

GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DEL BORDE NOR-ORIENTAL DEL BATOLITO LAS CHACRAS-PIEDRAS COLORADAS, LIBERTADOR GENERAL SAN MARTÍN, PROVINCIA DE SAN LUIS

Andrea L. MARTÍNEZ^{1,2}, Teresita MONTENEGRO^{1,2} y Luciana HIGA³

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad de Buenos Aires. E-mail: andreal_martinez@yahoo.com.ar; mon@gl.fcen.uba.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

³ Comisión Nacional de Energía Atómica. Ciudad de Buenos Aires.

RESUMEN

En este trabajo se describe un área del basamento del noreste de la sierra de San Luis, al sudoeste de la localidad Libertador General San Martín, en cercanía al yacimiento de wolframio Los Avestruces y al este del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas. Si bien esta zona forma parte del Complejo Metamórfico Conlara, presenta características litológicas y estructurales que permiten considerar por separado dos áreas. En el sector oriental afloran esquistos cuarzosos, biotíticos y calcosilicáticos, y gneises de grano medio, que alojan concordantemente granitos, pegmatitas (frecuentemente *abundinadas*) y aplitas. Además hay una gran cantidad de vetas con scheelita y wolframita asociadas a lamprófiros. El sector occidental, en cambio, consiste en una alternancia de esquistos biotíticos, turmalinitas, filitas y meta-areniscas. Aquí se encuentran los mismos tipos de intrusivos pero las pegmatitas están intensamente plegadas y no son frecuentes las vetas mineralizadas. Los granitoides de ambos sectores presentan características geoquímicas similares a los otros granitoides de la sierra emplazados durante la fase principal de la orogénia Famatiniana. Si bien ambos sectores presentan grado metamórfico de facies anfíbolita, la orientación de las estructuras difiere, ya que hacia el este el rumbo predominante es NE mientras que en el sector occidental es NNO. Consecuentemente, el área oriental, se puede vincular con los gneises y migmatitas del Complejo Metamórfico Conlara, mientras que el occidental se asemeja a los afloramientos del norte de la sierra que fueron agrupados por otros autores bajo el nombre de Metamorfitas San Martín y Las Higueras, también pertenecientes al mismo complejo metamórfico.

Palabras clave: *Sierra de San Luis, basamento ígneo-metamórfico, Complejo Metamórfico Conlara*

ABSTRACT

Geology of the basement of the northeastern border of the Las Chacras-Piedras Coloradas batholith, Libertador General San Martín, San Luis province

The studied area is located in the northeast of the Sierra de San Luis, and southwest of the Libertador General San Martín town, near Los Avestruces tungsten deposit and east of the Las Chacras-Piedras Coloradas Batholith. Even though this sector belongs to the Conlara Metamorphic Complex, it presents different lithological and structural features between eastern and western areas. In the eastern area, medium grain quartz, biotite and calc-silicate schists, and gneisses outcrop. Granites, pegmatites -frequently with boudinage structures-, and aplites, are conformably hosted in the metamorphic sequence. Scheelite and wolframite veins with associated lamprophyres are common in this area. The western area, however, consists of an assemblage of biotite and tourmaline schists, phyllites and meta-sandstones. The same types of intrusive rocks outcrop in this area, but the pegmatites are intensely folded. The tungsten veins are scarce. Granitoid rocks in both sectors show similar geochemical features to other Famatinian granitoids of the sierra. While both sectors reach amphibolite facies, structure directions are different. In the eastern area structures show predominant NE direction while the western area shows preferentially NNW orientation of the structures. Consequently, the eastern area can be linked with the gneisses and migmatites of the Conlara Metamorphic Complex while the western area outcrops resembles to those at the North of the Sierra, which were grouped under the name of Metamorfitas San Martín y Las Higueras according to previous authors.

Keywords: *San Luis Range, igneous-metamorphic basement, Conlara Metamorphic Complex*

INTRODUCCIÓN

La Sierra de San Luis está constituida por un basamento ígneo y metamórfico cuya

edad abarca desde el Precámbrico hasta el Paleozoico, forma parte de las Sierras Pampeanas Orientales y ha sido estudiada en numerosas ocasiones con objetivos

geológicos en general, económicos y estructurales, entre otros. Estos estudios, sin embargo, se concentran particularmente en el área central y sur de la sie-

rra, siendo bastante más dispersos en el norte. En trabajos regionales, las unidades metamórficas del área de estudio se han descrito como “Filitas y Micaesquistos entre Quines y Santa Rosa” (von Gosen y Prozzi 1998) y posteriormente se han adjudicado al Complejo Metamórfico Conlara (Sato *et al.* 2003, Steenken *et al.* 2006). En trabajos detallados de sectores aislados dentro de la zona norte de este complejo, diversos autores han definido, con nombres no formacionales, otras asociaciones de rocas intrusivas y metamórficas en función de la litología predominante, grado metamórfico alcanzado, y/o estilo de deformación. De esta manera, en el norte de la Sierra de San Luis, dentro del Complejo Metamórfico Conlara, quedarían comprendidos el Complejo Metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez 1988), las “Filitas y Micaesquistos entre Quines y Santa Rosa” (von Gosen y Prozzi 1998), las Metamorfitas Las Higueras (Grosso Cepparo 2007, Grosso Cepparo *et al.* 2007) y las Metamorfitas San Martín (González Lucero 2009). En este trabajo se describe un sector de basamento ubicado en el borde nororiental de la Sierra de San Luis, al SO de la localidad de Libertador General San Martín, con la finalidad de aportar información al conocimiento del Complejo Metamórfico Conlara dada la variedad de asociaciones que se han definido para esta unidad formacional, dentro del área norte de la sierra. Para ésto, se han descrito las secuencias metamórficas y las rocas intrusivas presentes con el objetivo de compararlas con las asociaciones definidas por los anteriores autores.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en el noreste de la Sierra de San Luis, en el departamento San Martín, a unos 9 km al SO de la localidad de Libertador General San Martín, aproximadamente entre los 32°28'36" y 32°31'15" latitud sur y 65°43'17" y 65°40'13" longitud oeste (Fig. 1). Se accede desde aquella localidad, luego de recorrer unos 4 km por el

camino de tierra (RP 41) que conduce a la localidad de Las Chacras. Caminos vecinales permiten el acceso hasta las cercanías de los afloramientos. El límite occidental lo constituye la senda que, hacia el norte, acerca al puesto Don Andino, y el límite oriental comprende el grupo minero Cerrito Blanco. Hacia el oeste, corre el río Quines, límite oriental del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (Fig. 2).

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está comprendida en el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales, en el sector nororiental de la Sierra de San Luis, donde aflora un basamento integrado por rocas metamórficas e ígneas de edades precámbricas a paleozoicas (Fig. 1). La sierra ha sido estructurada, fundamentalmente, por los ciclos de deformación Pampeano y Famatiniano (Ramos *et al.* 1986, Ramos 1988, Dalla Salda *et al.* 1992, Sato *et al.* 2003) producidos por la acreción de los diferentes terrenos que conforman el margen proto-andino de Gondwana. El primer episodio, Pampeano, aconteció en el Cámbrico temprano, mientras que la orogenia Famatiniana tuvo lugar en el Cámbrico medio a Devónico tardío - Carbonífero temprano (Aceñolaza y Toselli 1976).

Las rocas metamórficas constituyen fajas de orientación aproximada NNE que, de este a oeste, se agrupan en complejos metamórficos de grado medio a alto, denominados Conlara, Pringles y Nogolí (Sims *et al.* 1997) que están separados entre sí por fajas de cizalla, y por la Formación San Luis, de menor grado metamórfico (Prozzi y Ramos 1988) (Fig. 1).

Por otra parte, las rocas intrusivas de toda la sierra se han relacionado con el ciclo de deformación Famatiniano y, por lo tanto, son consideradas como pre, sin y post-tectónicas con respecto a la fase principal de dicha orogenia (Ortiz Suárez *et al.* 1992, Llambías *et al.* 1998). Recientemente, Ortiz Suárez *et al.* (2014) reagruparon estos cuerpos en magmatismo cambro-ordovícico y magmatismo devónico. El primer conjunto corresponde a los cuerpos pre y sin-orogénicos cambro-ordovícicos y fue

dividido en Grupo I que incluye las unidades básicas como el Cuerpo Máfico-Ultramáfico de Las Cañas (Fig. 1); Grupo II, que comprende unidades intermedias, principalmente tonalíticas que, en general, están fuertemente deformadas y se han emplazado preferentemente en rocas metamórficas de grado bajo a medio, como por ejemplo las tonalitas Rodeo Viejo, Quines y Las Cienaguas (Fig. 1); y Grupo III, que está conformado por unidades graníticas, granodioríticas y leucogranodioríticas, cuerpos aplo-pegmatíticos y metavolcanitas de composición ácida, emplazados en niveles profundos, medios y superiores respectivamente, como lo son los granitos Cruz de Caña, Río Luján, Quebrada Escondida, Puesto Palma, Los Alanices, La Tapera, El Peñón, y la granodiorita La Ciénaga (Fig. 1). El segundo conjunto, que corresponde al magmatismo post-orogénico devónico, está representado por batolitos y plutones graníticos con muy alto K, como los batolitos Las Chacras-Piedras Coloradas, Renca y los granitos La Población, El Telarillo y El Hornito (Fig. 1), además de algunos escasos diques de pegmatitas y lamprófiros. Siguiendo el esquema regional de Sato *et al.* (2003) y Ortiz Suárez *et al.* (2014) el área de estudio queda comprendida dentro del Complejo Metamórfico Conlara. Según la definición de Sims *et al.* (1997) este complejo está constituido por una secuencia que consiste en esquistos biotíticos, esquistos bandeados y gneises con protolitos psamíticos y pelíticos, y migmatitas, anfíbolitas y rocas calcosilicáticas, que han sido afectadas por los ciclos de deformación Pampeano y Famatiniano. Según aquellos autores, de oeste a este, los esquistos biotítico-muscovíticos gradúan continuamente a esquistos biotítico-muscovíticos inyectados con cuarzitas y varias generaciones de pegmatitas, y a migmatitas y gneises.

Dentro del área comprendida regionalmente por el Complejo Metamórfico Conlara, diversos autores han discriminado distintos grupos y complejos de rocas intrusivas y metamórficas, de acuerdo con las litologías predominantes, con los grados metamórficos presentes, o por

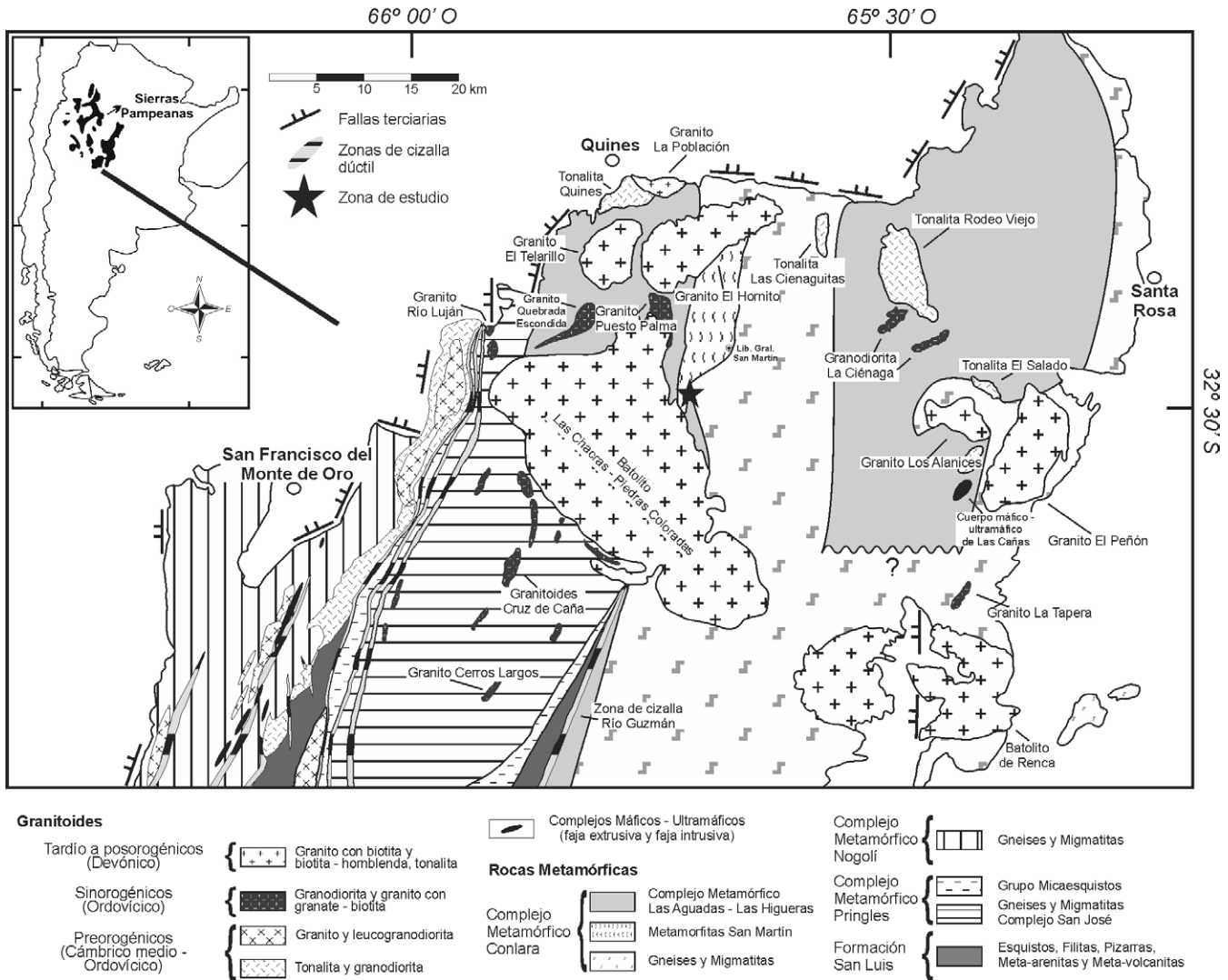


Figura 1: Mapa geológico del norte de la Sierra de San Luis. Ubicación del área de estudio. Modificado de Sato *et al.* (2003) y Ortiz Suárez *et al.* (2014).

su diferente estilo de deformación, siempre dentro de la definición de Complejo Metamórfico Conlara. Es así, que el Complejo Metamórfico Las Aguadas, definido por Ortiz Suárez (1988), las “Filitas y Micaesquistos entre Quines y Santa Rosa” de von Gosen y Prozzi (1998) y las recientemente definidas Metamorfitas Las Higueras (Grosso Cepparo 2007, Grosso Cepparo *et al.* 2007) y Metamorfitas San Martín (González Lucero 2009) formarían parte del Complejo Metamórfico Conlara. Por su parte, López de Luchi *et al.* (2008) dividen a este complejo metamórfico en cuatro grupos según los distintos conjuntos metasedimentarios predominantes y, dentro de este esquema, denomina Grupo San Martín (López de

Luchi com. pers.) a la sucesión compuesta por esquistos de grano fino con plagioclasa y biotita, con intercalaciones subordinadas de esquistos turmaliníticos y con algunos esquistos de grano medio y esquistos bandeados, que afloran en la zona nor-central de la sierra. Las Metamorfitas Las Higueras, definidas por Grosso Cepparo (2007) y Grosso Cepparo *et al.* (2007), están conformadas por una secuencia sedimentaria con intercalaciones ígneas, afectada por un metamorfismo de grado medio que aflora al sur del Granito La Población y al este de la Tonalita Quines. Comprenden distintas litologías dispuestas en fajas de dirección NNE y NE, que se han agrupado en cuatro unidades: metapelitas, meta-areniscas, rocas

calcosilicáticas, y metavolcanitas y rocas asociadas (turmalinitas). Las condiciones metamórficas alcanzadas por estas metamorfitas están dadas por las paragénesis andalucita + fibrolita + biotita + muscovita + granate en las metapelitas, así como hornblenda + epidoto en rocas calcosilicáticas, y hornblenda + plagioclasa + biotita en las anfibolitas. Dichas asociaciones son compatibles con las subfacies más bajas de la facies anfibolita, en condiciones de baja presión. Si bien estas rocas han sido relacionadas con la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988), su evolución tectonotérmica difiere, ya que las Metamorfitas Las Higueras alcanzan un mayor grado metamórfico y las fases deformacionales presentes no son equiva-

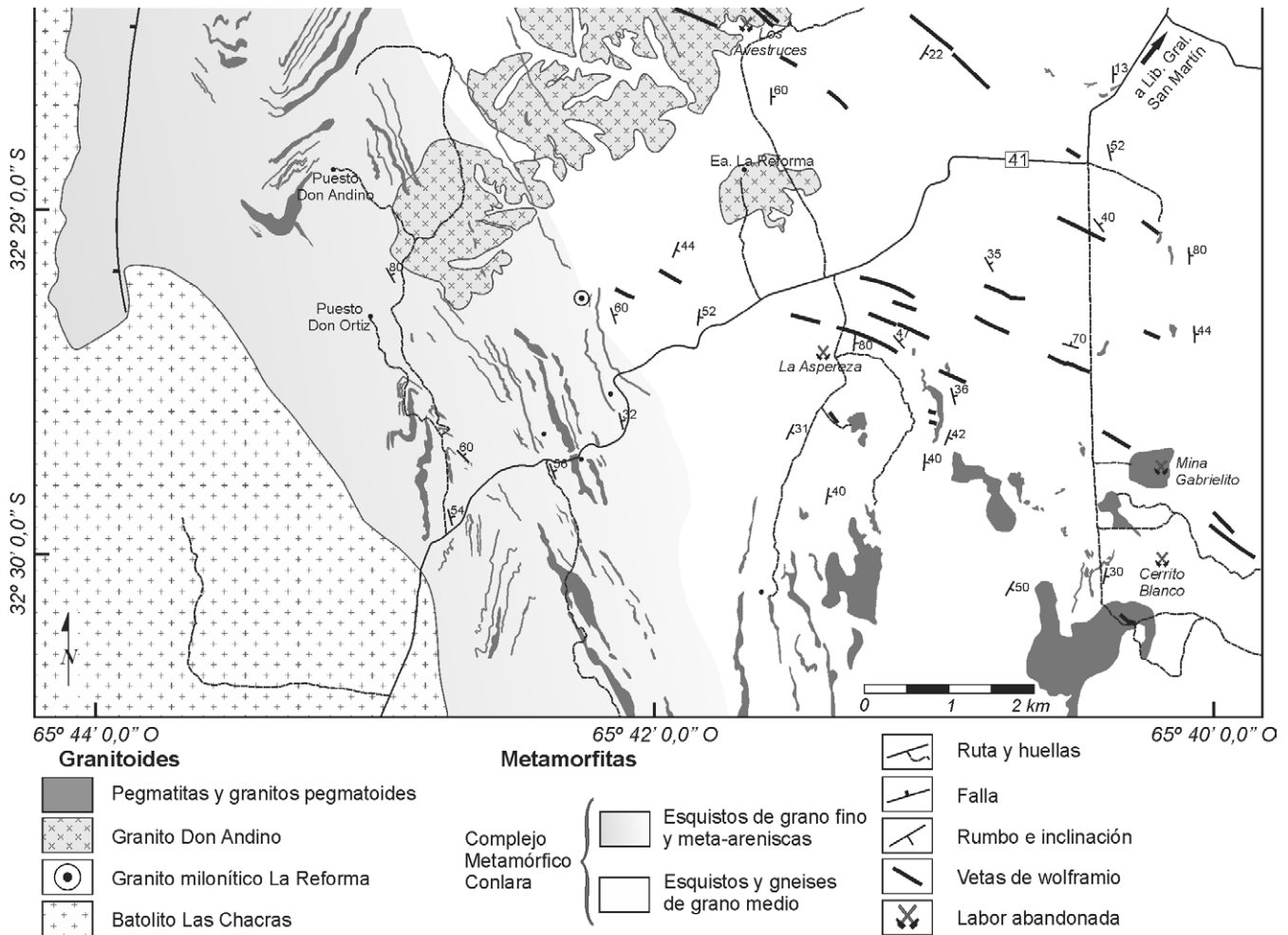


Figura 2: Mapa geológico del área de estudio.

lentes. Por otro lado, las condiciones metamórficas determinadas para estas rocas tienen similitud con las rocas del Complejo Metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez 1988) del noreste de la Sierra de San Luis y con la Formación Tuclame (Verdecchia y Baldo 2004) del noroeste de las sierras de Córdoba, ambas también correlacionadas con la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988). Asimismo, las Metamorfitas San Martín (González Lucero 2009), definidas para la zona que se encuentra al oeste de la localidad de San Martín, a la altura del dique La Huertita, son esquistos cuarzo micáceos y esquistos micáceos sillimaníticos, de mayor grado metamórfico que las Metamorfitas Las Higueiras, en partes migmatíticos, con una paragénesis característica de grado medio de la facies anfibolita que contiene fibrolita + granate, con numerosas intrusiones

de pegmatitas graníticas y aplitas. Dataciones U/Pb SHRIMP realizadas en rocas de las Metamorfitas Las Higueiras dan una edad máxima de sedimentación neoproterozoica de 587 ± 7 Ma (Steenken *et al.* 2006). Además, de acuerdo con la edad de 497 ± 8 Ma (SHRIMP en circón) obtenidas por Steenken *et al.* (2005) el clímax metamórfico y de deformación de las rocas de caja habría acontecido en el pampeano. Edades Pb/Pb en granate indican una edad metamórfica de 564 ± 21 Ma (Siegismund *et al.* 2010) para el Complejo Metamórfico Conlara, también correspondiente al ciclo orogénico pampeano. Sin embargo, edades K/Ar realizadas en muscovita de pegmatitas con turmalina, indican 430 ± 10 ; 421 ± 10 y 422 ± 10 Ma para el evento pegmatítico del Complejo Metamórfico Conlara, (López de Luchi *et al.* 2003, Steenken

et al. 2008) y según Whitmeyer y Simpson (2004) la edad del primer metamorfismo y deformación del conjunto de rocas del Complejo Metamórfico Conlara estaría comprendida entre los 470 y 482 Ma (U/Pb en monacita).

La deformación dominante famatiniana desarrolló clivaje con una lineación que hunde fuertemente al este u oeste, indicada por la alineación de sericita, muscovita y biotita, y además desarrolló ejes de pliegues con dirección NNE y, localmente, pliegues apretados con ejes ONO y cortados por pliegues pegmatíticos en las filitas al sur de Quines. Además, se reconocieron pliegues post-famatinianos en esquistos inyectados (von Gosen y Prozzi 1998).

En el área además, se encuentra el yacimiento de wolframio Los Avestruces, ubicado en el límite NE de la zona y estu-

diado en detalle por Etcheverry (1987), y las vetas de wolframio de Cerrito Blanco y La Aspereza (Figs. 1 y 2).

Hacia el oeste, a unos 500 m del extremo occidental del área estudiada, aflora la facies granítica porfirítica y biotítica del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, intrusivo granítico post-tectónico cuya edad es de 382 ± 5 Ma según datación U-Pb en circón (Siegesmund *et al.* 2004) y que ha sido extensamente estudiado por diversos autores, entre otros, Brogioni (1987, 1991, 1992, 1993, 1994, 1997), Brogioni *et al.* (1989) y Siegesmund *et al.* (2004).

Por su parte, Martínez (2012) e Higa (2012) describieron la geología de la zona con motivo de la realización de sus trabajos finales de licenciatura.

UNIDADES LITOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

Rocas metamórficas

El área de estudio se puede dividir en sector este y oeste, según las características litológicas y estructurales de las asociaciones ígneo-metamórficas. En el sector oriental predominan esquistos y gneises de grano medio a fino, mientras que, en el sector occidental, son más frecuentes los esquistos de grano fino intercalados con meta-areniscas. (Fig. 2).

Esquistos y gneises de grano medio a fino: La secuencia metamórfica oriental consiste en una alternancia de esquistos cuarzosos y esquistos biotíticos, que son las rocas más abundantes, con gneises y esquistos calcosilicáticos (Fig. 2).

Los esquistos cuarzosos son de color negro a gris, de grano fino a mediano, y están compuestos por cuarzo, biotita, albita y muscovita, con scheelita. Alternan con esquistos biotíticos en los cuales la mineralogía es básicamente la misma que en los cuarzosos, con mayor abundancia de biotita. Localmente, en las vetas de wolframio, los esquistos están muy enriquecidos en biotita (75%, “biotititas”), a la que se asocian como componentes minoritarios, plagioclasa, epidoto, cuarzo, apatita, circón, titanita, y fluorita con abundante scheelita en los planos de debilidad. Las

micas están crenuladas con superficies de corte (S_c) conjugadas.

Los esquistos calcosilicáticos afloran en el área de La Aspereza. Son de grano fino y están compuestos por plagioclasa, anfíbol hornblenda, epidoto y clinozoisita/zoisita, biotita, cuarzo, scheelita, titanita, apatita, carbonato y minerales opacos. Cristales relicticos de plagioclasa saussuritizada y probable feldespato potásico, están delimitados por anfíboles y zoisita. Hay dos generaciones de biotita. La primera desarrolla láminas de menor tamaño con disposición subparalela que genera una superficie (S_1). La segunda es paralela a la hornblenda verde azulada, y desarrolla láminas de mayor tamaño, parcialmente cloritizadas, que generan marcada esquistosidad (S_2) con relación de corte aproximadamente de 30° con respecto a la anterior. Se observa cuarzo y plagioclasa (An_{40}) de una segunda generación metamórfica, con escasos individuos de macla, los cuales completan la mineralogía.

Las rocas gnéissicas afloran fundamentalmente en la región de La Aspereza, son gneises de grano mediano con bandas melanocráticas de no más de 1,5 cm, compuestas por biotita, muscovita, apatita y escasa scheelita, y bandas leucocráticas de 0,2 a 2 cm de espesor, con cuarzo, plagioclasa y cantidades menores de biotita. Comúnmente tienen inyecciones de vetas graníticas.

La esquistosidad se desarrolla según un rumbo de $N10/18^\circ E$ y $N30/60^\circ O$, aunque predomina la dirección NE, con buzamiento variable debido a la deformación ocasionada por los cuerpos intrusivos del área de La Aspereza y Cerrito Blanco (Fig. 2).

Estos esquistos y gneises alojan granitos, granitos pegmatoides y pegmatitas, que por sectores, están *aboudinados*. Los contactos con las rocas de caja son netos, y están inyectados concordantemente con la esquistosidad. Además, alojan vetas de wolframio, discordantes, asociadas a diques de lamprófiros.

Esquistos de grano fino y meta-areniscas: En el sector oeste del área de estudio, en una franja alargada en sentido NNO, aflora

una secuencia de rocas metamórficas que se destacan por su color negro, su alta tenacidad y por alojar gran cantidad de pegmatitas graníticas, en su mayoría plegadas. El contacto con los esquistos y gneises orientales está cubierto por material moderno.

Por sectores, son rocas de grano fino que gradan entre filitas y esquistos ricos en turmalina y biotita, con intercalaciones de meta-areniscas. Las filitas y esquistos presentan una planaridad (S_2) marcada por la alternancia paralela, regular y milimétrica, de bandas claras, cuarzosas, y oscuras con biotita o turmalina, según la roca (Fig. 3a). En los esquistos turmalínicos las bandas leucocráticas están compuestas por cuarzo, muscovita, apatita y escasa scheelita, y las bandas melanocráticas, principalmente están constituidas por un 60% de turmalina y proporciones menores de plagioclasa, granate y biotita. La turmalina, en prismas de 2 mm de largo promedio, presenta zonación de color perpendicular y paralela al eje cristalográfico c . El núcleo, relictico, es subhedral y de coloración verde amarillenta. La parte externa es verde azulada, subhedral y fuertemente poiquiloblástica, englobando cristales de cuarzo, muscovita, apatita y circón (Fig. 3b) (Montenegro *et al.* 2010a). La scheelita se aloja a lo largo de las bandas. Los esquistos biotíticos son rocas de coloración gris oscura y están compuestos por cuarzo, biotita, plagioclasa, apatita, sillimanita y minerales opacos, conformando una textura lepidoblástica (Fig. 3c). Los cristales de biotita son euhedrales, con pleocroísmo verde oscuro a verde claro e inclusiones de circón. Algunas láminas, decoloradas, alojan minerales opacos en los contornos y planos de clivaje. El cuarzo es anhedral y presenta extinción relámpago, algunos individuos se orientan paralelamente a los cristales de biotita. Los cristales de plagioclasa tienen macla definida en grado variable y están ligeramente orientados. La sillimanita está alojada en cristales de muscovita, mineral que frecuentemente se desarrolla en láminas transversales a la biotita. Ocasionalmente, los prismas de sillimanita están plegados (Fig. 3d). La

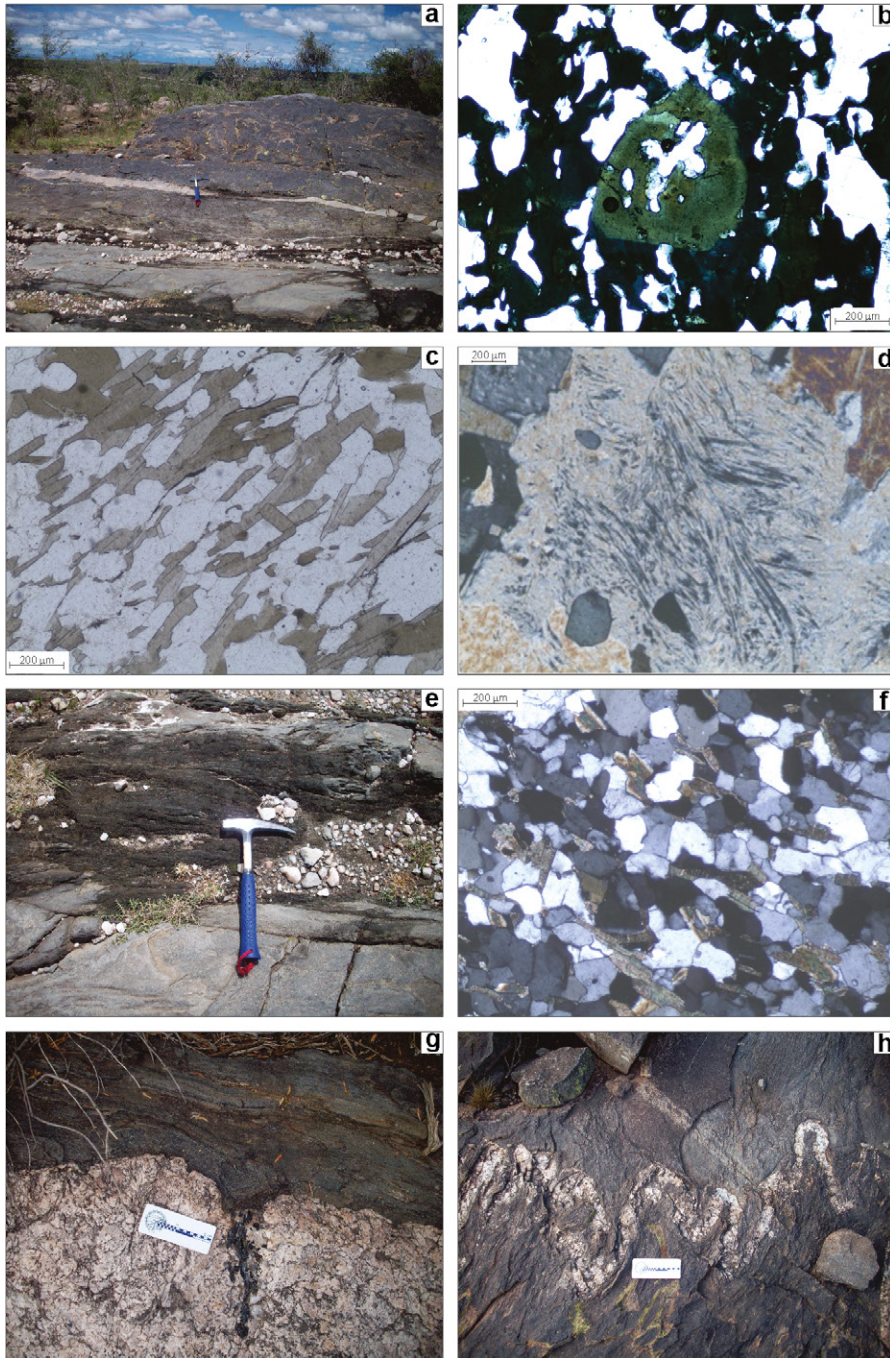


Figura 3: a) Sucesión de rocas metamórficas esquistosas y granoblásticas con intrusivos ígneos, sector occidental; b) Esquisto turmalinitico. Sección basal de turmalina con crecimiento secundario y textura poiquiloblástica. Fotografía tomada sin analizador, 4x; c) Esquisto biotítico. Fotografía tomada sin analizador, 4x; d) Concentraciones de sillimanita generada a partir de muscovita en un esquisto biotítico. Fotografía tomada con analizador, 10x; e) Afloramiento de la meta-arenisca; f) Meta-arenisca en corte delgado. Fotografía tomada con analizador, 4x; g) Contacto entre el granito pegmatoides y la roca de caja con recrystalización de turmalina en el granito debido a la absorción de boro; h) Pliegues ptigmáticos en el esquisto.

esquistosidad se desarrolla en dirección promedio N15°O.

Las meta-areniscas se distinguen por tener una coloración clara, y la presencia de bandeamiento milimétrico. Tienen

textura granoblástica fina y están compuestas por cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico y apatita ± granate ± sillimanita (Fig. 3e y f). Los cristales de cuarzo tienen bordes rectos, evidencia

de recrystalización estática. La plagioclasa presenta macla según ley de Albita con terminaciones en punta de lanza por deformación. Las láminas de biotita están orientadas definiendo la superficie principal (S_2), son subhedrales, tienen pleocroísmo castaño claro a castaño oscuro, alojan inclusiones de circón y en los planos de exfoliación, minerales opacos. Los cristales de apatita son pleocroicos, azul a rosado, con la coloración concentrada en el centro de los cristales. Estos colores son adjudicados a enriquecimiento en Mn^{2+} (Deer *et al.* 1992). En menor proporción se encuentran cristales de scheelita. En algunos casos, se desarrollan láminas de muscovita transversales a la orientación general de las biotitas que pueden alojar prismas de sillimanita. También en este sector son abundantes las inyecciones pegmatíticas y graníticas de espesores variables, en ocasiones intensamente plegadas y siempre concordantes con la esquistosidad.

Cuerpos intrusivos ácidos

Las rocas intrusivas más abundantes tienen composición ácida, son granitos *s.l.*, granitos pegmatoides y pegmatitas y menos frecuentemente, granodioritas y tonalitas (Fig. 4a). En general los cuerpos son pequeños, tabulares a lenticulares, alargados en sentido N-S, con largo no mayor a 800 metros por 30 metros de ancho. La relación l:a promedio es mayor a 3:1.

En Cerrito Blanco y La Asperza (Fig. 2) los granitoides son de color gris claro, blanco y rosado, constituyen cuerpos de reducidas dimensiones, en general alargados en sentido N-S a N30°O y en algunos sectores se encuentran *aboudinados* y siempre concordantes con los esquistos y gneises. Poseen textura granosa mediana a pegmatítica y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (blanco y rosado), muscovita, biotita, granate, turmalina, apatita, escasa scheelita y óxidos de hierro. Hay variedades porfiroides por desarrollo de grandes cristales de microclino. En algunos sectores los cristales de cuarzo están granulados por deformación. La plagioclasa puede formar crista-

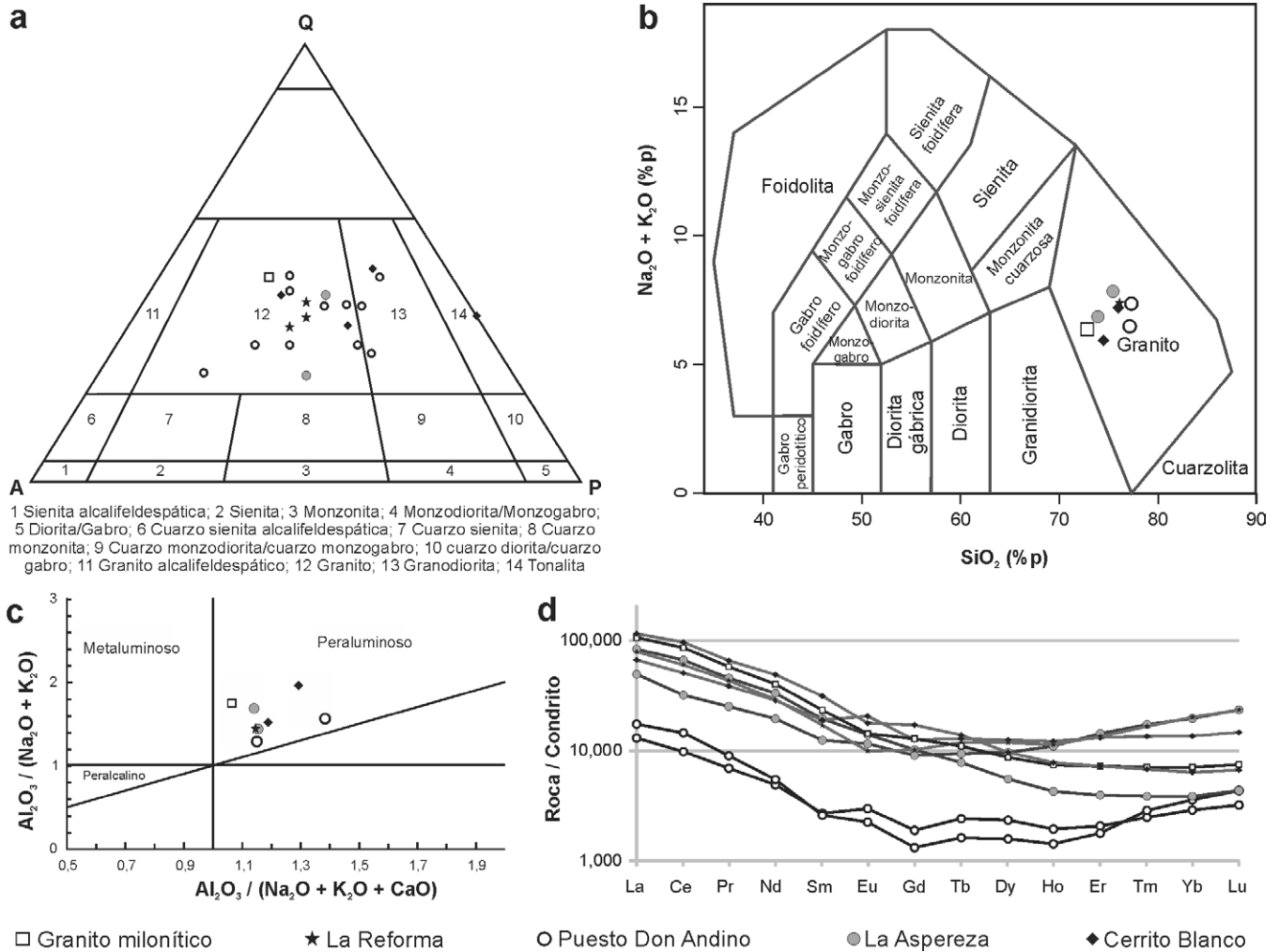


Figura 4: a) Diagrama de clasificación QAPF para rocas plutónicas según la IUGS, basada en las recomendaciones de Streckeisen (1976); b) Diagrama TAS (álcali total vs. sílice) tomado de Middlemost (1985); c) Diagrama de índices de Shand (Maniar y Piccoli, 1989); d) Diagrama de distribución de REE normalizado a condrito según Sun y McDonough (1989).

les de mayor tamaño con sutil zonación composicional. Las láminas de muscovita son subhedrales a anhedrales, ocasionalmente están macladas, y en otros casos están flexuradas. También se han encontrado pequeños cristales de sillimanita alojados en muscovita. Esta mica es más abundante que la biotita. Modalmente corresponden a granitos, granodioritas y tonalitas (Fig. 4a).

Entre los cuerpos pegmatíticos, el de mayor importancia en cuanto a su tamaño, es la mina Gabrielito, en el área de Cerrito Blanco (Fig. 2). La morfología de la labor es lentiforme, con rumbo N10°O y subvertical. Es una pegmatita con cuarzo, feldespato potásico blanco y rosado, muscovita, turmalina, berilo y granate. Está alojada en el esquistos biotítico-cuar-

zoso. Los contactos con la roca de caja en general son netos, aunque en sectores la pegmatita incorporó al esquistos y en otros, la pegmatita se inyectó en los planos de esquistosidad de la roca de caja. Al norte y noroeste de la estancia La Reforma y oeste/sudoeste del yacimiento de wolframio Los Avestruces aflora un cuerpo granítico de aproximadamente 6,5 km² (Fig. 2), alargado en dirección NE, que se ha denominado Granito Don Andino (Martínez 2012). El sector más austral de este cuerpo, cubre un área aproximada de 2,5 km² y su roca de caja son esquistos y gneises de grano mediano y la secuencia esquistos/meta-areniscas. El contacto con la roca de caja es neto, con interdigitaciones de ambas litologías y sectores donde la caja se aco-

moda al intrusivo. El granito tiene color rosado y la textura es granosa con cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita algo alterada, muscovita, y turmalina, apatita, circón y granate como accesorios. Modalmente corresponde a un granito (Fig. 4a). El cuerpo está cortado por varios diques pegmatíticos de hasta 20 metros de espesor y rumbo N-S a N20°O y por diques aplíticos de rumbo NE. Además, localmente aloja vetas con labores de cuarzo-scheelita-turmalina de hasta 6 m de corrida por 1,5 m de espesor, de rumbo N50°E e inclinación 25° al noroeste.

Hacia el S del granito Don Andino, entre el puesto Don Ortiz y la estancia La Reforma (Fig. 2), aflora un cuerpo de reducidas dimensiones y contactos cubiertos que ha sido denominado Granito

Milonítico La Reforma (Martínez 2012), el mismo está constituido por una roca de color gris con marcada foliación de dirección NO. La textura es granosa mediana, y está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita y turmalina. Las láminas de biotita poseen orientación subparalela. Microscópicamente se evidencia una matriz de grano muy fino constituida por un mosaico de cuarzo y feldespato recristalizado. Modalmente se clasifica como granito (Fig. 4a), y considerando la textura, correspondería a un granito milonítico.

Las pegmatitas y los restantes granitoides del área de la estancia. La Reforma son cuerpos alargados, subverticales, y concordantes con la roca de caja, tienen rumbo general N15/25°O. En su mayoría están *abundados*, aunque algunos pueden estar levemente plegados conjuntamente con la roca de caja, y el contacto entre ambos es neto. Tienen entre 500 y 1500 m de largo y ancho variable entre 15 y 25 m. Están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, clevelandita, muscovita, biotita, berilo y turmalina. Tienen diaclasas paralelas a la elongación de los cuerpos, rellenas por cuarzo y muscovita. Además, están intruidos por diques de composición granítica/granodiorítica, discordantes con estos cuerpos y con la roca de caja, de rumbos N-S a N75°O. Algunas de estas pegmatitas han sido explotadas para extracción de cuarzo y/o feldespato, encontrándose, actualmente, en actividad solo una. Según la clasificación de Černý y Ercit (2005) son pegmatitas del tipo muscovita - elementos raros, con Be, Y, REE, U, Th, Nb>Ta.

En el sector de los puestos Don Andino y Don Ortiz (Fig. 2), la secuencia esquistos/meta-areniscas aloja una serie de pegmatitas concordantes con la roca de caja, la que se deforma ligeramente según la morfología del intrusivo. Las pegmatitas de este sector son subverticales y están fuertemente plegadas, con rumbo de la superficie axial (S_2) variable desde N-S a N30°O. Conforman pliegues asimétricos, apretados, reclinados a verticales, con engrosamiento de charnela. Son cuerpos tabulares con dimensiones que varían entre

250 a 800 m de largo y pocos centímetros a 50 m de espesor. El contacto es neto con incorporación de la caja y con venas graníticas inyectadas en la misma, sin procesos de reacción entre ambos, aunque en algunos sectores del contacto hay recristalización de turmalina (Fig. 3g). Estas pegmatitas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico y muscovita con turmalina y granate como minerales accesorios. Además, se encuentran cortadas por diques aplíticos, graníticos y granodioríticos de espesores variados. También hay venillas de 5 a 20 cm de espesor rellenas de cuarzo, pirita, scheelita y probablemente wolframita, con abundante muscovita en las paredes, aunque lo más habitual son venas cuarzosas con abundante turmalina. Algunas de estas pegmatitas también han sido explotadas para extracción de cuarzo y feldespato potásico.

En sectores donde la densidad de las inyecciones es mayor, se originan migmatitas y localmente se generan pliegues plegados (Fig. 3h).

Algunos cuerpos poseen diaclasas subverticales con un rumbo general N60°/80°O inclinadas al SO, rellenas por biotita, cuarzo y/o turmalina o cuarzo-scheelita o cuarzo y pirita.

Con respecto a la química de las rocas intrusivas, el contenido de SiO₂ varía entre 71,8 y 76,52 % para los granitoides de La Asperza, Cerrito Blanco, La Reforma y Don Andino, y 70,17 % para el granito milonítico La Reforma, y el contenido de la suma de los álcalis varía entre 5,7 y 7,3 %, por lo tanto se clasifican como granitos (Fig. 4b). Modalmente poseen abundante muscovita y turmalina, y químicamente son peraluminosas, separándose levemente el granito milonítico cuya composición está más cerca del campo metaaluminoso (Fig. 4c). El contenido total en REE es relativamente bajo y la relación (La/Yb)_N (Sun y McDonough 1989) permite diferenciar dos grupos, uno mayor a 14,95 y por lo tanto con enriquecimiento en LREE, y otro grupo, con diseño cóncavo y relación (La/Yb)_N entre 2,51 y 4,97. La anomalía negativa de Eu es muy leve o inexistente en ambos grupos, y presentan bajo Sr y Ti, y en algunos casos también

Nb y Ba (Fig. 4d) (Martínez 2012, Higa 2012, Martínez *et al.* 2014).

Lamprófiros

Las vetas de wolframio están acompañadas, particularmente en la zona de Los Avestruces, Cerrito Blanco y La Asperza, por cuerpos subverticales de color gris oscuro y grano fino, de rumbo general N50°/60°O. Estas rocas presentan textura porfírica, con fenocristales de biotita, feldespato alcalino en tablillas dispuestas radialmente, plagioclasa y cuarzo, con notable grado de reemplazo. La biotita está reemplazada por epidoto, clorita y clinoanfíboles. Gran parte de los feldespatos alcalinos están reemplazados por biotita y la plagioclasa por epidoto. La matriz es granosa y se encuentra alterada a epidoto, clinozoisita, calcita, biotita, clinoanfíboles, titanita y cloritas. Apatita y circón son los componentes accesorios. Se interpreta a estas rocas como lamprófiros calcoalcalinos sobresaturados, tipo minette / kersantita, según el predominio de biotita original (Le Maitre *et al.* 2002). Estas rocas han sufrido alteración de tipo propilitica que en muchos casos es muy manifiesta. Los lamprófiros constituyen diques con dirección subparalela a la de las vetas, y su emplazamiento sería previo a la mineralización, la que habría aprovechado el mismo plano de deformación tectónica para su emplazamiento (Etcheverry 1987, 1991, Montenegro *et al.* 2009).

Hacia los laterales de la estructura, en el contacto con los esquistos regionales, se incrementa la cantidad de biotita conformándose un esquisto biotítico con marcada esquistosidad y con 80-90 % de biotita, el cual se ha denominado "biotitita". Estas rocas fueron interpretadas por Etcheverry (1991) como producto de la diferenciación de los lamprófiros, que han sufrido un proceso metasomático y que posteriormente han sido sometidas a cataclasis, permitiendo la entrada de los fluidos mineralizantes. Sin descartar esta interpretación, podría tratarse del mismo esquisto de representación regional, que ha sufrido alteración hidrotermal concentrada al actuar como una barrera en-

tre la mineralización y la caja.

La edad de este lamprófito no es conocida. Sin embargo, se conoce la edad del lamprófito El Puesto, ubicado en Las Aguadas, que es de 408 ± 6 Ma (Montenegro *et al.* 2010b). Por lo tanto, las evidencias geológicas indicarían que el lamprófito aquí estudiado también pertenece a los episodios finales de la formación del basamento de la región, atribuidos al Devónico - Carbonífero temprano (Orozco y Ortiz Suárez 2005) y serían previos a las mineralizaciones de W.

Vetas de wolframio

En La Aspereza y Cerrito Blanco hay vetas de cuarzo-scheelita alojadas preferentemente en lamprófitos, esquistos biotíticos y gneises (Fig. 2). Son vetas de cuarzo y turmalina con scheelita \pm wolframita, menor cantidad de biotita, feldespato potásico y sulfuros de Bi, de Fe y de Cu. Constituyen relleno de fracturas de rumbo variable entre N50°O y E-O, solamente una veta en la zona más occidental tiene dirección N50°E, y son subverticales con inclinación al sur. Las labores tienen corridas entre 6 y 400 m, potencia entre 1 y 2 m, y hasta 4 m de profundidad. En el grupo Cerrito Blanco, Angelelli y Gordon (1948) describieron la sanmartinita, wolframato de Mn, Fe y Zn, también llamado wolfram opaco.

En la mayoría de las vetas hay cuerpos graníticos cercanos. Los lamprófitos, las biotititas, las bandas melanocráticas de los gneises de la roca de caja y algunos granitoides también alojan scheelita y ocasionalmente pirita (Etcheverry 1987, 1991, Montenegro *et al.* 2009).

Las vetas mencionadas forman parte del distrito que incluye además al grupo Los Avestruces (Fig. 2) estudiado por Etcheverry (1987, 1991).

INTERPRETACIÓN

La secuencia metamórfica que aflora en el sector occidental del área de estudio, integrada por esquistos biotíticos, turmalinitas con scheelita y meta-areniscas, tiene características comunes con la secuencia metamórfica de bajo grado que

constituye la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988, Prozzi 1990). Esto lleva a considerar, en trabajos previos, a estos afloramientos como parte de dicha formación (Montenegro *et al.* 2010b, Martínez 2012, Martínez y Montenegro 2013) y de esta manera, este sector constituiría parte de una faja meridional que, hacia el norte comprende los afloramientos de Los Piquillines (Lira 2001) y del sur de Quines (Ortiz Suárez *et al.* 2009). Sin embargo, en este trabajo se presentan evidencias mineralógicas que indican que esta zona alcanzó un grado metamórfico más alto, hasta facies anfibolita alta, superior a la de los esquistos y filitas de la Formación San Luis. En efecto, la presencia de prismas de sillimanita plegados incluidos en muscovita, la cual presenta una orientación transversal a la orientación general de la biotita en las meta-areniscas y en los esquistos, estaría indicando retrogradación desde grado más alto (facies anfibolita) con formación de muscovita a partir de sillimanita (Shelley 1993). Por lo tanto, teniendo en cuenta que esta característica fue observada por Sims *et al.* (1997) en esquistos asignados al Complejo Metamórfico Conlara, y considerando que las litologías encontradas en el área occidental (filitas y esquistos ricos en turmalina y biotita, con intercalaciones de meta-areniscas intruidas por una gran cantidad de pegmatitas graníticas) se correlacionan mejor con las denominadas Metamorfitas San Martín (González Lucero 2009), se propone extender la continuidad hacia el sur de dicha unidad metamórfica.

Por otra parte, la secuencia ígneometamórfica del sector oriental tiene características litológicas y estructurales coincidentes con las de los gneises y migmatitas pertenecientes al Complejo Metamórfico Conlara. El grado metamórfico alcanzado por las rocas de este sector, corresponde a facies anfibolita indicado por la asociación cuarzo + biotita + muscovita + albita en los esquistos cuarzosos y biotíticos, y por hornblenda + plagioclasa + epidoto + titanita \pm cuarzo \pm biotita en los esquistos calcosilicáticos.

Con respecto a la orientación de las es-

tructuras, hacia el este, predomina la esquistosidad NE, mientras que en el sector occidental predomina la dirección NNO en la esquistosidad y en la superficie axial de los pliegues de los diques pegmatíticos. Brogioni (1992), sobre la base de imágenes satelitales, determina una faja de 2 km de ancho, alrededor del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas donde el rumbo de la foliación se desvía hasta hacerse paralela a los contactos. Por otra parte, Siegesmund *et al.* (2004) indican que la roca de caja se encuentra localmente plegada paralelamente a los contactos circulares del batolito y según el modelo termal este efecto de desviación dúctil de la orientación de la foliación sería provocado por el aporte térmico y emplazamiento del plutón. Esta podría ser la causa por la cual el sector occidental presenta diferente orientación de sus estructuras y de que sus pegmatitas estén intensamente plegadas.

La deformación principal en toda el área de estudio está evidenciada por la orientación de los filosilicatos (biotita y muscovita), hornblenda, minerales del grupo del epidoto y turmalina en los esquistos, esquistos-filitas y rocas calcosilicáticas. La primera deformación (D_1) habría producido una superficie (S_1) definida por láminas de biotita, transversales a la orientación dominante en los esquistos. Otra etapa de deformación (D_2) generaría la superficie dominante (S_2) dada por la orientación de los filosilicatos (biotita y muscovita), anfíboles y minerales del grupo del epidoto. Una tercera fase de deformación (D_3) originaría clivaje de crenulación en las biotititas (S_c) del sector oriental. Con posterioridad al pico de deformación principal se habrían generado los pliegues ptigmáticos. Este esquema de eventos se asemeja a los descritos por López de Luchi y Cerredo (2001) en rocas del Complejo Metamórfico Conlara de la región del plutón La Tapera y por Ortiz Suárez *et al.* (2009) en las Metamorfitas Las Higueras, al norte de la sierra.

La actitud de los esquistos en el contacto con los cuerpos intrusivos globosos evidencia un comportamiento plástico de la caja durante las inyecciones pegmatíticas.

cas, por lo cual, la intrusión de estos cuerpos habría tenido lugar simultáneamente al pico de metamorfismo y deformación del Ordovícico, o bien podría haberse producido previamente a la deformación causando su *abundamiento* por diferencia de competencia. Esta característica ya fue observada por Sosa (1992) en pegmatitas de estaño de la Sierra de San Luis.

El afloramiento del granito milonítico La Reforma que presenta marcada foliación paralela a la de la roca de caja, puede considerarse de emplazamiento temprano con respecto a la deformación principal del Ordovícico. Este cuerpo se encuentra emplazado en la zona donde cambia la orientación de la esquistosidad y que divide el sector occidental, donde afloran rocas metamórficas de menor tamaño de grano, del oriental, donde dominan las rocas metamórficas de tamaño de grano medio.

Los restantes cuerpos intrusivos que afloran en el área de estudio serían previos a la intrusión del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (Etcheverry 1991) y sintectónicos o sincinemáticos con respecto a la fase principal de la orogenia Famatiniana, ya que presentan relaciones de campo, morfología de los cuerpos y composición mineral (Higa 2012, Martínez 2012, Ortiz Suárez *com. pers.*) similares a los descriptos para la región por Ortiz Suárez *et al.* (1992) y Llambías *et al.* (1998).

Químicamente, los intrusivos sintectónicos aquí analizados presentan características comunes con los granitos y granodioritas ordovícicos (OGGS: granodioritas a monzogranitos cálcicos a calcoalcalinos peraluminosos) estudiados por López de Luchi *et al.* (2007). Cabe destacar que los grupos diferenciados por el contenido de REE no se corresponden con la división espacial del área de estudio, es decir que ambos se encuentran en los sectores oriental y occidental indistintamente. La orientación de las vetas de wolframio (NO a E-O), netamente discordante con la actitud de la roca de caja, es coincidente con las fajas de cizalla de las sierras de Córdoba asignadas a deformaciones del Achaliano (Devónico o Carbonífero, Martino 2003) como ya fuera indicado por Montenegro *et al.* (2009). Etcheverry

(1987) ha interpretado a estas lineaciones como fracturas de tensión. La mineralización está fuertemente ligada a los diques de lamprófiros, los que constituyen el canal de las soluciones y sufren alteración hidrotermal en grado variable. Las soluciones mineralizadas podrían haber sido aportadas por los granitos devónicos ya que éstos se encuentran enriquecidos en W (Montenegro *et al.* 2009), aunque no debería descartarse la removilización de este elemento a partir de los metasedimentos, los cuales contienen scheelita en los planos de foliación. Los lamprófiros estarían relacionados con la intrusión de los cuerpos graníticos más pequeños o bien con la intrusión del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (Montenegro *et al.* 2009).

CONCLUSIONES

En el área estudiada se pueden distinguir dos sectores, oriental y occidental, con litología y orientación de las estructuras ligeramente diferentes. El oriental presenta una sucesión de esquistos cuarzosos, biotíticos y calcosilicáticos y gneises, con orientación predominante de la foliación en dirección NE, intruída por granitos *s.l.*, granitos pegmatoides, pegmatitas alargadas y *abundadas*, y aplitas, mientras que en el occidental se encontró una secuencia metamórfica de menor tamaño de grano, integrada por la alternancia de filitas y esquistos ricos en turmalina y biotita, con intercalaciones de meta-areniscas, cuya orientación de la foliación es predominantemente NO, intruídas por una gran cantidad de pegmatitas graníticas que en su mayoría están intensamente plegadas. Estas diferencias podrían ser la respuesta a una deformación adicional en el sector oeste, como consecuencia del emplazamiento del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas.

La zona de estudio ha sido incluida, regionalmente, en el Complejo Metamórfico Conlara. Este complejo ha sido definido como una secuencia de esquistos biotíticos, esquistos bandeados y gneises con protolitos psamíticos y pelíticos, y migmatitas, anfíbolitas y rocas calcosi-

licáticas, y varios autores han diferenciado diversas asociaciones metamórficas en la gran extensión de sus afloramientos, denominándolos como grupos, complejos o bien como asociación genética. Por lo tanto, se consideró necesario realizar una primera comparación con los grupos y complejos incluidos dentro de este complejo mayor. En este sentido, sobre la base de lo descrito anteriormente y aún cuando es necesario completar los estudios litológicos y estructurales, la zona occidental sería interpretada como la continuación sur de la secuencia denominada Metamórficas San Martín. Con respecto a la variedad de grupos, complejos y asociaciones que forman parte del Complejo Metamórfico Conlara, se evidencia la necesidad de continuar los estudios con la finalidad de establecer una homogeneización en la nomenclatura y mapeo de las diversas asociaciones metamórficas que se han incluido en el Complejo Metamórfico Conlara.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue financiado con los proyectos de investigación PIP N° 642 y UBA-CyT 167. Los autores agradecen a los árbitros designados (Ariel Ortiz Suárez y Jorge Coniglio) por sus valiosas sugerencias y correcciones que permitieron mejorar la calidad de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G.F. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-764, Caracas.
- Angelelli, V. y Gordon, S. 1948. Sanmartinite, a new zinc tungstate from Argentina. *Notulae Naturae. The academy of Natural Sciences of Philadelphia* n° 205:1-7.
- Brogioni, N. 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geología y edad. 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos, Actas 4: 115-117, San Miguel de Tucumán.
- Brogioni, N. 1991. Caracterización petrográfi-

- ca y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 766-770, Viña del Mar.
- Brogioni, N. 1992. Geología del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)* 11: 1-14.
- Brogioni, N. 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. *Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 54-60, Mendoza.
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 967-971, Concepción.
- Brogioni, N. 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 515-538.
- Brogioni, N., Poli, G. y Manetti, P. 1989. Preliminary petrological data of Las Chacras-Piedras Coloradas Batholith, Central Argentina. *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Convegno di Trieste, Abstracts*: 16-17, Trieste.
- Černý, P. y Ercit, T. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43: 2005-2026.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical, 696 p., London.
- Etcheverry, R.O. 1987. Geología y mineralización del área wolfrámica de Los Avestruces. Departamento San Martín, Provincia de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (inédita), 489 p., La Plata.
- Etcheverry, R.O. 1991. Yacimiento wolfrámico Los Avestruces (San Luis). Un depósito tipo: "Filón de cuarzo con scheelita". En: Brodtkorb, M.K. de (ed.) *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata: 1: 27-48, La Plata.
- González Lucero, L. 2009. Geología y Petrografía del basamento de la región comprendida entre Los Piquillines y el dique La Huertita. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 78 p., San Luis.
- Grosso Cepparo, P. 2007. Geología y petrografía de la región comprendida al norte de San Martín, Provincia de San Luis. Aplicación de imágenes satelitales en la discriminación de rocas del basamento. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 97 p., San Luis.
- Grosso Cepparo, P., Ortiz Suárez, A. y Gómez Figueroa, J. 2007. Metamorfitas Las Higuerras, Sierras Pampeanas de San Luis, Argentina. 5° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD 77, Montevideo.
- Higa, L. 2012. Geología del basamento ígneo-metamórfico y sus depósitos asociados. Sudoeste de Libertador General San Martín, provincia de San Luis. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 133 p., Buenos Aires.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H. y Woolley, A. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Lira, R. 2001. Las turmalinitas rítmicas de Los Piquillines y sus potenciales implicancias metalogenéticas, Sierra de San Luis, Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería, UNJu* 14: 11-31.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications 142: 325-341, London.
- López de Luchi, M. y Cerredo, M. 2001. Submagmatic and solid-state microstructures in La Tapera Pluton. San Luis, Argentina. En: Cortés J.M., Rosello, E. y Dalla Salda, L. (eds.) *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial* 5: 121-125, Buenos Aires.
- López de Luchi, M., Cerredo, M., Siegesmund, S., Steenken, A. y Wemmer, K. 2003. Provenance and tectonic setting of the protoliths of the Metamorphic Complexes of Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 525-540.
- López de Luchi, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A. y Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the Petrogenesis of the Paleozoic Granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam* 24: 138-166.
- Maniar, P. y Piccoli, P. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin* 101: 635-643.
- Martínez, A.L. 2012. Geología del basamento oriental del batolito Las Chacras, a la latitud de la localidad Libertador General San Martín, provincia de San Luis. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 89 p., Buenos Aires.
- Martínez, A. y Montenegro, T. 2013. Química de turmalinas de la Formación San Luis, localidad Libertador Gral. San Martín, provincia de San Luis. En: Conte-Grand, A., Castro de Machuca, B. y Meissl, E. (eds.) *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2013*, 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 83-88, San Juan.
- Martínez, A.L., Quenardelle, S., Montenegro, T. y Higa, L. 2014. Análisis comparativo del comportamiento químico de algunos cuerpos graníticos de la zona noreste de la Sierra de San Luis. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: T8-33, Córdoba.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*, 266 p., London.
- Montenegro, T., Etcheverry, R., Leal, P. y Brodtkorb, M.K. de. 2009. Depósitos de scheelita asociados a lamprófiros/biotitas departamento San Martín, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 447-457.
- Montenegro, T., Martínez, A.L. y Higa, L. 2010a. La turmalinita del puesto El Gringo, departamento San Martín, provincia de San Luis. En: Coniglio, J., Demartis, M., Cristofolini, E., Quenardelle, S., Montenegro, T., Poma, S., D'Eramo, F. y Pinotti, L. (eds.) *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2010*, 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 117-122, Río Cuarto.

- Montenegro, T., Ortiz Suárez, A. y Martínez, A. 2010b. Edad y geoquímica del lamprófito El Puesto, Las Aguadas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 266-271.
- Orozco, B. y Ortiz Suárez, A. 2005. Los lamprófitos de la Sierra de San Luis. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 585-590, La Plata.
- Ortiz Suárez, A. 1988. El basamento de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 19: 13-24.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J. 1992. Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 269-277.
- Ortiz Suárez, A., Grosso Cepparo, P., Gómez Figueroa, J., Erroz, M., y Montenegro, T. 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 481-492.
- Ortiz Suárez, A., Morosini, A., Enriquez, E., Muñoz, B., Carugno Duran, A. y Ramos, G. 2014. Rocas de basamento de la Sierra de San Luis. *Guía de campo (inédita)*, 29 p., San Luis.
- Prozzi, C. 1990. Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 452-455, San Juan.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, Abstract, p. 1, San Luis.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A., Mpodozis, C., Kay, S., Cortes, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E. 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 487-504.
- Shelley, D. 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, 445 p., London.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S. 2004. The Las Chacras - Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 93: 23-43.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Frei, R., Presnyakow, S. y Guerreschi, A. 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal Earth Sciences* 99: 1199-1226.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 148, Buenos Aires.
- Sosa, G. 1992. Pegmatitas portadoras de estaño de la Provincia de San Luis, geología, mineralogía y génesis. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Actas: 281-296, La Plata.
- Steenken, A., López de Luchi, M., Martino, R.D., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2005. SHRIMP dating of the El Peñón granite: a time marker at the turning point between the Pampean and Famatinian cycles within the Conlara Metamorphic Complex (Sierra de San Luis; Argentina). 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 265-272, La Plata.
- Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi, M., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163: 965-982.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25: 336-358.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Reviews* 12: 1-33.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society Special Publication: 313-345, London.
- Verdevecchia, S. y Baldo, E. 2004. Los esquistos con nódulos cordieríticos de la Formación Tuclame, Sierras Pampeanas de Córdoba. Relaciones de blastesis - deformación. 7° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 415-420, Río Cuarto.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.
- Whitmeyer, S. y Simpson, C. 2004. Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. *Tectonics* 23: TC1005, 16 p.

Recibido: 12 de febrero, 2015
 Aceptado: 21 de octubre, 2015