	0.030596	0.030596	1.627.288	0.022782	21.575.285	0.073279	0.073279	194.054.843	1.000.375	153.277.778
11	3.392.321.853	1.726.092	134.641.646	0.355784	0.353325	0.025036	0.025036	1.817.436	0.022207	21.485.261	0.089772	0.089772	193.286.911	109.187	153.298.611
12	9.407.618.843	8.985.515	387.957.093	0.499717	1.057.895	0.019008	0.019008	3.843.708	0.028384	21.570.924	0.06048	0.06048	194.017.645	0.935954	153.334.028
13	11.996.266.216	10.572.554	506.204.192	1.633.012	16.408	0.02995	0.02995	4.672.348	0.029474	212.128	0.084717	0.084717	190.960.762	1.056.078	153.350.694
14	11.274.791.544	3.563.472	460.790.737	0.628624	1.583.021	0.019779	0.019779	5.495.952	0.063735	21.209.032	0.068013	0.068013	190.928.572	0.963808	153.372.917
15	1.130.223.724	4.145.231	451.350.464	0.685029	1.316.049	0.032671	0.032671	6.306.097	0.026354	21.193.621	0.061842	0.061842	190.796.909	0.932571	153.395.139
16	8.037.060.761	2.758.868	310.493.064	0.363179	1.045.483	0.020562	0.020562	5.222.993	0.052451	21.220.798	0.077176	0.077176	191.029.088	1.013.202	153.439.583
17	11.075.452.679	8.366.882	4.181.705	0.532865	158.576	0.031321	0.031321	8.008.292	0.078599	2.115.335	0.085704	0.085704	19.045.281	1.060.583	153.458.333
18	5.046.968.492	2.302.068	18.793.467	0.276568	0.789194	0.029892	0.029892	3.938.778	0.019897	21.003.693	0.074792	0.074792	189.173.468	0.994941	153.478.472
19	3.752.140.291	140.561	139.283.419	0.21042	0.669735	0.025343	0.025343	2.939.578	0.028623	21.047.279	0.09075	0.09075	189.546.155	1.088.603	153.500.694
20	6.811.480.832	408.444	244.967.475	0.455368	1.380.516	0.029881	0.029881	5.874.312	0.046793	21.091.364	0.094916	0.094916	189.923.035	1.115.152	153.536.806
fusion	4.786.905.757	3.101.276	174.137.563	0.254864	1.218.518	0.037483	0.037483	4.063.152	0.014842	20.963.019	0.076509	0.076509	188.825.612	1.003.496	153.555.556
GCC4 ANFIBOL															
step	⁴⁰ Ar	Error ⁴⁰ Ar	J	error J	Mass Discr(1+e)	³⁷ Ar	Err Discr	Mass Discr(1+e)	³⁶ Ar	Error ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ ArK	Error ⁴⁰ Ar/ ³⁹ ArK	App. age (Ma)	Error Age (My)	Delay to irradiat. (day)
			0.00525154	0.00001772806	100.988	100.988	0.001327209	100.988		0.001327209					
1	929.375.069	8.697.118	35.808.058	0.087938	1.997.519	0.041176	0.041176	29.966.294	0.080853	19.600.382	1.475.319	1.475.319	17.713.306	12.720.601	155.177.778
2	2.110.661.075	1.085.199	19.544.333	0.075803	0.75235	0.040651	0.040651	5.750.463	0.043992	23.803.463	0.816087	0.816087	21.295.855	694.036	155.195.139
3	2.603.660.737	1.046.877	61.414.669	0.217663	4.868.823	0.046585	0.046585	2.939.883	0.033551	29.068.114	0.219644	0.219644	25.685.362	2.078.429	155.211.806
4	3.030.939.742	1.764.057	77.072.435	0.288012	1.626.307	0.105223	0.105223	2.619.068	0.034056	30.345.419	0.195293	0.195293	267.344.665	1.920.323	155.232.639
5	4.808.105.717	1.556.872	131.425.594	0.121082	36.584.871	0.149977	0.149977	2.493.726	0.02016	32.107.459	0.088766	0.088766	281.717.851	1.329.833	155.269.444
6	1.595.807.531	0.87515	47.602.221	0.117555	12.713.482	0.063869	0.063869	0.468353	0.011291	31.634.868	0.119651	0.119651	277.874.066	1.471.441	155.292.361
7	769.319.198	0.478025	23.199.844	0.091581	5.543.211	0.068696	0.068696	0.289215	0.010241	30.422.455	0.186524	0.186524	267.975.455	1.861.866	155.306.944
fusion	4.232.739.427	1.811.815	124.772.248	0.209396	32.745.388	0.205428	0.205428	1.865.937	0.0079	30.533.524	0.083686	0.083686	268.884.523	1.269.253	155.324.306
Parameter	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar)Atm	(³⁹ Ar/ ³⁶ Ar)Atm	Lambda 40	Lambda 39	Lambda 37	Lambda 36Cl	(³⁹ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	(³⁹ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	(³⁸ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	(⁴⁰ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K	(³⁹ Ar/ ³⁹ Ar)K	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K	(³⁹ Ar/ ³⁹ Ar)K	(³⁶ Cl/ ³⁵ Cl)
Value	298.56	0.1885	0.000000005531	0.00258	0.0198	0.00000226	0.000279	0.000706	0.00003	0.00003	0.0297	0.0297	0.0297	0.011	316
Error	0.104	0.159	0.0000000000135	%	y-1	y-1	3	4	100	100	%	%	4	91	%
Ref.	[1] and [1']		[2]		d-1	y-1	%	%	%	%	%	%	%	%	%

por Sapira (2008) que indican bajos valores del grado de anisotropía. En el caso del monzogranito-leucogranito biotítico porfirítico la presencia de deformación frágil se asocia a fracturas posteriores a su cristalización y tal vez se pueda vincular a las zonas de brecha que se observan en los bordes del cerro. Esta deformación frágil oblitera en los cortes delgados evidencias de deformación dúctil previa.

La secuencia de cristalización en la granodiorita biotítico-anfibólica indica PI – FK + PI (pertitas) - Qz; mientras que para los monzogranitos es PI (Qz) – Mi + PI – Mi + Qz (textura gráfica) - Qz. Esto indicaría que hacia los estadios finales de la cristalización de estos últimos se habrían alcanzado condiciones de saturación de agua que promoverían el crecimiento simultáneo de feldespato alcalino y cuarzo desarrollando texturas gráficas y finalmente cuarzo. Además, esto permitiría plantear la posibilidad de que los monzogranitos a leucogranitos porfiríticos podrían no estar vinculados genéticamente con la asociación granodiorita-monzogranito ya que en los estadios finales de cristalización de los primeros cristalizarían simultáneamente feldespatos y cuarzo en agregados sin una etapa final de cuarzo como única fase.

La textura porfirítica de la tonalita biotítica en la zona en estudio podría apoyar la idea de intrusividad en las unidades granodiorita-monzogranito. Garrido et al. (2008) indican que las tonalitas biotíticas porfiríticas son intrusivas en las granodioritas, como se observa en la zona del depósito de tipo pórfido de Cu La Voluntad (Fig.2). En la zona del yacimiento, Garrido y Domínguez (1997) y Garrido et al. (2008) describen distintos tipos de alteración asociada con el depósito de tipo pórfido de Cu cuya edad es carbonífera. Entre ellos, la alteración potásica que genera biotita hidrotermal. Los grandes cristales de biotita que constituyen megacristales en la tonalita biotítica y que se reconocen como tardío-magmáticos en la granodiorita y el monzogranito se consideran como tardío-magmáticos y podrían vincularse a este proceso y serían una evidencia adicional de la pertenencia de este magmatismo al Complejo plutónico Chachil.

En la andesita (GCG5), la presencia de fenocristales de plagioclasa con texturas de resorción sugeriría distintos estadios de cristalización relacionados a cambios de presión y/o mezcla de magmas, en particular con algún magma más félsico que desestabilizaría la plagioclasa y llevaría a una composición más sódica. Los xenocristales de cuarzo serían otra evidencia de incorporación de magmas félsicos coetáneos.

Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la granodiorita biotítico-anfibólica del Cerro Granito

El resultado obtenido sobre el anfíbol de la facies GCG4 claramente no es satisfactorio en tanto que reflejaría una

edad mínima de enfriamiento. Esto probablemente se deba a la superposición de dos fenómenos distintos: desequilibrio químico (alteración) y pérdida de argón radiogénico por efectos térmicos. Estas dos perturbaciones posiblemente podrían estar asociadas a la misma causa, la intrusión de diques andesíticos alrededor de c. 190 Ma. De hecho, las edades aparentes de las primeras etapas de desgasificación de los anfíboles, que confirman que el material está alterado (relaciones $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ -relaciones #Ca/K- que se multiplican por 5 antes de estabilizarse) podrían ser compatibles con la edad de este dique. Desafortunadamente, al haber solo un análisis, la coincidencia es quizás fortuita.

Si bien no es posible asignar una edad precisa al anfíbol, lo más probable es que sea más antiguo que 281 Ma (la edad máxima aparente en el medio del espectro de edad; paso 5). Este resultado es solo orientativo, ya que las proporciones $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ no son estables en las etapas finales, tal vez debido a la meteorización ya que no se observa una recristalización parcial.

Edad de la granodiorita del Cerro Granito y correlación con las diferentes unidades del Complejo plutónico Chachil

Aún no se ha publicado una datación confiable de las diferentes facies que afloran en el cerro Granito. Las únicas edades de enfriamiento K-Ar en biotita disponibles son de 291 ± 20 y 310 ± 20 Ma (Stipanovic y Linares 1969) y no pueden relacionarse con ninguna de las diferentes facies magmáticas reconocidas en este trabajo. La edad mínima de 281 Ma calculada para este trabajo es comparable con las publicadas y reafirma la idea de que a pesar de los errores altos para el método K-Ar y de las limitaciones ya mencionadas de la nueva datación, las facies datadas tendrían edades de cristalización mayores que las de las unidades más antiguas del magmatismo Choiyoi.

Schiama y Llambías (2008) realizaron determinaciones radiométricas en muestras de pozo del Anticlinal Campamento, ubicado aproximadamente a 30 km al norte del cerro Granito. Una granodiorita biotítica datada con sólo tres circones arrojó una edad U-Pb de intersección superior en la concordia de $286,5 \pm 2,3$ Ma. Esta roca fue asignada al Ciclo Choiyoi, si bien considerando errores, podría ser algo más antigua que la edad asignada a la Fase deformativa San Rafael (Sato et al. 2015). Leanza (1990) consideró a las rocas del cerro Granito como parte del Complejo plutónico Chachil al que atribuyó una edad pérmica inferior sobre la base de sus relaciones estratigráficas y una edad K-Ar en biotita (parcialmente cloritizada) de 281 ± 4 Ma (Sillitoe et al. 1977) del pórfiro tonalítico del depósito La Voluntad ubicado al sur de Cerro Chachil (Fig.

2). La alteración filica del pórfiro fue acotada en torno a 295 ± 7 Ma a partir de una datación K-Ar en sericita (Ugalde y Vivallo 1996). En áreas próximas a este depósito, Garrido y Domínguez (1997) describen una granodiorita gris de grano medio a grueso, anfibólico biotítica equigranular a porfírica y un stock de una tonalita biotítica de grano medio, equigranular a localmente porfírica, que intruye la granodiorita; Garrido et al. (2008) propone que la mineralización de tipo pórfido de Cu en el depósito La Voluntad está relacionada a la tonalita porfírica y presentan edades Re-Os de ~ 312 a ~ 316 Ma en molibdenita de vetas mineralizadas. Romero et al. (2020) datan por LA-ICPMS circones de una tonalita biotítica localizada al sur del depósito La Voluntad y obtienen una edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de 303 ± 2 Ma (2σ , MSWD = 2.5, $n = 43$).

En el cerro Trapial Mahuida, Leanza et al. (1997) describen granitos y tonalitas porfíricas. En el cordón de la Piedra Santa, Franzese (1995) (Fig. 2) describe un granito biotítico porfírico con megacristales de microclino de hasta 10 cm, caracterizado por abundante apatita como mineral accesorio y enclaves microgranulares metamórficos y máficos. También menciona diques aplíticos y diques de pegmatitas con moscovita y turmalina. Las edades K-Ar en roca total de 299 Ma para la fracción fina de las Ectinitas de la Piedra Santa se consideran como un producto del metamorfismo de contacto e indirectamente como la edad de la intrusión de dicho granito porfírico. Franzese (1995) considera que la edad K-Ar de 299 Ma puede corresponder a la edad del granito porfírico Mallín de Ibáñez, cuya descripción es bastante semejante a la del monzogranito biotítico porfírico.

La otra localidad en la que los granitoides fueron asignados al Complejo plutónico Chachil es la zona de la cuesta de Rahue, aproximadamente a 100 km al SO del cerro Granito (Fig. 2), donde Gregori et al. (2011) efectuaron una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfibol para una granodiorita anfibólico-biotítica que indica una edad de $298 \pm 1,3$ Ma (no se reportan datos analíticos). En casi la misma zona, Hervé et al. (2018) calcularon una edad U-Pb media ponderada en circón de 306 ± 2 Ma para un dique de granodiorita con inclusiones ricas en biotita, que intruye los esquistos de la cuesta de Rahue. Inmediatamente al oeste de este sector, Lucassen et al. (2004) obtuvieron una isócrona Rb-Sr mineral-roca total de ca. 300 Ma para dioritas biotíticas. Varela et al. (1994) efectuaron una datación mediante isócrona Rb-Sr que incluye granodioritas biotíticas anfibólicas y dioritas biotíticas con hornblenda y escaso clinopiroxeno localizadas pocos kilómetros al norte y sur de Rahue. La edad obtenida sobre roca total es de 285 ± 5 Ma (1σ) con una relación inicial de 0.70572 (MSWD 2.5).

En síntesis, las rocas asignadas al Complejo plutónico Chachil que poseen edades de cristalización de ca. 300 Ma,

por ende, serían anteriores al magmatismo del Choyoi más antiguo, anteriores a la Fase San Rafael y asimilables a edades halladas para el Batolito Costero del centro sur de Chile (Deckart et al. 2014). Estas edades se incluyen dentro del Ciclo Gondwánico temprano (Alasino et al. 2022 y referencias allí incluidas) durante el cual se habría desarrollado un complejo acrecional y un arco magmático asociado a una subducción con polaridad al este a lo largo del margen occidental de Gondwana. El carácter metaluminoso de las rocas estudiadas basado en su mineralogía, así como una posible vinculación con los depósitos tipo pórfido de Cu debido a la presencia de biotita tardío-magmática y de agregados de biotita que sugieren un carácter hidrotermal son afines a un ambiente de arco. Estas rocas se extenderían desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta la zona norte de Neuquén, donde estarían representadas por el Complejo plutónico Chachil (Franzese 1995, Franzese y Spalletti, 2001). Las edades de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr y K-Ar serían aproximadamente contemporáneas con la fase San Rafael.

Magmatismo precuyano en el Cerro Granito

La muestra del dique andesítico (CG5) proporcionó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total de 190.2 ± 0.2 Ma (Fig. 7b). La edad obtenida, a pesar de los pequeños efectos de cambio isotópico al comienzo del espectro, se interpreta como la edad de cristalización del dique andesítico. Schiuma y Llambías (2008) obtuvieron en la zona del Anticlinal Campamento, dos edades U-Pb en circón para rocas andesíticas, 199 ± 1.5 y 204 ± 1 Ma a las que consideran como indicadores de magmatismo de arco. Estas edades podrían compararse con la edad Ar/Ar obtenida en este trabajo para el sistema K-Ar en roca total.

La edad de 190.2 ± 0.2 Ma del dique andesítico que intruye a la granodiorita biotítico-anfibólica indica que es parte del magmatismo volcánico Precuyano o de la etapa de syn-rift (Carbone et al. 2011) y resulta 10 m.a. más joven que la edad de ca. 204 Ma que Schiuma y Llambías (2008) calculan sobre la base del circón más joven en una población de seis, para una andesita de textura pilotáxica similar a aquella del dique aquí datado. En ese trabajo se presenta una edad de ca. 199 Ma para una roca dacítica de pasta vítrea muy diferente a la muestra estudiada en esta contribución. En consecuencia, el dique andesítico estudiado podría estar relacionado con la Formación Ñireco (Leanza et al. 2005) que aparece en el cerro Chachil y en la sierra de Chacaicó (Fig. 2). Dicha formación está integrada por rocas volcánicas y volcanoclasticas y presenta hacia niveles superiores coladas andesítico-dacíticas, tobas dacíticas y tobas líticas. El inicio de este volcanismo de syn-rift de la cuenca Neuquina es considerado diacrónico. En

particular para la región de la Dorsal de Huincul se propone que este inicio está acotado entre 203–199 Ma al norte de la dorsal, mientras que hacia el sur se iniciaría ca. 191 Ma (D'Elia et al. 2020 y referencias allí citadas). En tal sentido, el dato aquí presentado indicaría que aun dentro de los errores sobre la dorsal el evento volcánico se extiende hasta 190 Ma.

Las rocas volcánicas del denominado ciclo Precuyano (Gulisano et al. 1984, Carbone et al. 2011) o secuencias de syn rift de la Cuenca Neuquina (Franzese et al. 2007) apoyan regionalmente sobre una superficie erosiva, la discordancia Huárpica (Llambías et al. 2007). En nuestro caso, el dique datado intruye los granitoides y la superficie erosiva es aquella en la que apoyan los conglomerados basales de la Formación Lajas. Dicha formación fue datada recientemente con el método U-Pb en circones detríticos y se obtuvo una edad máxima de depositación de alrededor de ca. 162 Ma (González Estebenet et al. 2021).

A nivel regional se considera que el Grupo Choiyoi, representado esencialmente por unidades volcánicas en esta zona, sobreyace en discordancia a los granitoides del Complejo plutónico Chachil (Franzese 1995, Leanza 1990, 1997) en la zona de la sierra de Chacaicó y en la zona del cerro Trapial Mahuida. Schiuma y Llambías (2008) proponen en su estudio en el Anticlinal Campamento que hay un hiato máximo de 82 Ma lo cual asocian a un largo período de erosión en ese sector de la Dorsal de Huincul que habría favorecido la exhumación de los plutones del Grupo Choiyoi durante el Triásico. En el caso en estudio el hecho de que la andesita corresponda a un dique podría indicar que hubo una exhumación final posterior a 190 Ma y anterior a la depositación de la Formación Lajas.

CONCLUSIONES

Los resultados de este trabajo indican que la facies granodiorítica (GCG4) y monzogranítica (GCG3) del Cerro Granito estarían vinculadas genéticamente, dado que presentan texturas semejantes, el mismo tipo de plagioclasa y los mismos minerales accesorios. El monzogranito a leucogranito porfirítico (GCG1), al igual que la tonalita biotítica (GCG2), son semejantes a facies descritas para el Complejo plutónico Chachil y en particular la tonalita biotítica podría ser equivalente a las rocas de ca 300 Ma datadas en el sur de la sierra de Chacaicó (Romero et al. 2007) y en la cuesta de Rahue (Hervé et al. 2018). La primera es descrita como intruyendo a una granodiorita biotítico-anfibólica mientras que la segunda es un dique granodiorítico biotítico que, intruye rocas de bajo grado consideradas como equivalentes a las rocas meta-

mórficas del Complejo de la Piedra Santa, cuya edad máxima de depositación es ordovícica tardía (Romero et al. 2020). El granito porfirítico Mallín de Ibáñez (edad K-Ar en biotita de 299 Ma, Franzese 1995), situado al norte del Cordón de la Piedra Santa podría ser en parte semejante al monzogranito-leucogranito porfirítico presentado en este trabajo.

La existencia de rocas como la tonalita biotítica marcadamente porfirítica (GCG2) al igual que la presencia de crecimientos gráficos en espacios intersticiales (GCG3) podrían sugerir niveles de emplazamiento someros y un relativo enriquecimiento en agua solo en estadios finales de la cristalización de magmas mayormente pobres en agua para las unidades del cerro Granito, condiciones que serían semejantes a las de las unidades del Complejo plutónico Chachil. Esto implica que la correlación con dicho Complejo se ve reafirmada tanto litológicamente, texturalmente y geocronológicamente. Si bien el dato $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenido en este trabajo solo sugiere que la edad de cristalización de la facies granodiorítica debe ser más antigua que 281 Ma, el emplazamiento somero indicaría que la edad de cristalización y de enfriamiento no deberían ser muy diferentes.

En consecuencia, se propone que las distintas facies de granitoides del cerro Granito tienen edades anteriores a 280 Ma y serían, al igual que el resto de las unidades del Complejo plutónico Chachil, más antiguas que las manifestaciones más tempranas del magmatismo del Ciclo Choiyoi. Tanto en Cordillera Frontal como en el sector sur de la Cordillera Costera de Chile y el Macizo Norpatagónico se han reconocido unidades magmáticas de edades ca. 300 Ma. Al cabo de aproximadamente 90 m.a., el registro magmático corresponde a un dique andesítico lo que confirma que la exhumación de los granitoides fue posterior a los 190 Ma (Sinemuriano - Pliesbachiano) y, desde todo punto de vista, anterior a la depositación de las secuencias marinas de la Formación Lajas (Toarciano). Futuros análisis químicos e isotópicos junto a estudios U-Pb y Lu-Hf en circón de los granitoides del Cerro Granito podrán precisar la propuesta de correlaciones regionales aquí planteadas a partir de similitudes litológicas y texturales. Nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y en roca total en el caso de las vulcanitas permitirán acotar mejor las edades de exhumación.

Finalmente, se propone la denominación de Granodiorita Cerro Granito, de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Dra. Anabel Gómez, Editora Asociada y a los dos árbitros anónimos por

sus detalladas revisiones y acertados comentarios que ayudaron a mejorar la calidad del manuscrito. Este trabajo fue financiado por los proyectos PICT 2019-0719 y PIP 2021-2023 GI 11220200102802CO

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alasino, P., Paterson, S.R., Kirsch, M., Larrovere, M.A., 2022. The role of crustal thickness on magma composition in arcs: An example from the pre-Andean South American Cordillera. *Gondwana Research* 106: 191-210.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., Martínez, D., 2011. El ciclo precuyano (Triásico tardío – Jurásico temprano) en la cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 63-76, Neuquén.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., Bouillin, J.P., 1999. 40Ar/39Ar dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): Geodynamic consequences. *Tectonophysics* 306: 97-116.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Vergani, G., Muravchik, M., Franzese, J., 2020. The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios. En: Kietzmann, D. y Folguera, A. (eds): Opening and closure of the Neuquén Basin in the Western Gondwana margin, Springer Earth System Sciences, 2-23, New York.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 193-202.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D., D'Elía, L., 2007. Estratigrafía del "sin-rift" (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la Sierra de Chacaicó, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34: 49-62.
- García Morabito, E., Ramos, V., Hervé, F. y Fanning, C.M. 2010. Grenville- sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constraints from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. *Actas Geosur*, 1-18, Mar del Plata
- Garrido, M. y Domínguez, E. 1997. Geología, alteración hidrotermal e inclusiones fluidas del yacimiento de tipo cobre porfídico La Voluntad, Provincia de Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 24(1): 91-108.
- Garrido, M., Barra, F., Domínguez, E., Ruiz, J. y Valencia, V.A. 2008. Late Carboniferous porphyry copper mineralization at La Voluntad, Neuquén, Argentina: Constraints from Re-Os molybdenite dating. *Mineralium Deposita* 43: 591-597.
- González Estebenet, C., Naipauer, M., Pazos, P.J. y Valencia, V.A. 2021. U–Pb detrital zircon ages in the Lajas Formation at Portada Covunco: Maximum depositional age and provenance implications for the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 103325.
- Gregori, D., Rossi, A. y Benedini, L. 2011. Geocronología de la faja batolítica Aluminé, provincia de Neuquén, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, 2p, Neuquén.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. 1984. Stratigraphic Scheme of the Jurassic Sequence in the West of the province of Neuquén. 9° International Geological Congress, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Quezada, P., 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology* 45(3): 301-317.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473(3-4): 283-299.
- Leanza, H.A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H., Hugo, C.A., Herrera, J.C., Donnari, E. y Pucci, J.C. 1997. Hoja Geológica 3969-III Picún Leufú. Servicio Geológico Argentino, boletín 218, 128 p.
- Lee, JY, Marti, K, Severinghaus, JP, Kawamura, K, Yoo, HS, Lee, JB, Kim, JS 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 70, 4507-4512
- Llambías, E.J., Leanza, H.A., Carbone, O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2):217-235.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R.L., Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36°-41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17: 103-119
- Mark, DF, Stuart, FM. y De Podesta, M. 2011. New high-precision measurements of the isotopic composition of atmospheric argon. *Geochimica Cosmochimica Acta* 75: 7494-7501
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V.A., Alarcón, M. y Zubiri, M. 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. In: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 18° Congreso Geológico Ar-*

- gentino, Neuquén, Argentina, Relatorio, 385-397.
- Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, M., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P. y Ramos, V.A. 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U–Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 524-525: 59-75.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature 2021. *Stratigraphy* 18 (3): 153–204.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V. y Viñes, R.F. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada Dorsal Neuquina. 8° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires). Actas 3: 281-293.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, C.M. 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. *Bolletino di Geofisica teórica ed applicata* 51:42-45
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., De Paolo y D.J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chem. Geol.* 145, 117-152.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K. y Ludwig, K.R. 2010. Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74: 5349-5367.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R. y Min, K. 2011. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on “Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology” by P.R. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75: 5097-5100.
- Romero R., Barra, F., Leisen, M., Salazar, E., González-Jiménez, J.M. y Reich, M. 2020. Sedimentary provenance of the Late Paleozoic metamorphic basement, south-central Chile: Implications for the evolution of the western margin of Gondwana, *International Geology Review*, 62: 598-613.
- Rossello, E.A, López de Luchi, M.G, Cobbold, P.R. y Ruffet, G. 2011. Cerro Granito (Cuenca Neuquina, Argentina): un testimonio cinemático de la dorsal Huincul. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas Electrónicas, Neuquén
- Rossello, E.A. y López de Luchi, M.G. 2022. Cinemática transpresional pre-andina del segmento occidental de la Dorsal de Huincul (Cerro Lotena-Cerro Granito, Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 79 (3): 473-497.
- Ruffet, G., Féraud, G. y Amouric, M. 1991. Comparison of 40Ar-39Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55: 1675-1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M. y Kiénast, J.R. 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an 40Ar-39Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.* 121 : 327-343.
- Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G. y Philippot, P. 1997. Rb/Sr and 40Ar/39Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism. *Chem. Geol.* 141: 1-18.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. y Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69
- Sapira, E. 2008. Geología y estructura del Cerro Granito y su vinculación con la Dorsal de Huincul, provincia del Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, FCEN, UBA
- Schiuma, M. y Llambías, E.J. 2008. Nuevas edades del volcanismo Jurásico Inferior de la cuenca Neuquina en la dorsal de Huincul. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 644-652.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, upper Cretaceous and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72:99-103.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39° S) - Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 49-64.
- Suero, T. 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c - Cerro Lotena (Neuquén). Ministerio Comercio e Industria, Dirección Nacional. Minería (Buenos Aires). Boletín 76, 68p. 1:200.000
- Stipanovic, P. y Linares, E. 1969. Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Bol. Academia Nacional Ciencias Córdoba*, 47, 51-96.
- Tomezzoli, R.N., Liberman, A., Sapira, E. y Cristallini, E.O. 2010. Esfuerzos actuantes en la dorsal de Huincul, análisis a partir de anisotropía de la susceptibilidad magnética. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén.
- Ugalde, I. y Vivallo, W. 1996. La Voluntad: Mineralización tipo pórfido cuprífero de edad paleozoica en los Andes Argentinos. En: *Anales Congreso Brasileiro de Geología* 39(7): 288-291, San Salvador.
- Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta, L., Cerdán, J.J. y Peroni, G.O. 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrences in Argentina. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (eds.), *Basin inversion*. Geological Society London, Special Publication 88: 211-233.
- Varela, R., Teixeira, W., Cingolani, C. y Dalla Salda, L. 1994. Edad rubidio-estroncio de los granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Norpatagónica, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas II: 1254-1258.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- York, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5: 320-4.