



Geología y geocronología de las intrusiones laminares e irregulares predevónicas del sector central de las Sierras de Córdoba

M. Alejandra BOFFADOSI¹, Fernando J. D'ERAMO¹, Manuel DEMARTIS¹, Lucio P. PINOTTI¹, Jorge E. CONIGLIO¹, M. Eugenia MURATORI¹, M. Natalia MAFFINI¹ y Stefania RADICE¹

¹Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (ICBIA) (UNRC-CONICET), Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba.

E-mail: aleboffadosi30@gmail.com

Editor: Mónica López de Luchi

Recibido: 15 de abril, 2019

Aceptado: 13 de abril, 2020

RESUMEN

El basamento gnésico-migmático del sector centro-norte de la Sierra Chica y parte oriental de la Sierra Grande de Córdoba, se encuentra asociado a una gran cantidad de intrusiones ígneas, las cuales hasta el momento poseían escasos antecedentes de investigación. En este trabajo, se identificaron cinco litologías ígneas que se agruparon en dos asociaciones en base a su morfología, reología y relaciones de campo. La primera, comprende intrusiones de morfología irregular, que incluyen monzogranitos, tonalitas y pegmatitas (denominadas de tipo I). Estos cuerpos poseen bordes lobulados y contactos transicionales con su roca encajante y su origen posiblemente se vincula con los procesos de anatexis cortical ocurridos durante el ciclo orogénico Pampeano. La segunda asociación, comprende intrusiones laminares (diques), que incluyen tonalitas-trondhjemitas y pegmatitas (llamadas de tipo II). Se caracterizan por presentar bordes rectos y contactos netos con su roca de caja y se encuentran asociados espacialmente con fajas de cizalla discretas estabilizadas en facies de anfíbolita. A su vez, estas rocas intruyen de manera discordante a las intrusiones irregulares y al basamento gnésico-migmático, por lo que su emplazamiento ha sido posterior. A partir de sus relaciones de yacencia, emplazamiento sin-cinemático con fajas de cizalla (estabilizadas en facies de anfíbolita) y las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en este trabajo (450.92 ± 1.41 Ma y 434.53 ± 3.16 Ma), la generación y el emplazamiento de los cuerpos laminares habría ocurrido durante el ciclo orogénico Famatiniano.

Palabras clave: *anatexis, pegmatitas, granitoides, fajas de cizalla, Sierras Pampeanas.*

ABSTRACT

Geology and geochronology of predevonic laminar and irregular intrusions in the central portion of Sierras de Córdoba.

A large amount of igneous intrusions hosted by a gneissic-migmatic metamorphic basement crop out in the central-north part of the Sierra Chica and eastern boundary of the Sierra Grande de Córdoba. In this contribution, five igneous lithologies were identified and grouped into two distinctive rock groups according to their morphologies, rheology and field relationships. The first group includes irregular-shaped monzogranites, tonalites and pegmatites (called type-I), having lobate and diffuse contacts with their surrounding host rocks. Field relationships suggest that these intrusions originated from crustal anatexis processes of different protoliths, correlated with similar processes occurred during the Pampean Orogeny. The second group includes laminar-shaped (dykes) tonalite-trondhjemitas and pegmatites (called type-II), having straight and sharp contacts with their host rocks. They are spatially associated with narrow and localized shear zones stabilized in amphibolite facies. These igneous rocks invariably crosscut the irregular-shaped intrusives of the first group as well as gneissic and migmatic metamorphic host rocks of the basement, clearly reflecting a younger age of emplacement.

According to their field relationships, their syn-kinematic emplacement with shear zones (stabilized in amphibolite facies) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained in this work (450.92 ± 1.41 Ma and 434.53 ± 3.16 Ma), the laminar-shaped intrusions of the second group would have been generated and emplaced during the Famatinian Orogeny.

Keywords: *anatexis, pegmatites, granitoids, shear zones, Sierras Pampeanas*

INTRODUCCIÓN

Los trabajos referidos a las rocas ígneas de las Sierras de Córdoba que abordan distintos aspectos petrológicos, estructurales y geocronológicos, entre otros, son muy abundantes y han permitido identificar y caracterizar los diferentes magmatismos ocurridos durante el Paleozoico (Gordillo y Lencinas 1979, Lira et al. 1997, 2014, Pankhurst et al. 1998, Rapela et al. 1998, 2018, Pinotti et al. 2002, Schwartz et al. 2008, Siegesmund et al. 2010, Dahlquist et al. 2013, D'Eramo et al. 2013, 2014, Iannizzotto et al. 2013, Von Gosen et al. 2014, Morales Cámara et al. 2018, entre otros). No obstante, la atención de casi la totalidad de esos estudios se centró en cuerpos magmáticos de grandes dimensiones, como plutones o batolitos, pese a que las intrusiones de dimensiones inferiores a estos (como diques) son también muy abundantes, particularmente en la Sierra Chica de Córdoba. De la amplia diversidad de cuerpos ígneos, sólo las pegmatitas cuentan con mayores referencias, la mayoría de ellas focalizadas en los aspectos mineralógicos y su potencial minero como fuentes de minerales industriales, lo que permitió definir diferentes distritos pegmatíticos (Galliski y Sfragulla 2014 y referencias allí citadas). Sin embargo, son muy escasos en la literatura los trabajos que abordan aspectos petrológicos, geoquímicos, geocronológicos y estructurales de cuerpos ígneos de dimensiones reducidas y composición granitoide (Gordillo 1958, Toselli 1999, Bello 2003, Baldo et al. 2008). Dada esta carencia, resulta imprescindible la identificación de los distintos grupos de cuerpos ígneos para luego poder interpretar su petrogénesis y contexto de emplazamiento.

En el presente trabajo se realiza un abordaje integral de las intrusiones aflorantes en la porción centro-norte de la Sierra Chica y el borde oriental de la Sierra Grande de Córdoba (Fig. 1a), sector que formaba el antepaís durante el ciclo orogénico Famatiniano (Rapela et al. 2018). El principal objetivo se centra en realizar la caracterización de campo, petrográfica y geocronológica de estas rocas con el fin de establecer el alcance de los diferentes eventos magmáticos que les dieron origen y su relación con el o los ciclos orogénicos que representan

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se ubica en la provincia geológica de Sierras Pampeanas Orientales, dentro de las Sierras de Córdoba, abarcando principalmente la Sierra Chica (sector sur del valle de Punilla y valle de Calamuchita) y el sector oriental de la sierra Grande (Fig. 1a). Las Sierras de Córdoba se componen por rocas metasedimentarias e ígneas de la edad precámbrica a devónica, localmente cubiertas por secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias, principalmente de edad cretácica. La compleja evolución metamórfica y estructural de este basamento refleja la sobreimpresión de sucesivos ciclos orogénicos (Gordillo y Lencinas 1979, Rapela et al. 1998, 2002, 2018, Ramos 1999, Escayola et al. 2007, Ramos et al. 2014, Otamendi et al. 2017, 2019, Casquet et al. 2018, Weinberg et al. 2018). La orogenia Pampeana desarrollada durante el Precámbrico tardío-Cámbrico fue seguida de la orogenia Famatiniana durante el Ordovícico-Silúrico tardío. De manera posterior a estos dos eventos, la intrusión de grandes masas batolíticas ha sido relacionada al ciclo orogénico Achaliano (Sims et al. 1998, Siegesmund et al. 2004, Steenken et al. 2010) ocurrido durante el Devónico-Carbonífero (Sims et al. 1998, Stuart-Smith et al. 1999). Durante la orogenia Pampeana, ocurrieron al menos dos eventos tectono-térmicos. El primero fue un metamorfismo regional de grado medio que dio lugar principalmente a la generación de gneises y esquistos. El aumento continuo en las condiciones de presión y temperatura condujo a un segundo evento en el cual ocurrió deformación y metamorfismo en facies de anfibolita alta a granulita, con migmatización y magmatismo peraluminoso, alcanzando condiciones metamórficas máximas de ~ 7.5 kilobares y > 800 °C (Rapela et al. 1998, Otamendi et al. 2004, Fagiano 2007, Radice et al. 2015). Metatexitas, diatexitas y granitos peraluminosos corresponden a las litologías más representativas de este evento. Es necesario remarcar que otros autores (Guereschi y Martino 2008, 2014) proponen también para las Sierras de Córdoba dos eventos de migmatización, con idénticas condiciones de presión y temperatura que el anterior, pero separados en el tiempo. El primer even-

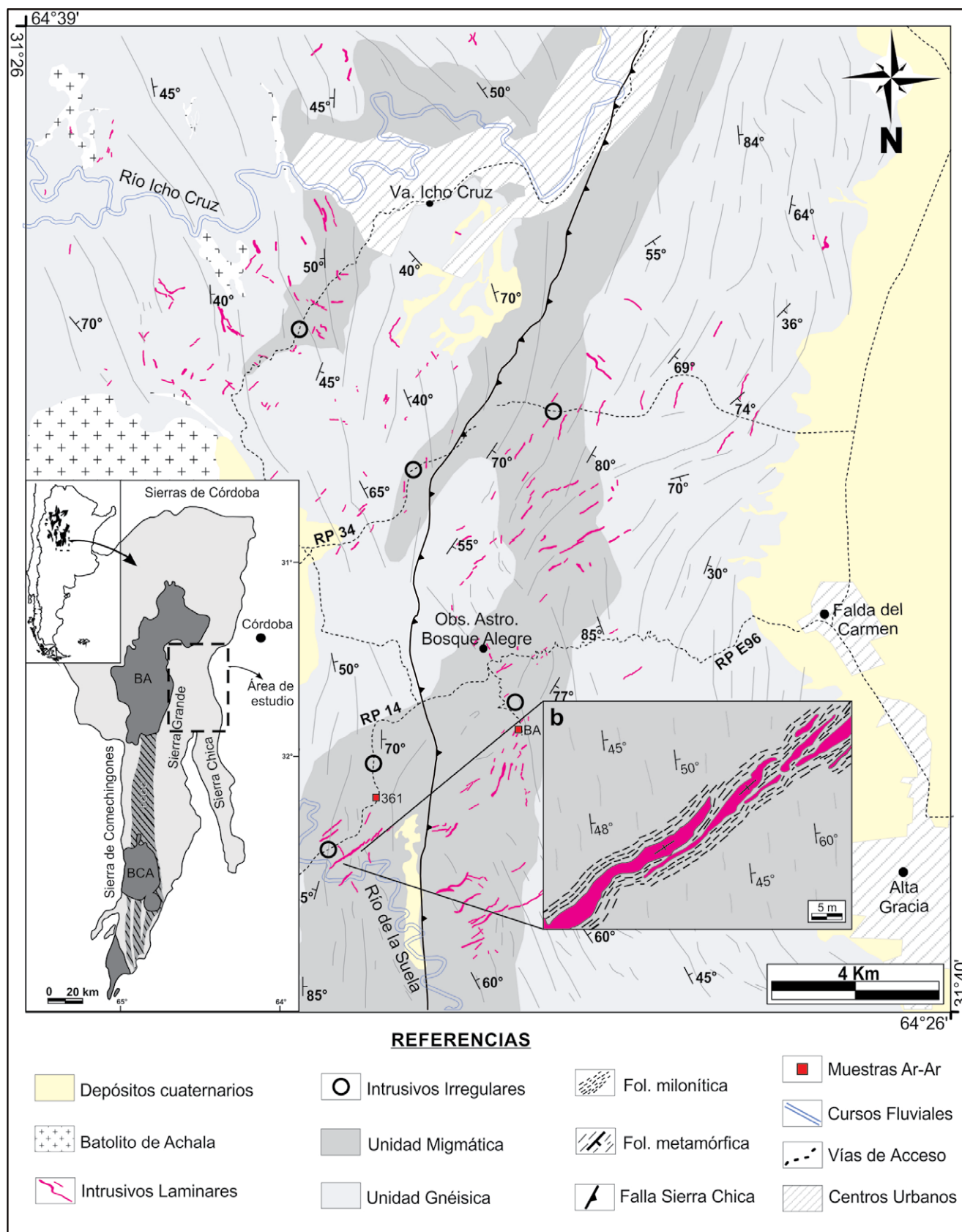


Figura 1. a) Mapa geológico del sector centro-norte de la sierra Chica y oriental de la sierra Grande de Córdoba, mostrando las principales asociaciones litológicas (unidades gnéisica y migmática), junto a los cuerpos ígneos laminares e irregulares presentes en el área de interés; b) Esquema de detalle de la foliación milonítica desarrollada por fajas de cizalla en contacto con intrusivos laminares.

Cuadro 1. Unidades que conforman el basamento del área de estudio con sus respectivas asociaciones litológicas y mineralogía.

Gnéisica	Gneises biotíticos	Qz, Pl, Bt, \pm Grt, \pm Sil
	Anfibolitas	Amp, Pl, Qz, Ep, \pm Cal, \pm Ttn, \pm Ilm
	Mármoles	Cal, Dol, Amp, Ttn
	Rocas calcosilicáticas	Qz, Pl, Amp, Bt, Cal, Dol, Grt, Ep, Ttn
Migmática	Estromatitas	Qz, Mc, Pl, Bt, \pm Sil, \pm Grt
	Diatexitas	Qz, Mc, Pl, Grt, Bt, \pm Sil
	Anfibolitas	Amp, Pl, Qz, Ep, \pm Cal, \pm Ttn, \pm Ilm

to, ocurrió aproximadamente a los 560 Ma. y dio lugar a la generación de metatexitas y plegamientos, mientras que el segundo ocurrió a aproximadamente 530 Ma., generado por una descompresión adiabática que dio como resultado la generación de diatexitas.

El inicio de la orogenia Famatiniana en las Sierras Pampeanas está marcado por eventos magmáticos, metamórficos y deformacionales que ocurrieron entre el Cámbrico tardío y el Ordovícico Medio. En las Sierras de Córdoba, las rocas ígneas famatinianas están restringidas a pequeños cuerpos de composiciones diversas y representación areal subordinada. Además, también ocurrieron eventos de cizallamiento que poseen edades que van desde el Ordovícico Temprano hasta el Devónico Tardío (480 a 365 Ma., Sims et al. 1998, Whitmeyer y Simpson 2003, Steenken et al. 2010). Estas fajas retrabajaron las fábricas metamórficas desarrolladas durante la orogenia Pampeana a lo largo de varias zonas de cizallamiento, siendo la faja de cizalla Guacha Corral la de mayor dimensión (Martino et al. 1995, Martino 2003, Fagiano 2007, Semenov y Weinberg 2017, Radice et al. 2018). La etapa de deformación principal de la faja de cizalla Guacha Corral, ocurrió bajo condiciones dúctiles en facies de anfibolita, en grado medio a alto, representadas por rocas miloníticas que contienen biotita y sillimanita en su paragénesis (Otamendi et al. 2004, Fagiano 2007, Demartis et al. 2011, Radice et al. 2015, Semenov y Weinberg 2017).

En los períodos post-famatinianos, la perturbación de la corteza derivó en un magmatismo granítico, caracterizado por la intrusión de cuerpos ígneos monzograníticos, principalmente de edad devónica, dentro de las secuencias cristalinas pampeanas y famatinianas residiendo en la corteza superior (Rapela et al. 1998, Sims et al. 1998, Stuart-Smith et al. 1999, Pinotti et al. 2002, 2006, Dahlquist et al. 2013,

Lira y Sfragulla 2014, Morales Cámara et al. 2018, entre otros).

En el área de estudio, el basamento ígneo-metamórfico que compone las Sierras de Córdoba fue caracterizado y agrupado en el Complejo metamórfico Sierra Chica por Martino et al. (1995), y posteriormente estudiado y actualizado por Bonalumi et al. (1999), Gaido et al. (2005) y Martino et al. (2010). El área de estudio involucra parcialmente al Distrito Pegmatítico Alta Gracia (DPAG; Herrera 1961, Galliski 1992, 1994 a, b, 1999), incluyendo puntualmente a los grupos: Falda del Carmen, San Antonio-Icho Cruz y Bosque Alegre. No obstante, además de los grupos de pegmatitas mencionados, afloran una gran cantidad de intrusiones ígneas de composiciones y morfologías diversas que junto a las pegmatitas constituyen el eje central de este trabajo.

CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DEL BASAMENTO METAMÓRFICO

Para simplificar la descripción y el mapeo del basamento metamórfico, en este trabajo se definieron dos unidades litológicas en base a criterios geológicos de campo, denominadas: unidad gnéisica y unidad migmática (Fig. 1a). Cada una de estas unidades está compuesta por varios tipos litológicos, los cuales poseen sobreimpuesto el desarrollo de fajas de cizalla discretas, que producen milonitización en grados variables. Las unidades mencionadas se sintetizan en el Cuadro 1, donde la simbología mineral utilizada se basó en la revisión de Whitney y Evans (2010).

Unidad gnéisica

Se incluyen dentro de esta unidad una amplia variedad litológica que comprende principalmente gneises biotíticos, con anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas de manera subordinada (Fig. 1a). Los afloramientos de gneises biotíticos presentan potencias variables en una escala decamétrica a kilométrica, con gran extensión longitudinal y se caracterizan por presentar color gris oscuro. Internamente presentan una fábrica planar, definida por un bandeado composicional con alternancia de bandas félsicas (cuarzo + plagioclasa + granate) de textura granoblástica y tamaño de grano medio a grueso (1-10 mm) y bandas máficas (biotita + sillimanita + granate) de textura lepidoblástica y tamaño de grano medio (1-5 mm). Este bandeado composicional define una foliación metamórfica de buzamiento variable entre 40°-70° hacia el este, con dos orientaciones predominantes: una meridional (N°0) y otra NE (N40°).

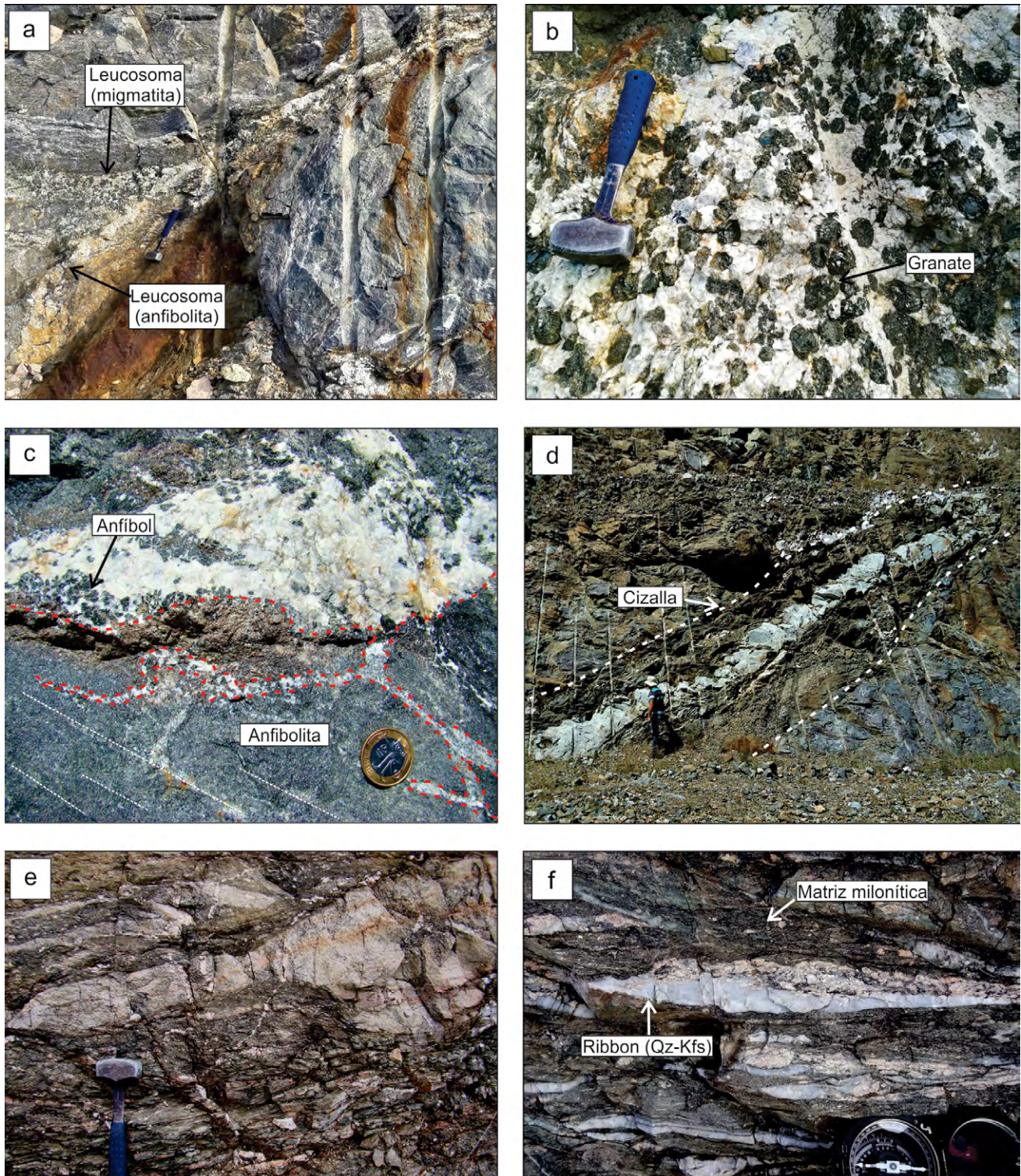


Figura 2. a) Unidad migmatítica, mostrando afloramientos de estromatitas interdigitadas con anfibolitas con desarrollo de neosoma. En ocasiones los leucosomas de ambas litologías se juntan o canalizan mediante la foliación metamórfica y otras estructuras como pliegues o fallas; b) leucosoma de metaxita estromatítica, mostrando gran cantidad de granate formando agregados, con morfología euhedral y tamaño de grano mayor que en los melanosomas. Los granates están reemplazados pseudomórficamente por biotita; c) leucosoma en anfibolita, mostrando una gran cantidad de anfíbol formando agregados, con morfología subhedral y tamaño de grano mayor al de la anfibolita encajante; d) faja de cizalla de potencia métrica, que genera la milonización del protolito migmatítico. La faja se vincula espacialmente con un cuerpo ígneo laminar (tonalita-trondhjemita), con contactos netos y concordantes; e) afloramiento de milonita donde se muestra una disminución del tamaño de grano de la roca original (migmatita), quedando una matriz de grano fino rodeando a porfiroclastos. Se observa relación de concordancia entre la foliación milonítica y el intrusivo laminar de tonalita-trondhjemita; f) fotografía de detalle de un afloramiento milonítico donde se observa una matriz de grano fino conformada por biotita y sillimanita rodeando a *ribbons* o cintas compuestas por cuarzo-feldespato potásico.

Las anfibolitas se presentan como cuerpos de morfología tabular a lenticular y escala métrica a decamétrica, dispuestas de manera intercalada con los gneises biotíticos, concordantes con la foliación metamórfica. Poseen variaciones de color de gris verdoso a negro, textura granonematoblástica y tamaño de grano medio (1-5 mm). Algunos afloramientos poseen estructura homogénea, mientras que otros desarrollan un bandeo caracterizado por la alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas y bandas ricas en hornblenda. Se componen esencialmente de hornblenda y plagioclasa, presentando además cuarzo, augita, epidoto, calcita, titanita, ilmenita, apatito y minerales opacos como mineralogía accesorias.

Los mármoles son cuerpos de morfología tabular a lenticular, con potencias y longitudes variables en escala métrica a decamétrica, intercalados de manera concordante con gneises biotíticos y anfibolitas. Los afloramientos son de color blanco a gris, con textura granoblástica a granonematoblástica, tamaño de grano medio (1-5 mm) y estructura homogénea a bandeada. En cuanto a la mineralogía predominan los mármoles dolomíticos y calco dolomíticos, compuestos esencialmente de calcita y dolomita, con hornblenda y titanita como fases minerales accesorias.

Por último, las rocas calcosilicáticas son escasas y corresponden a cuerpos tabulares de potencia centimétrica a métrica y longitudes de escala métrica. Presentan coloración variable de gris a verde, textura granoblástica, tamaño de grano medio (1-5 mm) y estructura homogénea. Se componen principalmente de cuarzo, plagioclasa, granate y hornblenda, con biotita, calcita, dolomita, epidoto y titanita como mineralogía accesorias.

Unidad migmática

Esta unidad constituye una faja que se extiende en el centro del área de estudio y se compone principalmente por metatexitas, con diatexitas y anfibolitas interdigitadas (Fig. 1a). Los afloramientos de metatexitas se caracterizan por presentarse a modo de fajas con potencias variables en una escala decamétrica a algunos kilómetros, con gran extensión longitudinal y color gris oscuro. Internamente, siguiendo los conceptos de Sawyer (2008) se identificó una estructura estromatítica marcada por la generación de leucosomas y melanosomas (Fig. 2a y b). Los leucosomas se desarrollan a modo de bandas con potencias variables de 0.5 y 20 cm, color blanco a rosado, textura granoblástica y tamaño de grano medio a grueso (1-10 mm). Estas bandas a veces se acúñan o se interconectan en direcciones paralelas a planos axiales de pliegues intrafoliares, generando leucosomas mayores o bolsones graníticos. Se componen de cuarzo, microclino, plagioclasa, ± sillimanita y gran cantidad de granate formando agregados. Este último mineral posee un tamaño de grano mayor a los granates que conforman el melanosoma (5-10 mm), con morfología típicamente euhedral (Fig. 2b). Los melanosomas corresponden a bandas delgadas y discontinuas formadas de manera periférica a los leucosomas. Poseen una tonalidad variable de gris oscuro a negro, textura lepidoblástica y tamaño de grano fino (< 1 mm) a medio (1-5 mm). Se componen esencialmente de biotita, sillimanita y granate. La estructura estromatítica define una foliación metamórfica con inclinación de 20-60° principalmente hacia el este y dos orientaciones: una meridional (N°0) y otra NE (N30-45°).

Las diatexitas afloran como pequeñas lentes o fajas de escala métrica a decamétrica interdigitadas con las estromatitas, donde la estructura bandeada cambia de manera transicional a nebulítica. Poseen color gris, tamaño de grano medio (1-5 milímetros) y se componen de cuarzo, microclino, plagioclasa, granate, biotita y sillimanita como fases esenciales y rutilo-titanita como fases accesorias.

Las anfibolitas son composicionalmente similares a las aflorantes en la Unidad Gnésica, pero se diferencian de estas por el desarrollo de leucosomas y melanosomas (Fig. 2a y c). Los leucosomas poseen potencias variables entre 0.5 y 15 cm, color blanco, textura granoblástica y tamaño de grano medio a grueso (1-10 mm). Los mismos se interconectan generando leucosomas mayores o bolsones graníticos. Se componen principalmente de plagioclasa, cuarzo y grandes cantidades de anfíboles formando agregados con un tamaño de grano grueso (5-10 mm). Los melanosomas se manifiestan como bandas monominerales de anfíboles en contacto

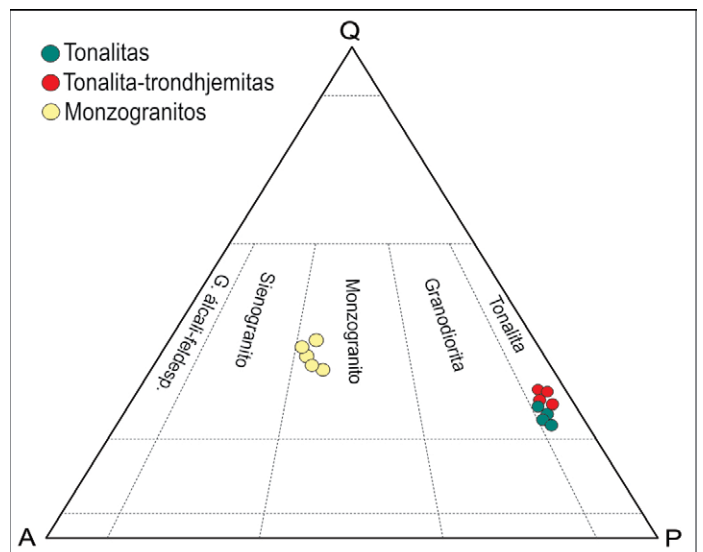


Figura 3. Diagrama modal de clasificación de rocas ígneas QAP de Streckeisen (1978).

Cuadro 2. Composiciones mineralógicas modales de las litologías granitoides recalculadas al 100% para cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y feldespato potásico (Kfs).

Muestra	Qz	Pl	Kfs	total
Ton-trond	27.2	68.0	4.8	100.0
Ton-trond	26.2	69.8	4	100.0
Ton-trond	28.5	66.9	4.6	100.0
Ton-trond	28.6	67.7	3.7	100.0
Tonalita	23	69.9	7.1	100.0
Tonalita	24	70.1	5.9	100.0
Tonalita	25	68.6	6.4	100.0
Tonalita	22.2	72.6	5.2	100.0
Monzogranito	33.2	25.3	41.5	100.0
Monzogranito	34.8	24.2	41	100.0
Monzogranito	31.6	26.7	41.7	100.0
Monzogranito	30.2	28.9	40.9	100.0
Monzogranito	35.5	26.6	37.9	100.0

periférico con los leucosomas, presentan tonalidades verdes oscuro, textura nematoblástica y tamaño de grano fino (< 1 milímetro) a medio (1-5 mm) (Fig. 2c).

Fajas de cizalla

Sobre las unidades gnéissica y migmatita, se desarrollan numerosas fajas de cizalla dúctiles, de reducida potencia (~ 2 m) y longitudes variables, muy frecuentemente decamétricas, con desarrollo de milonitas que se asocian espacialmente y de manera concordante con numerosas intrusiones laminares (Figs. 1b y 2d). También se presentan fajas de cizalla no asociadas espacialmente a cuerpos laminares, aunque esta situación no es la predominante. Internamente las milonitas desarrollan una foliación anastomosada que se dispone de manera concordante a discordante con la foliación de las unidades metamórficas (Figs. 1b y 2d). Estadísticamente, se identifican cuatro orientaciones principales para estas fajas: N0°, N30°, N60° y N140°, con ángulos de inclinación medios a moderados (30°-70°) predominantemente hacia el este y sureste.

Los afloramientos de milonitas poseen color gris oscuro y texturas porfiroclástica definidas por una matriz de grano fino (< 1 mm) alternada con bandas cuarzosas (0.5 a 3 cm de espesor), que rodean a los porfiroclastos de granate, plagioclasa y feldespato potásico (Fig. 2e y f). La matriz posee textura granolepidoblástica y se compone de biotita + sillimanita + cuarzo + plagioclasa ± feldespato potásico y, de forma subordinada, muscovita + clorita como productos retrógrados (Fig. 2f). La recristalización de biotita y sillimanita son ubicuas en la matriz, donde los tamaños de grano de ambos minerales disminuyen fuertemente con el cizallamiento continuo, reorientando su eje principal o mayor de manera paralela a la foliación milonítica, lo que permite el frecuente desarrollo de estructuras de tipo S-C penetrativas. Del mismo modo, las cintas de cuarzo con migración de límite de grano y recristalización dinámica se reorientan paralelamente a la foliación milonítica (Fig. 2f). Los cristales de granate y feldespato que formaban parte de los protolitos gnéissicos y migmatíticos constituyen los porfiroclastos con morfologías sigma y delta. En los mismos se observan evidencias de migración, reorientación y recristalización de los minerales de la matriz hacia las sombras de presión.

Cuadro 3. Intrusivos irregulares y laminares, con su respectiva mineralogía, ordenados cronológicamente por su edad relativa de formación desde los más antiguos a los más recientes.

MORFOLOGÍA	LITOLOGÍA	MINERALOGÍA
Irregular	Monzogranito	Mc, Qz, Pl, Bt, Grt, ± Ms, Zrn, Ap, Py
	Tonalita	Qz, Pl, ±Mc, Ttn, Ep, Ap, Zrn, Opq
	Pegmatita tipo I	Qz, Mc, Pl, Bt, Ms, ±Grt
Laminar	Tonalita-Trondhjemita	Qz, Pl, Bt, ±Ms, Ap, Zrn
	Pegmatita tipo II	Qz, Mc, Ms, Pl, Grt, Ap, ±Bt, ±Brl, Mnz

Boffadossi (2019) determinó sobre los planos de foliación milonítica lineaciones minerales dadas por la recristalización y orientación paralela de biotita y sillimanita y cristales elongados de cuarzo y feldespato. Las lineaciones minerales junto al análisis de diversos indicadores cinemáticos (porfiroclastos sigma y delta y estructuras S-C dextrales y sinestrales) permitieron identificar una cinemática dextral para las fajas de rumbo N0°, normal para las fajas de orientación N30° y sinistral para las fajas de rumbo N60° y N140°.

CUERPOS INTRUSIVOS

En la zona de estudio aflora una gran cantidad de cuerpos ígneos, de dimensiones variables, que presentan morfologías y composiciones diversas. En este trabajo, los cuerpos íg-

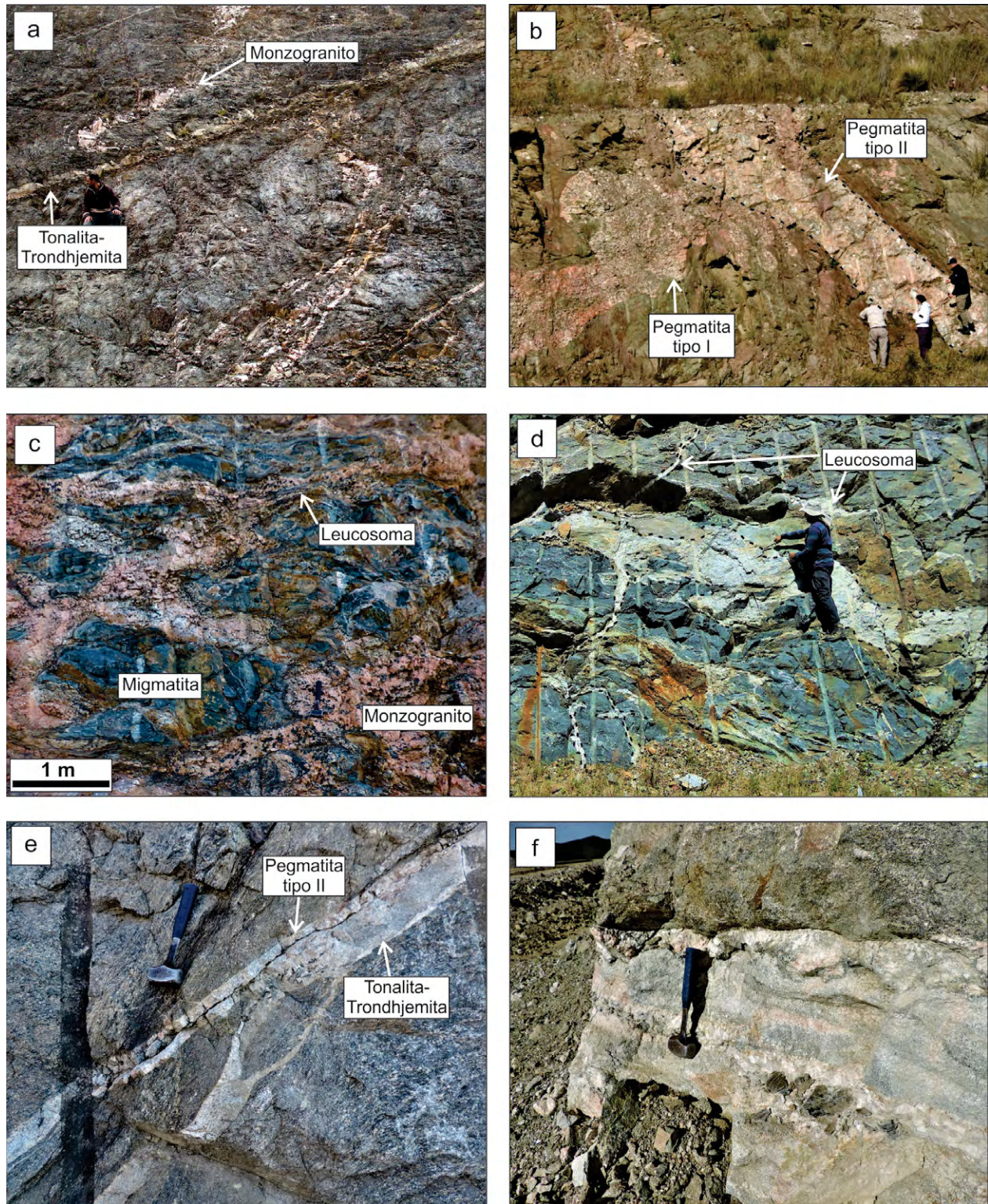


Figura 4. a) Cuerpo intrusivo laminar de composición tonalítica-trondhjemítica cortando y desplazando a un cuerpo intrusivo irregular de composición monzogranítica; b) cuerpo intrusivo irregular de pegmatita tipo I, mostrando bordes sinuosos y lobulados que indican un bajo contraste reológico con su encajante migmatita. La pegmatita tipo I es intruida con contactos netos por un cuerpo ígneo laminar correspondiente a una pegmatita tipo II; c) cuerpo intrusivo irregular de composición monzogranítica, emplazado en migmatitas. Se observa una conexión espacial entre los leucosomas de las estromatitas y el cuerpo monzogranítico irregular; d) cuerpo intrusivo irregular de composición tonalítica emplazado en anfibolitas. Se observan leucosomas y venillas menores que coalescen en el cuerpo intrusivo tonalítico de mayor dimensión; e) cuerpos ígneos laminares de tonalita-trondhjemita y pegmatita tipo II, que se canalizan por las mismas estructuras; f) cuerpo intrusivo laminar de tonalita-trondhjemita. Internamente el tamaño de grano aumenta de borde a centro desarrollando texturas pegmatíticas.

neos fueron clasificados en dos grupos de acuerdo con su aspecto morfológico: 1) cuerpos ígneos irregulares y 2) cuerpos ígneos laminares (diques). Dentro de cada grupo, a su vez, se identificaron subtipos respondiendo principalmente a sus composiciones modales (Fig. 3; Cuadro 2). Dentro de los cuerpos ígneos de morfología irregular se incluyen monzogranitos, tonalitas y pegmatitas tipo I, mientras que los cuerpos ígneos laminares incluyen diques de tonalitas-trondhjemitas (clasificadas modalmente como tonalitas y como tonalitas-trondhjemitas mediante geoquímica de roca total y química mineral de plagioclasas (An^{27-30} , Boffadossi 2019) y pegmatitas tipo II. La mineralogía de ambos grupos es resumida en el Cuadro 3.

Cuerpos irregulares

Los intrusivos de este grupo no presentan en su vista transversal y/o en planta una morfología definida. Poseen bordes sinuosos y contactos transicionales con su roca de caja. Están emplazados en la unidad migmatítica del área de estudio, por lo que se intercalan de manera discordante o siguiendo la foliación de las litologías metamórficas que componen esta unidad (metatexitas-diatexitas-anfibolitas). En general, estos cuerpos irregulares son intruidos y muestran contactos netos con los intrusivos laminares del segundo grupo (Fig. 4a y b).

Monzogranitos: afloran formando bolsones irregulares de potencias y longitudes en escala métrica, que se disponen discordantes o siguiendo la foliación de las migmatitas

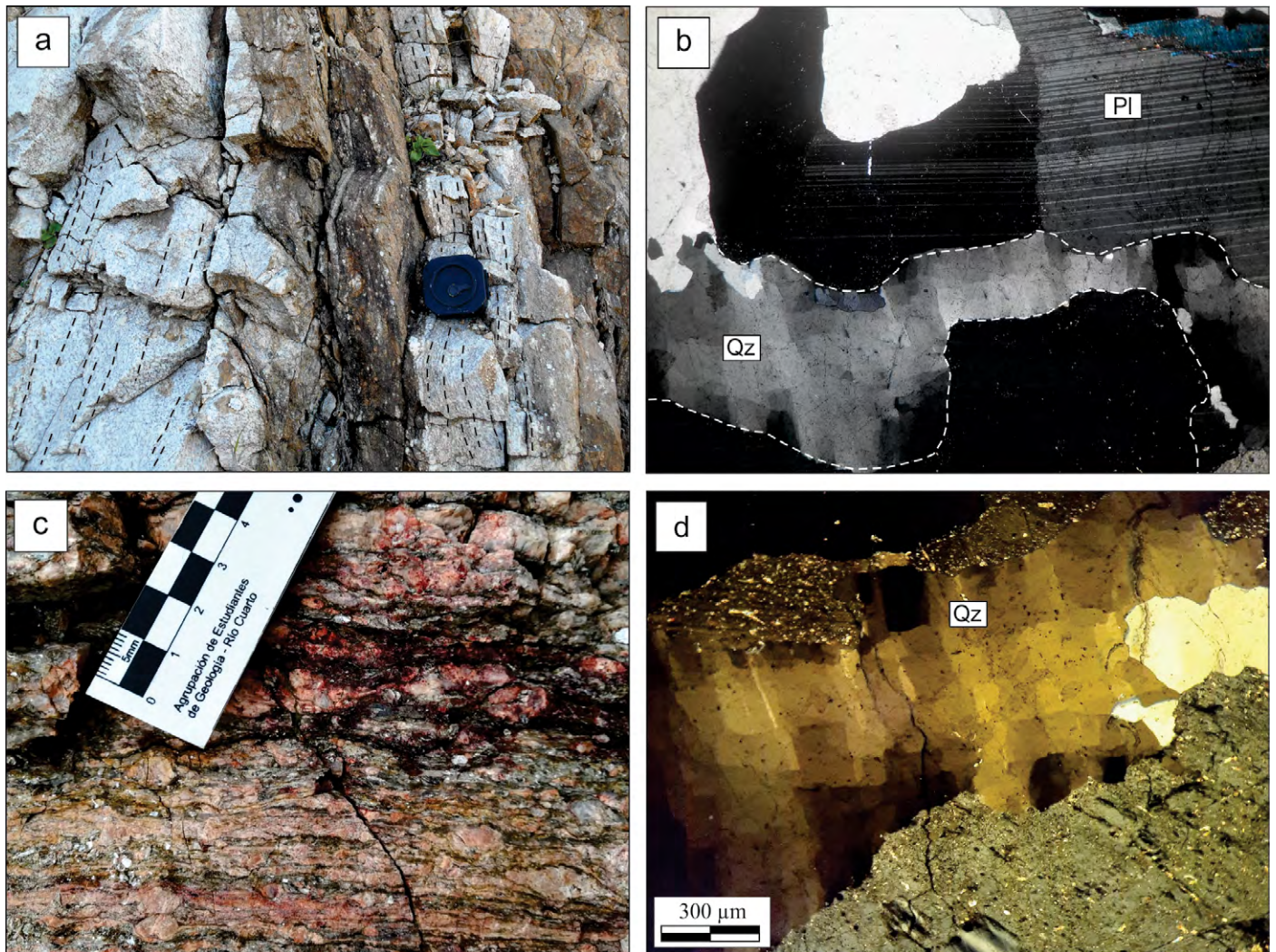


Figura 5. a) Contacto concordante entre un cuerpo laminar de tonalita-trondhjemita y milonita generada mediante deformación por cizalla. Las líneas de punto indican el desarrollo de foliación interna dentro del cuerpo laminar, paralela y coincidente con la foliación milonítica; b) fotomicrografía de cristal de plagioclasa (dique de tonalita-trondhjemita) fracturado y levemente rotado, relleno con cuarzo. Los cristales de cuarzo poseen extinción en damero; c) Fotografía de detalle del borde de una pegmatita tipo II mostrando deformación por cizalla con generación de cintas de cuarzo y feldespato potásico recrystalizado, y porfiroclastos de feldespato potásico con morfologías asimétricas tipo sigma; d) fotomicrografía de un cristal de cuarzo perteneciente a la zona de núcleo de pegmatitas tipo II mostrando extinción en damero.

encajantes. En múltiples afloramientos se ha identificado una conexión espacial entre los leucosomas provenientes de las estromatitas y dichas intrusiones (Fig. 4c). Los monzogranitos a escala macroscópica presentan textura granular y estructura homogénea, con colores que varían de rosa pálido a oscuro, potencias de hasta 1 m y longitudes de escasos metros. Poseen un tamaño de grano medio (1-5 mm) y se componen esencialmente de microclino, cuarzo y plagioclasa, con biotita, muscovita, zircón, apartito, pirita y abundante granate como minerales accesorios. En sectores los cristales de granate poseen diámetros mayores a 5 mm y se disponen formando agregados, confiriéndole a la roca una textura porfirica.

A escala microscópica, la textura es inequigranular a porfirica, con cristales cuyo tamaño de grano es variable desde el borde hacia el centro de fino (< 1 mm) a medio (1-5 mm). Los cristales de biotita y granate se encuentran parcial o totalmente alterados a clorita y/o muscovita, generando texturas de reemplazo.

Tonalitas: los afloramientos poseen potencias comprendidas entre escasos centímetros y 2 m aproximadamente, con longitudes variables en escala métrica, emplazados de manera concordante a discordante en las anfibolitas de la unidad migmatítica. Los cuerpos de potencias centimétricas conforman enjambres de pequeñas venillas con orientaciones diversas, bordes irregulares y curvos que se conectan entre sí a través del encajante anfibólico y dan lugar a la generación de bolsones tonalíticos de mayores dimensiones y morfología irregular (Fig. 4d). En algunos casos, hacia los contactos de las vetillas se desarrolla un pequeño borde compuesto principalmente por anfíboles cuya orientación difiere con respecto a la de la roca de caja. Tanto los leucosomas de menor tamaño como los cuerpos tonalíticos de mayores dimensiones presentan textura granular y estructura homogénea, con un tamaño de grano grueso a muy grueso (> 5 mm). El color varía de blanco a gris y mineralógicamente se componen de cuarzo, plagioclasa (An_{32-45}) y biotita como minerales esenciales, con \pm microclino, titanita, epidoto, \pm hornblenda y opacos como mineralogía accesorias, y clorita, sericita y muscovita como minerales de alteración. A escala microscópica, las tonalitas poseen textura inequigranular hipidiomórfica y un tamaño de grano grueso (5-10 mm) a muy grueso (>10 mm).

Pegmatitas tipo I: los cuerpos aflorantes que conforman este tipo de pegmatitas son escasos y se disponen principalmente en el sector noroeste del área de estudio. Poseen bordes lobulados y curvos, con potencias y longitudes variables entre una escala centimétrica y métrica. Se disponen en el espacio de manera subhorizontal a subvertical, conectándose

entre sí por cuerpos que presentan orientaciones variables concordantes y discordantes con las migmatitas encajantes, sin mostrar indicios de deformación en su interior (Fig. 4b).

La mayoría de los cuerpos logran desarrollar una zonación bien definida. En general, son pegmatitas de tipo heterogéneas, donde suele observarse una zona de borde de hasta 2 cm de potencia, con tamaño de grano fino (< 1 mm) a medio (1-5 mm), compuesta de microclino, cuarzo, muscovita y biotita. Este último mineral forma crecimientos unidireccionales, de manera perpendicular con respecto a los contactos inmediatos con la roca de caja. Desde dicho borde hacia el centro se define una zona interna de textura homogénea y tamaño de grano grueso (5-10 mm) a muy grueso (> 10 mm), compuesta de microclino, cuarzo, abundante biotita y escasa muscovita.

Cuerpos laminares

De acuerdo con Llambías (2008) y referencias que allí se citan, se denomina cuerpos ígneos laminares a aquéllos que presentan una relación longitud/espesor $\ggg 1$ y están constituidos por dos superficies planas, paralelas entre sí. En el área de estudio, las intrusiones laminares desarrollan bordes rectos a levemente curvados y contactos netos con su encajonante metamórfico. Se encuentran emplazados en las unidades gnésica y migmatítica, asociados espacialmente y de manera concordante con la foliación milonítica de discretas fajas de cizalla estabilizadas en facies de anfibolitas. Ambos tipos de cuerpos laminares (pegmatitas tipo II y tonalitas-trondhjemitas) muestran relaciones de intrusión-retro intrusión (Pinotti et al. 2016) donde en ocasiones se emplazan dentro de las mismas estructuras evidenciando una relación de contemporaneidad (Fig. 4e).

Tonalitas-trondhjemitas: son diques con potencias variables entre 10 cm y 5 m y longitudes en escala métrica a decamétrica. Se disponen en 4 orientaciones principales: $N0^\circ$, $N30^\circ$, $N60^\circ$ y $N150^\circ$ con inclinación variable entre 30° y 60° predominantemente hacia el este, aunque algunos cuerpos se disponen de manera subvertical y subhorizontal. Los diques tonalíticos-trondhjemíticos se encuentran en contacto inmediato con fajas de cizalla discretas que afectan al basamento metamórfico, donde los planos de la foliación milonítica resultan paralelos y concordantes con los bordes de los diques (Fig. 2d y e). Los afloramientos de tonalitas-trondhjemitas poseen coloraciones que varían del blanco al gris, estructura homogénea a bandeada y textura granular fina. Algunos diques poseen estas mismas características en los bordes, pero hacia la zona central desarrollan texturas pegmatíticas alcanzando un tamaño de grano grueso a muy grueso (> 10

mm, Fig. 4f). Mineralógicamente se componen de cuarzo, plagioclasa (An_{27-30}), biotita y muscovita como fases esenciales, con apatito y zircón como fases accesorias y clorita-sericita como fases de alteración. La geoquímica de roca total y la mineraloquímica de los cristales de plagioclasa permiten clasificar esta litología en el límite composicional entre tonalitas y trondhjemitas (Boffadossi 2019). Los filosilicatos como la biotita presentan sus ejes mayores dispuestos paralelamente entre sí definiendo en algunos diques una foliación interna, cuya orientación es idéntica a la foliación de origen milonítico que se presentan hacia los hastiales de los diques (Fig. 5a).

En general, a escala microscópica las tonalitas-trondhjemitas poseen una textura equigranular hipidiomórfica y tamaño de grano medio (1-5 mm) a fino (< 1 mm), pero también desarrollan texturas pegmatíticas. Las texturas y las microestructuras en los diques de tonalitas-trondhjemitas muestran evidencia de deformación en un amplio rango de temperaturas desde un estadio submagnético hasta subsólido de baja temperatura. Muchos cristales de plagioclasa presentan fracturas intracristalinas rellenas por agregados de cuarzo de tamaño de grano fino, que presentan extinción ondulante o en damero (deformación en estado submagnético, Fig. 5b). Las maclas de plagioclasa se muestran flexuradas y acuñadas, mientras que los cristales de cuarzo presentan extinción en damero generados por la ocurrencia de procesos de creep

por dislocación (deformación en estado subsólido de alta temperatura). Microestructuras indicativas de procesos de recuperación como migración de bordes de grano en cuarzo son frecuentes y dan lugar a cristales con contactos lobulares e irregulares por recristalización dinámica. Hacia el estado subsólido de baja temperatura, se identificó microplegamiento kink en cristales de biotita.

Pegmatitas tipo II: afloran principalmente en cuatro grupos dentro del área de estudio y se corresponden con las pegmatitas del Distrito Pegmatítico Alta Gracia, clasificadas como pertenecientes a la clase Muscovítica por Galliski (1992). Son rocas leucocráticas cuyo color varía de rosado a blanco o gris, que están en contacto inmediato con fajas de cizalla y cortan de manera discordante con contactos netos a la estructura del basamento metamórfico y a las intrusiones irregulares (Fig. 4b). En cuanto a las dimensiones de estos cuerpos existen variaciones de escala, pero generalmente mantienen una relación axial, con un valor máximo de 40 y un mínimo de 10. Las potencias varían desde 15 cm a 50 m y las longitudes desde escasos metros hasta 2 km en los diques mayores. Los cuerpos pegmatíticos poseen tres direcciones dominantes de rumbo: $N0^\circ$, $N30^\circ$ y $N60^\circ$, y una dirección menos frecuente de $N140^\circ$. Los buzamientos están comprendidos entre 20° y 45° preferencialmente hacia el E y menos frecuentemente hacia el O.

Cuadro 4. Datos isotópicos obtenidos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante pasos incrementales para la muestra de pegmatita tipo II BA10. Se incluyen los parámetros utilizados en la medición y las edades obtenidas.

Temp °C	^{36}Ar [fA]	^{37}Ar [fA]	^{38}Ar [fA]	^{39}Ar [fA]	^{40}Ar [fA]	$^{40}\text{Ar}^*$ %	$^{39}\text{Ar ac}$ %	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ %	Edad $\pm 2\sigma$ (Ma)	Ca/K $\pm 2\sigma$	
200	0.73	0.43	0.00	8.23	710.22	76.58	2.76	112.66	448.03 ± 8.34	8.2 ± 14.4	
300	0.40	0.49	0.00	53.75	4671.24	97.53	18.04	89.12	450.99 ± 1.42	47.5 ± 97.1	
400	1.10	0.69	0.00	80.89	7036.36	95.53	27.16	91.06	451.32 ± 0.87	50.2 ± 55.8	
500	0.12	0.74	0.00	63.93	5522.15	99.36	21.46	86.94	448.52 ± 2.13	37.1 ± 41.0	
Total	3.30	2.52	0.03	297.84	25715.20						
J = 0.00325900 \pm 0.00000400				FC = 28.000 \pm 0.200 Ma			Edad Plateau= 452.42 \pm 1.41				

Cuadro 5. Datos isotópicos obtenidos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante pasos incrementales para la muestra de pegmatita tipo II 361. Se incluyen los parámetros utilizados en la medición y las edades *plateau* obtenidas.

Temp °C	^{36}Ar [fA]	^{37}Ar [fA]	^{38}Ar [fA]	^{39}Ar [fA]	^{40}Ar [fA]	$^{40}\text{Ar}^*$ %	$^{39}\text{Ar ac}$ %	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ %	Edad $\pm 2\sigma$ (Ma)	Ca/K $\pm 2\sigma$	
200	0.20	0.38	0.00	19.40	1614.30	96.38	9.21	86.36	434.00 ± 13.13	21.9 ± 14.1	
300	0.49	0.35	0.25	65.49	5427.30	97.37	31.09	85.11	432.31 ± 6.11	81.6 ± 195.8	
400	0.24	0.15	0.10	59.78	5022.92	98.60	28.38	85.22	437.69 ± 3.75	174.0 ± 697.1	
500	0.09	0.20	0.20	45.15	3749.62	99.29	21.44	83.65	433.16 ± 3.68	96.7 ± 364.7	
600	0.10	0.01	0.00	9.07	733.64	95.96	4.31	84.29	423.09 ± 13.89	474.9 61414.6	
Total	1.065	8.217	0.973	210.631	17682.748						
J = 0.00325900 \pm 0.00000400				FC = 28.000 \pm 0.200 Ma			Edad Plateau= 434.53 \pm 3.16				

En cuanto a la caracterización interna, la mayoría de las pegmatitas tipo II desarrolla una zonación de borde a centro, donde en base a criterios mineralógicos y/o texturales se identificó un mínimo de dos y un máximo de cinco zonas. La zona de borde presenta tamaño de grano fino (< 1 mm), potencia de hasta 10 centímetros y se compone de plagioclasa, cuarzo, muscovita, \pm microclino, \pm granate, \pm biotita. La zona de pared posee un tamaño de grano que varía de medio (1-5 mm) a grueso (5-10 mm), potencias que varían desde 0.1 a 1.5 metros y se compone de microclino, cuarzo, plagioclasa, muscovita y granate. Los cristales de muscovita puede desarrollar un tamaño bastante mayor a 30 mm. La zona interme-

dia se caracteriza por ser algo más irregular en cuanto a sus contactos y posee un tamaño de grano que varía de grueso (5-10 mm) a muy grueso (>10 mm). Se identificaron hasta dos zonas intermedias, que de manera conjunta totalizan potencias entre 0.2 y 10 m. La primera se compone de microclino perfitico, muscovita, \pm cuarzo \pm plagioclasa, con granate \pm biotita \pm berilo como mineralogía accesoria. La segunda zona se compone de microclino y cuarzo en textura gráfica, pudiendo o no presentar muscovita y granate. Por último, la zona de núcleo se dispone en la parte central del dique, posee un tamaño de grano muy grueso (>10 mm) y potencias que varían desde 0.1 a 6 m. En algunos casos se compone principalmente de cuarzo, con escasa muscovita, microclino, granate y minerales opacos, mientras que en otros casos se compone de intercrecimientos gráficos entre cuarzo y microclino.

Si bien la deformación milonítica adyacente a los diques se concentra en las fajas de cizalla y afecta mayormente a los protolitos migmáticos y gnéisicos, los cuerpos pegmatíticos también presentan signos de deformación dúctil. En proximidades a sus bordes, es posible observar a escala macroscópica una foliación milonítica grosera, con estiramiento de granos de cuarzo y feldspatos formando cintas y desarrollo de formas asimétricas tipo sigma en cristales de feldespato (Fig. 5c). Estas fábricas planares se orientan en general paralelas a las foliaciones miloníticas de la roca de caja.

A escala microscópica se identificaron fracturas en cristales de plagioclasa y microclino rellenas de cuarzo que posee extinción ondulante y en damero (deformación en estado submagmático). Los cristales de cuarzo de todas las zonas de las pegmatitas desarrollan extinción en damero (deformación en estado subsólido de moderada-alta temperatura, Fig. 5d). También se presentan microestructuras de recuperación en minerales como cuarzo y plagioclasa, donde los cristales poseen contactos lobulares e irregulares generados por recristalización dinámica, o mosaicos de cristales equidimensionales formando puntos triples producto de la recristalización estática. Por último, se ha identificado microplegamiento kink y flexuras en cristales de plagioclasa de la zona externa e intermedia de pegmatitas (deformación en estado subsólido de baja temperatura).

GEOCRONOLOGÍA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ EN PEGMATITAS TIPO II

Dos muestras de muscovita correspondientes a la zona de núcleo de pegmatitas tipo II (BA10 y 361, Fig. 1a) fueron analizadas en el Instituto de Geociencias, Universidad de Sao

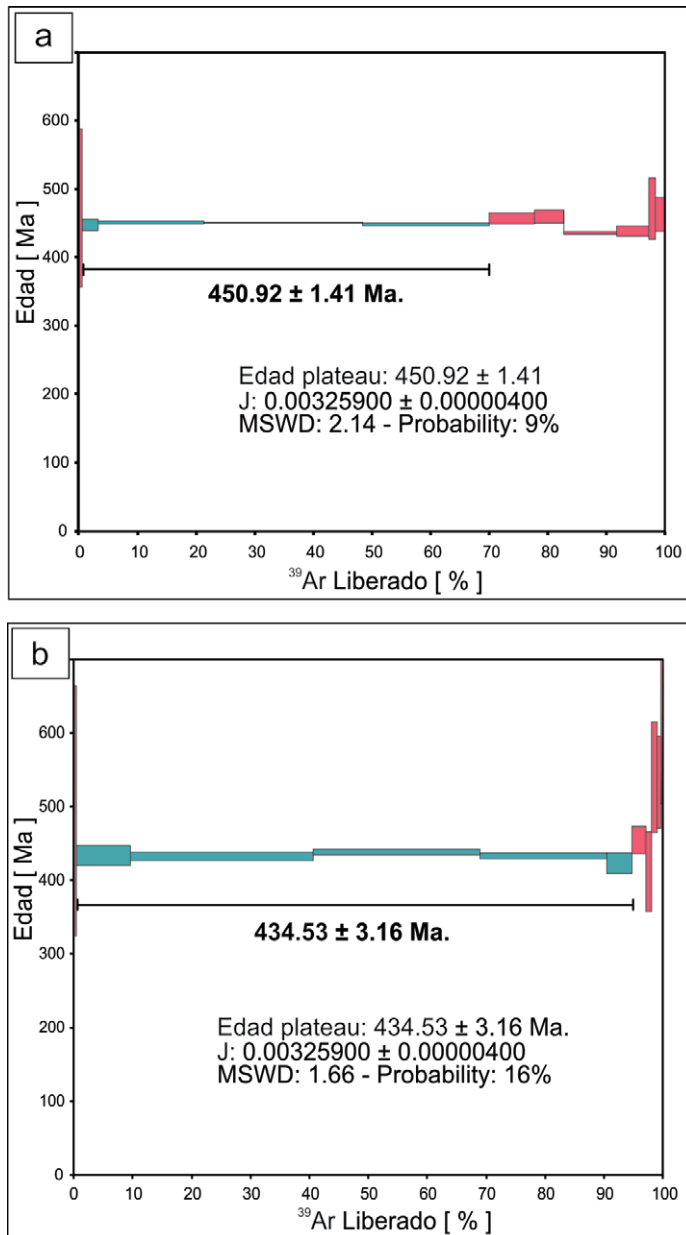


Figura 6. Diagramas plateau para las rutinas de calentamiento por pasos incrementales; a) muestra BA 10, con un 70% de ^{39}Ar liberado; b) muestra 361, con un 95 % de ^{39}Ar .

Pablo, Brasil. Los cristales adecuados se trituraron y se lavaron con agua destilada y etanol en baños de ultrasonido. Luego, se escogieron 10-20 cristales de cada muestra los cuales se cargaron en discos de irradiación junto con la muestra estándar de sanidina Fish Canyon, de 28.201 ± 0.046 Ma de edad. Los discos se irradiaron durante 14 horas en el reactor nuclear de Triga, Universidad de Oregon (EE.UU.). Después de un período de enfriamiento-descomposición de 107 días, se analizaron los granos de cada muestra mediante calentamiento por pasos incrementales (Step Heating) desde 100 a 1400°C y fusión total utilizando un láser. Las fracciones de gas liberadas durante el calentamiento incremental se purificaron a través de una trampa de enfriamiento ($T=-136^{\circ}\text{C}$) y dos captadores C-50 SAESTM y se analizaron en un espectrómetro de masas MAP-215-50. Los datos obtenidos fueron corregidos por discriminación de masas, contaminación atmosférica e interferencias nucleogénicas con Ca, Cl y K. Las edades se informan utilizando las constantes de descomposición de Steiger y Jager (1977) y los errores se citan al nivel de confianza del 95% (2σ). Los resultados geocronológicos obtenidos por el método Ar-Ar en muscovita de la zona de núcleo de pegmatitas tipo II se resumen en los Cuadros 4 y 5.

Los datos correspondientes a la muestra BA10 generó un diagrama de *plateau* de morfología plana y estadísticamente confiable, con una edad *plateau* de 450.92 ± 1.41 Ma (Fig. 6a). Dicha edad fue definida de acuerdo con cuatro pasos de calentamiento continuos desde bajas a altas temperaturas, que comprenden un 70% del ^{39}Ar liberado para la muestra y se superponen dentro del intervalo de 95% de confianza. Las edades de correlación de isócronas normal e inversa son de 448.28 ± 4.21 Ma y 450.46 ± 2.4 Ma respectivamente, las cuales se encuentran comprendidas dentro del error de la edad de *plateau*. En cuanto a la isócrona inversa determinada por el método de fusión total, al interceptar la recta el eje de las ordenadas arroja un valor $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (argón atmosférico) similar a la concentración en la atmósfera (295.5), lo cual valida la credibilidad de la edad determinada por el *plateau*.

La muestra N°361 generó un diagrama de *plateau* de morfología plana, donde se observa una edad de 434.53 ± 3.16 Ma (Fig. 6b). Dicha edad se construyó en base a cinco pasos de calentamiento que van desde bajas a altas temperaturas y comprenden el 95% del ^{39}Ar liberado durante el calentamiento. En cuanto a las edades brindadas por los diagramas de correlación, la isócrona normal brinda un valor de 434.43 ± 5.01 Ma, el cual es un valor prácticamente idéntico a la edad *plateau*. No obstante, la isócrona inversa arroja una edad de 430.96 ± 9.33 Ma., la cual difiere de las anteriores en aproximadamente 4 Ma. La intersección de la isócrona con el eje de

las ordenadas indica una concentración de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 488.3. Este valor está muy por encima del atmosférico (295.5), lo que podría indicar que el sistema ha sufrido un reseteo. Por este motivo, la edad que se toma como confiable en este trabajo corresponde a la definida por el *plateau* de la muestra BA10, respaldada por la edad de la isócrona normal.

DISCUSIÓN

Nivel de emplazamiento

La propuesta de clasificar a los cuerpos ígneos de acuerdo con sus morfologías y relaciones de contacto con sus rocas hospedantes se realizó por el posible vínculo entre estas características y el nivel de emplazamiento de dichas rocas. Determinar el nivel de emplazamiento de los dos grupos podría definir, *a priori*, si éstos se formaron de manera continua dentro de un intervalo acotado de tiempo, o si existe una separación temporal entre ellos.

El primer grupo se caracteriza por presentar bordes lobulados y, en muchas ocasiones difusos, lo que implica un bajo contraste reológico entre los magmas que le dieron origen y el entorno metamórfico hospedante, posiblemente correspondiendo a un ambiente de emplazamiento profundo. Esta interpretación es reforzada por la relación que existe entre estos cuerpos y los procesos anatéticos que ocurrieron en su entorno hospedante. En el área de estudio se pudieron observar procesos de anatexis cortical, ocurridos tanto en migmatitas como en anfibolitas, donde las relaciones de campo presentadas sugieren un posible vínculo genético entre los leucosomas de las migmatitas y las intrusiones ígneas irregulares (Fig. 4c y d). En proximidad a los monzogranitos y pegmatitas tipo I, se interpreta la presencia de rocas residuales ricas en granate y sillimanita y leucosomas con grandes cantidades de granate, cuya proporción disminuye en los leucosomas más alejados. Las mismas relaciones se observaron entre las tonalitas y las anfibolitas de la unidad migmatítica, pero con grandes cantidades de anfíboles. Además, en las estromatitas y diatexitas se identificó paragénesis de cuarzo + microclino + plagioclasa + biotita + granate + sillimanita. Esta paragénesis es similar a la observada por Martino et al. (2010), donde los autores reportan la presencia de gneises granatífero-sillimaníticos, desarrollados en alto grado metamórfico y con indicios de anatexis, alcanzando condiciones de presión y temperatura de 7.3-8.6 kilobares y $768-840^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Dadas estas características y el bajo contraste reológico existente entre los cuerpos ígneos y su encajante, un nivel de emplazamiento profundo en proximidad a la fuente

de fusión correspondería al escenario geológico más probable para la generación de las intrusiones irregulares.

Por su parte, los cuerpos laminares que se caracterizan por presentar bordes rectos y contactos netos bien definidos muestran un contraste térmico mayor con su roca hospedante. Estos cuerpos no muestran conexión con los procesos anatécnicos del hospedante, ya que cortan de manera discordante a las estructuras migmatíticas y gnéicas. Las fajas de cizalla reconocidas en los bordes de estos cuerpos fueron desarrolladas en un evento principal de deformación donde se generaron milonitas a partir de protolitos migmáticos y gnéicos. Las asociaciones minerales reflejan estabilización de la deformación en facies de anfibolita media en la zona de sillimanita, con paragénesis de sillimanita y biotita, tal y como ocurre en otras fajas de cizalla de las Sierras de Córdoba al comienzo de la subducción famatiniana, hacia los 490-470 Ma (Rapela et al. 1998, Martino 2003). Pese a que la faja de cizalla Guacha Corral es una de las más prominentes y extensas de las Sierras de Córdoba y las fajas de cizalla presentadas en este trabajo poseen dimensiones de desarrollo local, la paragénesis mineral presente en las milonitas del área de estudio puede correlacionarse, por su similitud, con la paragénesis mineral determinada para el principal estadio de deformación dúctil de la faja de cizalla Guacha Corral, donde las condiciones de P y T de formación fueron de 3.5-5 kilobares y 640° C (Fagiano y Martino 2004, Otamendi et al. 2004, Fagiano 2007; Demartis et al. 2011, 2017, Radice et al. 2015, 2018, Semenov y Weinberg 2017). Los cuerpos intrusivos laminares internamente presentan microestructuras de deformación de alta y baja temperatura (Fig. 5a-d). Las temperaturas estimadas a partir de las microestructuras observadas son similares o mayores a las temperaturas estimadas en las milonitas encajantes siendo a su vez coherentes en cinemática de acuerdo a lo propuesto por Boffadossi (2019). Estos argumentos dan indicio de un emplazamiento sincinemático de las intrusiones laminares con respecto al desarrollo de las fajas de cizalla, donde la deformación continuó afectando al intrusivo luego de su emplazamiento y cristalización. El estrecho vínculo espacial entre las fajas miloníticas y los intrusivos laminares, sugieren que las primeras ejercieron un control estructural clave en el emplazamiento de los fundidos actuando como zonas de alta permeabilidad que favorecieron la canalización y posterior cristalización. De acuerdo con muchos autores a nivel mundial, el estudio estructural de cuerpos granitoides ha establecido que la morfología y el emplazamiento de muchos cuerpos ígneos están controlados por deformación (Hutton 1988). En estos casos, y de manera similar a lo que ocurre en el área de estudio, el espacio para

el que el magma se emplace es generado dentro de sitios locales de dilatación como lo son las fajas de cizalla (Guineberteau et al. 1987, McCaffrey 1992, Tikoff y Teyssier 1992, Weinberg et al. 2004, Passarelli et al. 2010).

Si bien en este trabajo no se brindan nuevos datos termobarométricos, se presentan otros elementos que permiten separar temporalmente ambos grupos de intrusiones. Las diferentes morfologías y las relaciones de campo que muestran los cuerpos irregulares y laminares con sus respectivos encajantes migmáticos y miloníticos, la similitud entre las orientaciones de la foliación milonítica (estabilizada en facies de anfibolita) con las foliaciones internas y orientaciones de los cuerpos laminares y las evidencias microestructurales de deformación de manera conjunta con la cristalización (presente sólo en los cuerpos laminares) permiten inferir que ambos grupos de intrusiones fueron generados en condiciones de P y T diferentes, en distintos niveles estructurales de la corteza y en diferentes momentos dentro de la historia evolutiva del basamento. Esta interpretación se refuerza con los datos disponibles en la literatura sobre las condiciones de T y P definidas por otros autores para los eventos de migmatización y metamorfismo dinámico en las Sierras de Córdoba (Martino 2003, Fagiano y Martino 2004, Otamendi et al. 2004, Fagiano 2007, Martino et al. 2010, Demartis et al. 2011; 2017, Radice et al. 2015, 2018, Semenov y Weinberg 2017).

Se concluye entonces, que el vínculo espacial identificado entre los intrusivos irregulares con las rocas migmáticas y los intrusivos laminares con las fajas miloníticas, permite correlacionar las condiciones de P y T de ambos eventos metamórficos con las posibles condiciones de emplazamiento de los cuerpos ígneos.

Génesis de los cuerpos intrusivos

En los dos grupos de cuerpos ígneos discretizados se han identificado variaciones mineralógicas/composicionales que permitieron clasificar las diversas litologías que componen cada grupo. En el caso de los cuerpos irregulares, estas variedades composicionales y texturales, es decir monzogranitos, pegmatitas tipo I y tonalitas, podrían vincularse a la fusión de diferentes protolitos como metapelitas, metagrauvasas e inclusive anfibolitas, de manera similar a los ejemplos que reportan otros autores en diferentes sitios (Rushmer 1991, Patino Douce y Beard 1995, Castro et al. 1999, Otamendi y Patiño Douce 2001). De acuerdo a las relaciones de campo descriptas y las asociaciones minerales que conforman las intrusiones irregulares se interpretan dos posibles fuentes generadoras de fundidos: i) migmatitas, las cuales dan lugar a la generación de monzogranitos y pegmatitas tipo I, y ii)

anfíbolitas, las cuales dan lugar a la generación de tonalitas. En los afloramientos se visualiza cómo pequeños leucosomas generados tanto en las estromatitas como en las anfíbolitas, se colectan en una red compleja de vetillas hasta constituir cuerpos granitoides de mayores dimensiones (Fig. 4c y d). Además, tanto en las litologías metamórficas como en los cuerpos ígneos se identificaron cristales de granate y anfíboles de morfología euhedral y tamaño de grano grueso, que podrían tener un origen peritético.

Las relaciones de corte observadas a escalas de afloramiento entre los dos grupos identificados sugieren una edad relativa más joven de los intrusivos laminares con respecto a los cuerpos irregulares, ya que en todos los casos las primeras intruyen a las segundas. Por otra parte, las pegmatitas tipo II y tonalitas-trondhjemitas muestran relaciones intrusión-retro intrusión e incluso diques de ambas litologías se interceptan dentro de las mismas estructuras en las que se emplazan (Fig. 4e). Dadas estas características y las múltiples intrusiones entre ambas litologías, se puede considerar que ambas son contemporáneas. Las tonalitas-trondhjemitas, de acuerdo con lo propuesto por otros autores que abordaron cuerpos laminares similares (Gordillo 1958, Gordillo y Lencinas 1979, Toselli 1999, Bello 2003 y Baldo et al. 2008), podrían vincularse con el magmatismo TTG de las Sierras Pampeanas (Rapela et al. 1998), el cual es relativamente abundante y reconocido en la Sierra Chica de Córdoba y para el cual se proponen gabros profundos como fuente generadora de los fundidos. Por otro lado, en las pegmatitas tipo II se asume por sus características mineralógicas que podrían provenir de procesos de anatexis cortical, como sugieren Galliski y Sfragulla (2014). No obstante, dichos procesos habrían ocurrido en niveles estructurales más profundos, posiblemente a partir de una ciclicidad de los procesos de anatexis cortical ocurridos durante el ciclo orogénico Famatiniano como lo plantean Demartis et al. (2017) y Wolfram et al. (2019).

Edades de enfriamiento

En relación con los cuerpos intrusivos irregulares, en el presente trabajo no se produjeron nuevos datos geocronológicos. No obstante, las características y relaciones de campo discutidas previamente permiten vincularlos a los procesos de anatexis cortical ocurridos durante el ciclo orogénico Pampeano (~ 525 Ma, 8.6 ± 0.8 kbar, $810 \pm 50^\circ$ C, Rapela et al. 1998).

La edad de los intrusivos laminares se determinó por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en muscovita de pegmatitas tipo II, obteniéndose dos edades de 450.92 ± 1.41 y 434.53 ± 3.16 Ma. Asumiendo para las pegmatitas tipo II una temperatura de cristalización cercana a los 700° C y una temperatura de cierre de

la muscovita en el sistema Ar-Ar entre 400° y 450° C (Scharf et al. 2016), se considera que las edades obtenidas representan edades de enfriamiento ocurridas durante la exhumación del antepaís famatiniano. Dichas edades son similares a las determinaciones K-Ar obtenidas en cuerpos pegmatíticos emplazados en la faja de cizalla Carapé (447 ± 7 , 442 ± 7 y 435 ± 7 Ma. Rapela et al. 1998). Por otro lado, Galliski y Linares (1999) reportan edades de enfriamiento K-Ar en muscovitas de pegmatitas del Distrito Pegmatítico Alta Gracia, correlacionables al tipo II de este trabajo, de 475 ± 22 , 463 ± 15 y 409 ± 17 Ma. Galliski y Sfragulla (2014) las vinculan con procesos de anatexis cortical y las relacionan con la segunda migmatización M_4 propuesta por Guerreschi y Martino (2008) ocurrida durante el ciclo orogénico Pampeano. Sin embargo, estos autores reconocen que el basamento se encontraba considerablemente enfriado durante el emplazamiento de las mismas. Procesos de fusión parcial de protolitos metasedimentarios ocurridos durante la orogenia Famatiniana fueron propuestos para otras pegmatitas de las Sierras de Córdoba, las cuales muestran relaciones de emplazamiento sin-cinemático con faja de cizalla Guacha Corral estabilizada en facies de anfíbolita (Demartis et al. 2011). Demartis et al. (2017) reportan edades U-Pb en circones de 474.8 ± 12.2 y 473.8 ± 3.9 Ma para las pegmatitas graníticas y los leucogranitos pertenecientes a dicho distrito.

En cuanto a los diques tonalíticos-trondhjemíticos, son muy abundantes en todo el ámbito de la Sierra Chica y como se expone en el apartado de resultados muestran relaciones de intrusión sincrónica con las pegmatitas tipo II. Hacia el norte del área de estudio, en muestras del dique de tonalita de Las Tunas, Miró y Gromet (2005) obtuvieron una edad de 467 ± 11 Ma (edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en circón), que interpretaron como una edad de cristalización representando el cierre del evento magmático famatiniano en Córdoba (magmatismo TTG). Boffadossi (2019) establece un posible vínculo genético mediante modelados geoquímicos y relaciones isotópicas Sm-Nd y Rb-Sr entre estas rocas y las trondhjemitas del magmatismo TTG de las Sierras Pampeanas adjudicadas al ciclo orogénico Famatiniano (Rapela et al. 1998). Se propone entonces que la generación y emplazamiento de los cuerpos intrusivos laminares ocurrió durante el ciclo orogénico Famatiniano, lo cual permite acotar las edades máxima y mínima de cristalización de dichos cuerpos. La edad máxima se acota entre los 480-470 Ma., y corresponde a las edades de los intrusivos tonalíticos-trondhjemíticos-granodioríticos de las Sierras de Córdoba (Rapela et al. 2018), y la edad mínima a los 450 Ma., edad de enfriamiento Ar-Ar en muscovita de pegmatitas tipo II (Distrito Pegmatítico Alta Gracia).

Implicancias regionales

De acuerdo con el contexto geológico regional del área de estudio, la presencia de diversos cuerpos intrusivos vinculados con procesos de anatexis cortical, ocurridos durante el ciclo orogénico Pampeano es muy frecuente en las Sierras de Córdoba (Rapela et al. 1998, 2002, Otamendi et al. 2004, Guerreschi y Martino 2008, Siegesmund et al. 2010, Weinberg et al. 2018). A partir de los aportes de otros autores (Rapela et al. 1998, 2018, Pankhurst et al. 2000, Miró y Gromet 2005, Demartis et al. 2017) y de este trabajo, se ha determinado que también existen numerosos cuerpos ígneos vinculados con el orógeno Famatiniano. Weinberg et al. (2018) en la revisión de los ciclos orogénicos del Paleozoico inferior de Gondwana (ciclos Pampeano y Famatiniano) definen a los mismos como orógenos acrecionales “calientes”, donde cada uno de ellos se caracteriza por dos cinturones ígneos paralelos: el arco magmático, de composición calcoalcalina, y un cinturón granítico peraluminoso, dominado por magmas derivados de reciclado de corteza continental (anatexis). Este último cinturón anatético, durante el ciclo orogénico Pampeano, se encontraba posicionado en el antearco afectando al prisma de acreción y dando lugar a la generación de los diversos macizos migmatíticos presentes en las Sierras de Córdoba. En este contexto se produjo principalmente la fusión de metapelitas, metagrauvacas y anfibolitas, lo que explicaría la variación composicional de los cuerpos irregulares característicos de ese período (monzogranitos, pegmatitas tipo I y tonalitas).

Durante el Famatiniano, el cinturón anatético se desarrolló en la zona de retroarco. Wolfram et al. (2019) determinaron una ciclicidad de los procesos de anatexis cortical ocurridos desde los 490 Ma hasta los 440 Ma. Las Sierras de Córdoba en ese lapso formaban parte del antepaís famatiniano (Rapela et al. 2018, Weinberg et al. 2018). Si bien es conocida la existencia de rocas ígneas famatinianas (D'Eramo et al. 2014 y referencias allí citadas), la mayoría de ellas están vinculadas al magmatismo TTG (Rapela et al. 1998, 2018), con los que se vinculan los diques de tonalitas-trondhjemitas de este trabajo. Sin embargo, la existencia de intrusivos anatéticos famatinianos es menos evidente. Demartis et al. (2017) presentan edades U/Pb de pegmatitas y granitos famatinianos que tendrían un origen anatético, emplazados en cercanías al borde occidental del antepaís famatiniano (sierra de Comechingones). Dado este contexto, las pegmatitas tipo II, propuestas en el presente trabajo como famatinianas, se localizan bastante más al este de las pegmatitas reportadas por Demartis et al. (2017). Se interpreta entonces, que la fusión por anatexis generada durante el ciclo orogénico Famatiniano, no sólo alcanzó la sierra de Comechingones, sino que

también se representa en las pegmatitas tipo II del área de estudio, aflorantes en la sierra Chica y borde oriental de la sierra Grande de Córdoba.

CONCLUSIONES

En el sector centro-norte de la sierra Chica y parte oriental de la sierra Grande de Córdoba el basamento metamórfico está conformado por dos unidades litológicas denominadas gnéissica y migmatítica. Sobre ambas unidades se desarrollan pequeñas fajas de cizalla de escasas dimensiones y cinemática variable, estabilizadas en facies de anfibolita. El basamento es intruido por al menos cinco litologías de origen ígneo, que por sus relaciones de corte y morfologías fueron divididas en dos grupos: cuerpos intrusivos de morfología irregular (monzogranitos, tonalitas y pegmatitas tipo I) y cuerpos intrusivos laminares (tonalitas-trondhjemitas y pegmatitas tipo II).

El primer grupo es interpretado como el más antiguo y su origen podría vincularse con los procesos de anatexis cortical ocurridos durante el ciclo orogénico Pampeano, ya que existen relaciones espaciales entre los afloramientos de estos intrusivos y los leucosomas de las migmatitas de dicha edad, además de un bajo contraste reológico con las migmatitas encajantes sugiriendo un ambiente de generación profundo.

El segundo grupo se emplazó de manera posterior al primero, donde su morfología laminar, con bordes rectos y contacto neto, evidencia un mayor contraste térmico con la roca de caja. Por este motivo se interpreta que los cuerpos laminares se emplazaron en niveles superiores de la corteza, de manera sin-cinemática con las fajas de cizalla estabilizadas en facies de anfibolita que afectan al basamento (Boffadossi 2019).

Las edades Ar-Ar determinadas en muscovitas de pegmatitas tipo II fueron de 450.92 ± 1.41 Ma y 434.53 ± 3.16 Ma, las cuales corresponden a edades de enfriamiento. Estas edades, junto a los datos geocronológicos de diversos autores, refuerzan las relaciones de campo observadas: i) relaciones de corte con contactos netos de las intrusiones laminares con respecto a las intrusiones irregulares y a las estructuras migmatíticas y gnéissicas; ii) relaciones de corte mutuas entre las intrusiones de tonalitas-trondhjemitas (posiblemente vinculadas al magmatismo TTG) y pegmatitas tipo II; iii) concordancia entre la orientación de la foliación milonítica estabilizada en facies de anfibolita y la orientación de los diques laminares; iv) presencia de microestructuras de deformación en el interior de los cuerpos laminares, sincrónicas con la cristalización, desde altas a bajas temperaturas.

Por lo anteriormente expuesto, se propone que la edad de cristalización de los cuerpos irregulares se vincula a los procesos anatécnicos ocurridos durante clímax del ciclo orogénico Pampeano, mientras que los cuerpos ígneos laminares se acotan al período comprendido entre los 480-470 Ma. (edad del magmatismo TTG de las Sierras de Córdoba, Rapela et al. 2018) y los 450 Ma. (edad de enfriamiento Ar-Ar en pegmatitas tipo II).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado a partir de del programa de investigación PPI 18/C456 financiado por la Secretaria de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto (SeCyT-UNRC) y a partir del proyecto PICT-2016-1754, financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica (ANPCyT) y la SeCyT-UNRC.

Se agradece a los dos revisores anónimos y a los Dres. Sebastián Verdecchia y Mónica López de Luchi por los valiosos comentarios y sugerencias para la mejora del manuscrito.

REFERENCIAS

- Baldo, E.G., Murra, J., Bello F.C. y Colombo F. 2008. Análisis de la zonación de Plagioclasa en los filones tonalíticos de la Quebrada del Río Suquia, Sierra Chica de Córdoba. IX Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 165-172, San Salvador de Jujuy.
- Bello, F.C. 2003. Intrusivos filonianos tonalíticos de la Quebrada del Río Suquia. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 90 p., Córdoba.
- Boffadossi, M.A. 2019. Emplazamiento y petrogénesis de las pegmatitas graníticas del Distrito Alta Gracia, Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédito), 217 p., Río Cuarto.
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J.A., Baldo, E., Zarco, J., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores. (Memoria y Mapa Geológico). SEGEMAR, Boletín 250, Buenos Aires.
- Casquet, C., Dahlquist, J.A., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Morales, M.M., Murra, J.A. y Fanning C.M. 2018. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? *Earth-Science Reviews* 177: 209-225.
- Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., de la Rosa, J.E., Mohamed, E. y Hassan, E. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 255-276.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo, C. y Baldo, E.G. 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 23: 1617-1630.
- Demartis, M., Pinotti, L., Coniglio, J.E., D'Eramo, F., Tubia, J., Aragón, E., Agulleiro, L. 2011. Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 33(9): 1334-1346.
- Demartis, M., Jung, S., Berndt, J., Aragón, E., Sato, A.M., Radice, S., Maffini, M., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P., D'Eramo, F.J., Agulleiro, L. 2017. Famatinian inner arc: Petrographical observations and geochronological constraints on pegmatites and leucogranites of the Comechingones pegmatitic field (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 79: 239-253.
- D'Eramo, F.J., Tubía, J.M., Pinotti, L.P., Vegas, N., Coniglio, J., Demartis, M., Aranguren, A. y Basei, M. 2013. Granite emplacement by crustal boudinage: example of the Calmayo and El Hongo plutons (Córdoba, Argentina). *Terra Nova* 25(5): 423-430.
- D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J.E. y Baldo, E.G. 2014. El magmatismo Ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 233-254, Córdoba.*
- Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic back arc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from eastern Pampean ranges, Argentina. *Geology* 35: 495-498.
- Fagiano, M. 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédito), 379 p., Río Cuarto.
- Fagiano, M. y Martino, R. 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla de Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Avances de Microtectónica y geología estructural. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 7: 45-50.*
- Gaido, M.F., Zarco, J.J., Miró, R.C., Sapp, M., Gamba, M.T. y López, H. 2005. Hoja geológica 3166-30 Los Gigantes, provincia de Córdoba, 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 299:1-126, Buenos Aires.
- Galliski, M.A. 1992. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. IV Congreso Nacional y I Latinoamericano de Geología Económica, Actas: 534-537, Córdoba.
- Galliski, M.A. 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 99-112.
- Galliski, M.A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogé-

- nesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 113-122.
- Galliski, M.A. 1999. Distrito Pegmatítico Alta Gracia, Córdoba. En: Zappettini, E.O. (ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, anales 35: 401-403, Buenos Aires.
- Galliski, M.A. y Linares, E. 1999. New K-Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. SEGEMAR, Anales 34: 63-68, Córdoba.
- Galliski, M.A. y Sfragulla, J. 2014. Las pegmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba*. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 365-388, Córdoba.
- Gordillo, C.E. 1958. Estudio químico-petrográfico de las rocas intrusivas de la quebrada del Río Primero. *Academia Nacional de Ciencias*: 141-170, Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J.C. (ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 577-650, Córdoba.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2008. Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Córdoba, Argentina. *Gondwana Research* 13 (2): 176-188.
- Guereschi, A. y Martino, R. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba*. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 67-94, Córdoba.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.L. y Vignerresse, J.L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications. *Geological Society of America Bulletin* 99: 763-770.
- Herrera, A. O. 1961. Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Alta Gracia, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16 (1-2): 15-34.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79: 245-255.
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J. 2013. The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacaran–Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 127-143.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S. 1997. Calc-Alkaline Arc Granitoid Activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (2): 157-177.
- Lira, R., Poklepovic, M.F. y O'leary, M.S. 2014. El Magmatismo Cámbrico en el Batolito de Sierra Norte-Ambargasta. En: Martino, R.D., Guereschi, A.B. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba*. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 183-215, Córdoba.
- Lira, R. y Sfragulla, J. 2014. El magmatismo Devónico-Carbonífero: el Batolito de Achala y plutones menores al norte del cerro Champaquí. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba*. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 293-347, Córdoba.
- Lambías, E.J. 2008. *Geología de los Cuerpos Ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Serie b, didáctica y Complementaria 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15, 222 p., San Miguel de Tucumán.
- Mccaffrey, K.J.W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society, London* 149: 221-235.
- Martino, R.D. 2003. Las Fajas de Deformación Dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 549-571.
- Martino, R.D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 60-77.
- Martino, R.D., Guereschi, A.B. y Anzil, P.A. 2010. Metamorphic and tectonic evolution at the 31- 36° S across a deep crustal zone from the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 12-28.
- Miró, R. y Gromet, L.P. 2005. The Famatinian orogeny in the Sierras de Córdoba, Argentina: new tectonic insights. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas en CD-ROM: 724-732, La Plata.
- Morales Cámara, M.M., Dahlquist, J.A., Ramacciotti, C.D., Galindo, C., Basei, M.A., Zandomeni, P.S. y Macchioli Grande, M. 2018. The strongly peraluminous A-type granites of the Characato suite (Achala batholith), Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence of Devonian-Carboniferous crustal reworking. *Journal of South American Earth Sciences* 88: 551-567.
- Otamendi, J.E. y Patiño Douce, A.E. 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones. *Journal of Petrology* 42:1571-1772.
- Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crustal the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7 (4): 1143-1155.
- Otamendi, J., Ducea, M., Cristofolini, E., Tibaldi, A., Camilletti, G. y Bergantz, G. 2017. U-Pb ages and Hf isotope compositions of zircons in plutonic rocks from the central Famatinian arc, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 412-426.
- Otamendi, J.E., Barzola, M., Tibaldi, A.M., Cristofolini, E.A., Alvarez Valero, A. y Demichelis, A.H. 2019. Petrological and geochemical variations of a turbidite-like metasedimentary sequence over the metatexite

- to diatexite transition within the Pampean Orogen, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 108: 1361-1385.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. *Geological Society, Special Publication* 142: 343-367, London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 91: 151-168.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga J.O., Reath, I.M. y Campos Neto, M.D.C. 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the major Gercino shear zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17: 688-703.
- Patino Douce, A.E. y Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36 (3): 707-738.
- Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholiths, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251-265.
- Pinotti, L.P., Tubía, J.M., D'Eramo, F.J., Vegas, N., Sato, A.M., Coniglio, J.E. y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28 (5): 834-849.
- Pinotti, L.P., D'Eramo, F.J., Weinberg, R.F., Demartis, M., Tubía, J.M., Coniglio, J.E., Radice, S., Maffini, M.N. y Aragón, E. 2016. Contrasting magmatic structures between small plutons and batholiths emplaced at shallow crustal level (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 92: 46-58.
- Radice, S., Arangue, J., Fagiano, M., Pinotti, L.P. y Cristofolini, E. 2015. Microfábricas de deformación del basamento metamórfico, sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (2): 157-166.
- Radice, S., Lince Klingler, F., Maffini, M.N., Pinotti, L.P., Demartis, M., D'Eramo, F.J., Gimenez, M. y Coniglio, J.E. 2018. Crustal structure in high deformation zones: Insights from gravimetric and magnetometric studies in the Guacha Corral shear zone (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 82: 261-273.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias Geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Martino, R.D., Otamendi, J.E. y Escayola, M. 2014. Evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. En: Martino R.D. y Guerreschi A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 965-977, Córdoba.*
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of southern proto-Andes: Cambrian Continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication* 142: 181-217, London.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Saavedra, J. 2002. Cordierite and leucogranite formation during emplacement of highly peraluminous magma: the El Pilón Granite Complex (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of Petrology* 43: 1003-1028.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Galindo, C., Alasino, P.H., Ramacciotti, C.D., Verdecchia, S.O., Murra, J.A. y Basei, M.A.S. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: Evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth Science Reviews* 187: 259-285.
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41-59.
- Sawyer, E.D. 2008. Atlas of Migmatites. *The Canadian Mineralogist. Special Publication* 9. NRC Research Press, 371 p., Ottawa.
- Scharf, A., Handy, M.R., Schmid, S.R., Favaro, S., Sudo, M., Schuster, R., Hammerschmidt, K. 2016. Grain-size effects on the closure temperature of white mica in a crustal-scale extensional shear zone-Implications of in-situ ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser-ablation of white mica for dating shearing and cooling (Tauern Window, Eastern Alps). *Tectonophysics* 674: 210-226.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P. y Miró, R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean Orogeny: implications for the late neoproterozoic to Cambrian evolution of western Gondwana. *Journal of Geology* 116: 39-61.
- Semenov, I. y Weinberg, R.F. 2017. A major mid-crustal decollement of the Paleozoic convergent margin of Western Gondwana: the Guacha Corral shear zone, Argentina. *Journal of Structural Geology* 103: 75-99.
- Siegesmund, S., Steenken A., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S. 2004. The Las Chacras-Potrerillos Batholith: structural evidences on its emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of Earth Science* 93: 23-43.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Frei, R., Presnyakow, S. y Guerreschi, A. 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal Earth Sciences* 99: 1199-1226.
- Sims, J., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb, and Ar-Ar geochronology from the Southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin*

- of Gondwana. Geological Society, Special Publication 142: 259-281, London.
- Steenken, A., Wemmer, K., Martino, R.D., López de Luchi, M.G., Guerreschi, A. y Siegesmund, S. 2010. Post-pampean cooling and the uplift of the Sierras Pampeanas in the west of Córdoba (central Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 256 (2): 235-255.
- Steiger, R.H. y Jager, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 359-362.
- Streckeisen, A.L. 1978. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 141: 1-14.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., Black, L. y Miró, R. 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336: 87-114, Boulder.
- Tikoff, B. y Teyssier, C. 1992. Crustal-scale, in-echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology* 20: 927-930.
- Toselli, G.A. 1999. Magmatismo ácido calcoalcalino en la zona de La Cailera, Sierra Chica de Córdoba, consideraciones petrológicas y geoquímicas. *Revista de Ciencia y Técnica* VI (7): 31-53.
- Von Gosen, W., McClelland, W.C., Loske, W., Martínez, J.C. y Prozzi, C. 2014. Geochronology of igneous rocks in the Sierra Norte de Córdoba (Argentina): Implications for the Pampean evolution at the western Gondwana margin. *Lithosphere* 6 (4): 277-300.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N. y Mariano, G. 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology* 32: 377-380.
- Weinberg, R.F., Becchio, R., Farias, P., Suzaño, N. y Sola, A. 2018. Early paleozoic accretionary orogenies in NW Argentina: Growth of West Gondwana. *Earth-Science Reviews* 187: 219-247.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal Structural Geology* 25: 909-922.
- Wolfram, L.C., Weinberg, R.F., Nebel, O., Hamza, K., Hasalová, P., Míková, J. y Becchio, R. 2019. A 60-Myr record of continental back-arc differentiation through cyclic melting. *Nature Geoscience* 12 (3): 215-219.