

# MAGMATISMO SILICEO Y NIVELES DE EMPLAZAMIENTO DURANTE EL PALEOZOICO INFERIOR EN EL ÁREA DE TAJAMAR-QUEBRADAS DE AGUA DE CASTILLA Y CAJÓN, SALTA

José Francisco LÓPEZ<sup>1,2</sup>, Mirta Fátima QUIROGA<sup>1,2</sup>, Néstor SUZAÑO<sup>1,2</sup>, Raúl BECCHIO<sup>1,2</sup>, Agustín ORTIZ<sup>1,2</sup> y Marcelo ARNOSIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> INENCO CONICET, Salta. E-mail: fransolalo@gmail.com

<sup>2</sup> Instituto GEONORTE. Salta.

## RESUMEN

En el área de Tajamar y quebradas Agua de Castilla y Cajón afloran rocas ígneas ordovícicas constituidas por una asociación de unidades plutónicas, subvolcánicas y volcánicas de composición ácida. Se describen y caracterizan las relaciones de campo, la petrografía y la geoquímica de las unidades identificadas. En el área de Tajamar aflora un intrusivo granítico porfídico intruido por granodioritas y pórfidos riolíticos. En Cajón ocurre un intrusivo sienogranítico que constituye un afloramiento aislado respecto a los otros cuerpos graníticos de Tajamar. En las quebradas Agua de Castilla y Cajón se observan cuerpos aislados de *sills*, criptodomas y mantos de volcanitas intercalados con secuencias sedimentarias de edad arenigiana-llanvirniana de acuerdo con el registro fosilífero. El desarrollo de peperitas en el contacto volcanita-sedimento indican la contemporaneidad magmatismo-sedimentación. Las unidades ígneas estudiadas son de signatura geoquímica calcoalcalina y peraluminosas. Se diferencia un grupo de rocas caracterizado por un enriquecimiento relativo en FeOT y MgO y empobrecimiento en CaO respecto de batolitos cordilleranos típicamente calcoalcalinos. Las relaciones de campo y afinidades geoquímicas permiten vincularlas con el magmatismo asociado a la faja eruptiva de la Puna Oriental. Este último inició durante el Tremadociano con un pico a los 470 Ma y se caracteriza por sucesivas intrusiones plutónicas, subvolcánicas y extrusiones volcánicas. Se propone un modelo de emplazamiento múltiple de magmas silíceos en niveles medios a superficiales de la corteza durante la evolución del orógeno Famatiniano. El ascenso de estos magmas estuvo favorecido por zonas de deformación dúctil vinculada con el desarrollo de cuencas ordovícicas.

**Palabras clave:** *Magmatismo siliceo, Niveles de emplazamiento, Paleozoico inferior*

## ABSTRACT

*Silicic Magmatism and emplacement levels during the lower Paleozoic in the Tajamar-quebradas de Agua de Castilla y Cajón area, Salta*

In the Tajamar and Agua de Castilla-Cajón region, Ordovician igneous rocks crop out. These rocks constitute an association of acid plutonic, subvolcanic and volcanic units. Here, we characterize their field relationship, petrography and geochemistry. In the Tajamar area, a porphyritic granite intrusion, in turn intruded by granodiorites and porphyritic rhyolite rocks crops out. In Cajón, a syenogranitic plutonic body constitutes an isolated intrusion with respect to the other intrusions. In the canyons of Agua de Castilla and Cajón isolated bodies of sills, cryptodomes and vulcanite mantle intercalated with Arenig-Llanvirn sedimentary sequences are observed. The development of peperites in the contact between the volcanic body and sedimentary rocks suggests a magmatic-sedimentary contemporaneity. The magmatic units have geochemical signature calkalkaline and peraluminous. There is a group with relative enrichment of FeOT and MgO, and depletion in CaO, with respect to Cordilleran calkalkaline batholiths. The field relationships and geochemistry link these rocks to the Faja Eruptiva de la Puna Oriental magmatism. This magmatism started in the Tremadoc with a peak at 470 Ma, and is characterized by successive plutonic and subvolcanic intrusions and volcanic extrusions. We propose a model of multiple emplacements of silicic magmas in shallow crustal levels, during the evolution of the Famatinian orogen. The ascent of these magmas was favored by ductile deformation zones to the development of ordovician basins.

**Keywords:** *Silicic magmatism, Emplacement levels, Early Paleozoic*

## INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas la evolución del magmatismo del Paleozoico inferior ha

sido un tema de debate y controversia por ser un elemento clave para el conocimiento de la configuración del margen sudoccidental de Gondwana. La Puna es-

tá constituida como una planicie de altura limitada al oeste por la Cordillera Occidental, donde se localiza el arco magmático andino actual; y al este por la

Cordillera Oriental. En territorio argentino, la Puna se extiende desde el paralelo 22° S en continuidad hasta la cordillera de San Buenaventura (Catamarca) a la altura del paralelo 27° S. El lineamiento Calama-Olacapato-El Toro (COT) divide la Puna en dos subprovincias geológicas, Puna Septentrional y Austral (Alonso *et al.* 1984) y tiene una orientación transversal al orógeno andino (NO-SE).

El magmatismo del Paleozoico inferior se distribuye a lo largo de dos “fajas” de dirección N-S denominadas faja eruptiva de la Puna Occidental (Palma *et al.* 1986) y faja eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.* 1973). La faja eruptiva de la Puna Occidental se extiende desde el norte de Chile hacia el sector occidental de la provincia de Catamarca; mientras que la faja eruptiva de la Puna Oriental se desarrolla desde la frontera argentino-boliviana ( $\approx 17^\circ$  S) hasta la provincia de Catamarca ( $\approx 27^\circ$  S). Hacia el sur del lineamiento COT el magmatismo está representado en su mayoría por rocas de niveles corticales medios, mientras que en el sector septentrional afloran rocas de niveles corticales superficiales y extrusivas (Hongn 1994).

En el área de Tajamar y quebradas de Agua de Castilla y Cajón, sector medio de la faja eruptiva de la Puna Oriental, las rocas ígneas del Paleozoico inferior están constituidas por una asociación de rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas de composiciones ácida. Estas rocas están en un mismo nivel de afloramiento actual, aunque fueron emplazadas en distintos niveles estructurales desde medios (plutónicas) a superficiales (volcánicas). Por mucho tiempo los vulcanólogos han explicado las características macroscópicas y microscópicas de las rocas volcánicas, así como la diversidad composicional observada a partir de procesos que habrían ocurrido en la cámara magmática. Por otro lado, muchos petrólogos concuerdan en que los plutones representan magmas residuales del último estadio térmico y registran el enfriamiento en la evolución de los sistemas magmáticos. Sin embargo, numerosos investigadores han demostrado que los plutones tienen historias evolutivas prolongadas,

complejas y pueden proveer importantes registros de la mayoría de los procesos ocurridos en la cámara magmática (p. ej. Barnes *et al.* 1990, Larsen y Smith 1991, Falkner *et al.* 1995, Poli *et al.* 1996, Wiebe y Collins 1998, Collins *et al.* 2000, Bachl *et al.* 2001, Wiebe *et al.* 2002, Hawkins y Wiebe 2003, Metcalf 2004, entre otros). No obstante, algunas cuestiones permanecen aún sin resolver, tales como si los plutones realmente proveen una imagen realista de una cámara magmática y si es posible integrar los estudios petrogenéticos desde los sistemas plutónicos a los volcánicos de manera de que permitan entender los procesos magmáticos en sentido amplio. Para resolver estas incógnitas es necesario realizar estudios integrales de *suites* de rocas volcánicas y plutónicas coetáneas donde los vínculos genéticos puedan ser establecidos a través de la geoquímica, geocronología y la interpretación de procesos magmáticos vinculados entre sí. En este sentido, hasta la actualidad y para el área de estudio, no existe un estudio integral que permita definir las relaciones existentes entre las rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas del Paleozoico inferior. El objetivo de este trabajo es caracterizar las distintas unidades sobre la base de estudios de campo, petrográficos y geoquímicos. Por otro lado, se pretende establecer el orden relativo de emplazamiento de los distintos magmas, definir los niveles de emplazamiento e integrar los resultados en un modelo que refleje la evolución del magmatismo silíceo en el área de estudio.

## MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se ubica en el área de Tajamar y quebradas de Agua de Castilla y Cajón, entre los 24°15'36" - 24°20'29" de latitud sur y 66°17'10" - 66°25'20" de longitud oeste, en provincia de Salta, Puna Septentrional (Fig. 1).

El basamento del área está representado por una potente secuencia sedimentaria correspondiente a la Formación Puncoviscana *s.l.* de edad Neoproterozoico-Cámbrico temprano (Aceñolaza y Aceñolaza 2005) con metamorfismo inci-

piente y polideformación. La Formación Puncoviscana *s.l.* aflora en el crestón de la Aguada, cordón de San Antonio de los Cobres y nevados de Palermo. Está constituida por pelitas, areniscas, grauvacas y cuarcitas con metamorfismo de muy bajo a bajo grado representada por filitas, pizarras y metagrauvacas, y hornfels (Blasco *et al.* 1996).

El magmatismo del Paleozoico inferior, en este sector de la Puna, está representado por un grupo de plutones calcoalcalinos de edad Cámbrico tardío a Ordovícico Temprano, con afinidad de arco. Los mismos fueron integrados al arco magmático Famatiniano (Rapela *et al.* 2001), que se extiende con rumbo N-S a lo largo de la región NOA y que se habría formado por la subducción de una placa oceánica por debajo del margen occidental de Gondwana. Los niveles plutónicos más profundos están expuesto en una faja de 600 km de longitud con rumbo N-S entre los 28° y 33° de latitud sur (Otamendi *et al.* 2009). El arco magmático Famatiniano, así como en batolitos tipo cordilleranos, exhibe zonación composicional con plutonitas tipo I en el exterior y tipo S hacia el interior (Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 2000, Rossi *et al.* 2002, Grosse *et al.* 2011).

En la Puna y Sistema de Famatina, entre los 22° y 28° S, afloran rocas ígneas intrusivas y extrusivas intercaladas con sedimentitas del Paleozoico inferior (Turner y Méndez 1979, Toselli 1990, Coira *et al.* 1999, Viramonte *et al.* 2007, entre otros) distribuidas en dos fajas, oriental y occidental. La faja eruptiva de la Puna Oriental consiste de una asociación de rocas intrusivas de composición félsica dominante (Méndez *et al.* 1973, Bahlburg 1990) y rocas hipabisales, volcánicas félsicas a intermedias y basálticas subordinadas (p. ej. Coira y Pérez 2002, Coira *et al.* 1999, 2009). Los granitoides de la faja eruptiva de la Puna Oriental son calcoalcalinos, de composiciones granodioríticas a graníticas y peraluminosas con corindón normativo. Contienen fenocristales de feldespato potásico que alcanzan varios centímetros de diámetro y cuarzo de tonalidad azul. Son escasos

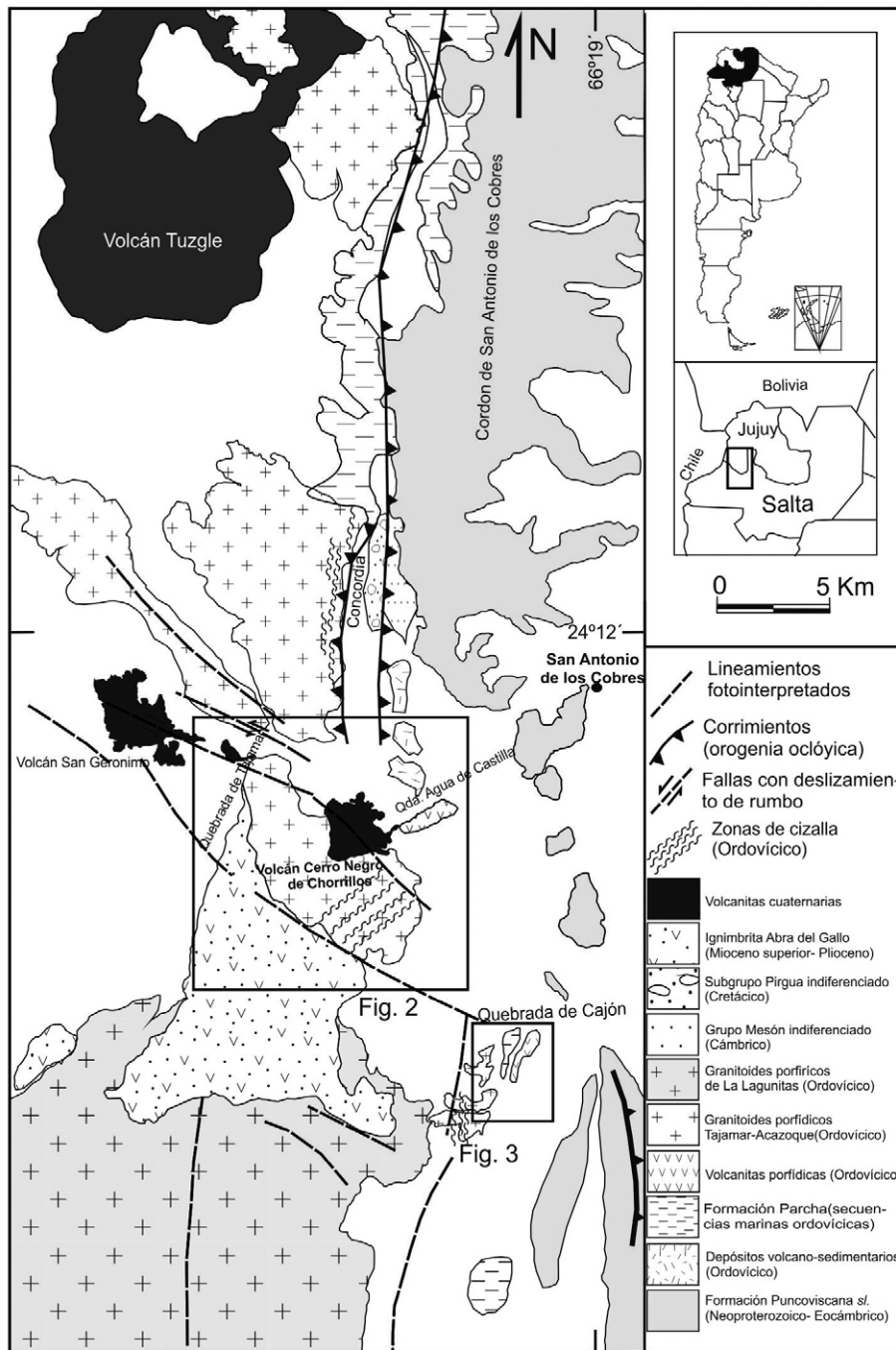
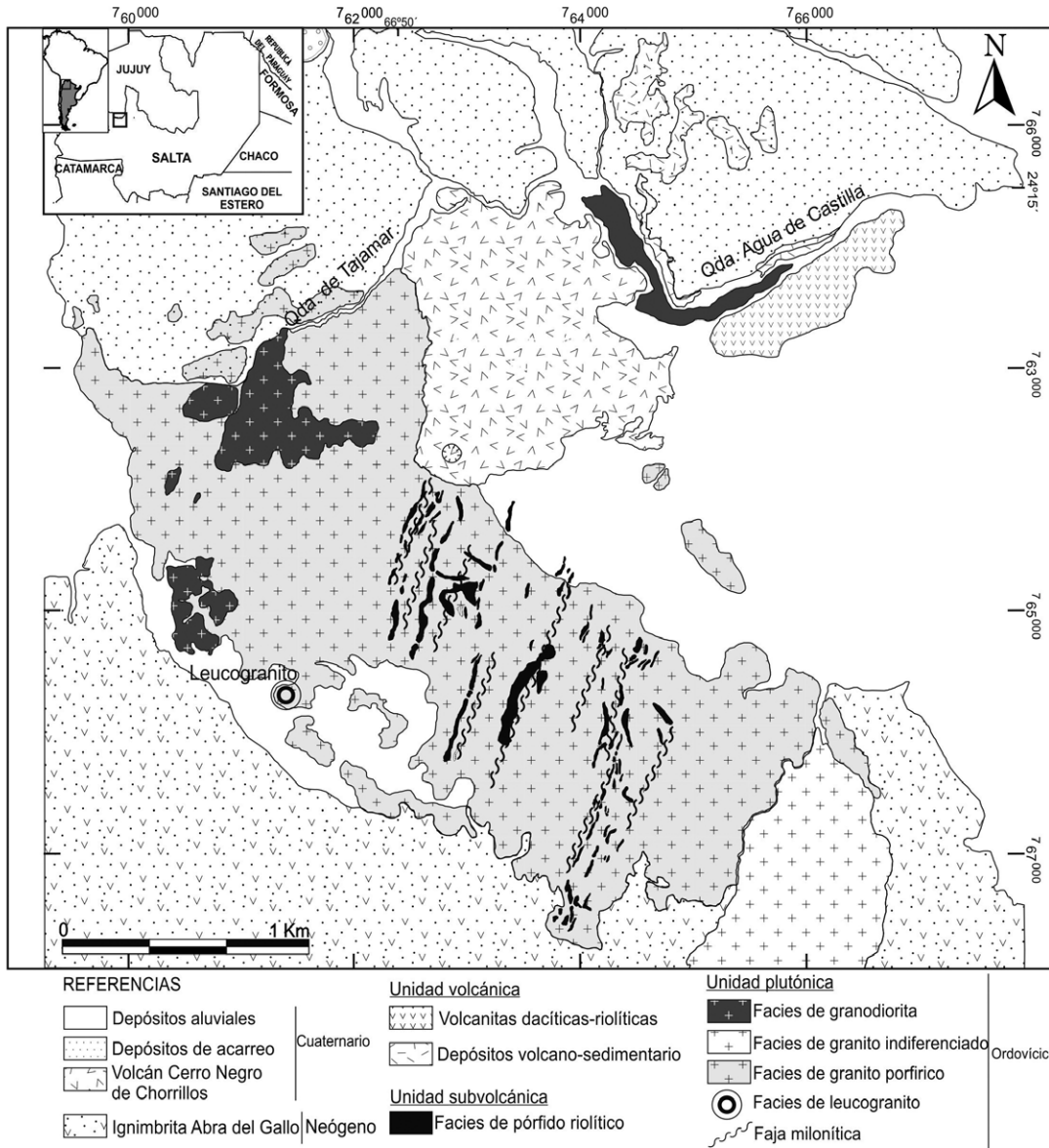


Figura 1: Mapa geológico regional de la zona de estudio. Los recuadros indican las áreas mapeadas en detalle en las figuras 2 y 3. Modificado de Hongn (1994) y Norini *et al.* 2014.

los registros de rocas básicas de signatura mantélica asociadas a este magmatismo (p. ej. Viramonte *et al.* 2007, Coira *et al.* 2009). La distribución de las edades de cristalización indican que el magmatismo intrusivo se desarrolló en forma continua en un período extendido de tiempo aproximadamente entre 500 y 445 Ma (Viramonte *et al.* 2007, Becchio *et al.*

2011, Bahlburg *et al.* 2014). En la Puna Austral, Viramonte *et al.* (2007) definieron dos unidades litoestratigráficas en el borde oriental del salar de Centenario: una unidad volcano-sedimentaria bimodal de  $485 \pm 5$  Ma con metamorfismo de bajo grado y otra plutónica, compuesta por sienogranitos y leucogranitos con edades entre  $462 \pm 7$  y

$475 \pm 5$  Ma. Las metavolcanitas (félsicas) y las rocas plutónicas son peraluminosas y su composición geoquímica similar sugiere un origen magmático común, derivado a partir de la fusión de una fuente cortical. Según estos autores el magmatismo habría reciclado corteza continental preexistente con menor adición de material juvenil derivado del manto. En la Puna Septentrional, diversos autores (p. ej. Koukharsky y Mirré 1974, Coira y Koukharsky 1991) mencionaron la existencia de espilitas, ignimbritas submarinas y riolitas intercaladas con sedimentitas ordovícicas. En el área de Niño Muerto, Hauser *et al.* (2011) describieron un cuerpo de metadacita intercalado en secuencias ordovícicas de edad aproximada 480 Ma (U-Pb en circones). Las volcanitas antes mencionadas también formarían parte de la faja eruptiva de la Puna Oriental. La configuración tectónica de las rocas del Paleozoico inferior fue compleja en estilo y ha sido definido en base al estudio de las cuencas sedimentarias y rocas magmáticas ordovícicas en un ambiente de subducción (Bahlburg 1990, Bahlburg y Hervé 1997, Hongn y Riller 2007, Coira *et al.* 1999, 2009, Zimmermann *et al.* 2010, entre otros). En general, se considera que los eventos tectono-magmáticos ocurrieron en un ambiente de *back-arc* asociado con una etapa extensional (Tremadociano-Arenigiano temprano) seguido de una etapa contraccional con variado componente de rumbo (Hongn y Mon 1999, Hongn y Riller 2007, Coira *et al.* 1999, 2009, Kirschbaum *et al.* 2006) relacionados al desarrollo de cuencas de antepaís (Ordovícico Medio). Durante el Arenigiano comienza un periodo de transición extensional-contraccional con regiones donde actúan regímenes contraccionales en un ambiente extensional generalizado (Bahlburg 1990, Coira *et al.* 2009). Estas incertidumbres acerca del régimen tectónico actuante durante el emplazamiento del magmatismo Tremadociano-Arenigiano, aún se mantienen sin resolver. Coira *et al.* (1999, 2009) proponen un régimen transtensivo donde la componente de rumbo genera zonas de dilatación para el ascenso y emplazamiento de magmas.



**Figura 2:** Mapa geológico del área de Tajamar y quebrada Agua de Castilla. Coordenadas UTM, zona 19S.

Además, se ha propuesto que el emplazamiento de los magmas ocurrió en un ambiente transpresivo avanzado (Hongn y Mon 1999, Hongn y Riller 2007, Hongn *et al.* 2006) controlados por zonas de cizalla (p. ej. plutón Cobres de edad  $476 \pm 1$  Ma, Hongn *et al.* 2006) bajo condiciones de metamorfismo de alta temperatura (Becchio *et al.* 1999).

## GEOLOGÍA LOCAL Y PETROGRAFÍA

Sobre la base de observaciones de campo y petrografía de las rocas reconocidas en el área de Tajamar y quebradas de Ca-

jón y Agua de Castilla, se diferenciaron tres unidades: plutónica, subvolcánica y volcánica (Figs. 2 y 3). A continuación, se describen las características de campo y petrográficas de cada unidad.

### Unidad plutónica

Es la unidad de mayor extensión areal y se distribuye en el sector oeste y centro de Tajamar y en el sector oeste de Cajón. Está integrada por: granito porfídico, granodiorita, leucogranito turmalinífero y sienogranito (Figs. 2 y 3).

*Granito porfídico:* Aflora al oeste de la quebrada de Tajamar (Fig. 2), de color rosado y está intruído por cuerpos de grano-

diorita y pórfidos riolíticos. Hacia el sur del Abra de Gallo, fuera del área de estudio, el granito porfídico intruye a sedimentitas ordovícicas (sin posición estratigráfica definida) con contactos netos y en algunos casos se observa una relación de paraconcordancia. El granito porfídico es de grano grueso y se caracteriza por el desarrollo de megacristales de cuarzo y feldespato potásico de tamaños entre 5 a 10 cm. Contiene enclaves de metamorfitas de bajo a mediano grado de 10 a 40 cm, probablemente correspondientes a la Formación Puncoviscana o equivalentes de más alto grado (Fig. 4a) y cumulos ricos en biotita.

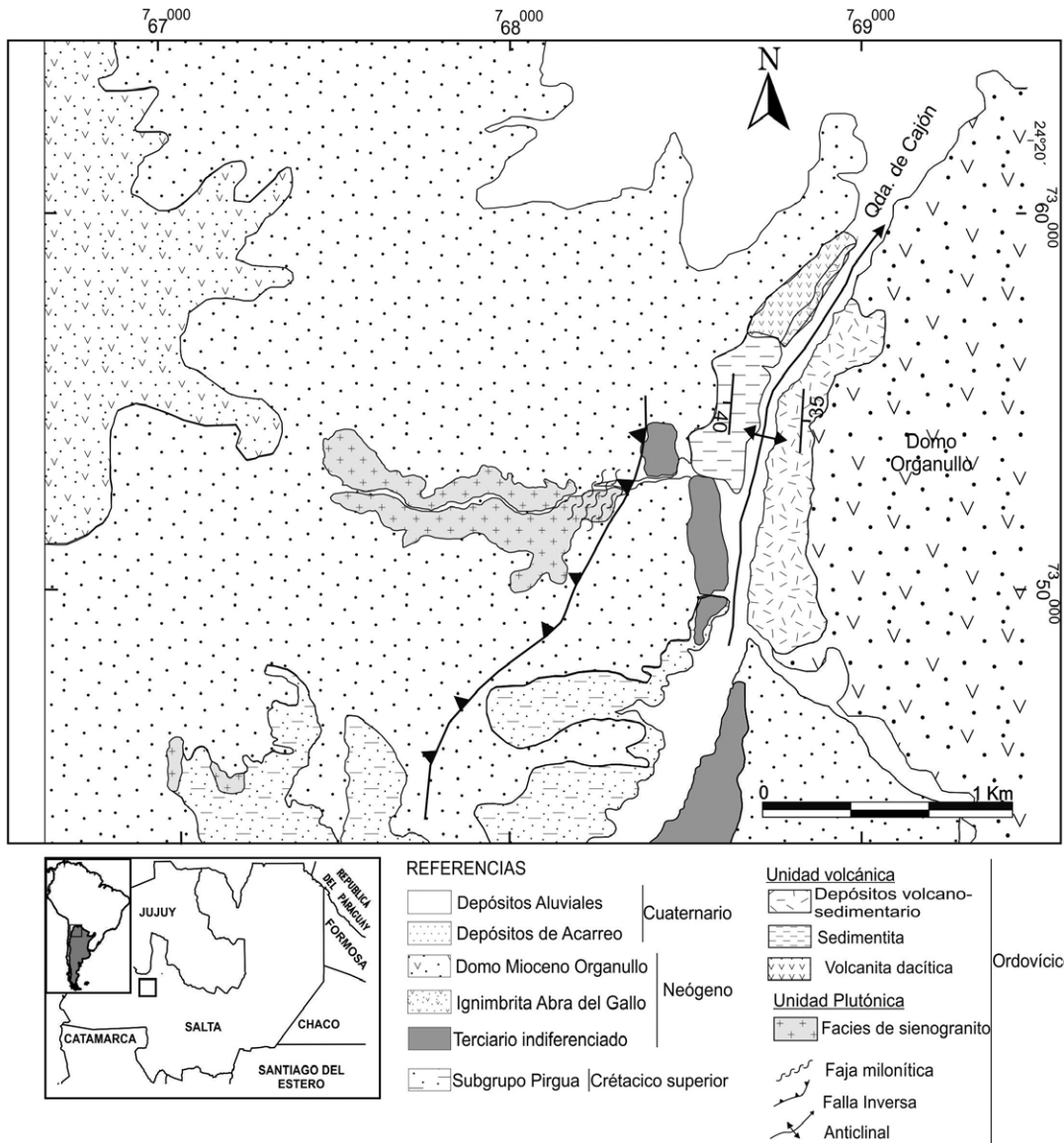


Figura 3: Mapa geológico de la quebrada de Cajón. Coordenadas UTM, zona 19S.

Petrográficamente tiene textura holocristalina porfídica de grano grueso (3 a 5 mm) (Fig. 4b). La roca está compuesta por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cristales de biotita, como minerales esenciales. Los minerales accesorios corresponden a muscovita, circón y minerales opacos. Los fenocristales de feldespato potásico es la fase más abundante y tienen forma subhedral, de grano medio a grueso (3 a 6 mm) y con textura pertítica. Tienen fracturas rellenas por minerales secundarios e inclusiones de biotita y minerales opacos. Los fenocristales de cuarzo de grano medio a grueso (2,7 a 5 mm), en la mayoría de las muestras analizadas exhiben

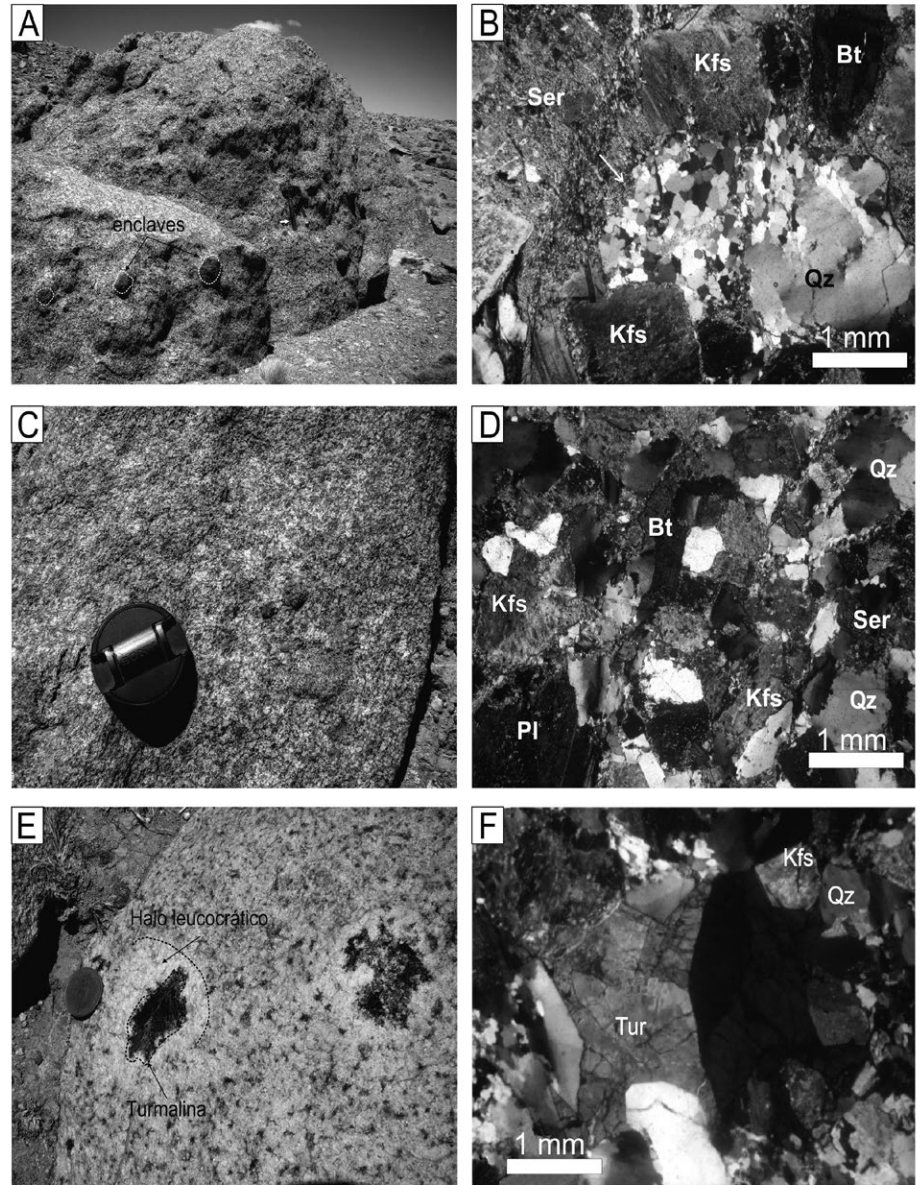
rasgos de deformación dúctil que incluyen extinción ondulosa marcada y texturas de recrystalización dinámicas y estáticas. Los fenocristales de plagioclasa tienen formas subhedral y tamaño de grano fino a medio (2,5 a 2,8 mm). La biotita tiene forma subhedral a euhedral, tamaño de grano medio (2,8 mm) y parcialmente cloritizada. La matriz es de grano medio y está compuesta por cristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y muscovita de grano fino (sericita). El feldespato potásico tiene forma subhedral con tamaños que varían de 0,5 a 1 mm. Algunos individuos tienen textura pertítica. El cuarzo es anhedral, de grano medio

(0,5 a 2 mm) y con extinción ondulosa. El cuarzo tiene fracturas rellenas por cristales de grano muy fino de muscovita, biotita y opacos (como minerales de alteración). Además, se observan agregados de cuarzo por recrystalización (Fig. 6a). La plagioclasa tiene forma subhedral, de grano medio y tamaños que varían de 1 a 2 mm. La biotita es de grano fino, en algunos casos alterada a clorita y con inclusiones de circón. En afloramiento, sobre esta misma litología, se observaron fajas de deformación dúctil elongadas de dimensiones 50 a 500 m de largo representadas por protomilonitas y milonitas caracterizadas por contener porfiroclastos con sombras de pre-

sión y *mica-fish*. A escala mesoscópica, en las zonas deformadas se distinguen dos dominios, un dominio leucocrático y otro melanocrático. Petrográficamente, la zona melanocrática tiene textura milonítica definida por bandas de biotita y sericita que rodean a porfiroclastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y agregados cuarzo-feldespáticos. La parte leucocrática tiene textura granoblástica, con moderada orientación de sus minerales y menor tamaño respecto de la parte melanocrática. Se compone de cuarzo, plagioclasa y como accesorios biotita, muscovita, clorita, circón y minerales opacos.

**Granodiorita:** Aflora en el sector centro y oeste de la quebrada de Tajamar (Fig. 2). Se distingue por su color gris blanquecino con tonalidades rosas y está en contacto neto con el granito porfídico. A diferencia de este último, la granodiorita es de grano más fino y contiene xenolitos de metamorfitas de pequeño tamaño, entre 1-2 cm (Fig. 4c).

Petrográficamente corresponde a una roca con textura holocristalina, equigranular de grano medio (Fig. 4d) compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales esenciales. Los minerales accesorios corresponden a muscovita, circón y minerales opacos. El cuarzo es anhedral y varían de 0,2 a 4,5 mm de diámetro. Los individuos de mayor tamaño tienen extinción ondulosa, con generación de subgranos debido a la recrystalización dinámica. También ocurre como exsoluciones en forma de parches en cristales de feldespatos y vermiciformes del tipo simplectítica. La plagioclasa (albita-oligoclasa) es subhedral, de hábito tabular y tamaños de 0,2 a 2,5 mm. Tiene maclado polisintético, zonación, exsoluciones de cuarzo y relaciones texturales de tipo mirmequítica y pertítica con el feldespato potásico. El feldespato potásico (microclino) tiene forma anhedral a subhedral, de hábito tabular y tamaño de 0,25 a 3 mm de diámetro. Tiene maclado en enrejado poco definido y pertitas en flamas. La biotita constituye cristales de hábito laminar, frecuentemente con las trazas de clivaje flexurados, fracturadas y parcialmente cloritizadas.



**Figura 4:** Aspecto en afloramiento y Fotomicrografías de secciones delgadas (nicoles cruzados) de las unidades plutónicas reconocidas en el área de Tajamar: a) Granito porfídico con enclaves de metamorfitas de bajo grado; b) Granito porfídico. Entre los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico se observa recrystalización de cuarzo (flecha blanca); c) Granodiorita con textura equigranular y enclaves de metamorfitas de bajo grado; d) Granodiorita con textura equigranular de grano medio; e) Leucogranito turmalinífero con cúmulos de turmalina y halo leucocrático de reacción; f) Leucogranito turmalinífero de textura equigranular. Notar los cristales de turmalina euhedral.

**Leucogranito turmalinífero:** Aflora en la parte central de la quebrada de Tajamar (Fig. 2), asociado con la granodiorita. En afloramiento se diferencia por su color rosado claro, de grano fino y desarrollo de textura sacaroide por sectores. A pesar de la reducida expresión areal, aflora en varios cuerpos de forma irregular que alcanza hasta 5 m de largo por 2 m de ancho. El contacto con la granodiorita es tran-

saccional con un ancho variable de unos pocos centímetros (5 a 10 cm). Se caracteriza por contener abundante soles o nódulos (3 a 7 cm) y cristales individuales de turmalina diseminados en toda la roca (variedad chorlita, Fig. 4e). La mayoría de los nódulos exhiben un arreglo radial de prismas (hasta 5–6 cm) con desarrollo de un halo de decoloración de tonos blanquecinos.

Petrográficamente corresponde a una roca de textura holocristalina equigranular de grano medio (Fig. 4f) compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita como minerales esenciales. Los minerales accesorios corresponden a muscovita, circón, turmalina y minerales opacos. El cuarzo es anhedral y de 0,2 a 3,0 mm de diámetro, ocasionalmente con extinción ondulosa y generación de subgranado. La plagioclasa (oligoclasa) es subhedral, de hábito tabular y tamaños de 0,2 a 2,5 mm. Tiene maclado polisintético y relaciones texturales de tipo pertítica en el feldespato potásico. El feldespato potásico (microclino) es anhedral a subhedral, tamaño de 3 a 4 mm de diámetro y maclado en enrejado poco definido. La biotita ocurre como cristales de hábito laminar, con tamaños de hasta 2 mm, color castaño claro a marrón oscuro y contiene inclusiones de circón. Frecuentemente, los cristales tienen sus trazas de clivaje flexuradas, fracturadas y parcialmente cloritizadas. Se reconocieron dos tipos de muscovita, una como alteración a partir de biotita y otra como cristales subhedrales, de tamaño similar a los otros minerales, aparentemente de origen primario.

Respecto a los nódulos de turmalina, el halo leucocrático está constituido por feldespato potásico que exhibe mayor alteración (agregados de caolín y sericita) respecto de los feldespatos potásicos del leucogranito hospedante (Fig. 4f).

**Sienogranito:** Aflora en la quebrada de Cajón y constituye un cuerpo plutónico aislado de forma elongada E-O y dimensión aproximada de 1,8 km de largo por 300 m de ancho (Fig. 3). Está parcialmente cubierto por sedimentos de acarreo. Es de color gris y tiene textura porfídica compuesta por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa), plagioclasa, biotita y en menor cantidad muscovita, todos inmersos en una matriz de grano fino de similar composición mineralógica. Los fenocristales de feldespato potásico incrementan su tamaño hacia el oeste y alcanzan un tamaño de hasta 5 o 6 cm. El cuerpo plutónico está afectado por deformación dúctil y desarrollo

de una estructura planar a lo largo de todo el cuerpo (Fig. 5a). Petrográficamente corresponde a una roca de textura holocristalina porfídica de grano medio. Los fenocristales de cuarzo tienen forma anhedral, de 2 a 3 mm de tamaño, extinción ondulosa, fracturamiento e inclusiones de circón y biotita. Los fenocristales de feldespato potásico son los más abundantes y tienen forma subhedral a anhedral, de grano medio a grueso, frecuentemente con tamaños entre 2,0 a 3,5 mm y con maclas acuñadas. Tienen inclusiones de circón, muscovita y están alterados a minerales arcillosos y agregados de sericita. Los fenocristales de plagioclasa tienen forma anhedral, están maclados, con extinción ondulosa y tamaño entre 1,5 a 2,0 mm. Tienen inclusiones de circón y están alterados a minerales arcillosos. La biotita (2 mm) tiene forma euhedral a subhedral, levemente orientada y en conjunto con muscovita definen una estructura planar en la roca. La biotita está parcialmente reemplazada por muscovita y clorita.

En el inicio de la quebrada de Cajón, se observa el desarrollo de una zona de milonitas con buzamiento aproximadamente vertical (dbz 320°/45°). En sección delgada, se observa abundantes microestructuras que evidencian una fuerte recrystalización dinámica del cuarzo. Las principales texturas observadas son extinción ondulosa, generación de cintas y recrystalización de cuarzo (subgranado) por procesos de recrystalización del tipo *bulging* (Fig. 5b).

#### Unidad subvolcánica

La unidad subvolcánica está conformada por cuerpos de pórfidos riolíticos que afloran en el sector central de la quebrada de Tajamar y por cuerpos de *sills* que intercalan con sedimentitas ordovícicas en la quebrada de Cajón.

**Pórfidos riolíticos:** los pórfidos riolíticos se disponen en forma de fajas alargadas-subparalelas de rumbo NNE-SSO, son cuerpos coherentes que conforman afloramientos aislados de 5 a 10 m de ancho por 300 a 400 m de largo y en su conjunto alcanzan más de 2 km de longitud. El

contacto con el granito porfídico es transicional (Fig. 5c). Tienen una marcada textura porfídica con fenocristales de feldespato potásico (3 a 6 mm), plagioclasa y cuarzo azul inmersos en una matriz de tonalidad oscura de grano fino hasta afanítica (0,2-0,5 mm) rica en biotita y clorita (Fig. 5d). Los cuerpos están foliados y en algunos se reconocen fajas discretas de deformación dúctil.

Petrográficamente corresponden a una roca con textura hialina parcial con reemplazo del vidrio en su matriz (Fig. 5e). La roca clasifica modalmente como fenoriotita a fenoriodacita. Los fenocristales de ortoclasa son de forma subhedral a anhedral, de 3 a 6 mm de tamaño con textura pertítica. Los fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) tienen forma subhedral con tamaños que varían de 1 a 2 mm, macla polisintética y zonación. El cuarzo es límpido tiene forma subhedral a anhedral con tamaño que varía de 4 a 5 mm, extinción ondulosa, con engolfamientos, límpido y con fracturamiento. Algunos fenocristales contienen inclusiones de feldespato potásico. La biotita es el mafito más abundante, con forma subhedral, tamaños variables y totalmente alterada y reemplazada por minerales opacos y muscovita. La matriz es de grano fino, con escasas texturas de desmezclas (mirmequitas) e intercrecimientos de cuarzo-feldespato potásico.

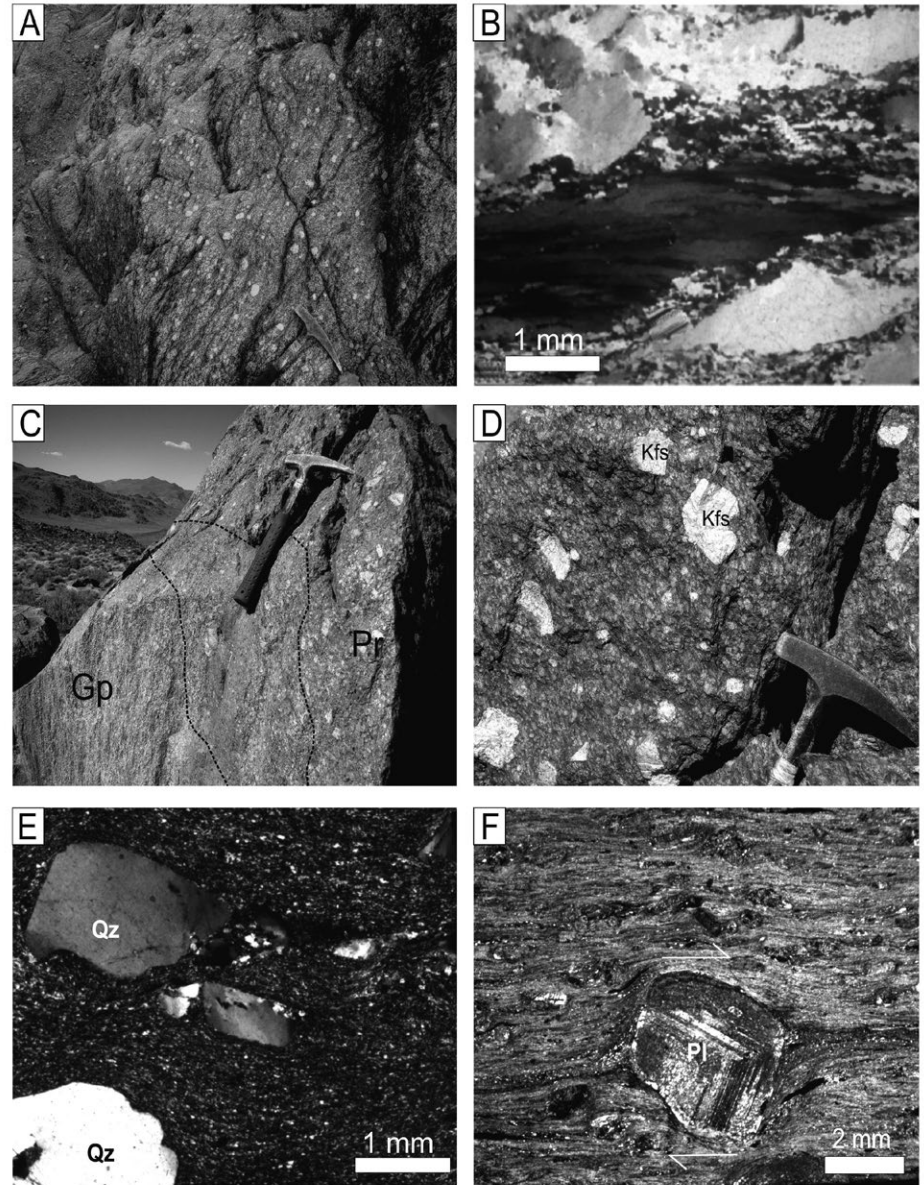
En estos cuerpos porfídicos se observan en algunos sectores fajas de deformación con dimensiones 600 m x 1,5 km y con desarrollo de protomilonitas y milonitas. Petrográficamente, la textura milonítica (Fig. 5f) está definida por la combinación de varios elementos: (1) porfiroclastos de plagioclasa y microclino con sombras de presión de cuarzo recrystalizado, (2) agregados cuarzo-feldespáticos (ojos o lentes) rodeados por bandas de biotita y sericita, y (3) cintas (*ribbons*) de cuarzo. Los porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa están rodeados por una capa de grano fino de feldespato potásico, cuarzo, biotita y muscovita. Algunos porfiroclastos de feldespato potásico tienen deformación frágil con microfallas anti-téticas respecto de una cinemática dex-

tral dominante. Los porfiroclastos de cuarzo son de tres tipos: cuarzo de grano grueso a medio con extinción ondulosa que forman núcleos con sombras de presión; cuarzo policristalino producto de la recristalización dinámica y cuarzo anhedral con su eje longitudinal paralelo a la dirección del movimiento. La biotita conforma porfiroclastos del tipo *mica-fish* y con deformación frágil evidenciada por microfallas antitéticas, similar a los feldespatos potásicos. La matriz de las milonitas está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, muscovita y en menor medida clorita, circón, epidoto y minerales opacos.

*Sills*: los cuerpos de *sills* afloran en la base de una secuencia volcano-sedimentaria de  $\approx 100$  m de espesor en la quebrada de Cajón (Fig. 3). Se compone de cuerpos tabulares coherentes de  $\approx 5$  m de espesor, con los mayores espesores hacia la base de la secuencia; intercalados con bancos de metalutitas con espesores entre 3-18 cm y metagrauvascas macizas con espesores entre 5-11 cm de edad Arenigiana superior de acuerdo a su contenido fósil (Rolleri y Mingram 1968). Blasco *et al.* (1996) interpretan a esta secuencia sedimentaria como parte de la Formación Parcha (Fig. 1). La estratificación de las sedimentitas es del tipo plano paralela con rumbo general NE-SO y buzamiento noroeste (dbz  $330^\circ/40^\circ$ ) y sudeste (dbz  $170^\circ/35^\circ$ ) que definen una estructura anticlinal con su eje coincidente con la traza de la quebrada.

En los contactos inferiores y superiores de los *sills* con las sedimentitas se reconoce el desarrollo de peperitas de tipo globular con un espesor  $\approx 20$  cm de ancho (Fig. 6a).

Petrográficamente los *sills* tienen textura porfídica compuesta por fenocristales subredondeados de plagioclasa, cuarzo y escaso feldespato potásico inmersos en una matriz criptocristalina recristalizada del tipo felsítica. La roca clasifica como una fenodacita (estimación visual de fenocristales). Los fenocristales de plagioclasa son la fase dominante, de composición oligoclasa-andesina y de forma subhedral. El tamaño varía de 2 a 3



**Figura 5:** Aspecto en afloramiento y en Fotomicrografías de secciones delgadas (nicoles cruzados) de las unidades plutónicas/subvolcánicas/volcánicas de la quebrada de Tajamar, Cajón y Agua de Castilla. a) Aspecto de sienogranito con fenocristales grandes de feldespato potásico principalmente y con deformación dúctil; b) Sienogranito deformado. Detalle de cuarzo con generación de cintas y subgranado en cuarzo; c) Contacto transicional entre el granito porfídico y el pórfido riolítico; d) Detalle del pórfido riolítico. Notar el marcado desarrollo de los fenocristales de feldespato potásico. (Gp: granito porfídico, Pr: pórfido riolítico, Kfs: feldespatos potásicos); e) Detalle del pórfido riolítico de la unidad subvolcánica; f) Milonita en protolito de pórfido riolítico. Notar el porfiroclasto de plagioclasa zonal con sombras de presión de cuarzo recristalizado y rodeado por bandas de biotita-sericita. Se indica el sentido del movimiento del tipo dextral (flechas blancas).

mm y algunos individuos tienen engolfamientos. Los fenocristales de feldespato potásico tienen forma subhedral, con tamaños de 2 a 2,5 mm, poco alterados a sericita-caolín y en algunos casos desarrollan engolfamientos. Los fenocristales de cuarzo son escasos, límpidos, tienen forma anhedral, de grano fino a medio y con

tamaños que oscilan entre 1 a 2 mm. En general, el cuarzo exhibe engolfamientos y algunos adquieren forma esqueletal. En algunas muestras, el cuarzo exhibe un manto fino y continuo alrededor del cristal compuesto por un agregado criptocristalino de cuarzo y feldespato. Algunos granos de cuarzo tienen extinción



ondulosa y fracturamiento (con desplazamiento mínimo de los fragmentos). Se observan escasos fenocristales pseudomorfo de biotita formados por agregados de cristales de clorita (transformada a clorita + mineral opaco dispuestos según líneas del clivaje). La matriz está formada por un agregado muy fino de feldespato potásico-cuarzo-plagioclasa y relictos de fracturas perlíticas del tipo clásica. Se observan minerales secundarios como clorita, calcita y sericita. La clorita se presenta como parches que oscilan entre 2 y 1,5 mm de tamaño. Son frecuentes las texturas de desvitrificación que originan cuarzo micropoiquilítico (inclusiones de opacos y feldespato potásico) en forma de parches xenomorfo con tamaños que varían entre 0,2 y 0,3 mm.

Hacia el sur de la quebrada de Cajón, esta unidad tiene deformación dúctil con desarrollo de fajas discretas de menos de 1 cm de ancho, alcanzando en conjunto 10 cm de ancho. Petrográficamente corresponde a una milonita con matriz heredada de roca volcánica. La milonita tiene porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico inmersos en matriz de filosilicatos (muscovita, clorita) y agregado de cuarzo y minerales opacos. Los porfiroclastos de cuarzo tienen fracturamiento y extinción ondulosa. Algunos individuos están maclados, con sombras de presión y subgranados. Los porfiroclastos de plagioclasa tienen la traza de clivaje flexurados resultando en una textura tipo *kinking*. En la matriz, los filosilicatos están orientados y alineados definiendo la foliación milonítica y en algunos sectores desarrollan micropliegues. Además, se observan segregados de cuarzo en venillas que atraviesan toda la roca, aparentemente desvinculada de la deformación dúctil.

*Peperitas globulares:* se desarrollan en los márgenes inferior y superior de los *sills*, con un espesor  $\approx$  20 cm de ancho y un cuerpo parcialmente cubierto de 200 m de continuidad. La unidad se caracteriza por presentar clastos juveniles de tamaño variable entre 5 a 15 cm de longitud y geometrías globulares de bordes irregulares, inmersos en el material sedimentario

(Fig. 6a). Estos glóbulos suelen desagregarse totalmente resultando en cristales juveniles liberados como relictos dentro del material sedimentario. En el contacto entre la vulcanita y la sedimentita, esta última desarrolla una franja centimétrica fuertemente silicificada y no conserva la estratificación primaria original.

Petrográficamente, las peperitas globulares están constituidas por clastos juveniles inmersos en la sedimentita. En el contacto entre ambas rocas, los clastos juveniles suelen desagregarse en sus componentes primarios (plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y fragmentos de vidrio) y entremezclarse con la sedimentita de grano fino silicificada (Fig. 6b). Los componentes juveniles como plagioclasas y feldespatos están intensamente alterados a caolín y mayormente a sericita fina. En general todos los cristales juveniles están intensamente fragmentados.

#### Unidad volcánica

La unidad volcánica está conformada por un cuerpo tipo criptodomo que aflora al norte de la quebrada de Cajón y por una vulcanita porfídica que aflora en la quebrada de Agua de Castilla.

*Criptodomo parcialmente extrusivo:* Aflora en la parte superior de la secuencia volcano-sedimentaria de la quebrada de Cajón y conforma un cuerpo ígneo coherente con morfología de techo convexo, composición dacítica y desarrollo de peperitas blocosas (Fig. 6c) en la base y de hialoclastitas en el techo (Figs. 6d, e). Por otro lado se observó un acuñamiento hacia los bordes de este criptodomo con el desarrollo de plegamiento sin sedimentario tipo *slumping*. Petrográficamente, el criptodomo tiene textura porfídica compuesta por fenocristales angulosos a subangulosos de plagioclasa, cuarzo y escaso feldespato potásico inmersos en una matriz criptocristalina recristalizada del tipo felsítica. La proporción de fenocristales en esta unidad es menor comparada con la proporción en los *sills*. La roca clasifica como una fenodacita (estimación visual de fenocristales).

Los fenocristales de plagioclasa son la fase dominante, de composición oligocla-

sa-andesina y de forma subhedral y con tamaños que varía de 1 a 2 mm. Los fenocristales de feldespato potásico tienen forma subhedral, con tamaños de 1 a 1,5 mm, tienen escasa alteración a sericita-caolín y algunos están engolfados. Los fenocristales de cuarzo son escasos, limpidos, tienen forma anhedral, con tamaños que oscilan entre 0,5 a 1 mm, algunos engolfados y con formas esqueletales. Se observan escasos fenocristales pseudomorfo de biotita formados por agregados de cristales de clorita subhedral. La matriz está formada por un agregado felsítico de feldespato potásico-cuarzo-plagioclasa y con relictos de fracturas perlíticas del tipo clásica.

*Peperitas blocosas:* Afloran en la base del criptodomo, con una extensión de  $\approx$  250 m de espesor. La unidad se caracteriza por presentar clastos juveniles y sedimentarios, de tamaño variable entre 1 y 10 cm de longitud, con geometría blocosa de bordes curvilineales y textura *jigsaw-fit*, inmersos en el material sedimentario altamente fluidizado (Fig. 6c). En el contacto entre la base del criptodomo y la sedimentita, se observan fracturas en el cuerpo ígneo coherente rellenas por material sedimentario que desarrolla una fina laminación paralela hacia los márgenes de la fractura producto de la fluidización.

Petrográficamente, las peperitas del tipo blocosa están constituidas principalmente por clastos juveniles inmersos en material sedimentario fluidizado (Fig. 6f). La fluidización se observa por la ligera orientación subparalela en los filosilicatos de la sedimentita hacia el contacto con la vulcanita. Los clastos juveniles se desagregan en sus componentes (cristales y relictos de vidrio) y se entremezclan íntimamente con parches de sedimentita fluidizada de variados tamaños.

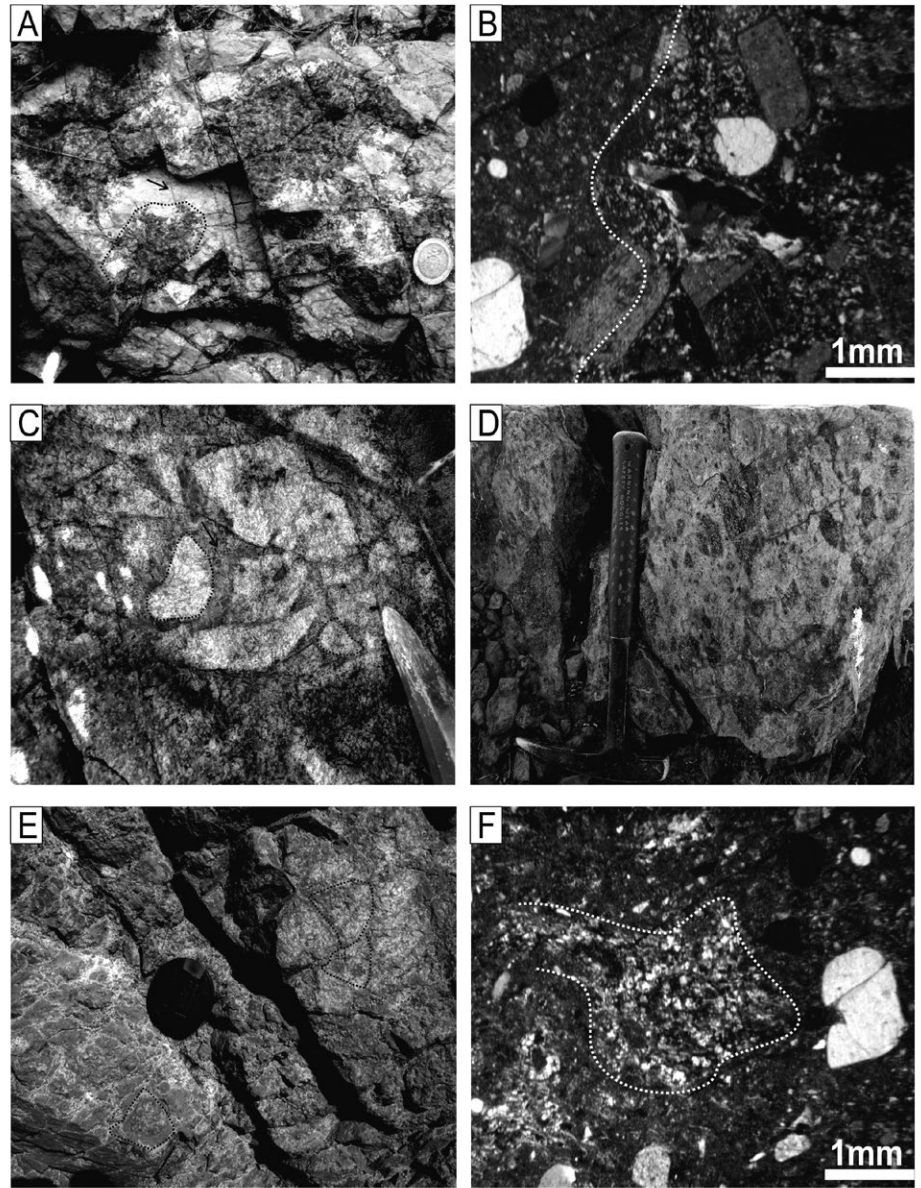
*Hialoclastitas:* en la quebrada de Cajón se identificaron hialoclastita *in situ* (Fig. 6d, e) y removilizada. La hialoclastita *in situ* se caracteriza por su textura brechosa monolitológica, con clastos de bordes curvilineales, irregulares o circulares y textura *jigsaw-fit*. Al microscopio, los clastos y la matriz presentan las mismas ca-

racterísticas (composición mineralógica, microtextura y alteración) que la roca volcánica coherente (criptodomo). En base a la proporción relativa clasto/matriz, se diferencian dos tipos de hialoclastita *in situ*: hialoclastita clasto sostén y matriz sostén. La hialoclastita matriz sostén fueron anteriormente interpretadas erróneamente por Blasco *et al.* (1996) como flujos piroclásticos submarinos (ignimbritas y tobas) con textura eutaxítica.

La hialoclastita clasto sostén tiene una extensión lateral aproximada de 2 m y pasa lateralmente a la roca volcánica coherente. Los afloramientos de esta litología solo se observa en el sector norte y sur de la ladera oriental. La fragmentación de la roca es variable y se identifican dominios con fragmentación gruesa con clastos de hasta 5 cm de largo de su eje mayor y dominios con fragmentación más fina con clastos menor a 1 cm (Fig. 6e).

La hialoclastita matriz sostén tiene mayor continuidad lateral hasta los 120 m aproximadamente en la ladera oriental y pasa lateralmente al criptodomo tanto en la ladera oriental como occidental. Los clastos alcanzan tamaños variables entre 1 y 20 cm de eje mayor, de tonalidades oscuros verdosos a negros, geometrías lenticulares a circulares y con textura porfirica (Fig. 6d). Los clastos están constituidos por fenocristales de cuarzo y plagioclasa inmersos en una matriz afanítica clorítica que le confiere aspecto de pseudofiammes (López *et al.* 2012) y están orientados subparalelamente entre sí. La matriz fragmentaria de la hialoclastita es afanítica de composición felsítica con fragmentos de cuarzo dispersos.

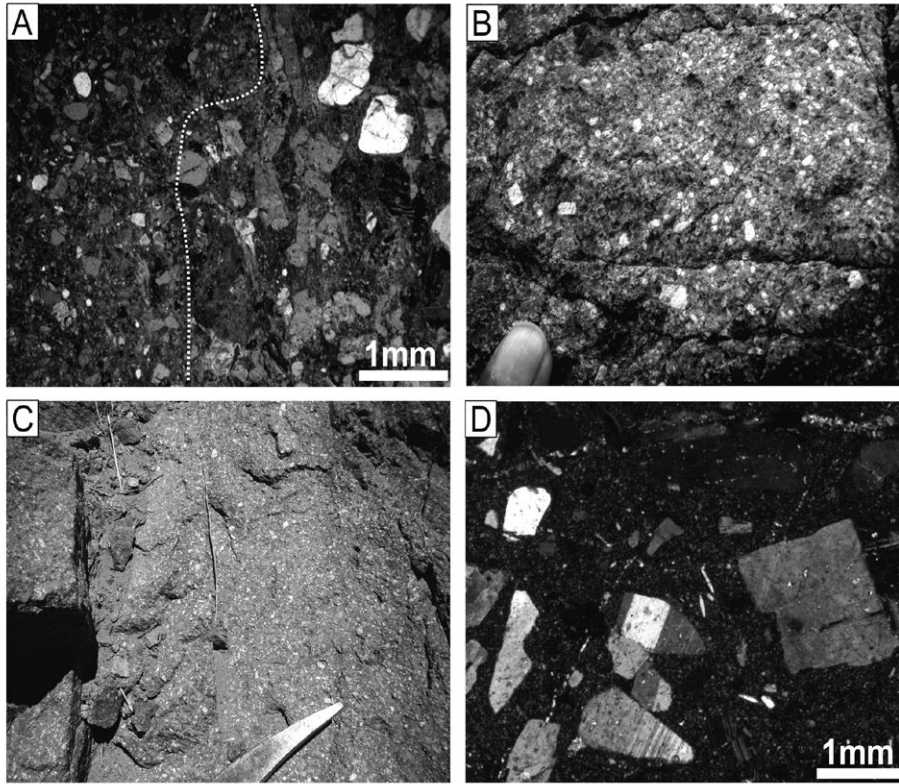
La hialoclastita removilizada aflora solamente en el sector sur de la ladera oriental con una extensión lateral de  $\approx 15$  m. La unidad está en contacto neto con la hialoclastita matriz sostén y constituye un depósito macizo formado por clastos que varían desde 5 a 0,5 cm de eje mayor, subredondeados a subangulosos de hialoclastita matriz sostén y de cuarzo. Petrográficamente, los clastos de la hialoclastita *in situ* contienen fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato muy fragmentados, pero en general la mayo-



**Figura 6:** Aspecto en afloramiento y en Fotomicrografías de secciones delgadas (nicoles cruzados) de las unidades subvolcánicas/volcánicas de la quebrada de Cajón y Agua de Castilla. a) Detalle de peperita del tipo globular. Nótese la geometría globular de los clastos juveniles (remarcado con línea punteada) inmersos en la sedimentita (flecha negra); b) Peperita. Nótese el contacto transicional entre la sedimentita (izquierda fotografía) y volcánita (derecha fotografía), y los cristales juveniles subhédricos inmersos en la sedimentita; c) Detalle de peperita del tipo blocosa. Flecha negra señala la sedimentita fluidizada. Nótese los clastos juveniles de color claro y con geometrías blocosas (remarcados con línea punteada); d) Detalle de hialoclastita *in situ* matriz sostén. Nótese los clastos de tamaños variables entre 1 y 20 cm de eje mayor, de tonalidades oscuras verdosos a negros y con geometrías lenticulares orientados subparalelamente; e) Detalle de hialoclastitas *in situ* clasto sostén. Nótese la geometría de los clastos (línea punteada) con bordes curvilineales y la fragmentación variable de la roca; f) Peperita. Nótese en el centro de la fotografía un glóbulo juvenil (línea punteada blanca) principal inmerso en la sedimentita. También se observa otros glóbulos menores alrededor del glóbulo principal. Los glóbulos se reconocen por su textura criptocristalina felsítica y por la presencia de relictos de fracturas perlíticas clásicas. En la sedimentita también se aprecia fenocristales juveniles.

ría preserva su textura *jigsaw-fit* y las fracturas perlíticas de tipo clásica están completas y realzadas por la desvitrificación (núcleo con mosaico felsítico, borde con

sericita recristalizada). Es notable la diferencia de tamaños entre los fenocristales de los clastos y la matriz de la hialoclastita (Fig. 7a). En la matriz de la hialoclastita



**Figura 7:** Aspecto en afloramiento y en Fotomicrografías de secciones delgadas (nicoles cruzados) de las unidades subvolcánicas/volcánicas de la quebrada de Cajón y Agua de Castilla. a) Detalle del criptodomo de la quebrada de Cajón. Nótese los fenocristales de feldespatos y plagioclasas euhedrales a subhedrales intensamente alterados y el cuarzo anhedral y límpido. La matriz es un mosaico criptocristalino de composición felsítica; b) Detalle del criptodomo de la quebrada de Cajón. Nótese la textura porfídica compuesta principalmente por fenocristales euhédricos, angulosos a subangulosos de plagioclase inmersos en una matriz microcristalina felsítica; c) Volcanita de Agua de Castilla. Notar la textura porfídica con fenocristales de plagioclase; d) Detalle de la volcanita de la quebrada de Agua de Castilla. Nótese los fenocristales de feldespatos y plagioclasas euhedrales a subhedrales intensamente alterados y el cuarzo anhedral y límpido. La matriz es un mosaico criptocristalino de composición felsítica.

la fragmentación es mayor, los fragmentos de cristales están rotados y desplazados y las fracturas perlíticas están rotas y desarrollan morfologías de pseudotrizas vítreas (López *et al.* 2012). Las tonalidades oscuras verdosas a negras de los clastos de la hialoclastita *in situ* matriz sostén, está dado por el reemplazo de biotita por clorita (alteración secundaria).

**Volcanita:** aflora como un manto potente y tabular de roca coherente (Fig. 7b), con espesores de  $\approx 2\text{-}3\text{m}$ , de tonalidad verdosa y proximo a sedimentitas marinas portadoras de graptolitos de edad Arenigiano-Llanvirniano (Aceñolaza y Toselli, 1984). Las relaciones de techo y base con la sedimentita ordovícica no son claras, debido a que el techo esta erodado y la base está cubierta o parcialmente des-

cubierta en pequeños afloramientos (2-3 metros) donde las relaciones no son claras. Las rocas coherentes son porfídicas con fenocristales de plagioclase y cuarzo inmersos en una matriz afanítica de color verde (Fig. 7c). Hacia el norte del afloramiento principal, se observan zonas de deformación dúctil no estudiadas en este trabajo. La edad U-Pb en circones de estas rocas es 473 Ma (Viramonte *et al.* 2007).

Petrográficamente la volcanita tiene textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclase, feldespato potásico y escaso cuarzo inmersos en matriz criptocristalina felsítica (Fig. 7d). La roca clasifica como fenodacita (estimación visual de fenocristales).

La plagioclase (fenocristales) es la fase

modal dominante, tiene forma subhedral a anhedral y el tamaño varía entre 2,5 y 3,2 mm. Algunos individuos tienen engolfamientos y están alterados a calcita. Los fenocristales de feldespato potásico son subhedral a anhedral, tamaños entre 2 y 3,4 mm y están alterados a sericita-caolín. Los fenocristales de cuarzo ocurren en escasa proporción, tamaños menores a 0,3 mm, límpidos, forma anhedral y con extinción ondulosa. También se observan biotitas de color verde pálido a marrón oscuro, con tamaño aproximado de 2 mm de tamaño, subhedral y alterados a clorita en forma parcial a total (pseudomorfo). La matriz está formada por un agregado fino, microcristalino, de feldespato potásico-cuarzo-sericita.

## GEOQUÍMICA

Con la finalidad de clasificar las unidades litológicas reconocidas sobre la base de su composición geoquímica, se analizaron elementos mayoritarios y algunos elementos traza de un total de 8 muestras representativas. Los elementos mayoritarios fueron determinados a partir pastillas fundidas con tetraborato de litio. La fusión se realizó en un equipamiento semiautomático marca Classy Fluxy. Las concentraciones de elementos traza (ppm) fueron determinadas sobre pastillas prensadas, con agregado de aglomerante (elvacite/acetona-20/80) a una presión de 1400 Kg/cm<sup>2</sup>. Se utilizaron curvas de calibración medidas sobre patrones de roca del Servicio Geológico de Japón y de Estados Unidos. Ambas mediciones fueron realizadas en el Laboratorio de Espectrometría de fluorescencia de Rayos X, LANAIS-Instituto Geonorte, Universidad Nacional de Salta. Este laboratorio consta de un equipo Rigaku 2000, dispersivo en longitud de onda, con tubo de Rh, detector de centelleo y flujo gaseoso y cristales monocromadores LIF, PET, TAP y GE.

Las muestras T-10-10 y T-10-13 corresponden a la granodiorita, la muestra T-10-16 al leucogranito, T-10-23 al granito porfídico y las muestras T-10-27 y T-10-28 al pórfido riolítico. Todas las

**CUADRO 1:** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios de las muestras del área de Tajamar y las quebradas de Cajón y Agua de Castilla. Los elementos mayoritarios están expresados en % en peso de óxidos. Fe total como FeOT. Los elementos traza están expresados en ppm. Las temperaturas se obtuvieron con el método de saturación de circón según Watson y Harrinson (1983).

% wt	Unidad plutónica			Unidad subvolcánica			Unidad volcánica		
	Área Tajamar						Quebrada de Cajón		Quebrada Agua de Castilla
	Granodiorita	Leucogranito	Granito porfídico	Pórfido riolítico			Volcanita dacíticas	Volcanita dacítica	
	T-10-10	T-10-13	T-10-16	T-10-23	T-10-27	T-10-28	T-10-32	T-10-35	T-10-38
SiO <sub>2</sub>	66,17	67,51	76,40	69,84	74,26	75,486	65,99	66,82	65,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,58	14,95	13,89	14,28	12,819	12,779	14,95	12,265	15,86
FeOT	4,85	4,49	0,01	4,16	1,87	1,55	4,44	4,57	4,68
MnO	0,09	0,09	0,06	0,08	0,05	0,04	0,65	0,18	0,05
MgO	2,19	2,19	0,38	1,6	0,7	0,49	2,61	2,25	1,9
CaO	1,94	1,87	0,41	1,34	0,85	0,66	0,97	1,52	1,38
Na <sub>2</sub> O	2,79	2,75	5,11	2,38	2,67	2,7	2,73	4,74	6,94
K <sub>2</sub> O	3,62	3,68	3,48	4,21	4,82	5,13	3,77	1,04	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,2	0,23	0,2	0,17	0,18	0,19	0,18	0,21
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,55	0,05	0,54	0,21	0,15	0,55	0,53	0,58
PPC	1,34	1,32	0,75	1,45	0,87	0,96	2,53	3,15	2,07
Total	99,31	99,59	100,76	99,08	99,29	100,13	99,39	99,04	99,24
Ba	413	452	101	244	194	234	566	183	205
Rb	133	128	299	171	203	190	123	61	15
Sr	177	146	1	107	76	126	162	190	275
Zr	185	192	44	194	126	103	193	190	245
Y	33	34	23	40	32	34	32	32	42
Nb	10	11	15	13	10	9	11	11	15
U	0	1	n/d	1	3	5	0	1	2
Th	9	10	4	13	12	11	8	9	12
Co	66	82	59	84	62	70	52	47	45
Ni	33	33	8	26	4	12	35	28	34
Cr	40	37	2	30	12	6	36	34	40
V	112	109	n/d	95	33	25	119	102	120
**T(°C)	812,6	814,7	689,2	822,5	778,1	761,3	827,2	811,2	817,3

\*\* Temperaturas de saturación de circón según Watson y Harrinson (1983).

muestras pertenecen a la zona de Tajamar. Las muestras T-10-32 y T-10-35 corresponden a las volcanitas (*sills* y criptodomo) de la quebrada de Cajón y T-10-38 a la volcanita de la quebrada de Agua de Castilla (Cuadro 1).

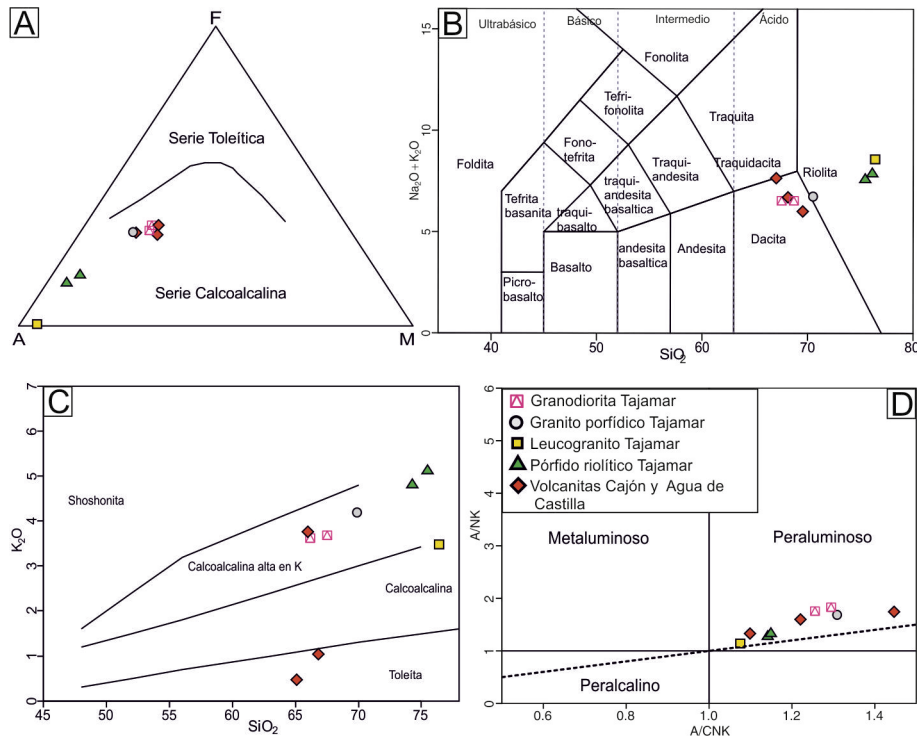
Las rocas analizadas, en general tienen contenidos de SiO<sub>2</sub> medios a altos (65,11 a 75,48 SiO<sub>2</sub> %). Las unidades plutónicas (granito porfídico y granodiorita) y las volcanitas tienen contenidos similares de FeO<sub>T</sub> entre 4,16 y 4,85 % y MgO entre 1,6 y 2,25 % y bajas concentraciones CaO, entre 0,97 y 1,94 %. El pórfido riolítico y el leucogranito turmalínífero tienen bajos contenidos de FeO<sub>T</sub> (0,01 a 1,87 %), MgO (0,38 a 0,7 %) y CaO (entre 0,41 a 0,85 %).

Los granitoides, las volcanitas y el pórfido riolítico corresponden a la serie calcoal-

calina según el diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971, Fig. 8a). Según el diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986, Fig. 8b), las rocas analizadas clasifican como dacitas (granodiorita, granito porfídico y las volcanitas) y riolitas (leucogranito turmalínífero y pórfido riolítico). La mayoría de las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina alta en potasio (Fig. 8c), sin embargo se distinguen las volcanitas T-10-35 y T-10-38 caracterizadas por el alto contenido de Na<sub>2</sub>O y bajo K<sub>2</sub>O, probablemente relacionado al proceso de alteración secundaria descrito para las volcanitas. De acuerdo con el diagrama A/CNK vs A/NK (Fig. 8d), todas las muestras se ubican en el campo de rocas peraluminosas con índices de saturación de aluminio ASI ≥ 1 (1,10 a 1,45).

En general, los elementos mayoritarios y

traza analizados muestran un comportamiento geoquímico similar en los diagramas de variación tipo Harker y se diferencian dos grupos principales. Un grupo está constituido por las volcanitas dacíticas, la granodiorita y el granito porfídico y un segundo grupo compuesto por el pórfido riolítico y leucogranito, (Fig. 9). El FeO<sub>T</sub>, MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub> (Figs. 9a, c y 9e, f) exhiben tendencias negativas con incremento de SiO<sub>2</sub> mientras que es positiva para el K<sub>2</sub>O (Fig. 8c). El Na<sub>2</sub>O no exhibe un patrón definido (Fig. 9d) y el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> tiene una tendencia negativa leve. Algunas de las volcanitas dacíticas analizadas de Agua de Castilla y Cajón muestran un enriquecimiento en Na<sub>2</sub>O (Fig. 8d, Cuadro 1) comparados con volcanitas de la misma localidad y es coincidente con el empobrecimiento en K<sub>2</sub>O (Fig.



**Figura 8:** a) Diagrama AFM. Las rocas se corresponden con el campo calcoalcálico. Notar la tendencia hacia el vértice A de las rocas estudiadas; b) Diagrama TAS. Las roclas clasifican como dacitas y riolitas; c) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo y Taylor 1976). Las unidades pertenecen a la serie calcoalcálica alta en potasio, típica de ambientes de subducción; d) Diagrama  $\text{A/CNK}$  -  $\text{A/NK}$  (Shand 1943). Todas las unidades estudiadas son peraluminosas.

8c). Respecto de los elementos traza, el Ba, Sr, Zr e Y muestran una tendencia lineal negativa leve mientras que Rb es positiva (Fig. 9g) con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . El primer grupo de rocas muestra un enriquecimiento relativo de Cr y Ni respecto del pórfido riolíticos y el leucogranitos (Fig. 9h). Así mismo, el Cr y Ni (compatibles) muestran tendencia lineal negativa marcada.

La distribución de los elementos (posición y pendiente de las tendencias lineales) mayoritarios y traza que se advierten de los gráficos de variación, podrían responder a un comportamiento relacionado con el fraccionamiento de minerales accesorios, plagioclasa (Figs. 9i, j) y feldespato potásico. Por ejemplo, la tendencia continua que definen las distintas rocas en el gráfico Ba versus Sr indican un fraccionamiento de plagioclasa y feldespato potásico.

Con el objetivo de realizar una evaluación de un conjunto de rocas comparables con las rocas aquí estudiadas, se gra-

fican las composiciones (Fig. 9) de rocas ígneas de Faja Eruptiva de la Puna Oriental (granitoides y sus enclaves, volcanitas y rocas básicas) y batolitos cordilleranos. Las roclas analizadas de la zona de estudio en conjunto con aquellas representantes del magmatismo ordovícico de la Puna, exhiben un enriquecimiento relativo en  $\text{FeO}_T$  y  $\text{MgO}$  (Figs. 9a, b) y empobrecimiento en  $\text{CaO}$  (Fig. 9c) respecto de series típicamente calcoalcálicas (batolitos cordilleranos) para contenidos intermedios en  $\text{SiO}_2$ , mientras que en composiciones menores a 55 y mayores a 73 %, el contenido es similar. Por otro lado, el comportamiento geoquímico del  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$  de roclas ígneas aquí estudiadas respecto de las que constituyen la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Figs. 9 a-c), muestra una clara correlación (contenidos similares). Esta afinidad geoquímica podría estar relacionada con un origen común para estas roclas, como ya han evidenciado trabajos previos en roclas del Faja Eruptiva de la Puna Oriental y zo-

nas aquí estudiadas (p. ej. Viramonte *et al.* 2007, Fernández *et al.* 2008).

## CONSIDERACIONES Y DISCUSIONES

Con el fin de comprender y definir un modelo de emplazamiento de magmas silíceos en distintos niveles de la corteza durante la evolución del orógeno Paleozoico inferior (Famatiniano), se realizó un análisis integral de los datos obtenidos en este trabajo y de la bibliografía existente para el área de estudio. Por ello, es necesario tener en cuenta los siguientes aspectos: niveles de emplazamiento de los magmas, microestructuras, geoquímica y edad del magmatismo. El magmatismo del Paleozoico inferior tanto en el borde oriental como en el occidental de la Puna, se emplaza en niveles corticales medios a superiores (p. ej. Lucassen *et al.* 2000). Por otro lado, los niveles más profundos (paleo-raíces) del orógeno Famatiniano están representados en la zona de Valle Fértil (p. ej. Otamendi *et al.* 2009), incluyendo terrenos migmatíticos, intrusivos graníticos y grandes volúmenes de magmas básicos.

Para la zona de estudio, se considera que el magmatismo emplazado en distintos niveles corticales fue de manera prácticamente contemporánea. Las evidencias de contemporaneidad entre las unidades magmáticas estudiadas son: (1) el contacto transicional entre el granito porfídico y el pórfido riolítico en el área de Tajamar; (2) la edad U/Pb en circones de 473 Ma de la volcanita de Agua de Castilla y el registro de graptolitos de edad Arenigiana-Llanvirniana en las sedimentitas de esta región; y (3) el desarrollo de peperitas en los contactos superiores e inferiores de los *sills* y en la base del criptodomo, que afloran entre sedimentitas portadoras de graptolitos del Arenigiano superior.

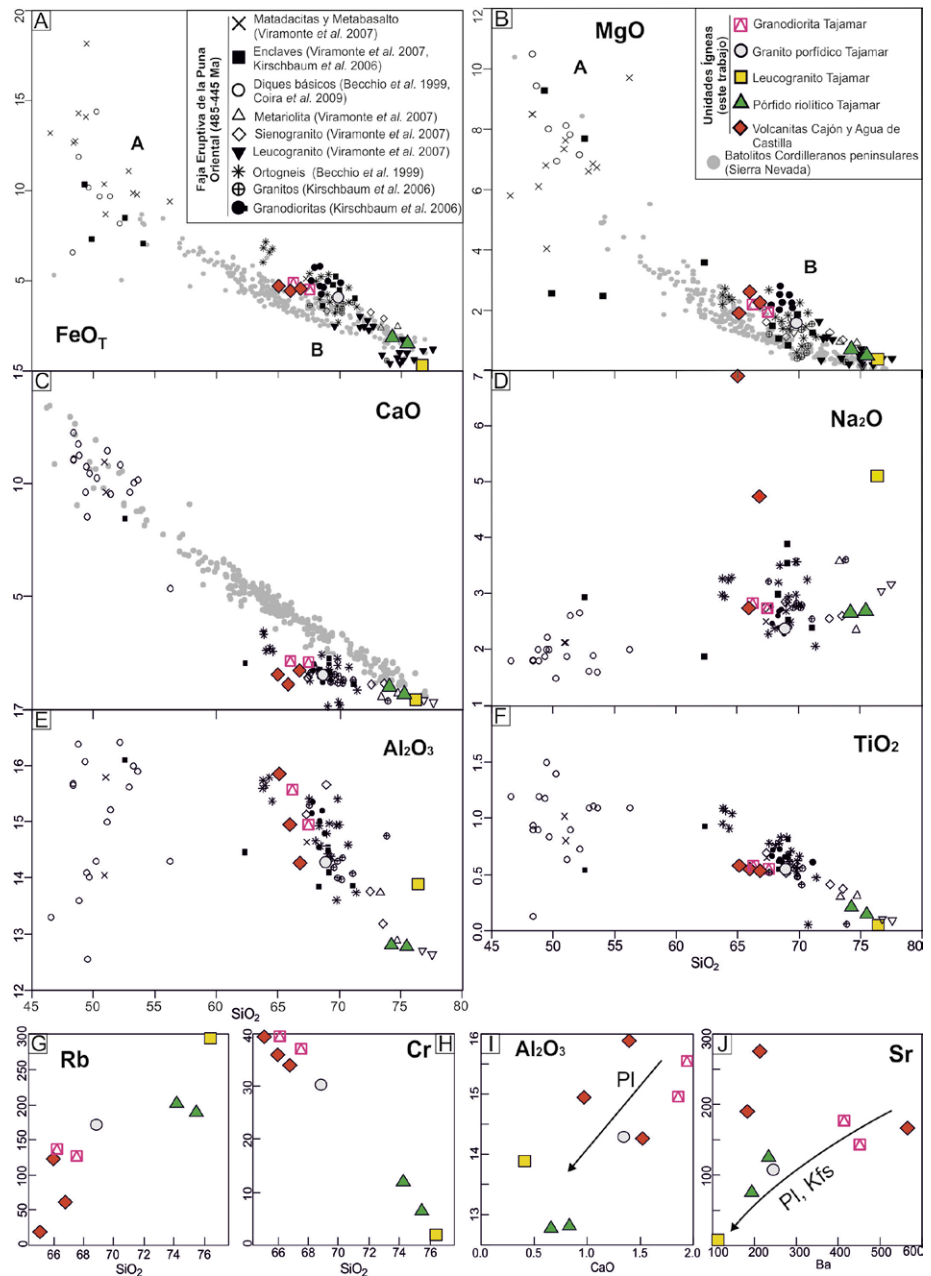
### Niveles de emplazamiento

**Ambiente Plutónico:** Está representado por tres cuerpos mayores correspondientes al granito porfídico, granodiorita, sienogranito y el leucogranito turmalinífero (Fig. 10).

La textura general del tipo porfídica con desarrollo de grandes (1,5 a 6,0 cm) fenocristales de feldespatos potásico y matriz equigranular de grano medio, indican niveles de emplazamiento medio a superior de la corteza. Rocas de características similares han sido descritas en otros sectores de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (p. ej. Hongn 1994, Viramonte *et al.* 2007). En general, los cuerpos graníticos tienen evidencias de deformación del tipo dúctil con desarrollo de texturas que indican condiciones de temperaturas entre 300° a 400° C (Passchier y Trow 2005).

La presencia de “soles” de turmalina en el leucogranito turmalínífero es evidencia de emplazamiento de magmas en niveles superiores de la corteza entre los 7-8 Km de profundidad y entre 70 y 270 MPa (p. ej. granito de Moslavacka, Gora; Balen y Broska 2011). El desarrollo de “soles” de turmalina en el leucogranito estaría vinculado a la diferenciación de facies póstumas en la evolución magmática de granitos anatécicos enriquecidos en boro (Fig. 10). Leucogranitos con nódulos o cúmulos de turmalina han sido descritos por Viramonte *et al.* (2007) para la zona de Ochaqui, al sur del área de estudio. La generación de fundidos graníticos probablemente corresponda a un producto de procesos de anatéxis a partir de protolito metapelítico/metagrauwaquico equivalente composicionalmente a la Formación Puncoviscana (p. ej. Sola *et al.* 2013). Sola *et al.* (2013) observaron la presencia de turmalina detrítica en sedimentitas de la Formación Puncoviscana y equivalentes metamórficos, a la que se encuentran asociados numerosos cuerpos pegmatíticos.

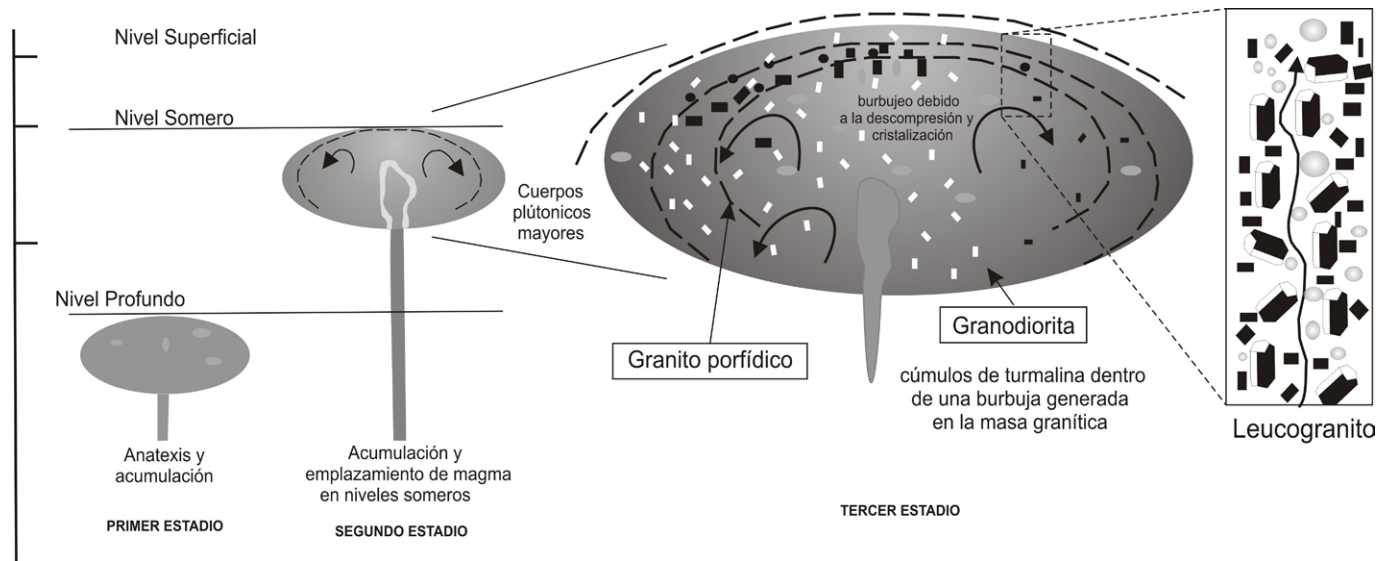
El sienogranito (quebrada de Cajón) no tiene evidencia de campo de una relación directa con las rocas graníticas de Tajamar. Sin embargo, sobre la base de características petrográficas y afinidades geoquímicas, se asume que el sienogranito se habría generado a partir de un protolito sedimentario similar o bien a partir de procesos de diferenciación magmática vinculada con la cristalización fraccionada (Fig. 9i, j).



**Figura 9:** Diagramas de variación geoquímica tipo Harker de algunos elementos mayoritarios y traza. a, b, c) Gráficos binarios de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$  de las unidades estudiadas. Se compara con datos geoquímicos de rocas ígneas de la región correspondiente a la faja eruptiva de la Puna Oriental y batolitos cordilleranos; d) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ ; e) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Se observa una tendencia común con las rocas de la faja eruptiva de la Puna Oriental. Notar el contenido variable de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en rocas básicas; f) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{TiO}_2$ ; g) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs. Rb donde se observa una tendencia lineal positiva; h) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs. Cr. Notar la tendencia lineal negativa marcada; i) y j) Diagramas  $\text{CaO}$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y Ba vs. Sr donde las tendencias de las rocas estudiadas indican cristalización fraccionada de plagioclasa (Pl) y feldespatos potásico (Kfs).

*Ambiente subvolcánico y volcánico:* porfido riolítico que intruye al granito porfídico, conforma fajas elongadas con rumbo aproximado N-S vinculada a zonas de deformación dúctil. Estas estructuras dúctiles habrían controlado el emplaza-

miento de estos magmas y la continuidad en el tiempo de la deformación, afectó todo el conjunto litológico en estado sólido (plutónico, subvolcánico y volcánico). El contacto del porfido riolítico con el hospedante es del tipo transicional e irre-



**Figura 10:** Esquema de anatexis, ascenso, acumulación y diferenciación de los magmas graníticos del área de Tajamar. En un primer estadio, se observa generación y acumulación de magmas anatécnicos, originados por la fusión de un equivalente composicional a la Formación Puncoviscana, en corteza inferior. En un segundo estadio, estos magmas graníticos se acumulan y emplazan como plutones mayores (granito porfídico-granodiorita) en niveles más someros. En un tercer estadio, se produce un ascenso de estos cuerpos mayores (disminución de  $P^0$ ) y una diferenciación de composiciones leucograníticas y su emplazamiento en la zona de borde de los plutones. En la parte superior de la cámara magmática se genera la exsolución y posterior relleno por volátiles ricos en boro (cúmulos de turmalina). Modificado de Balen y Broska (2011).

gular evidenciando un estado próximo a la temperatura del *solidus* del granito porfídico ( $<700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) durante su emplazamiento. La textura subvolcánica del pórfido riolítico (de menor volumen y mayor temperatura) se habría generado por una alta transferencia térmica desde el magma de composición riolítica con temperaturas entre  $760\text{-}780\text{ }^{\circ}\text{C}$  (temperatura de saturación de circón, Watson y Harrinson, 1983) hacia el granito porfídico de mayor volumen y menor temperatura (Llambías 2008). Las temperaturas de saturación de circón estimadas para las distintas rocas, deben ser consideradas como aproximadas, debido a que no se considera la influencia de los circones heredados ni el contenido de agua en los magmas. Sin embargo, las temperaturas calculadas (cuadro 1), están de acuerdo con las texturas desarrolladas y con el origen propuesto para los magmas silíceos. Otra evidencia de las altas temperaturas en el pórfido riolítico, es la presencia de cuarzos azul, similar a los cuarzos de la faja eruptiva de la Puna Oriental. La tonalidad azul en los cuarzos está dada por inclusiones de rutilo ( $\sim 700\text{-}900\text{ }^{\circ}\text{C}$ , Seifert *et al.* 2011).

El emplazamiento de los magmas en el área de Cajón fue contemporáneo con la sedimentación de las metagrauvascas y metalutitas de edad Arenigiano. Los magmas silíceos en el nivel de corteza superior, se emplazaron como cuerpos tipo *sills* y como un pequeño cuerpo tipo criptodomo. El emplazamiento de los *sills* fue sinsedimentario y dio lugar al desarrollo de peperitas globulares en los márgenes inferior y superior de estos cuerpos ígneos coherentes. El desarrollo de esta variedad textural de peperitas podría haber resultado de un nivel de emplazamiento más profundo de los magmas respecto a aquellos que desarrollaron peperitas blocosa. Es decir, los magmas silíceos tienen alta viscosidad, por lo que requiere disminuirla por algún agente externo, para que se comporte de un modo dúctil. Una posible explicación estaría vinculada con un nivel de emplazamiento inferior dentro de la secuencia sedimentaria. En estas condiciones, la mayor presión de confinamiento evitaría la pérdida de los volátiles magmáticos (p. ej. Cas 1978, 1992). Otra explicación estaría relacionada con la incorporación de volátiles provenientes del sedimento, lo cual también podría dismi-

nuir la viscosidad del magma (Donaire *et al.* 2002).

El emplazamiento de los magmas que generaron las peperitas blocosa, en la base del criptodomo, ocurrió en un nivel más somero respecto del nivel de emplazamiento de los *sills*. Es probable que estos magmas fueran más viscosos y se comportaran más frágil debido al enfriamiento progresivo (p.ej. Brooks *et al.* 1982) y la pérdida de volátiles durante su ascenso en la corteza. Como resultado de la mayor viscosidad los magmas se emplazaron como un criptodomo parcialmente extrusivo con desarrollo de peperitas blocosas en la base (interacción con sedimentos húmedos y fluidizados) y hialoclastitas en el techo (ruptura de la cobertura sedimentaria durante su crecimiento) por la posterior fragmentación del magma por *quenching* (McPhie *et al.* 1993) al entrar en contacto con el agua de mar.

#### Microestructuras como indicadores de condiciones de temperatura

La observación y descripción de las microestructuras en sección delgada permiten estimar las condiciones de temperatura actuantes durante la deformación

dúctil (p. ej. Passchier y Trouw 2005). La ocurrencia de (1) plagioclasa con extinción ondulosa, maclas acuñada y cintas de cuarzo indican condiciones de baja temperaturas durante la deformación entre 300 y 400°C (Pryer 1993, Vernon 1976); y (2) microfracturas en feldespato potásico y *kinking* en plagioclasa se desarrollan hasta los 400°C. No se descarta que las microestructuras frágiles en feldespatos correspondan a un enfriamiento isobárico de los cuerpos plutónicos mayores (granito porfídico y granodiorita) en niveles medios de la corteza o un posterior fracturamiento frágil asociados a un levantamiento a niveles corticales superiores (Tullis y Yund 1980, Tullis 1983).

En base a las texturas observadas se interpreta que la deformación dúctil registrada en el área de Tajamar y la quebrada de Cajón, fue de baja temperatura entre 300° y 400°C. Estas temperaturas no están de acuerdo con las temperaturas de emplazamientos estimadas para el pórfido riolítico durante la intrusión y temperaturas de su hospedante granítico. Sin embargo, son claras las evidencias de intrusión sintectónica de los cuerpos elongados del pórfido riolítico a las que se asocian zonas de deformación dúctil de baja temperatura. Probablemente la deformación dúctil actuó en forma continua desde el emplazamiento de los pórfidos riolíticos y las texturas de baja temperatura registradas correspondan al último evento de deformación durante el Paleozoico inferior.

### Edad del magmatismo

Las determinaciones geocronológicas para el área de Agua de Castilla y las rocas graníticas de Tajamar, consideradas para construir el modelo de emplazamiento de los magmas, fueron llevadas a cabo por otros autores. Viramonte *et al.* (2007) sobre la base de análisis de circones en volcanitas de Agua de Castilla definieron una discordia con edades de intersección inferior de  $472\pm 6$  Ma (interpretada como la edad de cristalización) e intersección superior de  $1967\pm 88$  Ma (herencia de una corteza continental paleoprotero-

zoica). La edad de intersección inferior de la volcanita es coherente con la evidencia paleontológica de los sedimentos hospedantes, portadoras de fauna graptolítica del Arenigiano (Aceñolaza y Toselli 1984). Por otro lado, Viramonte *et al.* (2007) definieron una edad discordante para el granito porfídico de Tajamar con una intersección inferior de  $465\pm 4$  Ma (U/Pb en circones) y una edad de intersección superior de  $1905\pm 64$  Ma. Además, en metavolcanitas intercaladas con metasedimentitas de bajo grado que afloran en el borde NE del salar de Centenario, determinaron una edad de  $485\pm 5$  Ma. En la serranía de Niño Muerto, al norte del área de estudio, Hauser *et al.* (2011) determinaron una edad de cristalización de  $483\pm 3$  Ma (U/Pb en circones) en metadacitas intercaladas con sedimentitas tremadocianas ( $496\pm 11$  Ma, circones detríticos). Recientemente, Bahlburg *et al.* (2014) obtuvieron edades de intrusión U/Pb en circones en nueve granitoides de la faja eruptiva de la Puna Oriental en el ámbito de la Puna Septentrional entre  $469\pm 6,7$  Ma y 446 Ma.

El magmatismo que originó las rocas volcánicas y plutónicas aquí estudiadas, desde el punto de vista geoquímico (Fig. 9) y geocronológico, es considerado equivalentes al magmatismo vinculado con el desarrollo de la faja eruptiva de la Puna Oriental. Las dataciones hasta aquí disponibles sugieren que el magmatismo en la región comenzó en el Ordovícico Temprano (Tremadociano) con un pico próximo a los 470 Ma y continuó hasta 446 Ma, de acuerdo con el registrado en los cuerpos plutónicos de la Puna Septentrional. Este magmatismo se caracterizó por sucesivas intrusiones plutónicas, subvolcánicas y extrusiones volcánicas, algunas de ellas en forma contemporáneas.

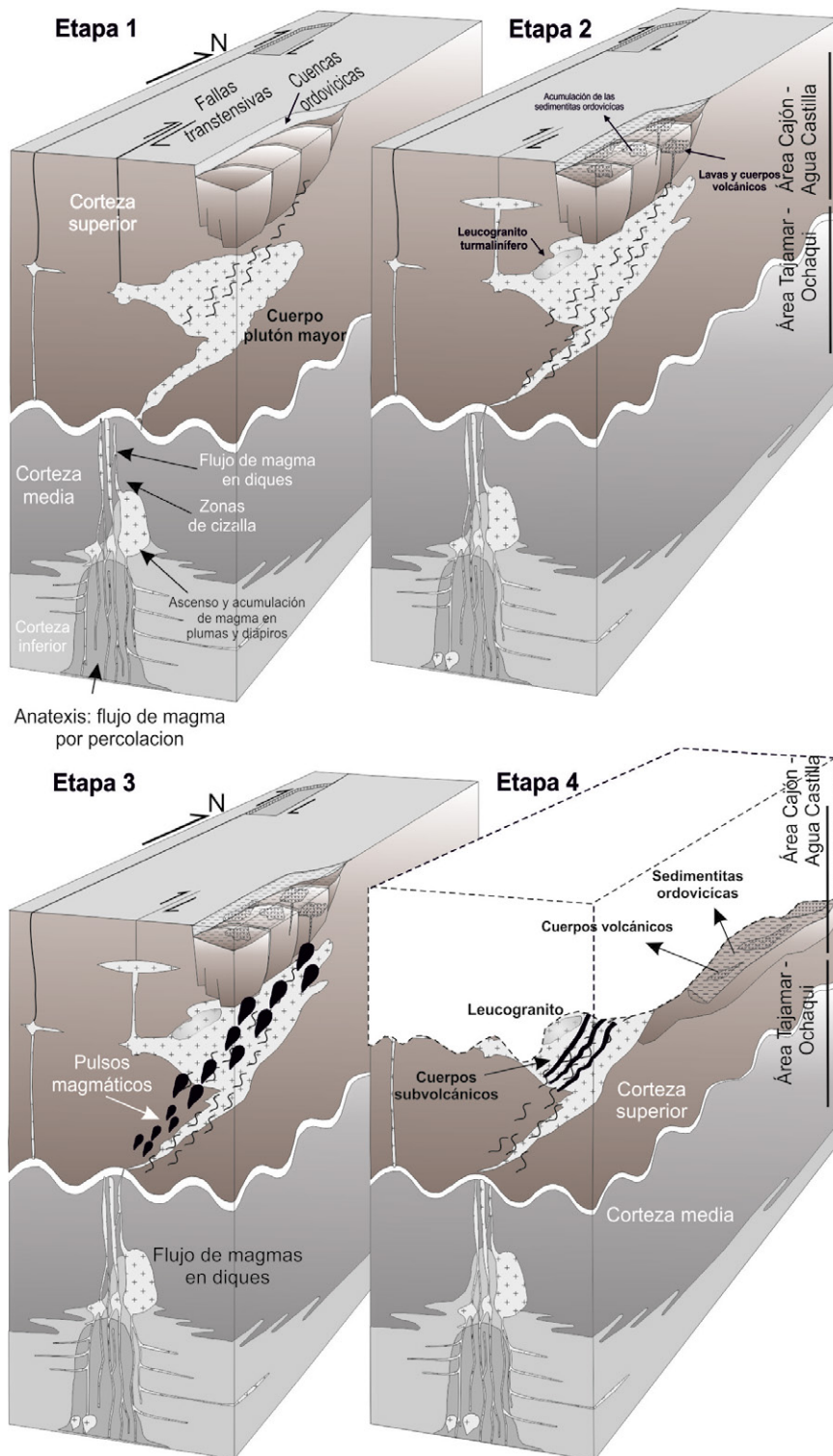
### Composición geoquímica

Las rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas corresponden a la serie calcoalcalina rica en potasio y son peraluminosas con  $ASI \geq 1$  (Fig. 8a). Considerando la abundancia relativa de elementos mayoritarios y en algunos elementos traza, se diferencian dos grupos principales. El pri-

mer grupo corresponde a los granitoides (granito porfídico y granodiorita) y dacitas (volcanitas) que muestran un mayor contenido de FeOT, MgO, CaO,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Ni, Cr y Zr respecto del pórfido riolítico y leucogranito turmalínífero que constituyen el segundo grupo (bajos contenidos de FeOT, MgO y CaO). Las características geoquímicas del primer grupo, principalmente el elevado contenido de FeOT, MgO y bajo en CaO, son consistentes con composiciones de magmas ferrosilíceos reportados por Fernández *et al.* (2008). Similares composiciones geoquímicas han sido determinadas en numerosos afloramientos de unidades graníticas y volcánicas de la faja eruptiva de la Puna Oriental, tanto para la Puna Septentrional como Austral (Figs. 9a-c). A nivel regional y de acuerdo con la propuesta de Fernández *et al.* (2008), Becchio *et al.* (2008) y Sola *et al.* (2013), se consideran dos escenarios posibles para la generación de magmas silíceos estudiados: (1) una profunda con generación de magmas ferrosilíceos (volcanitas-granito porfídico – granodiorita y leucogranito turmalínífero asociado) generados por elevados porcentajes de fusión parcial (80-90%, Fernández *et al.* 2008) a partir de litologías similares composicionalmente a rocas de la Formación Puncoviscana y (2) otra vinculada con procesos de fusión parcial en porcentajes normales (15-30 %, Schilling *et al.* 2006, Sola y Becchio, 2012, Sola *et al.* 2013) en niveles medios de la corteza a partir de una fuente equivalente a la Formación Puncoviscana (pórfidos riolíticos-volcanitas). Alternativamente, Otamendi *et al.* (2010), Becchio *et al.* (2011) y Suzaño *et al.* (2015), proponen para los magmas ricos en FeOT y MgO un origen vinculado a procesos de hibridación (mezcla de magmas) entre fundidos anatéticos generados en la corteza media a inferior y magmas básicos de origen mantélico.

Por otro lado, no se descarta que en la evolución magmática tenga lugar una cristalización fraccionada de plagioclasa + feldespato potásico y probablemente biotita, a partir de los magmas ferrosilíceos o híbrido. Los patrones lineales de





**Figura 11:** Modelo de emplazamiento de los magmas silíceos. Etapa 1: emplazamiento de grandes cuerpos silíceos (granodiorita y granito porfídico) originados por fusión parcial en niveles inferior a medios de la corteza. Etapa 2: continúa los pulsos de magmas y la diferenciación del cuerpo de leucogranito turmalinífero. Las zonas de cizalla actúan como canales para la migración de magmas hacia niveles superficiales que resultan en los cuerpos subvolcánicos - volcánicos emplazados en forma contemporánea con la sedimentación marina. Etapa 3: las zonas de cizalla en profundidad son aprovechadas para el ascenso de nuevos pulsos magmáticos a través de los distintos niveles estructurales. Estos magmas se emplazan en niveles más superficiales y se desarrolla la facies subvolcánica. Etapa 4: procesos de deformación y exhumación por la superposición de eventos tectónicos que exhumar y exponen rocas generadas en distintos niveles estructurales al mismo nivel superficial actual.

distribución que los elementos mayores y algunos traza (Fig. 9i, j) son compatibles con procesos de cristalización fraccionada y podrían explicar las composiciones más evolucionadas (pórfido riolítico y leucogranito turmalinífero).

### Modelo de emplazamiento para los magmas silíceos

*Primera etapa:* generación de grandes volúmenes de magmas silíceos en niveles inferiores de la corteza y emplazamiento de cuerpos plutónicos silíceos en niveles medios a superiores (etapa 1, Fig. 11). Este magmatismo está representado por la granodiorita, granito porfídico y sienogranito.

Durante el enfriamiento el granito porfídico, habría sido afectado por zonas de deformación dúctil de carácter regional relacionadas con esfuerzos tectónicos compresivos (transpresivos) a partir del Arenigiano (p. ej. Hongn y Mon 1999, Coira *et al.* 2009). Para este periodo del Ordovícico, las cuencas de la Puna habrían sido más angostas con una tasa de subsidencia mayor y, en sectores localizados, vinculadas a ambiente tectónico transtensional (p. ej. Coira *et al.* 1999, 2009, Kirschbaum *et al.* 2006) (etapa 1, Fig. 11). En este contexto, los cuerpos plutónicos con temperaturas próximas al solidus fueron levantados a niveles corticales superiores donde la tasa de enfriamiento es mayor que la del nivel de emplazamiento inicial. La combinación de estos procesos resulta en la textura porfídica llamativa y generalizada del granito porfídico. Es probable que en estas condiciones, la granodiorita haya intruido al granito porfídico. La textura más fina de la granodiorita y el contacto neto granodiorita- granito indican que la intrusión ocurrió en un estadio avanzado de la cristalización del granito porfídico.

Los esfuerzos tectónicos están evidenciados por fajas miloníticas de rumbo norte-sur dominante desarrolladas sobre el granito porfídico (Fig. 2). En esta etapa, los movimientos tectónicos habrían generado una serie de conductos o vías de transporte propicios para el ascenso de magmas (zonas de cizalla) que incluyen la

corteza superior hasta niveles medios (p. ej. Hongn y Riller 2007).

*Segunda etapa:* continúan los pulsos magmáticos en niveles superiores (etapa 2, Fig. 11). Los pulsos de magmas ocurren en forma contemporánea con el desarrollo de zonas de deformación dúctil que favorecen el ascenso magmático. Al emplazarse en niveles más superficiales dentro de la corteza, la tasa de cristalización-enfriamiento es elevada y se produce la segregación de pequeños volúmenes de magmas diferenciados ricos en volátiles, especialmente en boro (leucogranitos). La diferencia de presión favorece a la nucleación de burbujas donde concentran volátiles y originan los “soles” de turmalina (Fig. 10) en condiciones de 7 a 8 km de profundidad (Balén y Broska, 2011). Considerando el reducido volumen del leucogranito y presencia de “soles” de turmalina, se interpreta como una facies de borde de los cuerpos plutónicos (granodiorita).

En un ambiente de depositación marina como la cuenca ordovícica, puede ocurrir episodios volcánicos efusivos como lavas masivas, intrusiones sin-sedimentarias (*sills*, criptodomas), depósitos autoclasticos (autobrechas, hialoclastitas) y depósitos piroclásticos generados por erupciones explosivas (Cas 1992). Tras el estudio detallado en la quebrada de Cajón de las unidades subvolcánicas - volcánicas, se infiere dos niveles principales de emplazamiento de magmas silíceos dentro de la corteza: un nivel subvolcánico superficial y un nivel subácueo. El primero estaría representado por los *sills* intercalados en las sedimentitas ordovícicas con desarrollo de peperitas globulares en sus márgenes inferiores y superiores. Mientras que el segundo (subácueo), por el emplazamiento de criptodomas con desarrollo de peperitas blocosa en la base y hialoclastitas en el techo.

*Tercera etapa:* las zonas de deformación dúctil jugaron un rol importante como conductos de transporte de magmas hacia zonas superiores de la corteza (etapa 3, Fig. 11). El ascenso de nuevos pulsos magmáticos diferenciados y reducido volumen a través de estas estructuras, die-

ron origen al pórfido riolítico. Los pulsos de magma diferenciados intruyen al granito porfídico (Fig. 2). Las relaciones texturales entre el pórfido riolítico y el hospedante granítico sugieren un contraste térmico. Se considera una alta tasa de transferencia térmica entre ambos cuerpos y el desarrollo de textura porfídica en los pórfidos riolíticos.

Por otro lado, el control del ascenso y emplazamiento del pórfido riolítico está evidenciado por la disposición en fajas elongadas en sentido N-S (Figs. 2 y 11). Las condiciones de deformación registradas para pórfidos riolíticos es de aproximadamente <400 °C. Las diferencias de temperaturas de deformación respecto de las temperaturas de emplazamiento, sugieren una continuidad en el tiempo de la deformación dúctil como un sistema progresivo desarrollado en niveles someros de la corteza (milonita de baja temperatura).

*Cuarta etapa:* la etapa final resulta de procesos de estructuración y exhumación compleja generados por los principales eventos tectónicos (indicados por diversos termocronómetros, p. ej. Lucassen *et al.* 2000, Carrapa *et al.* 2009, Insel *et al.* 2012) durante el Devónico- Carbonífero (400 - 300 Ma), asociado al rift cretácico-paleoceno de Salta (80 - 50 Ma) y principalmente por la acción de los movimientos del ciclo Andino a partir del Eoceno medio (40 - 35 Ma). De este modo, las unidades plutónica, subvolcánica y volcánica paleozoicas fueron exhumadas y erosionadas quedando expuestas al mismo nivel superficial actual. La configuración estructural cenozoica-reciente estuvo fuertemente controlada por la arquitectura estructural y estratigráfica pre-cenozoica (fajas de cizallas del Paleozoico inferior y estructuras cretácicas, variaciones litológicas). Las anisotropías previas de basamento influyeron fuertemente en la evolución y distribución espacio-temporal de las estructuras y cuencas paleógenas segmentadas (p.ej., Hongn *et al.* 2010 y citas allí). Este aspecto de la evolución estructural claramente compleja en estilo, que finalmente exponen la porción medio-superficial de la

corteza paleozoica, no han sido evaluadas en esta contribución. Sin embargo, se considera que representa un buen ejemplo de la arquitectura en la porción media a superficial de una corteza vinculada al desarrollo de un orógeno de subducción como el postulado para la evolución del margen occidental de Gondwana (p. ej. Lucassen *et al.* 2000).

## CONCLUSIONES

El área de estudio está constituida por un conjunto litológico variado que incluye rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas. La disposición y relaciones geométricas de este conjunto responden a procesos de emplazamiento múltiples de magmas silíceos en distintos niveles de la corteza durante la evolución del orógeno Famatiniano. En el área de Tajamar se identificaron unidades plutónicas (granodiorita, granito porfídico y leucogranito) y subvolcánicas (pórfido riolítico) y en el sector este de la quebrada de Cajón una unidad plutónica (sienogranito), todos emplazados en niveles medios a superiores de la corteza. En las quebradas de Cajón y Agua de Castilla se identificaron unidades subvolcánicas y volcánicas dacíticas emplazados en un ambiente submarino asociado a secuencias sedimentarias (metalutitas-metagrauvas) de edad Arenigiano-Llanvirniano. En la quebrada de Cajón se definen *sills* y cuerpos de criptodomas con el desarrollo de peperitas y hialoclastitas.

La deformación dúctil registrada en los granitoides y pórfidos riolíticos corresponden a fajas subparalelas con desarrollo de protomilonitas y milonitas. Sobre la base del comportamiento de los minerales respecto de la deformación (cuarzo-dúctil y feldespatos-frágil) y texturas identificadas (ej. *mica-fish*, sombra de presión, extinción ondulosa, generación de nuevos granos y subgranos en cuarzo), se interpreta que la última deformación registrada ocurrió a baja temperatura (350-400 °C).

Todas las rocas analizadas tienen signature geoquímica calcoalcalina alta en potasio y peraluminosas. La granodiorita

y granito porfídico del área de Tajamar tiene composición equivalente a las unidades subvolcánicas/volcánicas de las quebradas de Cajón y Agua de Castilla (dacita/riodacita). La granodiorita, el granito porfídico y las dacita/riodacitas están caracterizadas por un alto contenido de  $\text{FeO}_T$  y  $\text{MgO}$  y bajos en  $\text{CaO}$ , característica que comparten con los magmas ferrosilíceos definidos por Fernández *et al.* (2008). La unidad subvolcánica y el leucogranito turmalínifero son más evolucionadas y geoquímicamente, corresponden a riolitas con altos contenidos en  $\text{SiO}_2$  (75 %) y empobrecidos en  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ .

Los resultados alcanzados evidencian la conexión entre plutonismo y volcanismo de magmas silíceos originados presumiblemente a partir de componentes corticales. Se considera que este trabajo representa un aporte para el entendimiento de los procesos involucrados en el emplazamiento de los magmas durante el desarrollo de la corteza y las cuencas ordovícicas del margen occidental de Gondwana, enmarcado en un orógeno de tipo subducción.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer a los revisores Dr. Pablo Caffè e Iván Petrino-vich por sus comentarios detallados y sugerencias que permitieron enriquecer y mejorar sustancialmente el manuscrito. Por otro lado, se agradece a la Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología, Universidad Nacional de Salta, por el apoyo brindado durante el desarrollo del trabajo de Tesis Profesional (FI). Al Geólogo Ricardo Pereyra y al técnico Alejandro Nieves de la UNSa por el procesamiento de las muestras y por los excelentes análisis geoquímicos. Al laboratorio de Petrología de la UNSa por elaboración de las secciones delgadas.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F. y Toselli, A. 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En Bruton, D.L. (ed.), Aspects of the Ordovician

System. Paleontological Contributions of the University of Oslo, Universitetsforlaget 295: 203-209.

Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G. 2005. La Formación Puncovicana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico temprano. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12: 65-87.

Alonso, R.N., Viramonte, J.G. y Gutierrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:43-63, Río Negro.

Bachl, C.A., Miller, C.F., Miller J.S. y Faults, J.E. 2001. Construction of a pluton: evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 113: 1213-28.

Bahlburg, H. 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen* 75:1-107.

Bahlburg, H. y Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectono stratigraphic terranes of NW- Argentina and N-Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109: 869-884.

Bahlburg, H., Berndt, J. y Gerdes, A. 2014. The ages of the Faja Eruptiva de la Puna Oriental north western Argentina. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD: S21-4, Córdoba.

Balen, D. y Broska, I. 2011. Tourmaline nodules: products of devolatilization within the final evolutionary stage of granitic melt? *Geological Society, Special Publications* 350: 53-68, London.

Barnes, C.G., Allen, C.M., Hoover, J.D. y Brigham, R.H. 1990. Magmatic components of a tilted plutonic system, Klamath Mountains, California. En: Anderson, J.L. (ed.), *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*. *Geological Society of America Memoir* 174: 331-346, California.

Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999. El basamento Paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S) - Metamorfismo y geocronología. En: Bonorino, G.G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.), *Geología del noroeste Argentino*, 14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 58-72, Salta.

Becchio, R., Viramonte, J. M., Sola, A., Castro,

A., Fernandez, C. y Moreno Ventas, I. 2008. Fuentes de magmas silíceos en el borde oriental de la Puna. Noroeste de Argentina. Su contexto en el margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas: 185-186, Jujuy.

Becchio, R., Lucassen, F. y Franz, G. 2011. High T metamorphism, crustal melts, and a large igneous province: the Palaeozoic to Cenozoic active margin of the Central Andes, N-Chile and NW Argentina. En: Salfity J.A. y Marquillas, R.A. (eds.), *Special volume "Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina"* SCS Publisher, 123-134, Salta.

Blasco, G. y Zappettini E. 1996. Hoja Geológica San Antonio de los Cobres 2566-I. Escala 1:250.000. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 217, 126 pp, Buenos Aires.

Brooks, E.R., Wood, M.M. y Garbutt, P.L. 1982. Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* 93: 1208-1231.

Cas, R.A.F. 1978. Silicic lavas in Paleozoic flysh-like deposits in New South Gales, Australia: behaviour of deep subaqueous silicic flow. *Geological Society of America Bulletin* 89: 1708-1714.

Cas, R.A.F. 1992. Submarine volcanism: eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 87: 511-541.

Carrapa, B., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E. y Sudo, M. 2009. Apatite triple dating and white mica  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectono thermal history. *Geology* 37: 407-410.

Coira, B. y Koukharsky, M. 1991. Lavas en almohadillas ordovícicas en el Cordón Escaya, Puna Septentrional, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 674-678, Viña del Mar.

Coira, B.L., Mahlburg Kay, S., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M. y Flores, P. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En: Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana*

- Connection before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336: 145-170.
- Coira, B. y Pérez, B. 2002. Peperitic textures of Ordovician dacitic synsedimentary intrusions in Argentina's Puna Highland: clues to emplacement conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 165-180.
- Coira, B., Kirschbaum A, Hongn F, Perez B. y Menegatti N. 2009. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 374-382.
- Collins, W.J., Richards, S.R., Healy, B.E. y Ellison, P.I. 2000. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridization in magma conduits (dykes) below and in granite magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91: 27-45.
- Donaire, T., Sáez, R. y Pascual, E. 2002. Rhyolitic globular peperites from the Aznalcóllar mining district (Iberian Pyrite belt, Spain): physical and chemical controls. En: Skilling, I.P., White, J.D.L. y McPhie, J. (eds.), *Peperite: Processes and Products of Magma-Sediment Mingling*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 119-128.
- Falkner, C.M., Miller, C.F., Wooden, J.L. y Heizler, M.T. 1995. Petrogenesis and tectonic significance of the calcoalkaline, bimodal Aztec Wash pluton, El dorado Mountains, Colorado River extensional corridor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100: 10453-10476.
- Fernández C., Becchio R., Castro A., Viramonte J.M, Moreno-Ventas I. y Corretgé L.G. 2008. Massive generation of a typical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Research* 14: 451-473.
- Grosse, P., Bellos, L.I., De los Hoyos, C.R., Larrowere, M.A., Rossi, J. y Toselli, A.J. 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 110-126.
- Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H. y Pimentel, M.M. 2011. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. *Gondwana Research* 19: 100-127.
- Hawkins, D.P. y Wiebe, R.A. 2003. High-precision temporal constraints on the construction of a periodically replenished, subvolcanic magma chamber: the Silurian Vinalhaven intrusion, Maine, USA. Fifth Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Abstracts. Geological Survey of Japan Interim-Report 29: 43, Toyohashi.
- Hongn, F.D. 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49:256-268.
- Hongn, F.D. y Mon, R. 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En: Gonzalez Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J.G. (eds.), *Geología del Noroeste Argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 212-216, Salta.
- Hongn, F., Mon, R., Acuña, P., Kirschbaum, A. y Menegatti, N. 2006. Deformación intraordovícica en la sierra de Cobres. *Asociación Geológica Argentina, Serie D*, 10, 186-192.
- Hongn, F. y Riller, U. 2007. Tectonic evolution of the western margin of Gondwana inferred from syntectonic emplacement of Paleozoic granitoid plutons in NW-Argentina. *Journal of Geology* 115: 163-180.
- Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., Del Papa, C. y Powell J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: Influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 38-53.
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J. B., Schmitt, A.K. y Strecker, M.R. 2012. Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of the basement underlying the eastern Puna plateau margin prior to plateau growth. *Tectonics* 31: 1-17.
- Irvine, T. N. J., y Baragar, W. R. A. F. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Koukharsky, M. y Mirrè, J. C. 1974. Nuevas evidencias de vulcanismo ordovícico en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 128- 34.
- Kirschbaum, A., Hongn, F. y Menegatti, N. 2006. The Cobres plutonic complex, eastern Puna (NW Argentina): petrological and structural constraints for lower Paleozoic magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 21: 252-266.
- Larsen, L.L. y Smith, E.I. 1991. Mafic enclaves in the Wilson Ridge Pluton, northwestern Arizona: implications for the generation of a calc-alkaline intermediate pluton in an extensional environment. *Journal of Geophysical Research* 95: 17693-17716.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanetti, B. y IUGS Subcommission on The Systematics of Igneous Rocks. 1986. A chemical Classification of Volcanic Rocks based on Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Llambias, E.J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Serie de Correlación Geológica, Instituto Superior de Correlación Geológica 15: 121-123, Buenos Aires.
- López, F., Báez, W., Becchio, R., Arnosio, M. y Quiroga, M. 2012. Origen de pseudotexturas piroclásticas asociadas a rocas volcánicas ácidas del Ciclo Famatiniano. Quebrada de Cañón, provincia de Salta. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 119-120, Salta.
- Lucassen F., Becchio R., Wilke H.G., Thirlwall M.F., Viramonte J., Franz G. y Wemmer K. 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°-26°) a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 697-715.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, V. 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. 5° Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 89-100, Córdoba.
- Metcalf, R.V. 2004. Volcanic-plutonic links, plutons as magma chambers and crust-mantle interaction: a lithospheric scale view of magma systems. *Earth Sciences* 95: 357-374.
- McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p, Tasmania.
- Norini, G., Cogliati, S., Baez, W., Arnosio, M., Bustos, E., Viramonte, J., y Groppelli, G. 2014. The geological and structural evolution of the Cerro Tuzgle Quaternary stratovolcan-

- no in the back-arc region of the Central Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285: 214-228.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., De La Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Otamendi, J.E., Pinotti, L.P., Basei, M.A.S. y Tibaldi, A.M. 2010. Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from the Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Argentina: Petrologic constraints on the origin of igneous rocks in the Ordovician Famatinian-Puna paleoarc. *Journal of South American Earth Sciences*. 30: 29-45.
- Palma, M.A., Parica, P. y Ramos, V. 1986. El granito Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 414-419.
- 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. *Earth Science* 91: 151-168.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*, Springer. 366 p., Heidelberg.
- Peccerillo, R. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Poli, G., Tommasini, S. y Halliday, A.N. 1996. Trace element and isotopic exchange during acid-basic magma interaction processes. *Geological Society of America Special Papers* 315: 225-232.
- Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* 15: 21-36.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R.J., Galindo, C. y Saavedra, J. 2001. Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-Andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Cuadernos de Geología Ibérica* 27: 23-41.
- Roller, E.O. y Mingramm, A. 1968. Sobre el hallazgo del Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (Provincia de Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 101-103.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E. y Ferreira, V.P. 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. *Gondwana Research* 5: 325-337.
- Seifert, W., Rhede, D., Thomas, R., Förster, H.J., Lucassen, F., Dulski, P. y Wirth, R. 2011. Distinctive properties of rock-forming blue quartz: inferences from a multi-analytical study of submicron mineral inclusions. *Mineralogical Magazine* 75: 2519-2534.
- Schilling, F.R., Trumbull, R.B., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Volker Hak M. K., Giese P., Muñoz M., Ramelow J., Rietbrock A., Ricaldi E. y Vietor, T. 2006. Partial melting in the Central Andean crust: a review of geophysical, petrophysical, and petrologic evidence. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R. y Wigger, P. (eds.), *The Andes*. Springer, 459-474, Berlin Heidelberg.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley and Sons, 444 p., New York.
- Sola, A. y Becchio, R. 2012. Distribución de elementos traza y grado de fusión parcial en migmatitas de la Sierra de Molinos, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69: 240-251.
- Sola, A.M., Becchio, R.A. y Pimentel, M.M. 2013. Petrogénesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study. *Lithos* 177: 470-491.
- Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., y Ortiz, A. 2015. Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 433-454.
- Tullis, J. y Yund, R. 1980. Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *Journal Structural Geology* 2: 439-451.
- Tullis, J. 1983. Deformation of feldspars. En: Ribbe, P.H. (ed.), *Feldspar mineralogy*. Mineralogical Society of America 2: 297-323, Berlin Heidelberg.
- Toselli, A.J. 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En: Aceñolaza F.G., Miller H. y Toselli A.J. (eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 4: 181-197, Tucumán.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 443-462, Buenos Aires.
- Turner, J.C. y Méndez V. 1979. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Academia Nacional de Ciencias. *Boletín* 51:11-24, Córdoba.
- Vernon, R.H. 1976. *Metamorphic processes. Reactions and Microstructure Development*. George Allen & Unwin, 247 p., London.
- Viramonte J.M., Becchio R.A., Viramonte J.G., Pimentel, M.M. y Martino R.D. 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U-Pb and Sm-Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 167-183.
- Watson, E.B. y Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and compositional effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 295-304.
- Wiebe, R.A. y Collins, W.J. 1998. Depositional features and stratigraphy sections in granitic plutons: implication for the emplacement of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20: 1273-89.
- Wiebe, R.A., Blair, K.D., Hawkins, D.P. y Sabine, C.P. 2002. Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California Geological Society of America Bulletin 114: 909-20.
- Zimmermann, U., Niemeyer, H. y Meffre, S. 2010. Revealing the continental margin of Gondwana: the Ordovician arc of the Cordón de Lila (northern Chile). *International Journal of Earth Sciences* 99-S1: S39-S56.