

Geología de los Granitos Huaco y Sanagasta, Sector Centro-Oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja

Pablo GROSSE¹ y Fernando SARDI¹

Abstract: *THE HUACO AND SANAGASTA GRANITES OUTCROP IN THE CENTRAL-EASTERN SECTOR OF THE SIERRA DE VELASCO.* They consist of two semi-ellipsoidal coalescent bodies with transitional contacts intruded in deformed granitoids (the Antinaco Orthogneis) towards the west and in phyllites of the La Cébila Formation towards the east. Both granites are composed of coarse-grained porphyritic biotitic sieno and monzogranites. The Sanagasta Granite is distinguished by the pink color of its microcline megacrysts, the almost total absence of muscovite and the presence of mantled textures. The granites contain both mafic and felsic enclaves and are intruded by small equigranular granites. Both granites are associated with berilliferous pegmatites and the Huaco Granite contains small outcrops of orbicular rocks. Magnetic susceptibility measurements reveal that the granites correspond to the ilmenite series, while the chemistry of the Huaco Granite indicates a peraluminous to strongly peraluminous tendency and high concentrations of potassium and incompatible trace elements. The absence of deformation and the relationships with the host rocks indicate that the Huaco and Sanagasta granites are younger than the deformation that affects the Antinaco Orthogneis. Their ages are estimated to be between the Lower Devonian and the Middle Carboniferous. Internal and host rock characteristics suggests that the granites were emplaced at shallow levels by means of passive mechanisms in an extensional setting possibly related to a post-collisional stage. Mineralogy and geochemistry, as well as the frequency and type of the associated pegmatites, suggests an S-type affinity for these granites. The Huaco and Sanagasta granites seem to correspond to an important post-tectonic magmatic event that occurred during the Middle Paleozoic and could be associated with similar Devonian and Carboniferous granites in various sectors of the Sierras Pampeanas.

Resumen: *LOS GRANITOS HUACO Y SANAGASTA AFLORAN EN EL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA SIERRA DE VELASCO.* Corresponden a dos cuerpos semi-elipsoidales contiguos y con contactos transicionales intruidos en granitoides deformados (el Ortogneis Antinaco) hacia el oeste y fílitas correspondientes a la Formación La Cébila hacia el este. Ambos granitos consisten en sieno y monzogranitos porfiricos biotíticos de grano grueso. El Granito Sanagasta se diferencia por la coloración rosada de sus megacristales de microclino, la casi total ausencia de muscovita y la presencia de microclino manteado. Los granitos contienen enclaves magmáticos máficos y félsicos y son intruidos por pequeños cuerpos graníticos equigranulares. Ambos granitos se encuentran asociados a pegmatitas berilíferas y el granito Huaco contiene pequeños afloramientos de rocas orbiculares. Mediciones de susceptibilidad magnética revelan que los granitos corresponden a la serie de ilmenita mientras que la geoquímica del Granito Huaco indica una tendencia peraluminosa a fuertemente peraluminosa y una concentración alta en potasio y en elementos trazas incompatibles. La ausencia de deformación y las relaciones con las rocas encajantes indican que los granitos Huaco y Sanagasta son posteriores a la deformación del Ortogneis Antinaco, estimando sus edades entre el Devónico inferior y el Carbonífero medio. Las estructuras internas y las rocas de caja sugieren que los granitos se emplazaron en niveles someros mediante mecanismos pasivos en un ambiente extensional posiblemente relacionado a una etapa post-colisional. Los datos mineralógicos y geoquímicos, así como la frecuencia y tipo de pegmatitas asociadas, sugieren una afinidad con granitos tipo S. Los granitos Huaco y Sanagasta corresponderían a un importante evento magmático post-tectónico ocurrido durante el Paleozoico medio que podría relacionarse con otros granitos Devónicos y Carboníferos en diversos sectores de las Sierras Pampeanas Noroccidentales y de Córdoba y San Luis.

¹ INSUGEO - (CONICET-UNT), Miguel Lillo 205, S. M. de Tucumán, 4000, Tucumán, Argentina.
E-mail: pablogosse@yahoo.com

Key words: Sierra de Velasco. Petrology. Huaco Granite. Sanagasta Granite. S-type. Post-collisional. Famatinian Cycle.

Palabras clave: Sierra de Velasco. Petrología. Granito Huaco. Granito Sanagasta. Tipo S. post-colisional. Ciclo Famatiniano.

Introducción

La sierra de Velasco, ubicada en el sector centro-meridional de la provincia de La Rioja (NW de Argentina), forma parte de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas (Figura 1A). Al igual que los restantes cordones de las Sierras Pampeanas, la sierra de Velasco tiene una disposición general N-S y constituye un bloque de basamento cristalino ascendido por fallas inversas de rumbo meridional a submeridional, situadas a lo largo de sus bordes, como resultado de la tectónica Neógena (González Bonorino, 1950; Jordan y Allmendinger, 1986).

La sierra de Velasco está compuesta mayormente por granitoides que conforman el batolito de mayores dimensiones de las Sierras Pampeanas. Bodenbender (1911) reconoció que la sierra está constituida por “*metamorfitas en el faldeo oriental, ortogneises en el faldeo occidental y un macizo granítico en la zona central*”. Dicho esquema permanece en gran parte vigente en la actualidad. En los últimos años, se ha reconocido que el sector granítico central está compuesto por diversos cuerpos (Toselli *et al.*, 2000; Baez *et al.*, 2002; Bellos *et al.*, 2002; Grosse *et al.*, 2003). Uno de ellos, el de mayores dimensiones, fue definido como complejo Huaco por Toselli *et al.* (2000). Estudios recientes, en el sector centro-oriental de la sierra, nos han permitido determinar la real extensión, más restringida, del granito Huaco y además reconocer en este sector un nuevo cuerpo granítico que aquí definimos como granito Sanagasta.

El presente trabajo es el primer estudio detallado de los granitos Huaco y Sanagasta. El objetivo es presentar la geología de estos cuerpos graníticos, estableciendo sus dimensiones y relaciones de campo y describiendo sus características mineralógicas y petrográficas. Además, se exhiben datos geoquímicos preliminares y se discute la edad relativa de los cuerpos como así también aspectos genéticos y relativos a sus emplazamientos.

Ambiente geológico

El batolito de Velasco forma parte de la Faja Oriental de las Sierras Pampeanas Noroccidentales de acuerdo a la división propuesta por Caminos (1979). Se encuentra además dentro de la Zona Batolítica Central, subzona septentrional, definida por Toselli *et al.* (1986) y caracterizada por grandes batolitos post-tectónicos de composición granítica a granodiorítica y textura equigranular a porfírica (Figura 1A).

Hasta hace pocos años solo existían trabajos regionales de la zona, en los cuales la sierra de Velasco era considerada un cuerpo granítico homogéneo. Toselli *et al.* (1996) consideraron que la sierra de Velasco está conformada por monzogranitos porfíroides a equigranulares de dos micas, peraluminosos, con características asociadas a granitos tipo S, emplazados en un ambiente colisional. Pankhurst *et al.* (2000) clasifican los granitos de la sierra de Velasco como peraluminosos y de tipo S. Obtienen, mediante el método U-Pb SHRIMP en circones, una edad de $481,0 \pm 2,8$ Ma para un granito porfírico del flanco SO de la sierra. Rapela *et al.* (2001), utilizando el mismo método, datan un granito cordierítico deformado del sector centro-occidental de la sierra, obteniendo una edad de cristalización de 481,4 Ma en núcleos de circones y una edad de metamorfismo o deformación de 469 Ma en bordes de crecimiento, con lo cual concluyen que los granitos de la sierra de Velasco cristalizaron y se deformaron durante el Ordovícico inferior.

Trabajos recientes, basados en relaciones de campo, petrografía, geoquímica y datos geocronológicos, indican que el batolito de Velasco está compuesto por intrusiones múltiples que sufrieron una compleja historia magmática y deformacional cuyas edades abarcan desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior. La mayor parte del flanco occidental consiste en granitoides deformados denominados Ortogneis Antinaco (Rossi *et al.*, 1999; Toselli *et al.*, 2000; Grosse *et al.*, 2003 y Báez *et al.*, 2004a en prensa) mientras que en el extremo norte y en el sector centro-oriental afloran granitoides no deformados: San Blas (Toselli *et al.*, 2000; Baez *et al.*, 2002; Báez *et al.*, 2004a en prensa; Báez, este volumen), Señor de La Peña (Toselli *et al.*, 2000, 2003) y los granitos Huaco y Sanagasta, objetos del presente trabajo. Los granitoides del sector sur y sud-occidental de la sierra presentan características petrográficas y geoquímicas con afinidades metaluminosas y de tipo I (Bellos *et al.*, 2002; Bellos, este volumen) semejantes a los granitoides del Sistema de Famatina (Toselli *et al.*, 1996).

Rocas de caja de los granitos Huaco y Sanagasta

Los granitos Huaco y Sanagasta intruyen en dos tipos de litologías: metamorfitas correspondientes a la Formación La Cébila (hacia el E y SE) y granitoides deformados correspondientes al Ortogneis Antinaco (hacia el NO, O y SO) (Figura 1B).

La Formación La Cébila, definida por Gonzalez Bonorino (1951), aflora en el sector austral de la sierra de Ambato y en partes del flanco oriental de la sierra de Velasco. Consiste en sedimentos pelíticos y psamíticos afectados por metamorfismo regional de bajo grado produciendo filitas, micacitas y metacuarcitas (Espizúa y Caminos, 1979). En la sierra de Velasco, estas metamorfitas afloran en un reducido sector de su flanco oriental (Figura 1B) y se encuentran en contacto con el Granito Huaco. Consisten en filitas y esquistos gris verdosos de grano fino con foliación de rumbo NNO-SSE e inclinaciones sub-verticales hacia el este. Presentan un bandeo composicional consistente en la alternancia de bandas lepidoblásticas micáceas y bandas granoblásticas compuestas por cuarzo y plagioclasa.

El Ortogneis Antinaco ocupa gran parte del sector occidental de la sierra (Figura 1B) y se caracteriza por granitoides con deformación conspicua de grado variable. Predominan granitos gnéisicos foliados de grano grueso con megacristales de microclino estirados y abundante biotita formando cintas alargadas. Rossi *et al.* (1999) determinaron que la deformación en el extremo noroccidental de la sierra se produjo en niveles profundos con paragénesis minerales en facies de anfibolitas (cianita-sillimanita-granate), cuyo pico metamórfico habría alcanzado 650 - 700 °C y presiones de 6,5 - 8 kbar. A lo largo de las zonas que sufrieron mayor deformación se desarrollan fajas de cizalla compuestas por protomilonitas y milonitas. Estas son numerosas y tienen espesores variables entre decenas de metros hasta varios kilómetros. La orientación de las fajas, como así también su esquistosidad milonítica y la foliación de los granitos gnéisicos, es NNO-SSE, con inclinaciones de alto ángulo hacia el este. Indicadores cinemáticos definen movimientos principalmente compresivos a lo largo de las fajas, con cabalgamientos de bloques hacia el oeste (López *et al.*, 1996). Limitando el Granito Huaco hacia el NE afloran granitoides con una deformación similar al Ortogneis Antinaco pero de composición leucogranítica.

El Ortogneis Antinaco forma parte de la faja milonítica TIPa, definida por López y Toselli (1993). Esta faja se desarrolló en sectores de las sierras de Fiambalá, Copacabana, Paimán y Velasco y es reconocida como el producto de un importante evento deformativo de carácter regional. La deformación de la faja TIPa ha sido datada por Hockenreiner *et al.* (2003) en la sierra de Copacabana, mediante el método Sm-Nd sobre granate, obteniendo una edad de $402,0 \pm 2,0$ Ma.

Los granitos Huaco y Sanagasta truncan las estructuras del Ortogneis Antinaco. El contacto con los granitos es neto y no se observan modificaciones en las estructuras del Ortogneis Antinaco debidas al emplazamiento de los cuerpos graníticos.

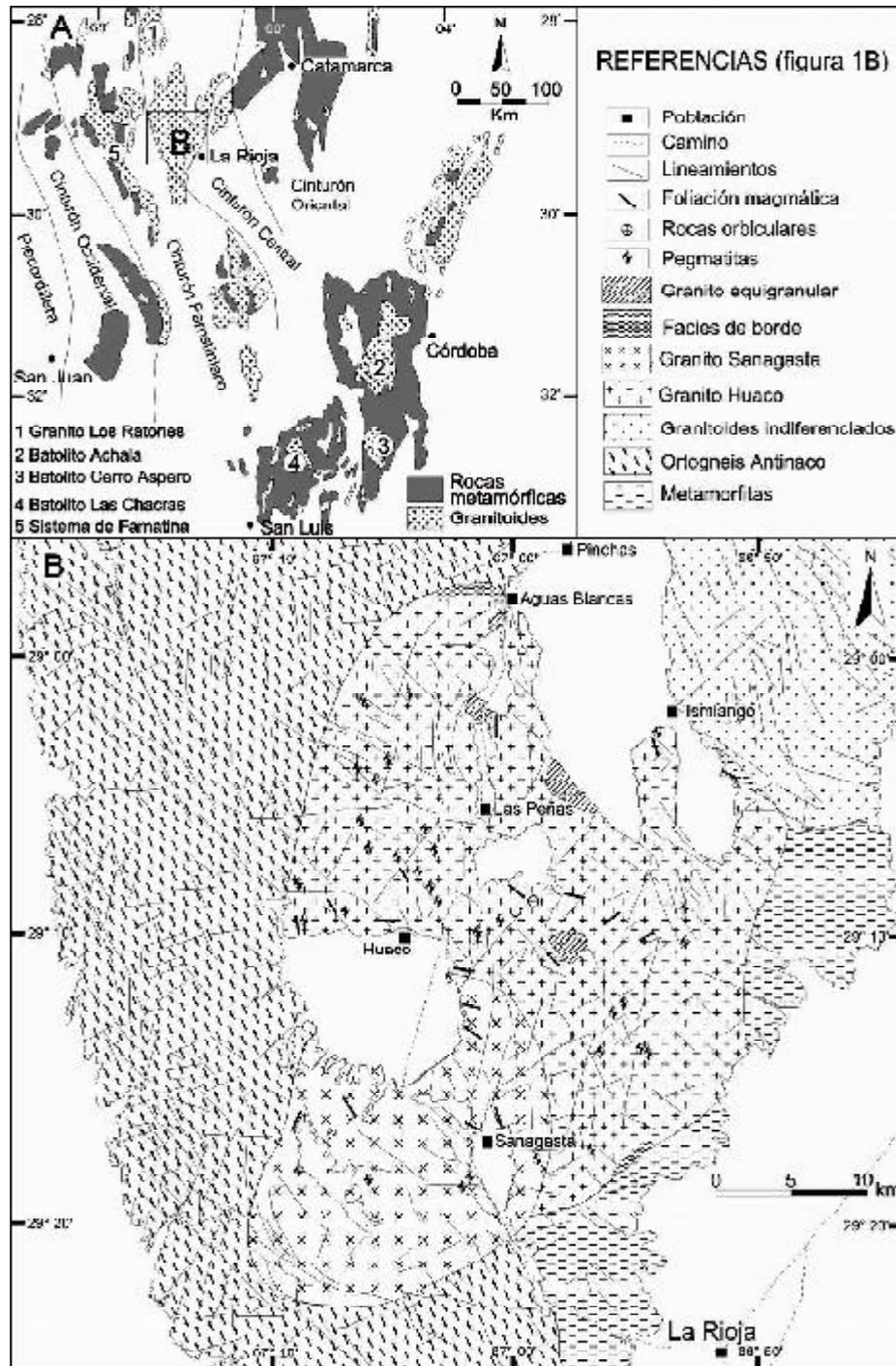


Fig. 1. A) Mapa geológico de las Sierras Pampeanas mostrando la ubicación de la zona de estudio; distribución de los cinturones magmáticos-metamórficos según Toselli *et al.* (2002); números indican granitoides mencionados en el texto. B) Mapa geológico de los granitos Huaco y Sanagasta y de las rocas encajantes.

Ubicación y extensión

Los granitos Huaco y Sanagasta se encuentran ubicados en el sector centro-oriental de la sierra de Velasco (Figura 1B). Consisten en dos cuerpos contiguos de formas aproximadamente elipsoidales. El Granito Huaco es el de mayores dimensiones, con ejes de 40 x 30 km y una superficie aflorante de 620 km². El Granito Sanagasta tiene dimensiones de 25 x 15 km y un área aflorante de 240 km². No se observan relaciones intrusivas claras entre los granitos, siendo el contacto entre ambos difícil de distinguir en el campo debido a sus similitudes mineralógicas y texturales. No se han encontrado contactos netos observándose comúnmente un pasaje gradacional entre los dos cuerpos.

Petrografía

Los granitos se caracterizan por su textura porfírica y por carecer de deformación (Figura 2A y B). La litología dominante es la de monzogranito biotítico. Contienen enclaves de distintos tipos (Figura 2C y D) y son intruidos por pequeños cuerpos graníticos equigranulares (Figura 2E y F). Las principales características litológicas, mineralógicas y texturales de los granitos y de las rocas asociadas son resumidas en la Tabla 1.

	Granito Huaco	Granito Sanagasta	Enclaves máficos	Enclaves félsicos	Granitos equigranulares
<i>Dimensiones</i>	40 x 30 km	25 x 15 km	< 20 cm	< 2 m	0,1 - 10 km ²
<i>Textura</i>					
tamaño de grano	medio-grueso	medio-grueso	fino	medio (grueso)	medio
megacristales (%)	25-45	25-45	---	---	---
<i>Composición</i>	sienogranito monzogranito	sienogranito monzogranito	granodiorita tonalita	sienogranito (monzogranito)	monzogranito
<i>Mineralogía (%)</i>					
cuarzo	20-45	25-45	35-50	25-50	25-40
microclino	40-50	40-50	5-15	35-50	30-40
plagioclasa	15-25	15-20	20-30	5-15	15-25
biotita	5-10	5-10	15-25	1-5	2-6
muscovita	1-5	x-0,5	x-1	2-8	5-10
apatito	x-0,5	x-0,3	x-2	x	x
circón	x	x	x	x	(x)
opacos	x-0,2	x-0,2	x-1	x	x
granate	(x)	(x)	---	x	---
turmalina	---	---	---	---	(x)
fluorita	---	---	---	---	(x)
hornblenda	---	---	(x)	x indica contenidos < 0,1 %	

Tabla 1. Dimensiones, características texturales, litología y mineralogía de los granitos Huaco y Sanagasta y de las rocas asociadas.

Granito Huaco. El Granito Huaco es de coloración gris clara y consiste en monzo a sienogranitos de dos micas, predominando la biotita. Presenta una textura inequigranular porfírica, proporcionada por megacristales de microclino peritítico en una matriz de grano grueso a medio (Figura 2A).

Las características texturales del Granito Huaco son muy homogéneas en toda su extensión salvo en algunos sectores cercanos al borde (Figura 1B), donde la textura se hace más fina y la proporción y tamaño de los megacristales disminuye, indicando bordes de enfriamiento.

Los megacristales son de color blanco y tienen tamaños variables entre 1,5 a 12 cm, predominando

los de 2,5 a 4,5 cm. Su abundancia varía entre 20 y 40% y la distribución es generalmente homogénea. Presentan formas euhedrales a subhedrales, con maclas de tipo periclino-albita y Carlsbad y contienen usualmente pertitas en forma de venillas y más raramente como parches (Figura 3A). Son comunes las inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa euhedral y biotita, generalmente dispuestos formando zonas paralelas a los bordes del megacristal (Figura 3A). Varias características de los megacristales indican que éstos tienen un origen magmático primario, como ser formas euhedrales, alineación de los megacristales, inclusiones distribuidas zonalmente y tamaño pequeño de las mismas (Vernon, 1986). La gran mayoría de los megacristales son de microclino, encontrándose ocasionalmente megacristales de plagioclasa y cuarzo menores a 2 cm.

Los megacristales se encuentran orientados determinando una lineación y foliación magmática primaria. La lineación suele estar bien desarrollada mientras que la foliación es difícil de reconocer. La inclinación de los megacristales es generalmente sub-horizontal mientras que su orientación varía según la ubicación en el cuerpo granítico (Figura 1B). En los sectores cercanos al borde del granito los megacristales suelen estar orientados paralelamente al mismo.

La matriz está compuesta por cuarzo > plagioclasa > microclino > biotita > muscovita > apatito > opacos > circón. Tiene textura inequigranular, bimodal a seriada, de grano medio a grueso. Los minerales félsicos suelen tener mayor tamaño que los minerales accesorios.

El cuarzo es anhedral, tiene formas irregulares y suele ocupar los intersticios vacantes, indicando una cristalización tardía. Su granulometría es variable entre 0,3 y 10 mm.

La plagioclasa se encuentra como tablillas subhedrales, en ocasiones zonadas y con maclas polisintéticas. Presenta tamaños variables entre 0,3 y 6 mm. El intercrecimiento de cuarzo vermicular y plagioclasa en contacto con feldespato alcalino generando mirmequitas sólo se presenta en raras ocasiones.

A diferencia de los megacristales, el microclino de la matriz tiene formas más irregulares y anhedrales y contiene pocas inclusiones. Al igual que los megacristales, presenta maclas periclino-albita, generalmente bien desarrolladas, y las pertitas son muy comunes. El tipo más frecuente es el vermiforme o en cordones. Menos abundantes son las pertitas con forma de parches.

Los minerales accesorios generalmente se encuentran agrupados, unos incluidos en otros o en íntimo contacto. La biotita es el mineral accesorio más abundante. Su granulometría es variable, comúnmente inferior a 5 mm y suele encontrarse agrupada formando nidos o paquetes laminares de hasta 1,2 cm. Presenta contornos subhedrales a euhedrales y es característico su hábito laminar y su pleocroismo. Es común su asociación con muscovita y habitualmente contiene inclusiones de circón y apatito, generándose, cuando estos son abundantes, una textura poiquilitica (Figura 3B). La muscovita es menos abundante, más pequeña y casi siempre se encuentra asociada con la biotita.

El apatito es relativamente abundante y sus cristales son pequeños (< 1,5 mm), generalmente equidimensionales y subhedrales e incluidos en biotita (Figura 3B). Más raramente tienen formas de prismas alargados y se encuentran incluidos en plagioclasa. El circón se encuentra como cristales muy pequeños (<200µm) euhedrales, con formas bipiramidales, comúnmente incluidos en biotita (Figura 3B). En algunas muestras se ha observado pequeños cristales euhedrales de granate asociados a biotita. También asociados a biotita se encuentran escasos minerales opacos, generalmente consistente en ilmenita formando cristales euhedrales pequeños (<0,25 mm).

Granito Sanagasta. El Granito Sanagasta tiene características petrográficas y texturales similares al Granito Huaco. Al igual que éste, no se encuentra deformado y tiene textura porfirica con una matriz de grano medio a grueso y composición sieno a monzogranítica (Figura 2B).

Sin embargo, el Granito Sanagasta presenta características distintivas. Los megacristales de microclino son de color rosado, determinante en la igual coloración de la roca. Aunque escasos, los megacristales de plagioclasa son más abundantes que en el Granito Huaco y se diferencian fácilmente

por su color blanco. Comúnmente los megacrystales de microclino se encuentran manteados por plagioclasa, generando una textura tipo rapakivi (Figura 2B). Estos bordes manteados indican un reajuste composicional debido a condiciones de desequilibrio, durante el cual cesa la cristalización del microclino a expensas de la plagioclasa. Causas de este desequilibrio han sido atribuidas a ascenso sub-isotérmico del magma (Eklund y Shebanov, 1999) o a inyección de magmas máficos en la cámara magmática (Muller y Seltmann, 2001). La abundancia de los minerales constituyentes de la matriz es similar al Granito Huaco a excepción de la muscovita, que está prácticamente ausente, siendo biotita el único accesorio abundante.

Enclaves. Tanto el Granito Huaco como el Granito Sanagasta contienen enclaves de distinta naturaleza: microgranulares máficos, félsicos y de milonitas.

Los enclaves microgranulares máficos corresponden a tonalitas muy ricas en biotita. Son de color negro y pequeños, teniendo tamaños por lo general inferiores a 20 cm (Figura 2C). Suelen tener formas ovaladas y bordes redondeados, estando ocasionalmente muy estirados paralelamente al flujo magmático. Comúnmente se encuentran parcialmente asimilados y contienen megacrystales de microclino o cristales de la matriz del granito porfirico encajante (Figura 2C). Presentan textura equigranular a inequigranular de grano fino a muy fino (0,1 a 0,5 mm). La biotita suele ser el mineral predominante (25 a 50%). Le siguen en abundancia plagioclasa y cuarzo, en proporciones muy variables. En algunos enclaves máficos se ha reconocido escasa hornblenda.

Los enclaves félsicos son de color blanco a rosado pálido y tienen composiciones sienograníticas (Figura 2D). Son menos abundantes que los enclaves máficos pero tienen mayor tamaño, pudiendo alcanzar los 2 m. Tienen formas irregulares u ovaladas, bordes generalmente redondeados y suelen estar orientados paralelos al flujo magmático. Tienen textura equigranular de grano fino a medio. Los minerales predominantes son cuarzo anhedral y microclino peritítico. La biotita es muy escasa, otorgándole a la roca un aspecto de leucogranito. La muscovita es también escasa y el apatito y el circón, prácticamente ausentes, están asociados a biotita. Se encuentra granate con formas euédrales y tamaños que no superan 1 mm.

En el sector próximo al borde NE del Granito Huaco se han encontrado enclaves de milonitas correspondientes a la roca de caja. También han sido observados enclaves de este tipo en el sector central del Granito Huaco, sugiriendo que estos afloramientos corresponden a sectores cercanos al techo del cuerpo granítico.

Granitos equigranulares. Los granitos Huaco y Sanagasta contienen varios pequeños cuerpos graníticos equigranulares (Figura 1B). Estos por lo general tienen una composición similar a los granitos porfiricos que los contienen pero no presentan megacrystales y son de grano más fino (Figura 2E). Habitualmente contienen menor cantidad de biotita y circón y algunos presentan turmalina y fluorita. Sus dimensiones varían desde muy pequeños, menores a 1 km², hasta cuerpos mayores de más de 10 km². Presentan contactos rectos y netos con el granito encajante (Figura 2F), en ocasiones emitiendo diques que cortan al mismo, y contienen enclaves angulosos del granito porfirico, indicando que son intrusivos posteriores.

Pegmatitas. Los granitos Huaco y Sanagasta contienen abundantes aplitas y pegmatitas. Las aplitas tienen espesores reducidos y consisten en diques rectos que cortan en forma neta el granito porfirico. Tienen un tamaño de grano fino (0,1 a 1,5 mm) y una mineralogía sencilla compuesta por cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita y muy escasa biotita.

Las pegmatitas son estériles o berilíferas. Estas últimas (Figura 1B) conforman el Distrito Velasco de la Provincia Pegmatítica Pampeana, definida por Galliski (1993). Dicho autor, basándose en el esquema de Cerný (1991), las clasifica como pertenecientes a la clase de elementos raros, tipo berilo,

sub-tipo berilo-columbita-fosfato. Varias pegmatitas de la zona han sido explotadas por berilo, mientras que unas pocas por columbita-tantalita y wolframita.

Las pegmatitas tienen formas globulares, elípticas a irregulares, y dimensiones relativamente reducidas. Ricci (1971) señala que sus potencias oscilan entre los 2,50 y 30 m, variando las longitudes entre 7 m y más de 200 m. Los cuerpos tienen rumbos predominantes NNO-SSE y NO-SE, siendo sus inclinaciones más frecuentes subverticales a verticales. Presentan estructura zonada, siendo las zonas de cuarzo, microclino y cuarzo-microclino las de mayor desarrollo. Comúnmente exhiben bordes aplíticos. Los minerales de importancia económica se concentran en zonas ricas en cuarzo-microclino o microclino, y ocupan indistintamente partes externas o internas del cuerpo.

La gran mayoría de las pegmatitas están compuestas por cuarzo, microclino y albita, siendo muy usuales las texturas gráficas y mirmequíticas. El accesorio principal es la muscovita, seguido de la biotita. Además, es muy común el berilo y en menor medida fosfatos (triplita y apatito), turmalina, espodumeno, wolframita, columbita-tantalita y granate. Se encuentra también heliodoro y aguamarina, variedades gemológicas del berilo (Sardi, 2003). Tanto en las pegmatitas como en el granito porfírico, se encuentran pequeñas cavidades miarolíticas recubiertas por cuarzo y, en ocasiones, turmalina.

Rocas Orbiculares. En la zona central del Granito Huaco se han reconocido dos pequeños cuerpos de granitos orbiculares (Figura 1B). El cuerpo mayor contiene orbículas abundantes y bien desarrolladas, descritas por primera vez por Quartino y Villar Fabre (1962), mientras que el menor presenta características de “semi-desarrollo”, por lo que se lo puede considerar como un cuerpo “proto-orbicular”.

El cuerpo orbicular mayor tiene dimensiones de aproximadamente 65 x 15 m y está en contacto neto con el granito porfírico encajante. Consiste en orbículas ovoidales inmersas en una matriz de grano variable (Figura 2G), desde aplítica a pegmatítica, siendo más común esta última. Las orbículas tienen dimensiones máximas variables entre 3 y 20 cm. Presentan una estructura interna consistente en un megacrystal de microclino central parcial o totalmente reemplazado a plagioclasa rodeado por diversas capas de plagioclasa radial y biotita en disposición concéntrica (Figura 2H). Esta estructura interna y el hábito de crecimiento radial de la plagioclasa refleja una cristalización centrífuga bajo condiciones de rápido enfriamiento a partir del megacrystal de microclino central, probablemente proveniente del granito porfírico envolvente. El reemplazo del microclino del núcleo por plagioclasa puede atribuirse a un fenómeno de albitización, lo cual sugiere que las orbículas se formaron en un ambiente pegmatítico rico en sodio. El cuerpo “proto-orbicular” presenta características similares al cuerpo mayor aunque la abundancia y tamaño de las orbículas es menor y su desarrollo interno es incompleto.

Susceptibilidad magnética

Se realizaron mediciones de la susceptibilidad magnética (SM) de los granitos Huaco y Sanagasta mediante un Kappameter KT-9. La SM indica la cantidad de magnetita en el granito y es además una estimación de la fugacidad de oxígeno del mismo. Los valores obtenidos son muy bajos para ambos granitos (Figura 4). En general, los valores de SM son mayores en el Granito Sanagasta (promedio de $0,10 \times 10^{-3}$ SI) que en el Granito Huaco (promedio de $0,06 \times 10^{-3}$ SI), indicando probablemente un contenido levemente superior de magnetita en el Granito Sanagasta. Siguiendo el límite propuesto por Takahashi *et al.* (1980) para la división de las series ilmenita y magnetita (3×10^{-3} SI), inicialmente definidas por Ishihara (1977), ambos cuerpos corresponden a granitos de la serie de ilmenita (de baja fugacidad).

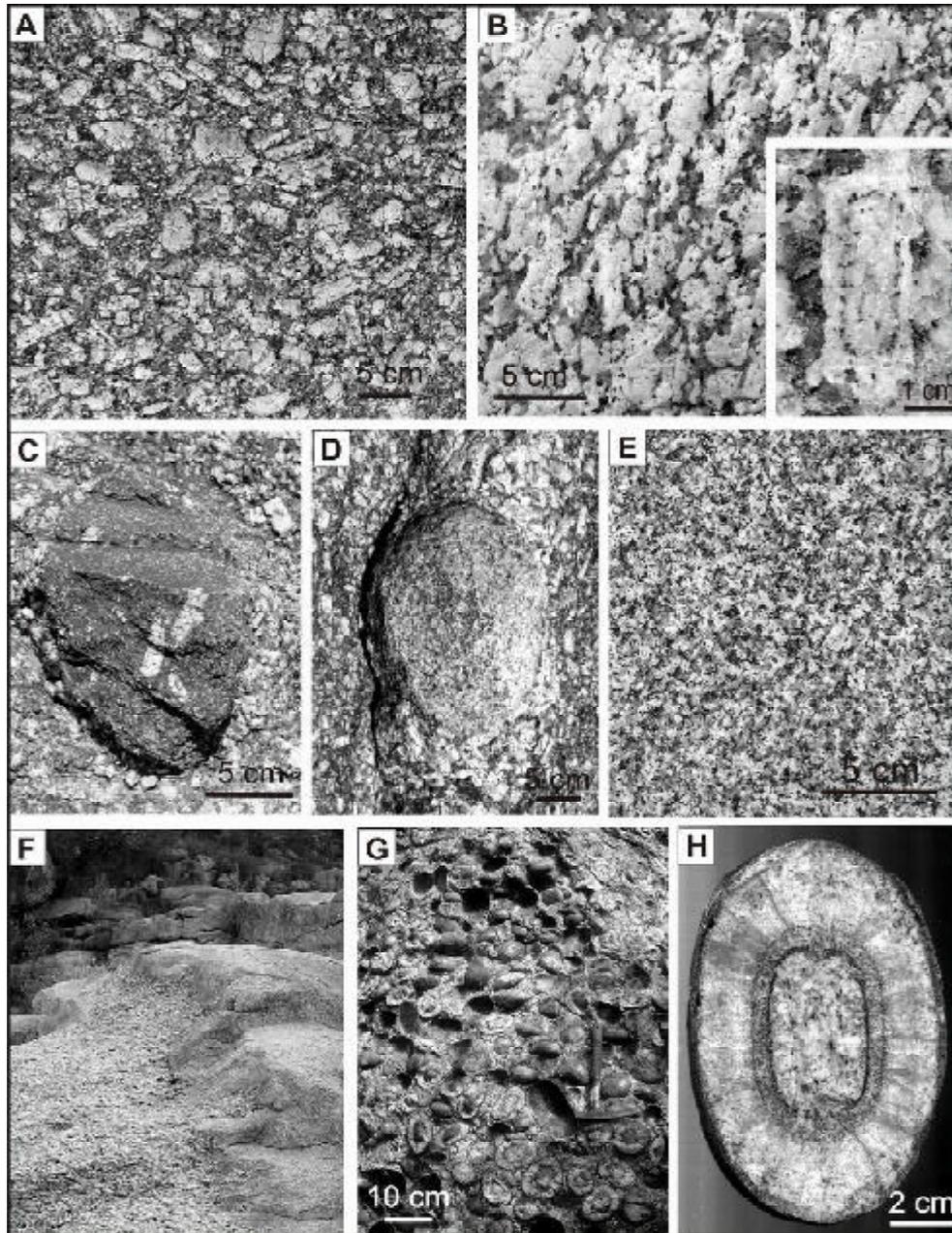


Fig. 2. A) Afloramiento del Granito Huaco con típica textura porfírica de grano grueso. B) Afloramiento del Granito Sanagasta con abundantes megacristales de microclino; en el recuadro, textura manteada dada por plagioclasa rodeando megacristal de microclino. C) Enclave máfico redondeado, de grano fino, conteniendo megacristales provenientes del granito porfírico hospedante. D) Enclave félsico redondeado, de grano fino, con acumulación de megacristales del granito porfírico hospedante en sus bordes. E) Afloramiento de granito equigranular con textura de grano medio. F) Contacto neto entre Granito Huaco (izquierda) y granito equigranular (derecha). G) Afloramiento de roca orbicular consistente en orbículas ovoidales inmersas en una matriz pegmatítica. H) Corte pulido de una orbícula en el que se observa las capas concéntricas biotíticas y de plagioclasa y la disposición radial de los cristales de plagioclasa en la capa externa.

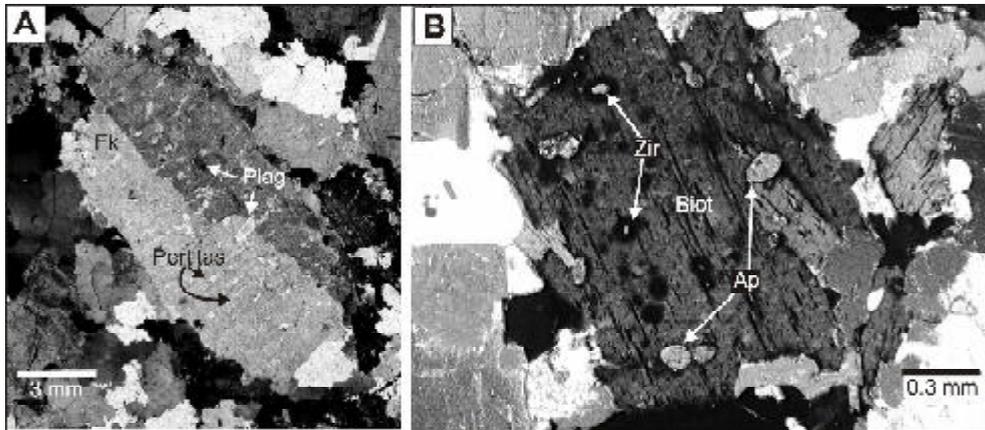


Fig. 3. Imágenes a nicos cruzados de cortes delgados del Granito Huaco. A) Megacristal de microclino con macla Carlsbad, pertitas vermiformes e inclusiones de plagioclasa; B) Cristal de biotita con textura poiquilítica debida a inclusiones de apatito y circón.

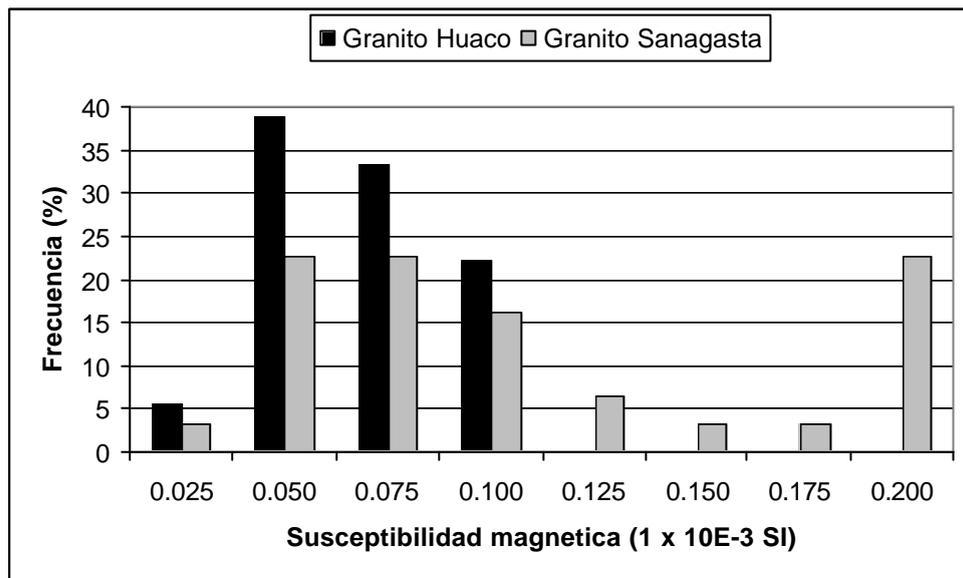


Fig. 4. Histograma de frecuencias de susceptibilidad magnética de los granitos Huaco y Sanagasta.

Geoquímica

Los análisis químicos de elementos mayores y trazas de cinco muestras, todas correspondientes al Granito Huaco, se muestran en la Tabla 2. En el diagrama AFM, las muestras definen una tendencia calco-alcalina (Figura 5A). Presentan valores en SiO_2 altos (70-74%) e índices ASI que varían entre 1,04 y 1,16 indicando una afinidad peraluminosa a fuertemente peraluminosa, como puede verse en el diagrama de saturación en alumina (Figura 5B). Son ricas en K_2O (4,9-5,9%) (Figura 5C) y pobres en Na_2O (2,8-3,2%), CaO (0,6-1,5%) y MgO (0,2-0,4%).

En el diagrama de multielementos, normalizados a corteza continental (Taylor & McLennan, 1985) (Figura 5D), la mayoría de los elementos presentan valores mayores al patrón. En particular,

Muestra	6290	6291	6587	6590	6619
<i>Mayores (% en peso)</i>					
SiO ₂	71.83	70.40	73.94	73.99	69.80
TiO ₂	0.25	0.20	0.23	0.22	0.40
Al ₂ O ₃	14.56	14.18	13.22	12.81	14.38
Fe ₂ O ₃ ^T	2.21	1.86	2.57	2.28	3.35
MnO	0.06	0.06	0.07	0.04	0.06
MgO	0.31	0.26	0.24	0.30	0.41
CaO	0.68	0.62	0.88	0.91	1.51
Na ₂ O	3.20	3.06	2.88	2.79	3.12
K ₂ O	5.56	5.85	5.32	4.91	5.46
P ₂ O ₅	0.28	0.32	0.15	0.22	0.40
LOI	1.03	0.80	0.98	0.96	1.16
Total	99.97	97.61	100.48	99.43	100.05
A/CNK	1.16	1.13	1.09	1.11	1.04
<i>Elementos trazas (ppm)</i>					
Rb	410	397	457	343	369
Ba	249	241	185	181	301
Sr	56	57	46	49	73
Nb	25	20	45	30	38
Hf	6	5	7	5	10
Zr	185	164	221	182	392
Y	31	27	66	37	44
Th	25	23	45	29	42
U	7	7	16	10	8
<i>Tierras Raras (ppm)</i>					
La	34.30	31.50	47.40	30.20	63.60
Ce	74.90	69.80	107.00	66.00	139.00
Pr	8.49	7.81	12.80	8.27	16.70
Nd	31.30	28.90	45.80	29.60	62.50
Sm	6.97	6.39	10.90	6.98	13.40
Eu	0.81	0.83	0.82	0.73	1.46
Gd	6.09	5.44	9.54	6.23	10.90
Tb	1.05	0.96	1.95	1.28	1.83
Dy	5.64	5.03	12.00	7.36	9.74
Ho	1.00	0.89	2.25	1.23	1.64
Er	2.68	2.39	5.99	2.96	4.11
Tm	0.38	0.31	0.97	0.44	0.57
Yb	2.09	1.86	5.58	2.57	3.38
Lu	0.30	0.26	0.74	0.33	0.44

Tabla 2. Análisis químicos del Granito Huaco.

se destacan las fuertes anomalías positivas de Rb, Th, U y Ta y las anomalías negativas de Ba y Sr. En el diagrama de las tierras raras, normalizadas a corteza continental (Taylor & McLennan, 1985) (Figura 5E), se puede distinguir una fuerte anomalía negativa del Eu, sugiriendo fraccionación de plagioclasa en la fuente. La concentración en tierras raras total es en promedio de 219 ppm.

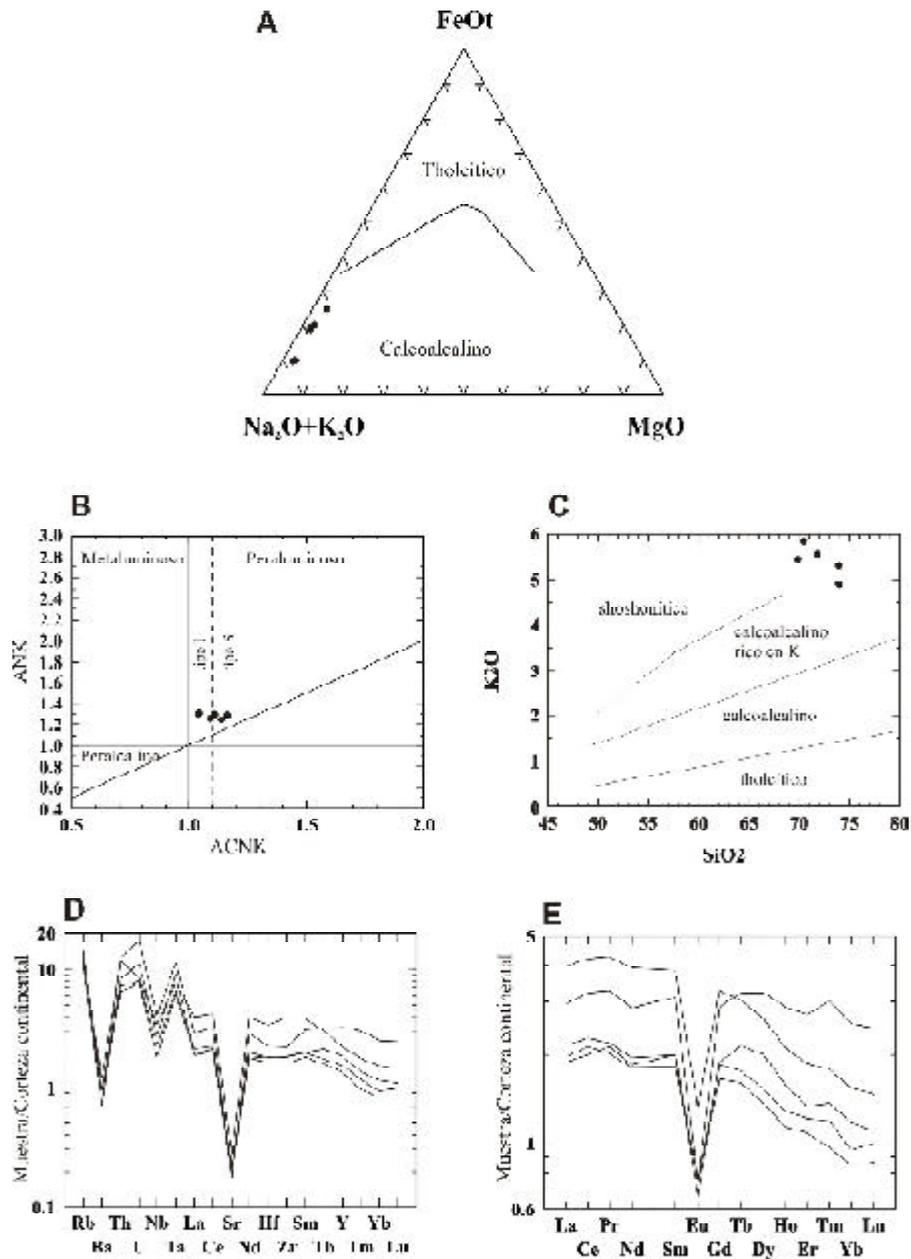


Fig. 5. Diagramas geoquímicos. A) Diagrama AFM con división de Irvine y Baragar (1971). B) Diagrama de aluminosidad de Maniar y Piccolli (1989) con división de granitos S e I (línea punteada), valor ASI = 1,1, según Chappell y White (1974). C) Diagrama de K₂O vs SiO₂ con divisiones de Le Maitre *et al.* (1989). D) Diagrama spider de elementos trazas normalizados a corteza continental de Taylor y McLennan (1985). E) Diagrama de tierras raras normalizados a corteza continental de Taylor y McLennan (1985).

Discusión

Edad relativa. Las relaciones entre los granitos, el Ortogneis Antinaco y la cubierta sedimentaria permiten restringir la edad de las intrusiones. Los granitos carecen de indicios de deformación en toda su extensión. Las fajas miloníticas del Ortogneis Antinaco son truncadas por los granitos y además estos contienen enclaves miloníticos. Estas observaciones indican que los granitos Huaco y Sanagasta son post-deformacionales respecto a la deformación del Ortogneis Antinaco, la cual puede correlacionarse con la deformación de la faja TIPA. Por lo tanto, la edad de deformación de la faja TIPA de $402,0 \pm 2,0$ Ma obtenida por Hockenreiner *et al.* (2003) puede considerarse como una edad máxima para estos granitos. Por otro lado, la presencia de sedimentos del Grupo Paganzo, de edad Carbonífera Tardía Tardía (Carrizo *et al.*, 2004), apoyados en forma discordante sobre el Granito Sanagasta en los alrededores de la localidad de Sanagasta, determinan una edad mínima.

Los granitos San Blas y Asha, ubicados en el extremo norte de la sierra de Velasco, han sido datados por Báez *et al.* (2004b) mediante U-Pb en circones y monacitas dando edades de 334 ± 5 Ma y 342 Ma respectivamente. Este granito presenta características petrográficas y relaciones con las rocas encajantes (el Ortogneis Antinaco) muy similares a lo observado en los granitos Huaco y Sanagasta (Baez *et al.*, 2002), lo cual sugiere que dichos granitos posiblemente corresponden a un mismo evento magmático de edad Carbonífera.

Emplazamiento. La determinación del mecanismo de emplazamiento de cuerpos graníticos requiere de detalladas observaciones y buenos afloramientos, especialmente en las zonas de contacto con la roca encajante. En el caso de los granitos Huaco y Sanagasta, estos sectores son generalmente de difícil acceso y presentan pobres afloramientos. Sin embargo, algunas observaciones permiten realizar consideraciones sobre el nivel y el mecanismo de emplazamiento de los granitos.

El Granito Huaco intruyó metamorfitas de bajo grado, sugiriendo un emplazamiento en niveles corticales someros. Características internas de los granitos son consistentes con un emplazamiento superficial, como ser márgenes de enfriamiento y cavidades miarolíticas (Clarke, 1992) y pegmatitas de elementos raros (berilio) (Cerny, 1991).

La falta de deformación interna de los granitos, su relación discordante con la roca de caja y la ausencia de deformación y modificación de las estructuras de la roca de caja sugieren un emplazamiento pasivo en un ambiente post-tectónico. Además, la forma sub-circular de los cuerpos graníticos indica que los esfuerzos magmáticos prevalecieron sobre los esfuerzos regionales (Pinotti *et al.*, 2002). Un posible mecanismo acorde con estas observaciones es la intrusión a través de fracturas (Shaw, 1980) y expansión vertical y lateral mediante stoping (Daly, 1903; Daly 1933; Marsh, 1982), como fue propuesto por Pinotti *et al.* (2002) para los plutones del batolito Cerro Aspero en las sierras de Córdoba, de características similares a los granitos Huaco y Sanagasta.

Ambiente tectónico. La intrusión de grandes volúmenes de magma en forma pasiva implica la presencia de condiciones estructurales favorables para la generación de espacio ya que la fuerza interna del magma suele no ser suficiente para permitir su ascenso y emplazamiento (Vigneresse, 1995). Condiciones tectónicas distensivas son las más adecuadas para permitir el emplazamiento de granitos en forma pasiva hasta niveles someros de la corteza.

Los granitos Huaco y Sanagasta se emplazaron posteriormente a la deformación de la Faja TIPA, la cual ha sido atribuida a un evento colisional (Toselli *et al.*, 1996; Hockenreiner *et al.*, 2003). Eventos colisionales son comúnmente seguidos por etapas post-colisionales en donde predomina el régimen tectónico extensional (Bonin, 2004). Numerosos autores señalan que esta etapa es propicia para el emplazamiento de grandes cuerpos graníticos (Sylvester, 1998; Barbarin, 1999; Bonin, 2004).

En la sierra de Velasco, López (2004, en prensa) y López *et al.* (2004) han observado en las fajas miloníticas del Ortogneis Antinaco evidencias de movimientos distensivos de carácter frágil posteriores a los movimientos compresivos principales. Estos esfuerzos distensivos someros pueden correlacionarse con una tectónica extensional post-orogénica. Por otro lado, la foliación magmática sub-horizontal dominante en los granitos Huaco y Sanagasta es típica de plutones emplazados en ambientes extensionales (Vigneresse, 1995) y es consistente con un modelo de expansión lateral.

Génesis. La escasa cantidad de datos geoquímicos y la falta de análisis isotópicos impide realizar estudios petrogenéticos de detalle. No obstante, es posible esbozar algunas consideraciones.

Los granitos Huaco y Sanagasta tienen características mineralógicas y geoquímicas indicativas de granitos tipo S (Chappell y White, 1974): contienen muscovita y granate y carecen de hornblenda y titanita; pertenecen a la serie de ilmenita; presentan poca variación composicional y parecen tener un rango alto y restringido de SiO_2 ; son peraluminosos, con un índice ASI > 1,1 en tres de las cinco muestras analizadas; son ricos en K_2O y Rb y pobres en Na_2O , CaO y Sr; tienen más de 1% de corindón normativo (1,4-2,7).

Los únicos metasedimentos aflorantes en las cercanías de los granitos corresponden a la Formación La Cébila. Hasta el momento, se carece de datos geoquímicos de estos metasedimentos que permitan modelar su posible contribución como material fuente de los granitos. Tradicionalmente se considera que los granitos tipo S provienen exclusivamente de fuentes metasedimentarias (White y Chappell, 1977; Chappell *et al.*, 1987). Sin embargo, numerosos trabajos recientes concluyen que para satisfacer la composición geoquímica e isotópica de estos granitos es necesario el aporte de magmas de composición basáltica provenientes del manto (Collins, 1996; Healy *et al.*, 2004). Este modelo de contribución máfica es consistente con datos experimentales (Patiño Douce, 1995; Patiño Douce, 1999; Castro *et al.*, 1999) y además permite explicar la presencia de enclaves máficos en granitos tipo S (Elburg, 1996; Mass *et al.*, 1997; Waight *et al.*, 2000, 2001).

Existen básicamente dos mecanismos que explican la generación de fundidos graníticos en el ambiente post-colisional. El primero consiste en fusión cortical por descompresión debido a la exhumación, en la etapa post-colisional, de una corteza engrosada y calentada por decaimiento radioactivo durante la etapa colisional (Le Fort *et al.*, 1987; Thompson y Connolly, 1995; Sylvester, 1998). Este mecanismo no es adecuado para explicar el origen de los granitos Huaco y Sanagasta ya que comúnmente genera granitos pequeños y de composición leucogranítica (Sylvester, 1998), que según Patiño Douce (1999) son los únicos de origen exclusivamente cortical. El segundo mecanismo consiste en fusión de la corteza mediante el aporte calórico del manto debido a un ascenso astenosférico después de procesos de delaminación litosférica (Black y Liégeois, 1993) o "slab break-off" (Davies y von Blanckenburg, 1995). Se generan volúmenes importantes de granitos con características parecidas a los granitos Huaco y Sanagasta, como son algunos granitoides Hercínicos y del Lachlan Fold Belt (Sylvester, 1998). Además, este mecanismo es consistente con la participación de magmas máficos.

Consideraciones regionales. La edad interpretada y las características petrográficas de los granitos Huaco y Sanagasta permitiría correlacionarlos con el último evento magmático del Ciclo Famatiniano, que en las Sierras de San Luis corresponderían a una etapa post-orogénica (Llambías *et al.*, 1998). Alternativamente, Simms *et al.* (1998) consideran que los eventos magmáticos y metamórficos ocurridos durante el Devónico - Carbonífero en las Sierras de Córdoba y San Luis corresponden a un nuevo ciclo no relacionado con el Famatiniano que denominan Achaliano.

Los granitos Devónicos - Carboníferos son numerosos en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y en las sierras de Córdoba y San Luis. Ejemplos incluyen los batolitos de Achala y Cerro Aspero en

las sierras de Córdoba, el batolito Las Chacras y plutones menores (Renca, La Totorá, El Morro, etc.) en la sierra de San Luis y el granito Los Ratones en la sierra de Fiambalá. Estos granitos presentan numerosas similitudes con los granitos Huaco y Sanagasta: son cuerpos post-deformacionales con formas circulares a ovaladas, de emplazamiento somero en corteza superior frágil y de composición predominantemente monzogranítica porfírica rica en potasio (Lira y Kirschbaum, 1990; Pinotti *et al.*, 2002; Llambías *et al.*, 1998; Grissom *et al.*, 1998). Todos estos granitos se emplazaron al este del arco Famatiniano en un ambiente post-orogénico o de intraplaca bajo un régimen tectónico extensional (Llambías *et al.*, 1998; Pinotti *et al.*, 2002).

Conclusiones

- Los granitos Huaco y Sanagasta constituyen dos cuerpos ígneos de grandes dimensiones emplazados en el sector centro-oriental de la sierra de Velasco. Consisten en sieno a monzo granitos porfíricos biotíticos de grano grueso. El granito Sanagasta se diferencia por el color rosado de sus megacrístales, texturas manteadas y la ausencia de muscovita.
- Los granitos Huaco y Sanagasta contienen diversas facies que deberían ser objeto de futuros estudios de mayor detalle: enclaves máficos y félsicos, cuerpos equigranulares posteriores, pegmatitas berilíferas y cuerpos orbiculares.
- Los datos geoquímicos indican que estos granitos son peraluminosos a fuertemente peraluminosos, ricos en K_2O y en varios elementos incompatibles, incluyendo las tierras raras. Las mediciones de susceptibilidad magnética permiten clasificarlos como granitos de la serie de ilmenita.
- La ausencia de deformación y las relaciones con las rocas encajantes indican que el emplazamiento de los granitos Huaco y Sanagasta es posterior a la deformación que afectó a gran parte del flanco occidental de la sierra de Velasco y que generó la Faja TIPA. Esta relación con la deformación y la supra-yacencia de sedimentos del Grupo Paganzo acota la edad de los granitos entre el Devónico inferior y el Carbonífero medio.
- Características internas y de las rocas de caja sugieren que los granitos Huaco y Sanagasta se emplazaron en niveles corticales someros en forma pasiva. Se favorece un mecanismo de ascenso por fracturas y stoping en un ambiente extensional ocurrido durante una etapa post-colisional.
- Los granitos Huaco y Sanagasta tienen similitudes mineralógicas y geoquímicas con granitos tipo S. Sin embargo, la fuente no debería necesariamente ser exclusivamente metasedimentaria, pudiendo haber participación de un componente máfico, siendo los enclaves tonalíticos posibles evidencias.
- Los granitos Huaco y Sanagasta, junto con el granito San Blas, determinan un importante evento magmático post-tectónico durante el Paleozoico superior en la sierra de Velasco que puede relacionarse con intrusiones similares en diversos sectores de las Sierras Pampeanas Noroccidentales y de Córdoba y San Luis. Este magmatismo Devónico – Carbonífero podría ser más importante que lo generalmente considerado, dada su extensión.

Agradecimientos: Agradecemos a los Dres. Alejandro Toselli y Juana Rossi por su colaboración durante diversas etapas de la realización del presente trabajo y por la evaluación crítica del manuscrito y las valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar su contenido y calidad.

Referencias

- Báez, M., Rossi de Toselli, J., Sardi, F. 2002. Consideraciones preliminares sobre los granitoides del norte de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate. Actas, II, 69-74.

- Báez, M. A., Bellos, L. I., Grosse, P., Sardi, F. G., 2004a, *en prensa*. Caracterización petrológica de la sierra de Velasco. En: Dahlquist, J., Rapela, C., Baldo, E. (Eds.). Geología de la provincia de La Rioja -Precámbrico-Paleozoico Inferior. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación especial N. 8*.
- Báez, M. A., Basei, M. A., Toselli, A. J., Rossi, J. N., 2004b. Geocronología de granitos de la sierra de Velasco (Argentina): reinterpretación de la secuencia magmática. *Simposio 40 años de geocronología en Brasil, Sao Paulo*. Actas, 85.
- Báez, M. A. El plutón San Blas, magmatismo post-deformacional Carbonífero en la sierra de Velasco. *Este volumen*.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.
- Bellos, L., Grosse, P., Ruiz, A., Rossi, J. y Toselli, A. 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, II, 81-86.
- Bellos, L. I. Geología del sector sur de la sierra de Velasco, La Rioja. *Este volumen*.
- Black, R., Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 150, 89-98.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias* 19 (1): 2-211.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1-24.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. II Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, Vol. I: 225-291. Córdoba.
- Carrizo, H. A., Pieroni E., Georgieff, S. M., Azcuy, C. L., 2004. Fitozona de intervalo en la Formación Libertad, Carbonífero Tardío del Dique Los Sauces, Provincia de La Píoja, Argentina.
- Castro, A., Patiño Douce, A. E., Corretgé, L. G., de la Rosa, J. D., El-Biad, M., El-Hmidi, H., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian Massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 255-276.
- Cerný, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, Vol. 18 (2): 49-67.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborne, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.* 28, 1111-1138.
- Clarke, D. B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall, London.
- Collins, W.J., 1996. Lachlan fold belt granitoids: products of three-component mixing. *Trans. R. Soc. Edinb.* 87, 171-181.
- Daly, R. A., 1903. The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science* 16, 107-126.
- Daly, R. A., 1933. *Igneous rocks and the depths of the Earth*. McGraw-Hill, New York.
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.* 129, 85-102.
- Elburg, M.A., 1996. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Lithos* 26, 115-134.
- Eklund, O., Shebanov, A. D., 1999. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research* 95, 129-146.
- Espizúa, S., Caminos, R., 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, Provincias de Catamarca y La Rioja. *Boletín de la Academia de Ciencias, Córdoba*. Tomo 53: 125-142.
- Galliski, M., 1993. La provincia pegmatítica Pampeana I: tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49 (1-2): 99-112.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 5 (3): 81-110.
- González Bonorino, F. 1951. Una nueva formación Precámbrica en el noroeste Argentino. *Comunicaciones Científicas. Museo de La Plata*. N° 5.
- Grisson, G.C., Debari, S.M., Lawrence, W.S., 1998. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications for Early Palaeozoic Andean tectonics. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.). The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 142, 297-323.
- Grosse, P., Bellos, L., Báez, M., Rossi de Toselli, J., Toselli, A., 2003. Ordovician magmatism of the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. In: Albanesi, G., Beresi, M. & Peralta, S. (Eds.): Ordovician from the Andes. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 17: 223-226.
- Healy, B., Collins, W. J., Richards, S.W., 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example. *Lithos* 78, 197-216.
- Höcknerreiner, M., Söllner, F., Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary

- between Famatinian and Pampean systems (NW-Argentina). *Journ. South Am. Earth Sci.* Vol. 16, Issue 1: 45-66.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27, 293-305.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286, 737-764.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134, 39-57.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lamiere, J., Le Bas, M. J., Sabine, M. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B. (Eds.). A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomisión on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Science*, Oxford.
- Lira, R., Kirschbaum, A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. In: Kay, S., Rapela, C. (Eds.). *Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper* 241, 67-76.
- Llambías, E. J., Sato, A. M., Ortiz Suárez, A., Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.). *The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications*, 142, 325-341.
- López, J., Toselli, A., 1993. La faja milonítica Tipa: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino*, Actas 3: 39-42. Mendoza.
- López, J., Durand, F., Toselli, A., 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., 2004, *en prensa*. Evidencias de dos eventos deformacionales en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En: Dahlquist, J. A. (Ed.). *Geología de la provincia de La Rioja -Precámbrico-Paleozoico Inferior. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación especial N. 8*.
- López, J., Bellos, L., Grosse, P., 2004. Análisis estructural y geométrico de zonas de cizalla en la sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Argentina. *XII Reunión de Microtectónica y Geología Estructural*, Cafayate. Actas.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 635-643.
- Marsh, B. D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808-855.
- Mass, R., Nicholls, I.A., Legg, C., 1997. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite: geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. *J. Petrol.* 38, 815-841.
- Müller, A., Seltmann, R., 2001. Textural and mineral-chemical evidence of an Upper Carboniferous rapakivi granite in the Erzgebirge/Krušné Hory. In: A. Piestrzynski et al. (Eds.): *Mineral deposits at the beginning of the 21st century. Proceedings of the Joint Sixth Biennial SGA-SEG Meeting*, Krakow. *Swets & Zeitlinger Publishers, Lisse*, pp. 461-464.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y 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.
- Patiño Douce, A.E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high Al basalt with metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.* 100, 15623-15639.
- Patiño Douce, A. E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J. L. (Eds.). *Understanding granites: integrating new and classical techniques. Geological Society, London, Special Publications* 168, 55-75.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J., Llambías, E.J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 251-265.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J., 1962. El cuerpo granítico orbicular precámbrico de la Pampa de los Altos, sierra de Velasco. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* t. XVIII, n. 1-2, pp. 11-41.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C. y Saavedra, J., 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fertil and the Velasco Batholith. *Third South American Symposium on Isotope Geology (III SSAGI)*. Pucón, Chile. Artículo 616: 1-4 (CD).
- Ricci, H., 1971. *Geología y evaluación preliminar de las pegmatitas de la sierra de Velasco, departamento Capital, Sanagasta y Castro Barros, La Rioja*. Dirección Provincial de Minería. 50 pp. (inédito).
- Rossi, J. N., Toselli, A. J., López, J. P., 1999. Deformación y metamorfismo en el noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, FET 7/8: 839-850.
- Sardi, F. G., 2003. Heliodoro y aguamarina en la sierra de Velasco, La Rioja. VI Jornadas de Comunicaciones. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo - UNT. Serie Monográfica y Didáctica* N. 42, 93.
- Shaw, H. R., 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: Hargraves, R. B. (Ed.). *Physics of magmatic processes*, Princeton University Press, 201-264.

- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G., Stuart-Smith, P.G., 1998. U–Pb, Th–Pb and Ar–Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean Margin of Gondwana, *Geological Society of London, Special Publication* 142, 259-281.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29-44.
- Takahashi, M., Aramaki, S., Ishihara, S., 1980. Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology Special Issue* 8, 13–28.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell*.
- Thompson, A.B., Connolly, J.A.D., 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrologic constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *J. Geophys. Res.* 100, 15565–15579.
- Toselli, A., Aceñolaza F., Rossi de Toselli, J. N., 1986. A proposal for the systematization of Upper Precambrian - Lower Palaeozoic basement in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I. Heft 9/10*: 1227-1233. Stuttgart.
- Toselli, A. J., Durand, F. R., Rossi de Toselli, J. N., Saavedra, J., 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires. Actas V: 443-462.
- Toselli, A., Rossi, J., Sardi, F., López, J., Báez, M., 2000. Caracterización petrográfica y geoquímica de granitoides de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *17 geowissenschaftliches lateinamerika - kolloquium (17 LAK)*. Revista Profil 18:38. Actas en CD (6 págs) Stuttgart. Alemania.
- Toselli, A. J., Sial, A. J., Rossi, J. N., 2002. Ordovician magmatism of the Sierras Pampeanas, Sistem a Famatina and Cordillera Oriental, NW of Argentina. In: Aceñolaza, F. G. (Ed.). Aspects of the Ordovician System in Argentina. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 16: 313-326.
- Toselli, A. J., Basei, M. A., Rossi, J. N., 2003. Análisis geoquímico-geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 629-642.
- Vernon, R., H., 1986. K-feldspar megacrysts in granites: phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Sci. Rev.*, 23: 1-63
- Vigneresse, J. L. 1995. Crustal deformation and ascent of granitic magmas. *Tectonophysics*, Vol. 249, p. 187-202.
- Waight, T.E., Mass, R., Nicholls, I.A., 2000. Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 227-239.
- Waight, T.E., Mass, R., Nicholls, I.A., 2001. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Lithos* 56, 165-186.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43, 7-22.

Recibido: 23 de agosto de 2004

Aceptado: 14 de octubre de 2004