

Caracterización petrográfica y geoquímica y condiciones de deformación del plutón San Cristóbal, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina

*Petrographical and geochemical characterization and deformation
conditions of the San Cristóbal pluton, Sierra de Velasco,
La Rioja, Argentina*

L.I. Bellos¹, A.J. Toselli¹, J.N. Rossi¹, P. Grosse², J.D. de la Rosa³, A. Castro³

RESUMEN

El plutón San Cristóbal constituye un cuerpo granítico de 35 km² que aflora en el extremo sudeste de la Sierra de Velasco, situada al oeste de la ciudad de La Rioja, Argentina. Está formado por monzogranitos y sienogranitos con escasas granodioritas, de texturas equigranulares de grano medio a fino a ligeramente porfíricas. La asociación mineral es cuarzo + microclino + plagioclasa + biotita ± moscovita + circón + apatito + magnetita. Contiene enclaves magmáticos máficos de composición diorítica a tonalítica. El granito fue afectado en su parte media y este por una zona de cizalla, formada por milonitas que integran la Faja Milonítica Sur, de rumbo NNO-SSE. La roca de caja se reconoce por xenolitos de esquistos y cuarcitas en facies esquistos verdes, y septos de corneanas con la paragénesis feldespato potásico – cordierita – biotita ± sillimanita. Los granitos son calcoalcalinos, débil a moderadamente peraluminosos, emplazados en un ambiente de arco magmático continental desarrollado en el borde occidental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior. La profundidad de emplazamiento del plutón estaría en el orden de los 12 km.

Palabras clave: granitos, plutón San Cristóbal, Faja Milonítica Sur, deformación, Sierra de Velasco, Arco Famatiano.

ABSTRACT

The San Cristóbal pluton is a 35 km² granitic body that outcrops at the southwestern tip of the Sierra de Velasco, located west of La Rioja city, Argentina. It is formed by monzogranites and syenogranites, together with scarce granodiorites, with medium to fine-grained, equigranular to slightly porphyritic textures. Their mineral assemblage consists of quartz + microcline + plagioclase + biotite ± muscovite + zircon + apatite + magnetite. The granite contains dioritic to tonalitic mafic enclaves. The central and eastern parts of the granite have been deformed by the NNW-SSE trending South Mylonitic shear zone formed by mylonitic rocks. The metamorphic host-rock is represented by scarce greenschist facies xenoliths and hornfels with the high T/P assemblage K-feldspar – cordierite – biotite ± sillimanite. The granites are calc-alkaline, weak- to moderately peraluminous, and formed as part of a continental magmatic arc developed along the active margin of western Gondwana during the Early Paleozoic. The depth of emplacement of the San Cristóbal pluton is estimated at ~12 km.

Key words: granites, San Cristóbal pluton, South Mylonitic shear zone, deformation, Sierra de Velasco, Famatian Arc.

¹ INSUGEO-CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e IML, UNT. Miguel Lillo 205. CP 4000. San Miguel de Tucumán. Argentina. Email: laubel@csnat.unt.edu.ar

² CONICET, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251. CP 4000. San Miguel de Tucumán. Argentina.

³ Departamento de Geología, Universidad de Huelva, E21071, Huelva, España.

Introducción

La Sierra de Velasco constituye el mayor afloramiento plutónico de las Sierras Pampeanas y se encuentra ubicada al oeste de la ciudad de La Rioja. Se extiende a lo largo de 180 km aproximadamente en sentido N-S y presenta una alta relación de afloramientos granito/roca de caja, formando parte de la Zona Batolítica Central, definida por Toselli *et al.* (1986).

Esta sierra está conformada por numerosos plutones con edades que van desde el Ordovícico al Carbonífero Inferior (Rapela *et al.*, 2001; Grosse *et al.*, 2003; Báez *et al.*, 2004; Grosse & Sardi, 2005; Báez & Basei, 2005; Báez, 2006; Dahlquist *et al.*, 2006; Toselli *et al.*, 2007; Grosse *et al.*, 2009). Algunos de estos plutones fueron afectados por procesos deformativos que generaron varias zonas de cizalla de rumbo general NNO-SSE constituidas por rocas miloníticas y cataclásticas, con diferentes grados de deformación (López *et al.*, 1996, 2007; López, 2005).

El plutón San Cristóbal constituye un intrusivo granítico de 35 km², con una relación largo/ancho de 0,75, que aflora en el extremo sudeste de la Sierra de Velasco (fig. 1), formando parte del Batolito Patquía que está integrado además por los plutones Palanche y Antinaco (Toselli *et al.*, 2007; Bellos, 2008).

Una faja de cizalla de 2,5 km de ancho y rumbo NNO-SSE, denominada Faja Milonítica Sur, deformó a los plutones Palanche y San Cristóbal, originando rocas miloníticas y cataclásticas.

El objetivo de este trabajo es describir detalladamente la petrografía y las características geoquímicas generales de los granitos que conforman el plutón San Cristóbal así como las condiciones físicas de su emplazamiento; y además, caracterizar petrográfica y estructuralmente a las rocas que componen la Faja Milonítica Sur.

Antecedentes y marco geológico del sector austral de la Sierra de Velasco

Los primeros trabajos enfocados específicamente en las rocas graníticas del sector sudoccidental de la Sierra de Velasco corresponden a Bellos (2000) y Grosse (2000). Bellos (2000) describe la presencia, al oeste del Bolsón de Paluqui, de granodioritas y tonalitas biotíticas y/u hornbléndicas y monzogranitos subordinados, con enclaves ígneos máficos.

Estas rocas fueron afectadas por una estrecha faja de deformación dúctil que generó rocas miloníticas. Grosse (2000) indica que al NO del Bolsón de Paluqui, además de estos granitoides, se distinguen diques sin-plutónicos y enclaves máficos con fenómenos de mezcla con el granitoide encajante.

Bellos *et al.* (2002) reconocen las diferencias entre los granitoides del flanco sudoccidental de la sierra y los granitoides del centro y norte de la misma, y su similitud con algunos granitoides del Sistema de Famatina. Así, establecen que las rocas del flanco sudoccidental tienen una composición granodiorítica-tonalítica predominante con monzogranitos subordinados, con tendencias geoquímicas calcoalcalinas, metaluminosas a débilmente peraluminosas. Las granodioritas-tonalitas poseen biotita, titanita ± hornblenda como accesorios principales. Su vinculación con rocas máficas sugiere que posiblemente en su génesis haya habido participación de la corteza inferior máfica y/o manto superior.

Bellos (2005a y b) publica los primeros trabajos realizados en el sector austral de la Sierra de Velasco, al sur de los 29° 44' latitud sur, mencionando la presencia de granitoides biotítico-hornbléndicos, con rocas máficas asociadas.

Bellos (2008) indica que la parte austral de la Sierra de Velasco está constituida predominantemente por granitoides que conforman dos plutones denominados Palanche y San Cristóbal, los cuales integran el Batolito Patquía. Señala además que el plutón Palanche, de probable edad ordovícica inferior, está constituido por granodioritas y tonalitas biotíticas-hornbléndicas a biotíticas, mientras que variaciones a monzogranitos biotíticos se encuentran en menor proporción. La asociación mineral característica de este plutón es plagioclasa + cuarzo + microclino + biotita ± hornblenda + titanita + allanita + magnetita. Geoquímicamente estas rocas son metaluminosas a débilmente peraluminosas, de tipo-I. Por su parte, las características de las rocas que conforman el plutón San Cristóbal se presentan detalladamente en este trabajo.

Por otra parte, López *et al.* (2006) realizan un análisis estructural, petrográfico y comparativo de dos zonas de cizalla presentes en la Sierra de Velasco. Concluyen que la Faja Milonítica TiPA y la Faja Milonítica Sur (la cual afecta a los plutones Palanche y San Cristóbal), contienen rocas de deformación dúctil y frágil, que reflejan movimientos inversos en el dominio dúctil, con desplazamiento tectónico hacia el oeste.

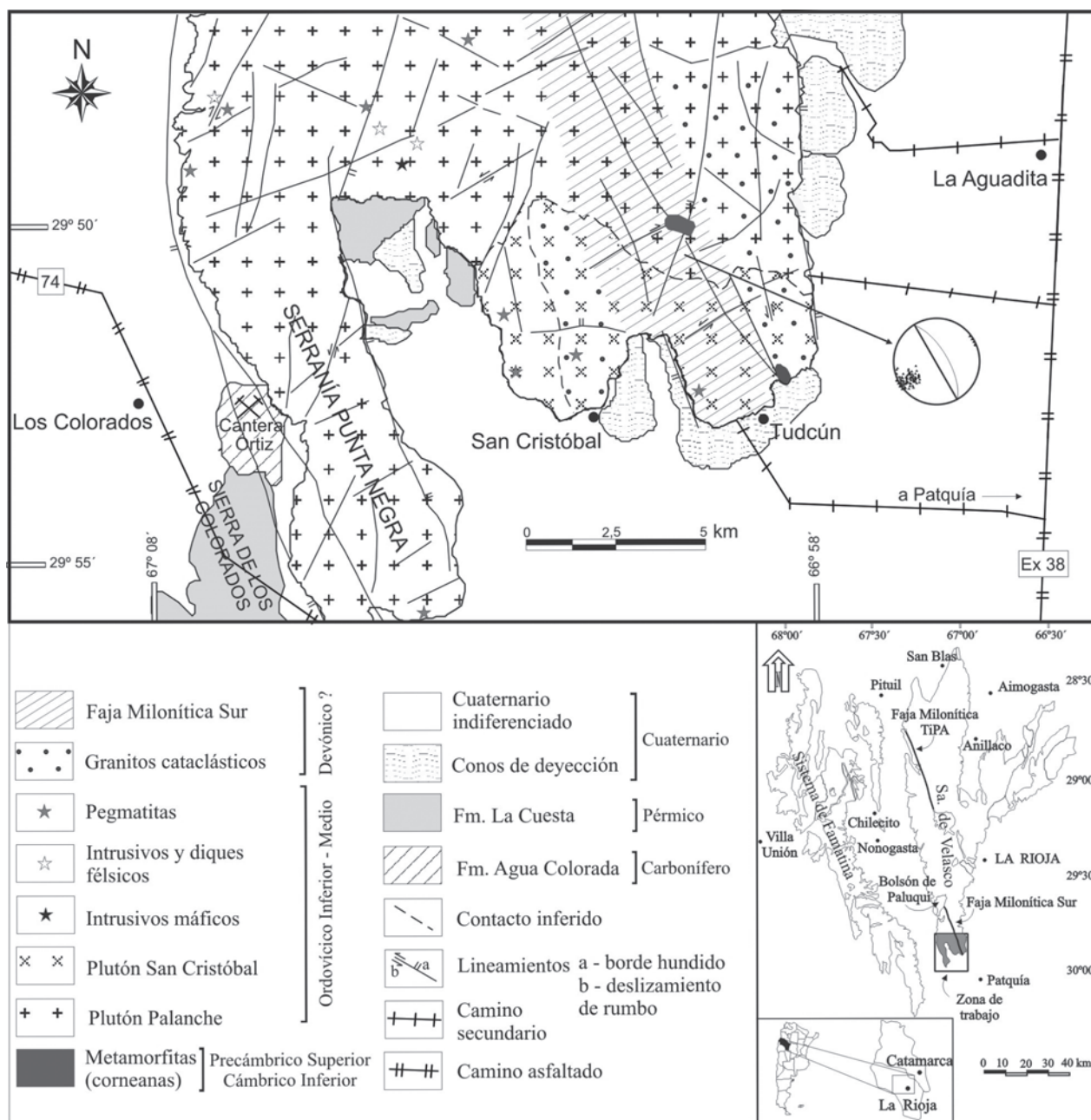


Fig. 1.—Esquema geológico de la zona de estudio.

Petrografía y relaciones de campo del plutón San Cristóbal

El plutón San Cristóbal aflora en el extremo sudeste de la Sierra de Velasco (fig. 1) y su área de afloramiento ha sido delimitada con la ayuda de imágenes aéreas y satelitales. El contacto con el plutón Palanche, que constituye el cuerpo granítico dominante de

la región, es inferido debido a que la espesa cubierta vegetal no permite reconocerlo en el terreno.

La roca de caja de los granitos es muy escasa y se reconoce en xenolitos de esquistos y cuarcitas de facies esquistos verdes, y como pequeños septos de corneanas de forma irregular, generadas por metamorfismo térmico de alta temperatura y baja presión con la paragénesis feldespato potásico – cor-

dierita – biotita \pm sillimanita. La presencia de sillimanita, junto a cordierita, y la ausencia de granate en las corneanas, indicarían que el metamorfismo ocurrió a temperaturas mayores a 640 °C y presiones inferiores a los 5 kbar (Bucher & Frey, 1994; Rossi & Toselli, 2004).

El plutón San Cristóbal está conformado principalmente por monzogranitos y sienogranitos con escasas granodioritas subordinadas. Este cuerpo fue deformado en su parte media y este, desarrollándose rocas miloníticas y cataclásticas que integran la denominada Faja Milonítica Sur de orientación NNO-SSE (Bellos, 2005b, 2008). Hacia ambos lados de esta faja, las rocas pierden la foliación milonítica característica de las milonitas y protomilonitas, para dar lugar a deformación de tipo frágil que se reconoce sólo microscópicamente. A estas rocas con deformación frágil menos intensa, que constituyen la mayor parte del plutón San Cristóbal, las denominamos granitos cataclásticos. En la parte más occidental del plutón, las rocas no presentan deformación.

El plutón San Cristóbal, al igual que el plutón Palanche, contiene enclaves magmáticos máficos de composición diorítica a tonalítica, con diferentes grados de hibridización.

Tanto los granitos no deformados, como los cataclásticos, son de color gris rosado a blanco grisáceo, equigranulares de grano medio a fino, llegando en algunos casos a ser ligeramente porfíricos con megacristales de feldespato potásico de hasta 2 cm de largo. La asociación mineral característica es cuarzo + microclino + plagioclasa + biotita \pm moscovita + circón + apatito + magnetita. En general la estructura de estos granitoides es maciza, pero en las cercanías de la zona de cizalla se hace débilmente esquistosa debido a la iso-orientación de láminas de biotita.

La plagioclasa (An_{11} a An_{30} , 15-54% modal) se presenta en cristales de forma anhedral a subhedral en ocasiones zonada o con maclas tipo Albita y Albita-Carlsbad. El cuarzo (22-52% modal) es anhedral, con bordes irregulares y extinción ondulosa. Algunos cristales presentan fracturas rellenas por pequeños cristales recristalizados, de forma lobulada. El microclino (24-46% modal) es de forma anhedral, pertítico y con maclas Periclino-Albita. Posee inclusiones de cuarzo redondeado, plagioclasa y biotita. La biotita (4-12% modal) es el único mineral accesorio abundante; se presenta con bordes desflecados y alterada en parte a moscovita y epidota. Algunas láminas presentan extinción ondulosa y suaves pliegues.

Como minerales accesorios menores se distingue circón y apatito de hábito prismático y en secciones basales, incluidos en cuarzo, feldespatos y biotita, y magnetita asociada a biotita.

En los granitos cataclásticos la deformación está reflejada en la textura microscópica de la roca. El cuarzo se encuentra rodeado por un mosaico de pequeños cristales con contactos lobulados hasta poligonales y por bandas de granulación generadas por trituración y molienda del mineral (fig. 2A). El microclino presenta maclas y/o pertitas deformadas y mirmequitas en el contacto con plagioclasa (fig. 2B). La plagioclasa es el mineral menos afectado por la deformación, la cual sólo se reconoce por las maclas incompletas, esfumadas y combadas. La deformación de las láminas de biotita es bien notable, presentando extinción ondulosa y kinking. La moscovita en general es escasa y secundaria, aunque en algunos casos puede ser de origen primario asociándose a la biotita y mostrando pliegues kink y extinción ondulosa (fig. 2C). En muestras cercanas a la faja milonítica se reconocieron simplectitas de moscovita –cuarzo y biotita–cuarzo (fig. 2D), en los contactos entre cristales y asociadas al microclino. Estas simplectitas podrían haberse formado en respuesta a los esfuerzos deformativos, por circulación de fluidos de baja temperatura y la consecuente hidratación del feldespato alcalino para dar intercrecimientos de moscovita y cuarzo, según la reacción $Kfs + H_2O = Ms + Qtz$ (Escuder Viruete *et al.*, 2001).

Petrografía de las rocas deformadas de la Faja Milonítica Sur y condiciones de la deformación

Las rocas deformadas de la Faja Milonítica Sur corresponden a milonitas y protomilonitas de color gris rosado a gris oscuro, de grano fino a medio con textura porfiroclástica dada por porfiroclastos de microclino y plagioclasa de hasta 1 cm (en algunos casos mayores) rodeados de una matriz cuarzo-micácea con desarrollo de foliación milonítica (fig. 2E).

Los porfiroclastos de plagioclasa y microclino se comportan mayormente de manera frágil, presentando numerosas fracturas y efectos de tracción y desgarramiento en los bordes (fig. 2F). Comúnmente adoptan formas asimétricas, desarrollando colas de presión (fig. 2G). El microclino presenta maclas Periclino-Albita anómalas o esfumadas y son comunes las mirmequitas y las pertitas que se esfuman

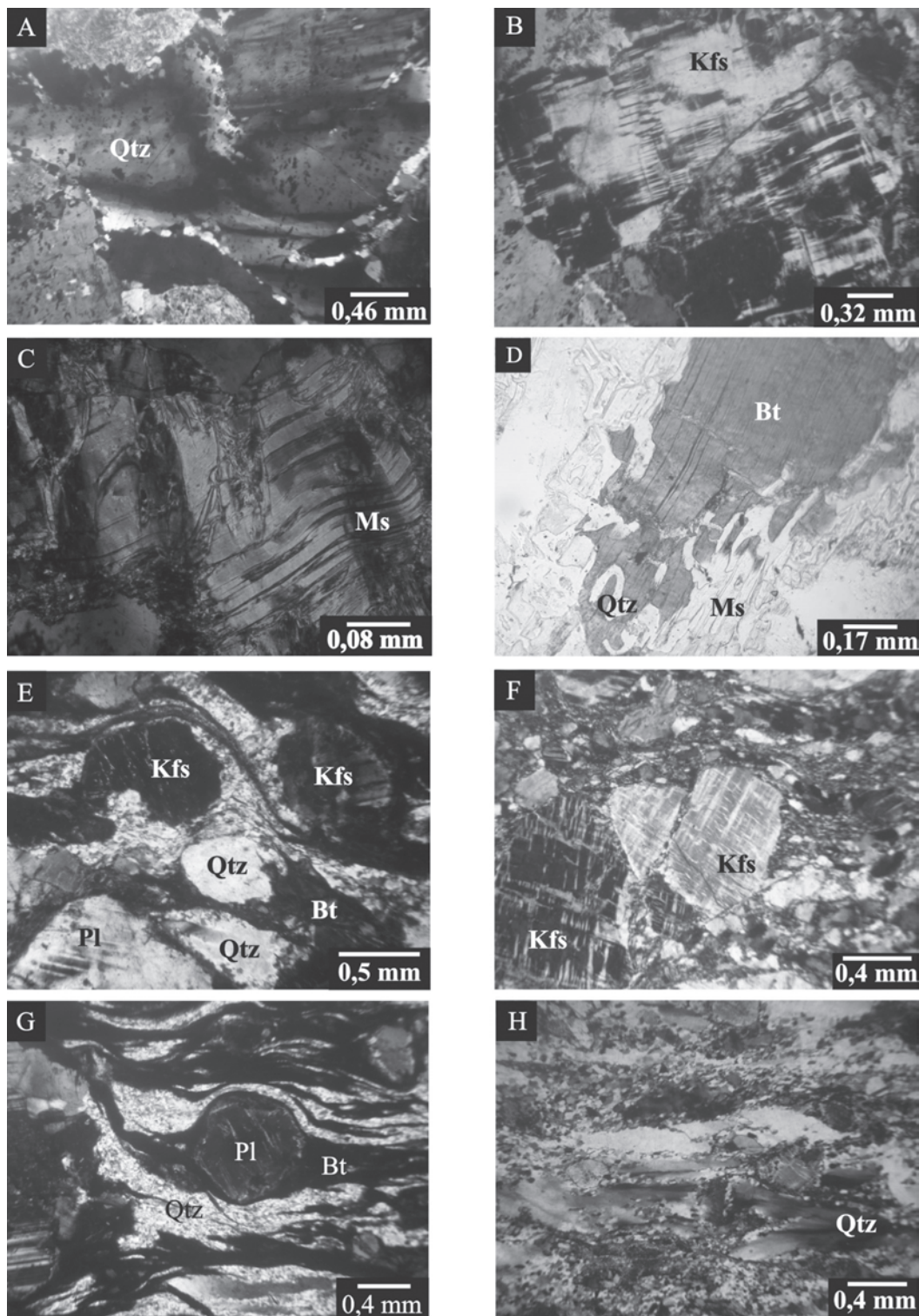


Fig. 2.—Microfotografías del plutón San Cristóbal: A) cristal de cuarzo deformado, con extinción ondulosa rodeado de otros más pequeños de forma lobulada (N+); B) cristal de microclino fracturado y con maclas esfumadas (N+); C) lámina de moscovita con pliegues kink (N+); D) lámina de biotita rodeada de simplectitas ms-qtz y bt-qtz (N//). Microfotografías de las rocas miloníticas: E) porfiroclastos en una mesostasis con desarrollo de foliación milonítica (N+); F) porfiroclasto de microclino con un borde con tracción y desgarro (N+); G) porfiroclasto de plagioclasa con estructura asimétrica rodeado por biotita y cuarzo que desarrollan la foliación milonítica (N+); H) cuarzo con extinción lamelar rodeados por pequeños blastos recrystalizados dinámicamente (N+).

hacia el centro del grano. La plagioclasa, intensamente alterada a sericita, epidota y calcita, se encuentra zonada, o con maclas Albita o Albita-Carlsbad esfumadas, combadas o acuñadas. El cuarzo se presenta como cristales relícticos de forma sigmoidal, con extinción fragmentosa, ondulosa o lamelar. También forma subgranos que pasan lateralmente a un mosaico recrystalizado dinámicamente, formado por pequeños cristales de formas lobuladas o suturadas, ligeramente orientados (fig. 2H). En algunos casos se observan cristales poligonales productos de recrystalización postcinemática. Entre las bandas recrystalizadas dinámicamente y en los bordes de los porfiroclastos es común el desarrollo de delgadas bandas con textura de mortero. Las láminas de biotita (en general moscovitizadas o cloritizadas) se encuentran orientadas, marcando la foliación milonítica. Presentan en ocasiones forma sigmoidal (*mica fish*), acodada y pliegues kink. En algunos casos se observan simplectitas de moscovita-cuarzo, generadas por la cizalla.

Por otra parte, dentro de la faja de cizalla se encuentran también cataclasitas sin poder observarse un contacto definido con las milonitas. Mineralógicamente son similares a éstas, pero presentan predominio de texturas frágiles sobre las dúctiles y ausencia de foliación milonítica. Presentan color gris rosado y tamaño de grano medio a grueso. Son abundantes los porfiroclastos de microclino y plagioclasa anhedral, fracturados, rodeados por una matriz de cuarzo y escasa biotita. Los porfiroclastos de ambos feldespatos presentan bordes irregulares y angulosos y las texturas intracrystalinas características son extinción fragmentosa, lamelar y ondulosa, recrystalización dinámica parcial del cuarzo, textura de mortero y bordes desflecados en micas.

Las condiciones físicas de la deformación se pueden establecer en base a la fábrica de las rocas deformadas y a su mineralogía. Passchier & Trouw (1996) relacionan las microestructuras de las rocas graníticas deformadas con el grado metamórfico. Así, mencionan que en condiciones de metamorfismo de bajo grado, los feldespatos se comportan de manera frágil, mientras que el cuarzo y las micas se deforman dúctilmente. Los feldespatos pueden presentarse como porfiroclastos manteados, envueltos por cuarzo que se deforma homogéneamente; el centro de cristales antiguos de cuarzo forma subgranos que lateralmente pasan a granos recrystalizados. Por lo tanto, la deformación en la Faja Milonítica Sur correspondería a condiciones de facies esquistos verdes (Bellos, 2005, 2008).

Estructura de las rocas miloníticas

Los planos de foliación milonítica presentan un rumbo dominante NNO-SSE, con inclinaciones de alto ángulo al NE, la media estadística es N333/69 NE. Estos planos son coincidentes con las mediciones obtenidas en otras zonas de cizalla de la Sierra de Velasco y en sierras aledañas, lo cual sugiere una formación contemporánea de las fajas de cizalla (López *et al.*, 2006). En el noroeste de la sierra, la Faja Milonítica TiPA presenta planos de foliación milonítica con una dirección NNO-SSE (N330-340°) con inclinaciones entre 50 y 75° hacia el NE (López, 2005). Este rumbo se mantiene en las sierras vecinas de Paimán y Copacabana (Pérez *et al.*, 1991; López, 1998).

En la Faja Milonítica Sur, la lineación milonítica que corresponde a direcciones de estiramiento mineral, posee en general inmersión variable entre 42 y 75° hacia el N-NE (entre 0 y 52°, fig. 3). Las observaciones de indicadores cinemáticos tales como porfiroclastos de plagioclasa y microclino asimétricos en las milonitas, señalan movimientos de carácter inverso, de tipo oblicuo compresivo desde el N-NE hacia el S-SO.

Por su parte, en la Faja TiPA las lineaciones de estiramiento mineral también poseen una dirección de inclinación preferentemente N-NE (entre 0 y 45°) con inmersión bastante elevada (60-80°) en el mismo sentido. El estudio de los indicadores cinemáticos indicaría que el sector dúctil presenta un carácter inverso, mientras que el sector frágil, presenta en general, una cinemática directa (López *et al.*, 2006).

Características geoquímicas

Los análisis químicos se realizaron sobre roca total (tabla 1); algunas muestras se analizaron en el NEG-LABISE-UPF (Brasil), y otras en Actlabs (Canadá) y en las Universidades de Oviedo y Huelva (España). Los métodos utilizados varían según el laboratorio: el método utilizado en NEG-LABISE-UPF es fluorescencia de rayos X (XRF) y las muestras se pulverizan para la determinación de elementos trazas (Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, Y y Zr), mientras que para los elementos mayores se funden las muestras pulverizadas con metaborato/tetraborato de litio y se forma una perla.

En el laboratorio Actlabs (Canadá), se utiliza el método estandarizado «WRA+trace 4 Lithoresearch», que incluye fusión con metaborato/tetrabo-

Tabla 1.—Análisis químicos de elementos mayores, menores (expresados en peso %), trazas y Tierras Raras (expresados en ppm)

	Granitos						Rocas miloníticas				
	6958	6960	6792	6793	6798	6998	6790	6800	6806	6807	6804
SiO ₂	68,11	75,68	76,42	73,83	76,89	74,82	67,35	69,15	64,49	72,78	64,28
TiO ₂	0,36	0,13	0,19	0,36	0,12	0,20	0,61	0,46	0,64	0,32	0,55
Al ₂ O ₃	15,90	13,09	12,98	13,03	12,91	13,44	15,27	15,14	17,37	14,23	16,26
Fe ₂ O ₃ T	3,77	1,21	1,25	3,24	0,98	1,77	4,60	4,06	4,34	2,56	5,92
FeOt	3,40	1,09	1,13	2,92	0,88	1,60	4,14	3,66	3,91	2,31	5,33
MgO	0,92	0,15	0,45	1,24	0,30	0,40	1,47	1,33	1,42	0,81	2,54
MnO	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,10	0,11	0,06	0,14
CaO	4,11	0,89	0,83	1,96	1,11	1,52	2,58	2,96	3,39	2,75	4,77
Na ₂ O	3,27	2,90	2,53	2,48	3,10	2,68	2,54	2,97	3,52	3,07	2,96
K ₂ O	2,33	4,67	4,68	3,77	4,53	5,25	3,72	3,06	3,85	2,96	1,83
P ₂ O ₅	0,13	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	0,22	0,17	0,17	0,04	0,10
LOI	0,51	0,78	1,02	0,88	0,70	0,58	1,32	1,04	0,95	0,52	1,01
Total	99,45	99,57	100,42	100,88	100,72	100,78	99,75	100,44	100,24	100,10	100,36
Cr	23	95	32	37	< 10	20	< 10	97	23	< 10	23
Ni	< 20	< 20	34	43	32	8	12	25	33	33	32
Rb	101	172	139	130	139	100	154	122	185	93	131
Sr	145	59	93	159	100	69	146	142	230	396	190
Y	9	28	40	24	32	6	40	25	41	22	35
Zr	231	112	123	173	67	27	251	223	300	157	114
Nb	8	9	< 10	< 10	< 10	6	19	14	15	< 10	15
Ba	288	395	690	790	720	412	n.d.	491	908	557	205
La	17,80	33,60				22,67					
Ce	36,10	72,30				46,80					
Pr	3,28	6,78				5,72					
Nd	13,20	28,70				19,98					
Sm	2,41	6,47				3,36					
Eu	1,00	0,76				0,88					
Gd	1,92	5,61				2,55					
Tb	0,31	0,97				0,32					
Dy	1,75	5,19				1,50					
Ho	0,35	1,03				0,28					
Er	1,07	3,37				0,70					
Tm	0,17	0,56				0,11					
Yb	1,04	3,53				0,69					
Lu	0,17	0,53				0,11					
Hf	6,40	4,30				n.d.					
Ta	1,65	2,07				2,05					
Th	6,64	18,00				11,09					

rato de litio, con determinaciones con XFR, INAA e ICP-MS.

En las muestras analizadas en España, los elementos mayores se determinaron por fluorescencia de rayos X (XRF) en la Universidad de Oviedo con un equipo marca Phillips PW2404. La precisión típica del método es superior al $\pm 1,5\%$ relativo. Los elementos trazas fueron analizados en la Universidad de Huelva mediante plasma acoplado por inducción con espectrómetro de masas (ICP-MS) con un sistema HP-4500. La precisión y exactitud de la mayoría de los elementos se encuentra en el rango 5-10%

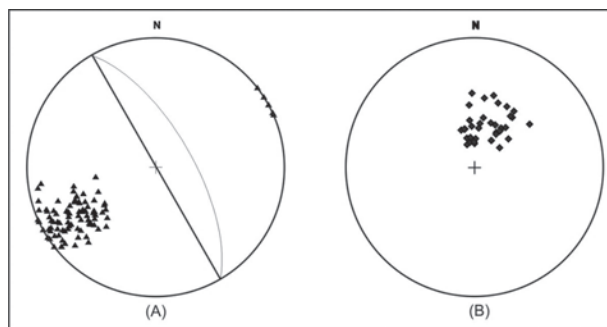


Fig. 3.—A) Foliación milonítica, y B) lineaciones de estiramiento mineral de las rocas de la Faja Milonítica Sur.

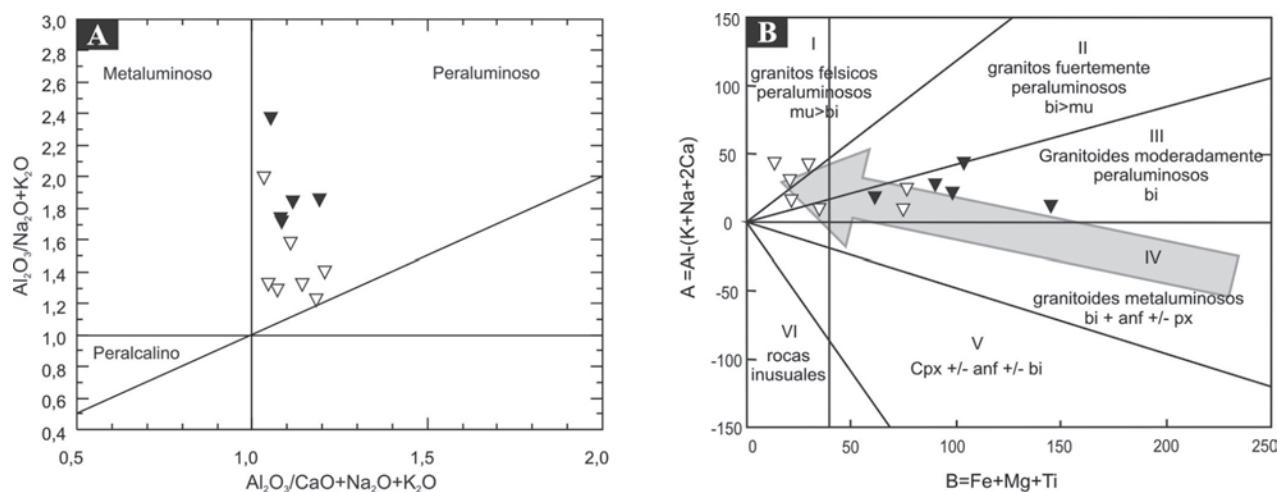


Fig. 4.—A) Diagrama de Maniar y Piccoli (1989) utilizando los índices de Shand; B) Diagrama de discriminación de Debon y Le Fort (1983). Símbolos: Plutón San Cristóbal (triángulos blancos), rocas miloníticas (triángulos negros), comentarios en el texto.

relativo, y fueron controlados por análisis repetidos de los estándares internacionales SARM-1 (granito) y SARM-4 (norita). Detalles metodológicos se encuentran en De la Rosa *et al.* (2001).

Los granitos del plutón San Cristóbal y las rocas miloníticas poseen características de típicos granitos calcoalcalinos (por ej., Lee *et al.*, 2007), con tenores de SiO₂ entre 67 y 76%. Son débil a moderadamente peraluminosas, con un índice de saturación en alúmina (ASI) entre 1,03 y 1,20 (fig. 4A); debe tenerse en cuenta que las rocas miloníticas probablemente sufrieron movilización de ciertos elementos como los álcalis, por lo que el índice ASI no correspondería al original del protolito. En el diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983, fig. 4B) las rocas se proyectan en el campo de los granitoides moderadamente peraluminosos y en la parte inferior del campo de granitos félsicos peraluminosos, donde característicamente se concentran las rocas débilmente peraluminosas formadas a partir de rocas metaígneas básicas (Villaseca *et al.*, 1998). La flecha en la figura 4B indica la tendencia metaluminosa a débilmente peraluminosa de las rocas máficas y los granitoides de plutón Palanche.

En los diagramas de variación de Harker de óxidos vs. SiO₂ (fig. 5), se observan buenos coeficientes de correlación tanto positivos como negativos.

Los tenores de FeO_t, MgO, Al₂O₃, TiO₂, CaO y MnO muestran una clara correlación negativa con el aumento de la SiO₂. Con respecto a los álcalis se puede ver que el K₂O presenta una correlación positiva, aunque con mayor dispersión que el resto de

los óxidos, mientras que el Na₂O tiene una ligera correlación negativa.

Por otra parte, en el diagrama logarítmico Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984, fig. 6A) las muestras se proyectan en el campo de arco magmático (VAG). También se ha representado el contenido promedio de los elementos trazas incompatibles y K₂O en los granitos del plutón San Cristóbal, normalizados a ORG (granito de dorsal oceánica) de Pearce *et al.* (1984, fig. 6B). En la misma gráfica se han agregado las tendencias de típicos granitos de arco magmático, de intraplaca y sincollisionales según estos autores. Se puede ver que las rocas estudiadas muestran notable afinidad con los granitos de arco magmático, con un pequeño empobrecimiento en Th, Nb, Ce, Zr, Sm, Y e Yb con respecto a éstos. Asimismo puede verse una clara distinción con los granitos de intraplaca, mientras que con respecto a los sincollisionales, las rocas estudiadas se encuentran más empobrecidas en Rb y más enriquecidas en Hf, Zr, Y y Yb.

Las rocas graníticas del plutón San Cristóbal presentan patrones de elementos de trazas muy similares a las granodioritas y tonalitas del plutón Palanche. Esto puede verse en la figura 7 que corresponde a diagramas spider normalizados a un MORB tipo normal y a condrito (Sun & McDonough, 1989). Se puede ver claramente que ambos plutones muestran un patrón similar aunque el Plutón San Cristóbal se encuentra algo más empobrecido en elementos trazas que el plutón Palanche con respecto al MORB, principalmente en Sr, Nd, Zr, Hf, Y, Yb y Lu, mientras que con respecto al condrito,

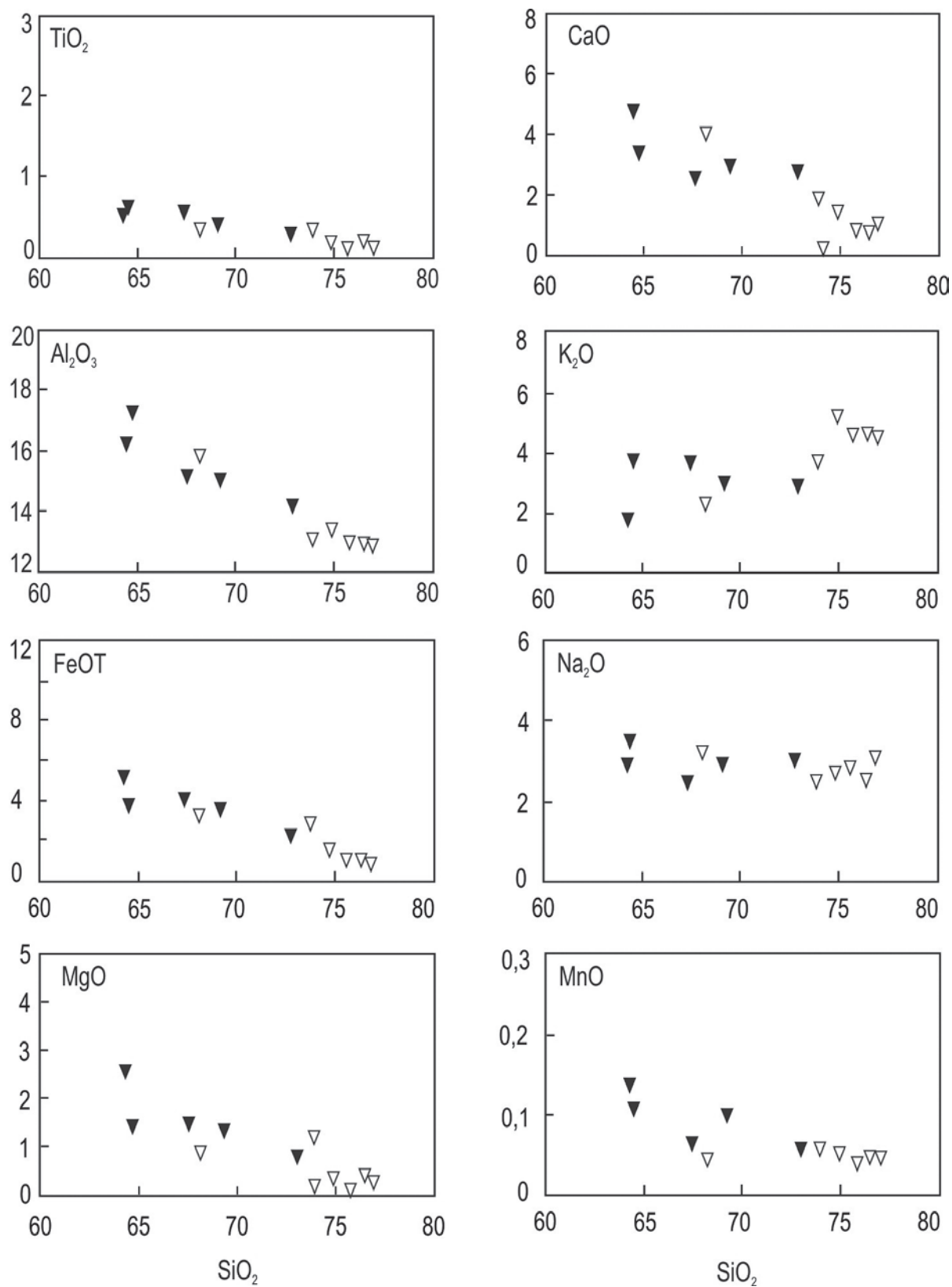


Fig. 5.—Diagramas Harker de óxidos vs. SiO₂. Símbolos: Plutón San Cristóbal (triángulos blancos), rocas miloníticas (triángulos negros).

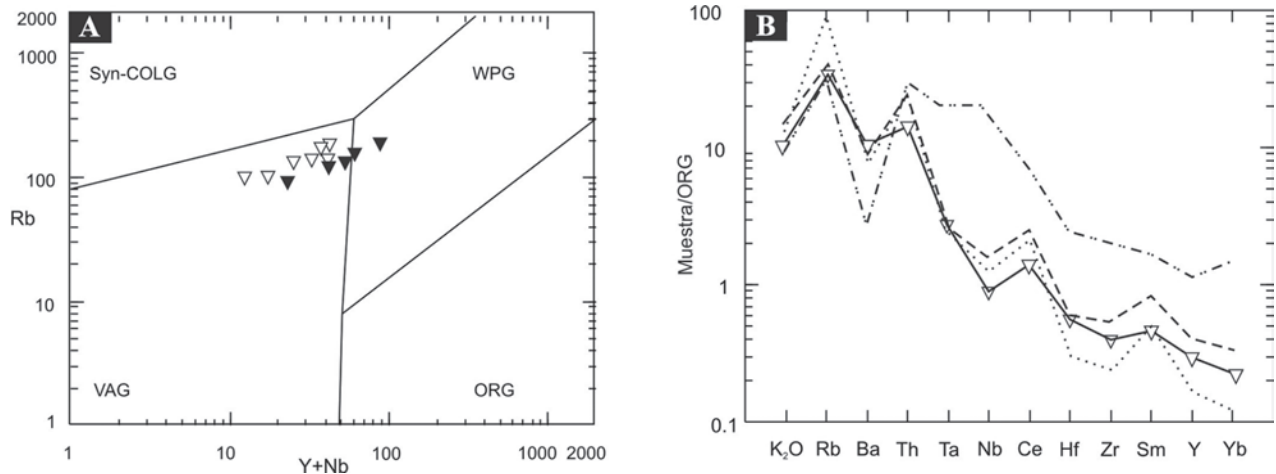


Fig. 6.—A) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984); B) Diagrama de elementos trazas y K_2O normalizados a un ORG (Pearce *et al.*, 1984). Símbolos: Plutón San Cristóbal (triángulos blancos), rocas miloníticas (triángulos negros), granitos de intraplaca (rayas y puntos), granitos de arco magmático (rayas), granitos sincollisionales (puntos), comentarios en el texto.

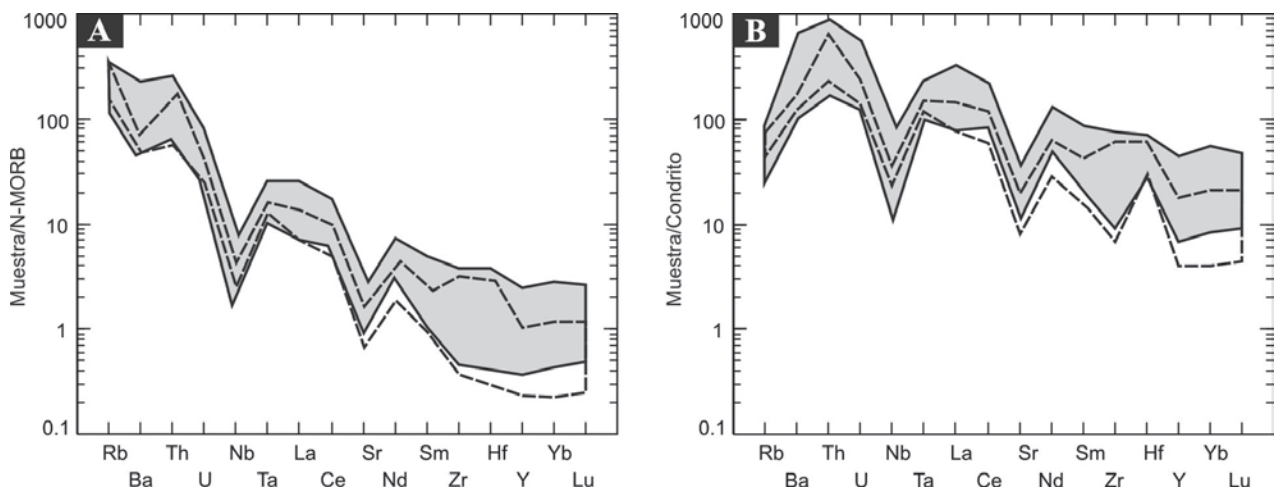


Fig. 7.—A) Diagrama spider normalizado a un MORB tipo normal (Sun and McDonough, 1989); B) Diagrama spider normalizado a un condrito (Sun and McDonough, 1989). Área sombreada: plutón Palanche, área en blanco: plutón San Cristóbal.

muestra un menor contenido en Y, Yb y Lu que el plutón Palanche. Así, los granitos del plutón San Cristóbal muestran la misma signatura geoquímica que las granodioritas y tonalitas del plutón Palanche, lo que indicaría, sumado a otras evidencias petrográficas y geoquímicas, una relación genética entre ambos (Bellos, 2008).

Interpretación y Conclusiones

El plutón San Cristóbal está constituido por granitos calcoalcalinos, débil a moderadamente peraluminosos. Su mineralogía y composición química

sugieren una relación genética con el plutón Palanche, de características geoquímicas metaluminosas.

Ambos plutones corresponden a granitos de tipo-I y muestran afinidad con los granitoides metaluminosos dominantes en el Sistema de Famatina y en el Batolito Ulapes-Los Llanos (Pankhurst *et al.*, 1998; Dahlquist *et al.*, 2005; Saal, 1993; Saal *et al.*, 1996; Toselli *et al.*, 1988; Saavedra *et al.*, 1992, 1996, 1998) y se diferencian de los granitoides fuertemente peraluminosos de las Sierras Pampeanas (Rapela *et al.*, 1996; López *et al.*, 1996; Rossi *et al.*, 2002).

La asociación paragenética de las corneanas (facies esquistos verdes) indicaría que el metamorfismo ocurrió a temperaturas mayores a 640 °C y

presiones inferiores a los 5 Kbar, lo cual acota la profundidad de emplazamiento del plutón San Cristóbal a un máximo de 12 km.

En base a las características texturales y la mineralogía de las milonitas de la Faja Milonítica Sur (cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita), la deformación habría ocurrido en una zona cercana a la transición frágil-dúctil (Sibson, 1977, Simpson *et al.*, 2003), en condiciones de facies esquistos verdes (Bellos, 2005b, 2008). Esto apoyaría la idea de que la profundidad mínima de emplazamiento de los granitos es de alrededor de 12 km, si es que éstos se deformaron en el lugar de emplazamiento. Alternativamente, si los granitos se emplazaron en niveles más profundos, la deformación habría tenido lugar durante el ascenso en la corteza hacia su exhumación.

Del análisis cinemático se interpreta que el movimiento cizallante habría sido de carácter inverso de tipo oblicuo compresivo desde el N-NE hacia el S-SO.

Hasta el momento se carece de edades absolutas confiables de estos granitoides. Sin embargo, una errorcrona Rb/Sr sobre roca total arroja una edad de 488 Ma para el plutón Palanche (Bellos, 2008). Esta edad es consistente con las edades U-Pb sobre circones obtenidas para los granitoides tipo-I de las sierras de Famatina y Chepes (entre 478 y 490 Ma) por Pankhurst *et al.* (2000) y Dahlquist *et al.* (2005). Posiblemente el plutón San Cristóbal tenga una edad similar.

Así, los granitos estudiados se habrían emplazado en un ambiente de arco magmático continental (por ej., el Arco Famatiniano), desarrollado en el borde occidental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior.

Con respecto a la edad del evento deformativo asociado a la Faja Milonítica Sur, posiblemente sea contemporáneo al evento metamórfico que deformó a las rocas de la Faja Milonítica TiPA, en el noroeste de la sierra (López & Toselli, 1993). Diversos autores dataron por diferentes métodos estas rocas obteniendo edades que abarcan el Devónico Inferior, desde 436 a 402 Ma (López *et al.*, 2000; Höckenreiner *et al.*, 2001, 2003). Es posible que la deformación en el sur de la Sierra de Velasco, también sea de la misma edad.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado gracias a la financiación de los Proyectos CIUNT 26/G321 y 26/G439. Asimismo se agradece al CONICET, al NEG-LABISE-UPF y a las Universidades de Oviedo y Huelva. Los autores agradecen especialmente a los revisores, Dres. Carlos Villaseca y Lucio Pinotti, por las valiosas sugerencias realizadas que contribuyeron a mejorar este trabajo.

Referencias

- Báez, M.A. (2006). *Geología, petrología y geoquímica del basamento ígneo metamórfico del sector norte de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 207 pp.
- Báez, M.A. & Basei, M. (2005). El plutón San Blas, magmatismo postdeformacional carbonífero en la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En: *Simposio Bodenbender: Trabajos completos. Serie de Correlación Geológica* (Aceñolaza, F.G.; Hünicken, M.; Toselli, A.J. & Aceñolaza, G.F., eds.) 19: 239-246.
- Báez, M.A.; Basei, M.; Toselli, A. & Rossi de Toselli, J.N. (2004). Geocronología de granitos de la Sierra de Velasco (Argentina): Reinterpretación de la secuencia magmática. *Simpósio 40 anos de geocronologia no Brasil*. São Paulo, Brasil. Resumos: 85.
- Bellos, L.I. (2000). *Contribución al Conocimiento Geológico de Granitoides y Rocas Asociadas de un Sector del Flanco Sur-Occidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina*. Trabajo de Seminario Final, Facultad de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional Tucumán, 90 pp.
- Bellos, L.I. (2005a). Geología y petrología del sector austral de la Sierra de Velasco, al sur de los 29° 44'S, La Rioja, Argentina. En: *Simposio Bodenbender: Trabajos completos. Serie de Correlación Geológica* (Aceñolaza, F.G.; Hünicken, M.; Toselli, A.J. & Aceñolaza, G.F., eds.) 19: 261-278.
- Bellos, L.I. (2005b). Estructura y petrografía de las rocas miloníticas y cataclásticas del sector sur de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XVI Congreso Geológico Argentino*. La Plata, Bs. As. Actas IV: 665-672.
- Bellos, L.I.; Grosse, P.; Ruiz, A.; Rossi, J.N. & Toselli, A.J. (2002). Petrografía y geoquímica de granitoides del flanco sud-occidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate. Actas 2: 81-86.
- Bellos, L.I. (2008). *Petrología de los granitoides del sur de la Sierra de Velasco y su significación regional*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 334 pp.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, Alemania, 318 pp.
- Dahlquist, J.A.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Casquet, C.; Fanning, M.C.; Alasino, P. & Báez, M.A. (2006). The San Blas Pluton: An Example of the Carboniferous Plutonism in The Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 20: 341-350. doi:10.1016/j.jsames.2005.08.006
- Dahlquist, J.A.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.G.; Saavedra, J. & Alasino, P.H. (2005). Los granitoides de la Sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, serie D: publicación especial, 8: 87-108.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and asso-

- ciations. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.
- De la Rosa, J. D.; Chacón, H.; Sánchez de la Campa, A.; Carrasco, R. & Nieto, J.M. (2001). Metodología y análisis de elementos trazas-REE mediante ICP-MS del standard SARM 1 granito y SARM 4 norita. *III Congreso Ibérico de Geoquímica*, Zaragoza, España. Actas: 435-438.
- Escuder Viruete, J.; Carbonell, R.; Martí, D. & Pérez-Estaún, A. (2001). Interacción fluido-roca a lo largo de las superficies de fractura: efectos mineralógicos y texturales de las alteraciones observadas en el Plutón Granítico de Albalá, SO del Macizo Hercínico Ibérico. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 59-78.
- Grosse, P. (2000). *Geología y petrología del sector comprendido entre el Bolsón de Paluqui y la Quebrada del Tigre, en el flanco Sur-Occidental de la Sierra de Velasco, Provincia de La Rioja*. Trabajo de Seminario Final. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 111 pp.
- Grosse, P.; Bellos, L.I.; Báez, M.A.; Rossi de Toselli, J.N. & Toselli, A.J. (2003). Ordovician Magmatism of the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. In: *Ordovician from the Andes. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica* (Albanesi, G.L.; Beresi, M.S & Peralta, S.H., eds.) 17: 223-226.
- Grosse, P. & Sardi, F. (2005). Geología de los Granitos Huaco y Sanagasta, Sierra de Velasco, La Rioja. En: *Símpoio Bodenbender: Trabajos completos. Serie de Correlación Geológica* (Aceñolaza, F.G.; Hünicken, M.; Toselli, A.J. & Aceñolaza, G.F., eds.) 19: 221-238.
- Grosse, P.; Söllner, F.; Báez, M.A.; Toselli, A.J.; Rossi, J.N. & de la Rosa, J.D. (2009). Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1001-1025. doi:10.1007/s00531-007-0297-5
- Höckenreiner, M.; Söllner, F. & Miller, H. (2001). The TIPA shear zone (NW Argentina): evidence of Early Devonian movement verified by Sm-Nd dating garnet and whole rock systems. *III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica Pucón, Chile*. Art. 474, 3 pp.
- Höckenreiner, M.; Söllner, F. & Miller, H. (2003). Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW-Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 45-66. doi:10.1016/S0895-9811(03)00018-X
- Lee, C.-T.A.; Morton, D.M.; Kistler, R.W. & Baird, A.K. (2007). Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: From island arcs to accretion and continental arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 370-387. doi:10.1016/j.epsl.2007.09.025
- López, J.P. (1998). Petrología, geoquímica y geología estructural de la Sierra de Copacabana (provincia de Catamarca, República Argentina) y su significado geotectónico en el contexto del margen occidental de Gondwana. *Estudios Geológicos*, 54: 109-122. doi:10.3989/egol.98543-4210
- López, J.P. (2005). Evidencias de dos eventos deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, serie D: publicación especial, 8: 149-154.
- López, J.P.; Bellos, L.I. & Grosse, P. (2006). Estructura y petrografía de zonas de cizalla en la Sierra de Velasco, La Rioja. XII Reunión sobre microtectónica y geología estructural. *Revista Asociación Geológica Argentina*, serie D: publicación especial, 9: 201-206.
- López, J.P.; Durand, F.R. & Toselli, A.J. (1996). Zonas de Cizalla en el Flanco Noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Buenos Aires. Actas II: 179-185.
- López, J.P.; Grosse, P. & Toselli, A.J. (2007). Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. *Estudios Geológicos*, 63:5-18. doi:10.3989/egol.07632197
- López, J.P.; Sales de López, A. & Stipp Basei, M. (2000). Nueva edad K/Ar en la historia evolutiva de la Faja Milonítica TIPA, en el Noroeste Argentino. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Stuttgart. Alemania. Teil I: Heft 7/8, 895-902.
- López, J.P., & Toselli, A.J., (1993). La faja milonítica TIPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, Argentina*. Actas, 3: 39-42.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America. Bulletin*, 101: 635-643. doi:10.1130/00167606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. & Fanning, C. (2000). Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian Belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Saavedra, J.; Baldo, E.; Dahlquist, J.A.; Pascua, I. & Fanning, C. M. (1998). The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: *The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W., eds.). Geological Society of London, Special Publications, 142: 343-367.
- Paschier, C.W. & Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Alemania. 289 pp.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pérez, W.; Lencina, R. & Durand, F. (1991). Las milonitas de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina: indicadores cinemáticas, edad y significado geotectónico. *6º Congreso Geológico Chileno*, I: 6-10.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.; Casquet, C.; Galindo, C.; Fanning, C.M. & Saavedra, J. (2001). Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. *Third South American Sym-*

- posium on Isotope Geology (III SSAGI)*. Pucón, Chile. Artículo 616: 1-4. En CD-ROM.
- Rapela, C.W.; Saavedra, J.; Toselli, A.J. & Pellitero, E. (1996). Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Buenos Aires. Acta V: 337-353.
- Rossi, J.N. & Toselli, A.J. (2004). Termobarometría de las corneanas granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco. La Rioja, Argentina. *7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia*. Río Cuarto. Córdoba. 403-408.
- Rossi, J.N.; Toselli, A.J.; Saavedra, J.; Sial, A.N.; Pellitero, E. & Ferreira, V.P. (2002). Common crustal sources for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. *Gondwana Research*, 5-2: 325-337.
- Saal, A.E. (1993). *El basamento Cristalino de la Sierra de Paganzo, provincia de La Rioja*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Vol. I, 206 pp.
- Saal, A.E.; Toselli, A.J. & Rossi de Toselli, J.N. (1996). Granitoides y rocas básicas de la Sierra de Paganzo. En: *Geología del Sistema de Famatina* (Aceñolaza, F.G.; Millar, H. & Toselli, A.J., eds) Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A): 199-209.
- Saavedra, J.; Pellitero, E.; Rossi, J. & Toselli, A. (1992). Magmatic evolution of the C^o Toro granite, a complex ordovician pluton of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 21-32. doi:10.1016/0895-9811(92)90057-6
- Saavedra, J.; Toselli, A.J.; Rossi de Toselli, J.N. & Pellitero, E. (1996). Granitoides y rocas básicas del Cerro Toro. In: *Geología de Sistema de Famatina* (Aceñolaza, F.G.; Miller, H & Toselli, A.J., eds.). Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A): 229-240.
- Saavedra, J.; Toselli, A.J.; Rossi de Toselli, J.N.; Pellitero, E. & Durand, F. (1998). The Early Paleozoic magmatic record of the Famatinian System: a review. In: *The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W., eds.). Geological Society of London, Special Publications, 142: 283-295.
- Sibson, C. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 191-214. doi: 10.1144/gsjgs.133.3.0191
- Simpson, C.; Law, R.; Gromet, L.P.; Miro, R. & Northrup, C. (2003). Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764. doi:10.1016/S0895-9811(02)00130-X
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds.). Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Toselli, A.J.; Aceñolaza, F.G. & Rossi de Toselli, J.N. (1986). A Proposal for the Systematization of the Upper Precambrian - Lower Paleozoic Basement in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Zentral Blatt für Geologie und Palaontologie*, Stuttgart. Alemania. Teil I. Heft 9/10: 1227-1233.
- Toselli, A.; Rossi, J.; Saavedra, J.; Pellitero, E. & Medina, M.E. (1988). Aspectos petrológicos y geoquímicos de los granitoides del entorno de Villa Castelli, Sierras Pampeanas Occidentales-Sistema de Famatina, Argentina. *5º Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Actas III: 117-128.
- Toselli, A.J.; Miller, H.; Aceñolaza, F.G.; Rossi, J.N. & Söllner, F. (2007). The Sierra de Velasco (northwestern Argentina) - An example of polyphase magmatism at the margin of Gondwana. *Neus Jarhbuch für Geologisch und Paläontologisch Abhandlungen*, 246: 325-345. doi:10.1127/0077-7749/2007/0246-0325
- Villaseca, C.; Barbero, L. & Herreros V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89: 113-119.

Recibido el 17 de junio de 2009
 Aceptado el 30 de octubre de 2009
 Publicado online el 2 de marzo de 2010